



**SULTANDAĞI FAY SİSTEMİNİN
DERİN YAPISININ MANYETOTELLÜRİK VE
GRAVİTE VERİLERİNİN İKİ BOYUTLU
TERS ÇÖZÜMÜ İLE ARAŞTIRILMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Simay GÜLER

Danışman

Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Temmuz 2023

Bu tez çalışması 22.FENBİL.03 numaralı proje ile AKÜ-BAP tarafından desteklenmiştir.

AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SULTANDAĞI FAY SİSTEMİNİN DERİN YAPISININ
MANYETOTELLÜRİK VE GRAVİTE VERİLERİNİN İKİ
BOYUTLU TERS ÇÖZÜMÜ İLE ARAŞTIRILMASI

Simay GÜLER

Danışman

Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Temmuz 2023

TEZ ONAY SAYFASI

Simay GÜLER tarafından hazırlanan “Sultandağı Sisteminin Derin Yapısının Manyetotellürik ve Gravite Verilerinin İki Boyutlu Ters Çözümü İle Araştırılması” adlı tez çalışması lisansüstü eğitim ve öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca 17 / 07 / 2023 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından **oy birliği** ile Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman	: Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK	
Başkan	: Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK	
	Afyon Kocatepe Üniversitesi,	
	Mühendislik Fakültesi	
Üye	: Dr. Öğr. Üyesi İsmail DEMİRCİ	
	Ankara Üniversitesi	
	Mühendislik Fakültesi	
Üye	: Dr. Öğr. Üyesi Can BAŞARAN	
	Afyon Kocatepe Üniversitesi	
	Mühendislik Fakültesi	

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu’nun

..... /..... /..... tarih ve

..... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

.....

Prof. Dr. İbrahim EROL

Enstitü Müdürü

BİLİMSEL ETİK BİLDİRİM SAYFASI
Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada;

- Tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
- Atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Ve bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başkibir tez çalışması olarak sunmadığımı

beyan ederim.

17/07/2023

Simay GÜLER

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

SULTANDAĞI FAY SİSTEMİNİN DERİN YAPISININ MANYETOTELLÜRİK VE GRAVİTE VERİLERİNİN İKİ BOYUTLU TERS ÇÖZÜMÜ İLE ARAŞTIRILMASI

Simay GÜLER

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK

Bu tez ve tezin desteklendiği projeler kapsamında, Sismolojiyi takiben en fazla araştırma derinliği bulunan jeofizik yöntemlerden biri olan Manyetotellürik yöntem ve Gravite yöntemi kullanılmıştır. Bu tezde, önceki çalışmalar ışığında, Sultandağı Fay Sistemi üzerinde yer alan Eber Gölü ve Akşehir Gölü arasında kalan bölgede 6 profil boyunca toplam 54 istasyonda manyetotellürik ölçümler alınmış ve zaman serisi analizi yapılmıştır. Fourier dönüşümü ile frekans ortamı Görünür özdirenç ve Empedans fazı hesaplanmıştır. Verilerde, 2B ters çözüm yapılmıştır. MT verilerinin 2B ters çözümünün yapılabilmesi için, yer elektrik doğrultusunun belirlenmiştir. Yer elektrik doğrultusuna döndürülen veriler, Afyon Kocatepe Üniversitesi, JUAM Müdürlüğü lisanslı ‘WinGLink’ yazılımı ile ters çözümü yapılmış ve Özdirenç modelleri elde edilmiştir. Ek olarak, bölgede MTA tarafından ölçülmüş gravite verileri, tez kapsamında alınmıştır. Gravite verilerine, süreksizlik geçişleri için türev yöntemleri ve fayların derinliğinin belirlenmesi için aşağı uzanım yöntemleri uygulanmıştır. MT modelleri ile karşılaştırma yapmak ve bölgedeki alüvyon derinliğinin kestirimi için ‘WinGLink’ yazılımı ile 2B modelleme yapılarak yoğunluk modelleri elde edilmiştir. Bu bilgiler ışığında, modeller yorumlanarak bölgenin tektoniğinin ve sismojenik zonun derinliğine yönelik yorumlar yapılmıştır.

2023, x + 81 sayfa

Anahtar Kelimeler: Sultandağı Fayı, Manyetotellürik, Gravite, 2 Boyutlu, Ters Çözüm

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

INVESTIGATION OF THE DEEP STRUCTURE OF THE SULTANDAĞI FAULT SYSTEM BY TWO-DIMENSIONAL INVERSE SOLUTION OF MAGNETHOTELLURIC AND GRAVITY DATA

Simay GÜLER

Afyon Kocatepe University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geology Engineering

Supervisor: Prof. Çağlar ÖZKAYMAK

Magnetotelluric method and Gravity method, which are one of the geophysical methods with the deepest research depth after seismology, were used within the scope of this thesis and the projects it supported. In this thesis, in the light of previous studies, magnetotelluric measurements were taken at a total of 54 stations along 6 profiles in the region between Eber Lake and Akşehir Lake, located on the Sultandağı Fault System, and time series analysis was performed and frequency medium Visible Resistivity and Impedance phase were calculated with the Fourier transform. The data is 2D inversion. In order to perform the 2D inversion of the MT data, the ground electric direction has been determined. The data returned to the ground electricity direction were inversely solved with the 'WinGLink' software licensed by Afyon Kocatepe University, JUAM Directorate and Resistivity models were obtained. In addition, the gravity data measured by MTA in the region were taken within the scope of the thesis. Derivative methods for discontinuity transitions and down extension methods for determining the depth of faults were applied to the gravity data. Density models were obtained by making 2D modeling with the 'WinGLink' software to compare with the MT models and to estimate the alluvial depth in the region. In the light of this information, the models were interpreted and interpretations were made regarding the depth of the tectonics of the region and the seismogenic zone.

2023, x + 81 pages

Keywords: Sultandagi Fault, Magnetotelluric, Gravity, 2 Dimensional, Inversion

TEŞEKKÜR

Bu araştırmanın konusu, deneysel çalışmaların yönlendirilmesi, sonuçların değerlendirilmesi ve yazımı aşamasında yapmış olduğu büyük katkılarından dolayı tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Çağlar ÖZKAYMAK'a, araştırma ve yazım süresince yardımlarını esirgemeyen Öğr. Gör. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM ve Dr. Öğr. Üyesi İsmail DEMİRCİ'ye her konuda öneri, eleştirileri ve yardımlarından dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmamı 121Y21 numaralı TÜBİTAK projesi ve 22.FEN.BİL.03 numaralı BAP projesi kapsamında yapıldığını ve maddi olarak desteklediği ve çalışmalarımın yürütülmesinde kolaylık sağladığı için Afyon Kocatepe Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi'ne teşekkür ederim.

Bu araştırma boyunca maddi ve manevi desteklerinden dolayı tüm aileme teşekkür ederim.

Simay GÜLER
Afyonkarahisar 2023

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖZET	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
İÇİNDEKİLER	iv
KISALTMALAR DİZİNİ	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
1. GİRİŞ	1
2. SULTANDAĞI FAYININ GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ VE DİRİ FAYLARI	5
2.1 Afyon-Akşehir Grabeni Doğu Bölümünün Sismotektonik Özellikleri	11
2.1.1 Tarihsel Dönem Depremler	12
2.1.2 Aletsel Dönem Depremler	13
2.2 Sultandağı Fayı Doğu Bölümünde Gerçekleştirilen Çalışmalar	16
2.2.1 Fay Geometrisi ve Segmentasyon	16
3. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM	19
3.1 Yöntemin Kaynağı	19
3.2 Ölçü Alım Tekniği	20
3.3 Ölçülen x Büyüklükler	22
3.4 Ayırıştırma Yöntemleri	26
3.5 MT Ölçüleri ve Uygulanan Veri İşlem Aşamaları	27
3.6 Zaman Serisi Analizi ve FFT	29
3.7 Ayırıştırma analizi ve Döndürme Açısının Kestirimi	29
3.8 TE- ve TM-Modu Empedans Bileşenlerinin Belirlenmesi	30
4. GRAVİTE YÖNTEMİ	32
4.1 Gravite Verileri	32
4.2 Gravite Verilerine Uygulanan Veri İşlem Aşamaları	33
4.2.1 Yukarı Analitik Uzanım	33
4.2.2 Türev Yöntemleri	35
4.2.3 Gravite İki Boyutlu Modelleme	38

5. GRAVİTE ve MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN 2B TERS ÇÖZÜMÜ	42
5.1 Gravite Verilerinin 2-B Modellenmesi	42
5.1.1 P17 Profili	42
5.1.2 P18 Profili	43
5.1.3 P19 Profili	44
5.1.4 P20 Profili	45
5.2 MT Verilerinin 2-B Ters Çözümü	46
5.2.1 Doğrultu 17	46
5.2.2 P21 Profili	50
5.2.3 P22 Profili	51
5.3 Doğrultu 18	52
5.4 Doğrultu 19	55
5.5 Doğrultu 20	58
5.6 Doğrultu 21	61
5.7 Doğrultu 22	64
6. YOĞUNLUK VE ÖZDİRENÇ MODELLERİNİN YORUMU	67
6.1 Profil-17	67
6.2 Profil-18	69
6.3 Profil-19	70
6.4 Profil-20	71
6.5 Profil- 21	72
6.6 Profil-22	73
7. SONUÇLAR.....	74
8. KAYNAKLAR.....	76
ÖZGEÇMİŞ.....	81

KISALTMALAR DİZİNİ

Kısaltmalar

AAG	Afyon-Akşehir grabeni
AKÜ	Afyon Kocatepe Üniversitesi
B	Batı
D	Doğu
G	Güney
GD	Güneydoğu
GB	Güneybatı
JUAM	Jeotermal ve Maden Kaynakları Uyg. ve Arş. Merkezi
Km	Kilometre
Km ²	Kilometrekare
Q	Kuvars
K	Kuzey
FKB	Kuzeybatı
KD	Kuzeydoğu
MTA	Maden Teknik Arama Genel Müdürlüğü
MT	Manyetotellürik

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 2.1	Afyon-Akşehir Grabeni ve yakın çevresinin jeoloji haritası 6
Şekil 2.2	Afyon-Akşehir Grabeni ve yakın çevresindeki genelleştirilmiş istatigrafik kolonik esiti 7
Şekil 2.3	a) Doğu Akdenizin Neotektonik yapısı, b) Çalışma alanının Türkiye Diri Fay Haritası b) üzerindeki konumu. 9
Şekil 2.4	Afyonkarahisar kent sınırlarının Batı Anadoluisismotektonik haritası içindeki konumunu belirten diriifay haritası 12
Şekil 2.5	Afyon-Akşehir Grabeni bölgesinin Sismo Tektonik Haritası 14
Şekil 2.6	Sultandağı'nın Akşehir doğusundaki morfolojisini gösteren saha fotoğrafı. 17
Şekil 2.7	a) Güneyde Sultandağı ile Kuzeyde Emir Dağı yükseltileri arasında kalan Afyon Akşehir Grabeninin orta bölümünün görünümü. b) Akşehir yerleşim alanı doğusunda dağ önünde gözlenen topografik eğim kırılması. 18
Şekil 3.1	Güneşten gelen yüklü parçacıklar ile yer manyetik alanının etkileşimi 20
Şekil 3.2	“+” şeklindekiölçüm düzeni 21
Şekil 3.3	“L” şeklindekiölçüm düzeni 22
Şekil 3.4	Zaman Serisi örneği. 23
Şekil 3.5	Fourier dönüşümü ile elde edilen Ex, Hy, Ey, Hx, Hz (Örnekleme:4096 Veri penceresi: Hann). 23
Şekil 3.6	Empedans genlik ve fazı. 24
Şekil 3.7	Görünür öz direnç genlik ve fazı. 26
Şekil 3.8	TE modu ve TMimodu gösterimi 27
Şekil 3.9	Metronix marka ADU07e model alıcı. 28
Şekil 3.10	Arazi çalışmaları. 28
Şekil 3.11	Sultandağı bölgesi, MT istasyonlardaki tüm frekans değerleri için hesaplanan döndürme açıları kullanılarak elde edilen gül diyagramları. 30
Şekil 3.12	Çalışma sahasının yer bulduru haritası, MT istasyonlarının konumları, diri faylar ve 2B ters çözüm için belirlenen doğrultular. 31
Şekil 4.1	Proje sahasının gravite anomali haritası. 32

Şekil 4.2	a) Proje alanına ait gravite anomali haritası. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası.....	34
Şekil 4.3	a) Proje alanına ait gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması.....	36
Şekil 4.4	a) Proje alanına ait gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması.	37
Şekil 4.5	Gravite etkisi hesaplanacak nikenarlı bir çokgenin geometrik elemanları..	39
Şekil 5.1	P17 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	42
Şekil 5.2	P18 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	43
Şekil 5.3	P19 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	44
Şekil 5.4	P20 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	45
Şekil 5.5	P21 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	50
Şekil 5.6	P22 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.	51
Şekil 5.7	Doğrultu 17 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	47

Şekil 5.8	Doğrultu 17 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	48
Şekil 5.9	Doğrultu 17 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.	49
Şekil 5.10	Doğrultu 18 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	52
Şekil 5.11	Doğrultu 18 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	53
Şekil 5.12	Doğrultu 18 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.	54
Şekil 5.13	Doğrultu 19 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	55
Şekil 5.14	Doğrultu 19 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	56
Şekil 5.15	Doğrultu 19 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri	57
Şekil 5.16	Doğrultu 20 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	58
Şekil 5.17	Doğrultu 20 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	59
Şekil 5.18	Doğrultu 20 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri	60
Şekil 5.19	Doğrultu 21 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	61
Şekil 5.20	Doğrultu 21 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	62
Şekil 5.21	Doğrultu 21 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri	63
Şekil 5.22	Doğrultu 22 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.	64
Şekil 5.23	Doğrultu 22 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.....	65
Şekil 5.24	Doğrultu 22 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.	66
Şekil 6.1	Profil 17; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	68
Şekil 6.2	Profil 18; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	69
Şekil 6.3	Profil 19; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	70
Şekil 6.4	Profil 20; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	71
Şekil 6.5	Profil 21; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	72
Şekil 6.6	Profil 22; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.	73

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 2.1. Afyon Akşehir Grabeni'nin doğu bölümünde yer alan diri faylara ait parametrik data	10
Çizelge 2.2 Afyon-Akşehir Grabeni'nde kayıt altına alınmış Tarihsel ve Aletsel dönem depremler	15
Çizelge 5.1 2B ters çözümde kullanılan başlangıç modeli.	46



1. GİRİŞ

Türkiye neotektoniğinde, tektonik kaçma modelinde neden-sonuç ilişkisi bulunmaktadır (Şengör vd. 1985). Modeli tetikleyen olay, GD Anadolu'da Erken-Geç Miyosen döneminde Avrasya ve Arap Levhalarının çarpışmasıdır. Bu olay Türkiye'de neotektonik dönemin başlangıcı olarak kabul edilir. Neotektonik dönemi şekillendiren beş ana yapı ve bu yapıların belirlediği üç ana neotektonik bölge bulunur. Beş ana yapı şunlardır: Ege-Kıbrıs yayı, Sağ yönlü Kuzey Anadolu Fay Zonu, Sol yönlü Doğu Anadolu Fay Zonu, Bitlis-Zağros Kenet Kuşağı ve Ölüdeniz Fayı. Bu yapılar, üç ana tektonik bölgeyi şekillendirmektedir: Doğu Anadolu sıkışma bölgesi, Ege graben sistemi ve Orta Anadolu Ovalar bölgesi. Anadolu plakası alanındaki güncel tektonik gelişmeler ve depremler, Pliyosen'den beri devam etmektedir. Miyosen sonlarında başlayan büyük fay ve graben sistemleri oluşumu, Orta Pleistosen hareketleri ile şiddetlenerek günümüzde de etkinliğini sürdürmektedir. Anadolu'da birçok eski fay hala aktiftir, bu da Anadolu'da birçok canlı fayın varlığının kanıtıdır.

Anadolu levhasının batıya doğru hareketi, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı'nın (DAF) etkisiyle gerçekleşmiştir. Bu hareket, Ege ve Batı Anadolu levhalarında K-G ve GB-KD yönlü genişleme rejimlerinin ortaya çıkmasına sebep olmuştur. Bu rejimler sonucunda, Ege bölgesinde D-B yönlü çöküntü alanları ve grabenler oluşmuştur. Ayrıca, KB ve KD gidişli grabenler de ortaya çıkmıştır. Fethiye-Burdur Fay Zonu (FBFZ), Ege ve Batı Anadolu levhalarının güney sınırını oluşturan bir yapıdır. FBFZ'nun kuzeyinde bulunan bölgelerde, Ege ve Batı Anadolu levhaları güneybatıya doğru yaklaşık 3 cm/yıl hızla kayma göstermektedir (Yağmurlu ve Şentürk 2005). Bu kayma hareketi, Muğla-Yatağan Fayı, Dinar Fayı, Akşehir Fayı ve Simav Fayı gibi günümüzde hala aktif olan KB yönlü normal fay sistemlerinin oluşumuna neden olmuştur. Batı Anadolu-Ege levhası, hızla genişleyen ve sismik olarak aktif bir bölgedir, bu durum özetlenen jeodinamik etkenlerin etkisiyle gerçekleşmektedir (Le Pichon X. 1995, Oral vd. 1995). Kuzey-Güney genişleme ile ilişkili horst-havza graben sistemleri ve D-B uzanımlı normal faylanmalar, Batı Anadolu-Ege Bölgesi'ndeki çöküntü alanlarının karakteristik özellikleridir (McKenzie 1978, Dewey ve Şengör 1979, Taymaz ve Price 1992). Grabenlerle ilişkili fay düzlemi çözümleri genellikle kuzey-güney yönlü bir gerilmeyi

gösterir (Mc Kenzie D. P. 1972). Marmara Denizi ve çevresinde, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun etkisiyle kuzeydoğu-güneybatı yönlü bir açılma mevcuttur. Anadolu levhasının ve Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun güneybatı yönlü hareketi sonucunda, Isparta Açısı'nın doğu kanadı güneybatı yönlü bir dönme hareketi yapmıştır (Özkaymak vd. 2017). Batı Anadolu'daki genel gerilme, bir elin parmaklarının açılması şeklinde görünür (Şengör 1980). Isparta Açısı ve çevresi, eski, geçiş ve yeni tektonik dönemlerin birbirleriyle olan ilişkilerinin ve bu dönemde oluşan yapıların gözlemlenebildiği bir bölgedir (Koçyiğit 1984). Akşehir Grabeni ve ona eşlik eden ikincil grabenler, Isparta Açısı'nın kuzeyi ile Orta Anadolu arasında yer alır.

ASFS'nin güneydoğu bölgesinde bulunan Afyon-Akşehir grabeni (AAG), Orta Anadolu'yu kuzeydoğuda ve Isparta açısını güneybatıda birbirinden ayıran aktif olarak büyüyen bir kıtasal rift alanıdır (Koçyiğit 1984, Koçyiğit vd. 2000, Koçyiğit ve Özacar 2003, Tiryakioğlu vd. 2015, 2018, 2019, Özkaymak vd. 2017, 2019). AAG, genişliği 4-20 km ve uzunluğu 130 km olan KB-GD uzanımlı bir yapıdır. Çobanlar Fay Zonu (ÇFZ), AAG'nin kuzey sınırlarından biridir ve yaklaşık 30 km uzunluğundadır. ÇFZ, Akcın doğusundan başlayarak Çavdarlı, Çobanlar Hamidiye üzerinden Bolvadin batısına kadar BKB-DGD doğrultusunda izlenebilir. Işıklar Fay Zonu (IsFZ), AAG'yi güneyden sınırlayan bir yapıdır ve genellikle BKB-DGD uzanımlıdır. IsFZ, paralel veya yarı paralel fay kollarından oluşur ve grabene doğru basamaklı bir geometriye sahiptir. AAG'nin Karamık Grabeni ile kesiştiği bölgeden itibaren KKD-GGB uzanımlı Kali Fay Zonu ve Karamık Fayları, Karamık grabenini kontrol eder. Daha doğuda, Sultandağı Fayı, Neojen öncesi metamorfik kayalar ile genç alüvyal, kolüvyal ve flüvyal çökeller arasında keskin bir sınır oluşturur. Sultandağı Fayı, eğim atımlı normal bir fay olup yaklaşık 90 km uzunluğundadır.

Sultandağı Fay Sistemi, halen günümüzde aktif olan bir sistem olup, bölgenin derin yapısı, sahada derinlikleri hakkında bilgi olmayan fayların derinlikleri, deprem derinlikleri, sismojenik zonun derinliği hakkında Jeolojik ve Jeodezik çalışmalar yapılmıştır (Özkaymak vd. 2018, Aktuğ vd. 2018, Tiryakioğlu vd. 2018). Sultandağı, fayı, aletsel ve tarihsel dönemde deprem üretmiş, günümüzde aktif olan bir tektonik sistemdir (Sultandağı 2002, Çay 2002 Depremleri). Bölgenin derin yapısının araştırılması

için jeofizik yöntemlerle ile araştırılması, bölgede sismojenik zonun derinliğinin belirlenmesi, aktif fayların derinliklerinin kestirilmesi açısından oldukça önemlidir.

Jeofizik yöntem destekli tektonik çalışmalar sınıflandırıldığında; dünyada daha çok deprem üreten doğrultu atımlı faylar incelenmektedir (Stanley vd. 1990, Mackie vd. 1997, Ogawa vd. 2001, Bedrosian vd. 2002, Bai ve Meju 2003, Gürer vd. 2004, Tank vd. 2005, Yılmaz ve Özel 2007, Türkoğlu vd. 2008, 2015, Kaya vd. 2013, Xiao vd. 2015, 2017). Genellikle Türkiye'nin batısında da görülen ve horst-graben yapılarına neden olan normal faylar ise jeotermal açıdan daha çok incelenmektedir (Çağlar ve İşseven 2004, Kaya ve Başokur 2010, Erdoğan vd. 2017). Normal faylar, Manyetotellürik ve elektromanyetik yöntemlerle yapılan çalışmalarda, tektonik açıdan ve depremsellik açısından Kuzey-Anadolu ve Doğu-Anadolu fay sistemi gibi doğrultu atımlı faylara nazaran daha nadir incelendiği görülmektedir. Fakat son yıllarda görülen güncel depremler Batı Anadolu bölgesinin normal faylarının derin yapılarının jeofizik yöntemlerle detaylı bir şekilde araştırılması gerektiğini göstermektedir.

Bu tez ve tezin desteklendiği projeler kapsamında, Sismolojiden sonra en derin araştırma derinliğine sahip olan jeofizik yöntemlerden biri olan Manyetotellürik (MT) yöntem ve Gravite yöntemi kullanılmıştır. MT Yöntem, doğal kaynaklı elektromanyetik (EM) yöntemlerden biridir ve dünya çapında jeotermal aramalarda, tektonik yapıların araştırılmasında ve kabuk çalışmalarında kullanılmaktadır (Ogawa vd. 2001, Brasse ve Soyer 2001, Hoffmann-Rothe vd. 2001, Wannamaker vd. 2002, Wu vd. 2002, Ritter vd. 2003, Bai ve Meju 2003, Unsworth ve Bedrosian 2004, Unsworth vd. 2004, Sarma vd. 2004, Maercklin vd. 2005, Patro vd. 2005, Rao vd. 2007, Patro vd. 2009, Bai vd. 2010, Yamaguchi vd. 2010, Becken ve Ritter 2012, Mohan vd. 2015, Robertson 2015). Türkiye'de MT verilerinin Tektonik çalışmalarda 2B ters çözümü son 20 yılda başlamıştır. Gürer vd. (2004) Güneybatı Torosların kabuk ve manto derinliğine yönelik çalışmalar yapmıştır. Daha sonraki MT çalışmaları genellikle Kuzey Anadolu Fay (KAF) sistemi üzerinde veya Doğu Anadolu Fay (DAF) sistemi üzerinde yapılmıştır (Tank vd. 2005, 2012, Yılmaz ve Özel 2007, Türkoğlu vd. 2008, 2015, Kaya vd. 2009, Kaya vd. 2013).

Bu tezde, önceki çalışmalar ışığında, Sultandağı Fay Sistemi üzerinde yer alan Eber Gölü ve Akşehir Gölü arasında kalan bölgede 6 profil boyunca toplam 54 istasyonda MT ölçümler alınmış ve zaman serisi analizi yapılmıştır ve Fourier dönüşümü ile frekans ortamı Görünür özdirenç ve Empedans fazı hesaplanmıştır. Veriler, 2B ters çözüm yapılmıştır. MT verilerinin 2B ters çözümünün yapılabilmesi için, yer elektrik doğrultusunun belirlenmesi gerekmektedir. Bunun için Groom-Bailey (GB) (1989) ayrıştırılması kullanılmıştır. Yer elektrik doğrultusuna döndürülen veriler, Afyon Kocatepe Üniversitesi, JUAM Müdürlüğü lisanslı 'WinGLink' yazılımı ile ters çözüm yapılarak 2B Özdirenç modelleri elde edilmiştir. Ek olarak, bölgede MTA tarafından ölçülmüş veriler, tez kapsamında alınmıştır. Gravite verilerine, süreksizlik geçişleri için türev yöntemleri ve fayların derinliğinin belirlenmesi için aşağı uzanım yöntemleri uygulanmıştır. MT modelleri ile karşılaştırma yapmak ve bölgedeki alüvyon derinliğinin kestirimi için 'WinGLink' yazılımı ile 2B modelleme yapılarak yoğunluk modelleri elde edilmiştir. Önceki jeolojik ve tektonik bilgiler ışığında, modeller yorumlanarak bölgenin tektoniğinin ve sismojenik zonun derinliğine yönelik yorumlar yapılmıştır.

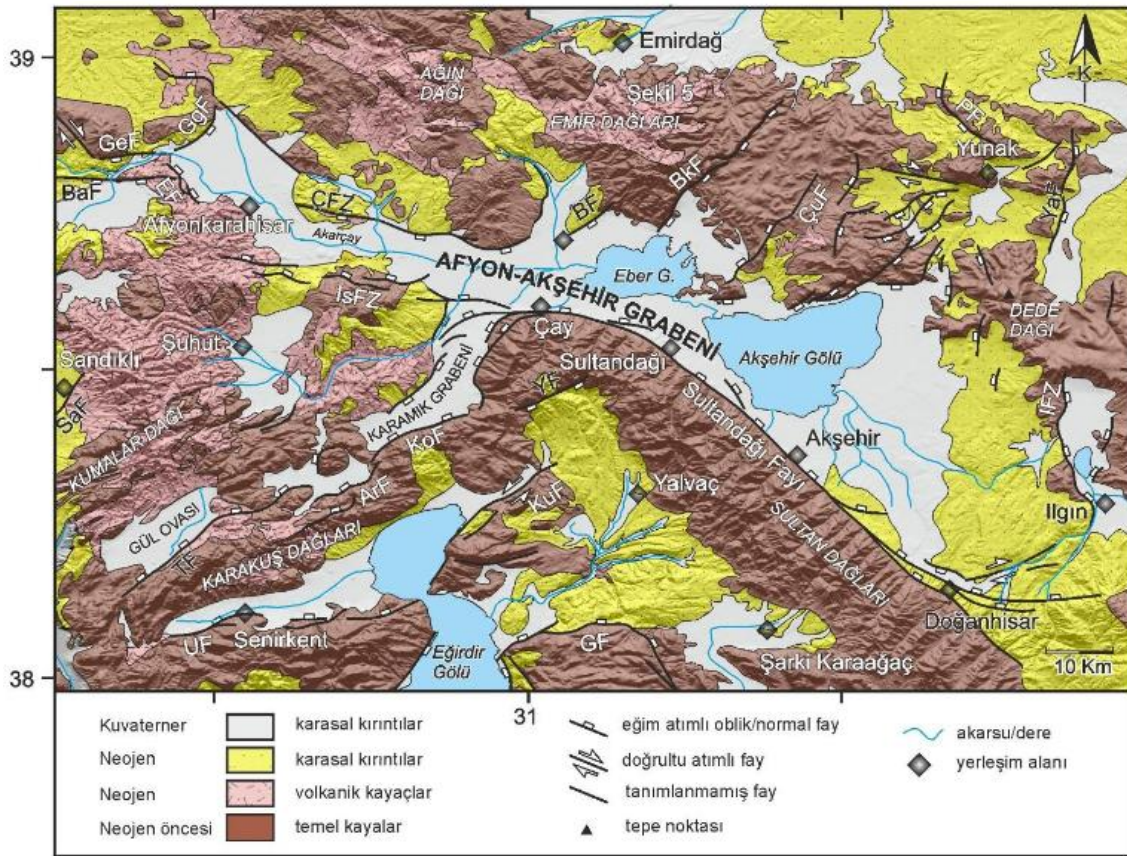
2. SULTANDAĞI FAYININ GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ VE DİRİ FAYLARI

Afyon-Akşehir Grabeni, Akşehir Simav Fay Sistemi'nin güneydoğu bölümünü oluşturan bir yapıdır. Bu graben, yaklaşık 130 km uzunluğunda, 4-20 km genişliğindedir ve KB-GD uzanımlıdır. Ayrıca, aktif bir şekilde büyümekte olan bir kıtasal rift alanıdır (Koçyiğit 1984, Koçyiğit vd. 2000, Koçyiğit ve Özacar 2003, Tiryakioğlu vd. 2015, 2018, 2019, Özkaymak vd. 2017, 2019). Afyon-Akşehir Grabeni ve çevresinde yüzek veren ve graben kenar fayları ile parçalanmış kayaçlar, genel olarak üç ana başlık altında incelenmektedir (Şekil 2.1 ve 2.2) (Özkaymak vd. 2017, 2019).

Neojen öncesi Afyon Zonu: Afyon Zonu'nun kayaları çeşitli bileşenlere sahiptir. Bunlar arasında Silüriyen-Geç Triyas dönemine ait düşük dereceli metamorfizmler, Jura-Erken Kretase dönemine ait platform karbonatları, Kretase dönemine ait bazik ultrabazik tektonik kaya dilimleri (özellikle peridotit, serpantin, gabro), Geç Kretase dönemine ait ofiyolitik karışık (melanj), Eosen dönemine ait filiz ve volkanitler, ve Oligosen dönemine ait orojenik molalar (sığ su ve akarsu ortamında oluşmuş kalın sedimanter birimler) bulunur (Okay vd. 1996).

Neojen Birimler: Afyon Akşehir Grabeni'nin çevresindeki Neojen yaşlı birimler, genellikle iki ayrı istifte temsil edilir. İlk olarak, akarsu ve göl ortamlarında oluşmuş, bazen ekonomik düzeyde kömür içeren sedimanter bir istif bulunur. İkinci olarak, alt ve orta kesimlerde alkali özelliklere sahip volkanitler (Afyon Volkanitleri) egemendir. Bu bilgiler, Çevikbaş vd. (1988), Aydar vd. (2003) ve Kibici vd. (2012) tarafından desteklenmektedir. Neojen istifi, tabanında çok taneli ve kötü boylanmış bir çakıltı ile başlar, ardından kumtaşı, çamurtaşı, kiltaşı, marn ve ilk volkanizmanın izlerini taşıyan tüf ve kömür katmanlarıyla devam eder. Bu taban birim, yer yer derin gölsel sedimanlara (organik maddece zengin şeyl ve gölsel kireçtaşı ardışımı) geçiş gösterirken bazen kalın bir volkanik kayaç topluluğu tarafından uyumlu bir şekilde örtülmüştür. Her iki birim, yanal ve düşey geçişli dokanak ilişkileri sergiler (Özkaymak vd. 2017).

Kuvaterner Birimler: Geç Pliyosen-Kuvaterneri yaşlı istif, modern graben dolgusu birimleriyle temsil edilmektedir. Bu istif, genellikle iki ana fasiyesden oluşmaktadır. İlk olarak, (a) iri taneli kenar fasiyesi bulunur, bu da alüvyal yelpazeleri, kolüvyal sedimanları ve yamaç döküntülerini içerir. İkinci olarak, (b) ince taneli graben ortası fasiyesi yer alır, bu da alüvyal yelpazelerin uç kesimlerini ve akarsu tortullarını içerir (Özkaymak vd. 2017).



Şekil 2.1 Afyon-Akşehir Grabeni ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Emre vd. 2011, Turan 2002, Özkaymak vd. 2017). Kısaltmalar: BaF: BalmahmutiFayı; GgF: Gazlıgöl Fayı; EF: Erkmen Fayı; ÇFZ: Çobanlar Fay Zonu; IsFZ: Işıklar Fay Zonu; BF: Bolvadin Fayı; BkF: Büyük Karabağ Fayı; ÇuF: Çukurcak Fayı; PF: Piribeyli Fayı; YaF: Yavaşlı Fayı; IFZ: Iğın Fay Zonu; YF: Yarıkkaya Fayı; KuF: Kumdanlı Fayı; GeF: Gecek Fayı; GF: Gelendost Fayı; KoF: Koçbeyli Fayı; ArF: Arızlı Fayı; UF: Uluborlu Fayı; TF: Tatarlı Fayı; SaF: Sandıklı Fayı.

2011 yılında güncellenen Türkiye Diri Fay Haritası'na (Emre vd. 2011a ve b) göre Afyon Akşehir Grabeni'nin doğusu, KB-GD uzanımlı Sultandağı Fayı ve bu faya yaklaşık dik/verev uzanımlı Bolvadin, Büyük Karabağ, Çukurcak, Yunak Fay Zonu kontrolünde

şekillenmiştir (Şekil 2.3). Grabenin doğusunda, yaklaşık K-G uzanımlı Ilgın Fay Zonu ve Yavaşlı Fayı gibi eğim atımlı normal faylar yer almaktadır.

Zaman	Sistem	Seri	Litoloji	Açıklamalar
SENOZOYİK	PLİYO-KUVATERNER			Kaba taneli kenar fasiyesi; kötü boyanmalı, kumlu çamurlu kaba çakıl-bloklardan yapılmış alüvyal yelpaze, kolüvyal ve yamaç döküntüleri.
				İnce taneli graben ortası fasiyesi; çapraz katmanlı kırmızı çamurlu, yer yer çakıllı kum ve killerden yapılmış alüvyal yelpazelerin uç kesimleri ve akarsu çökelleri
	PLİYOSEN			polijenik çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı ve kilitaşlarından yapılmış karasal kırıntılar
				uyumsuzluk
				beyaz, sarımsı beyaz renkli, yer yer silisli, gastropod fosilli, orta-kalın tabakalı görsel kireçtaşları
				Afyon Volkanitleri Trakit, Andezit, Trakiandezit bileşimli lav ve piroklastik çökeller
	NEOJEN	ORTA MİYOSEN		Kumtaşı, kilitaş, çamurtaşı, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşan görsel çökeller
				Andezit, Trakiandezit bileşimli lav ve piroklastik çökeller
				Kumtaşı, çamurtaşı-kilitaş, kömürlü-organik malzemece zengin şeyl
				çok tane bileşimli, kötü boyanmalı taban çakıltıları
PALEOZOYİK-MEZOZOYİK				uyumsuzluk
				Afyon Zonu Temel Kayaları mikaşist, gnays ve başlıca serpantin, peridotit, gabro içeren bazik-ultrabazik tektonik kaya dilimleri, ofiyolitik melanj, masif mermer karbonatlar ve metakirintiler

Şekil 2.2 Afyon-Akşehir Grabeni ve yakın çevresindeki genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Özkaymak vd. 2017).

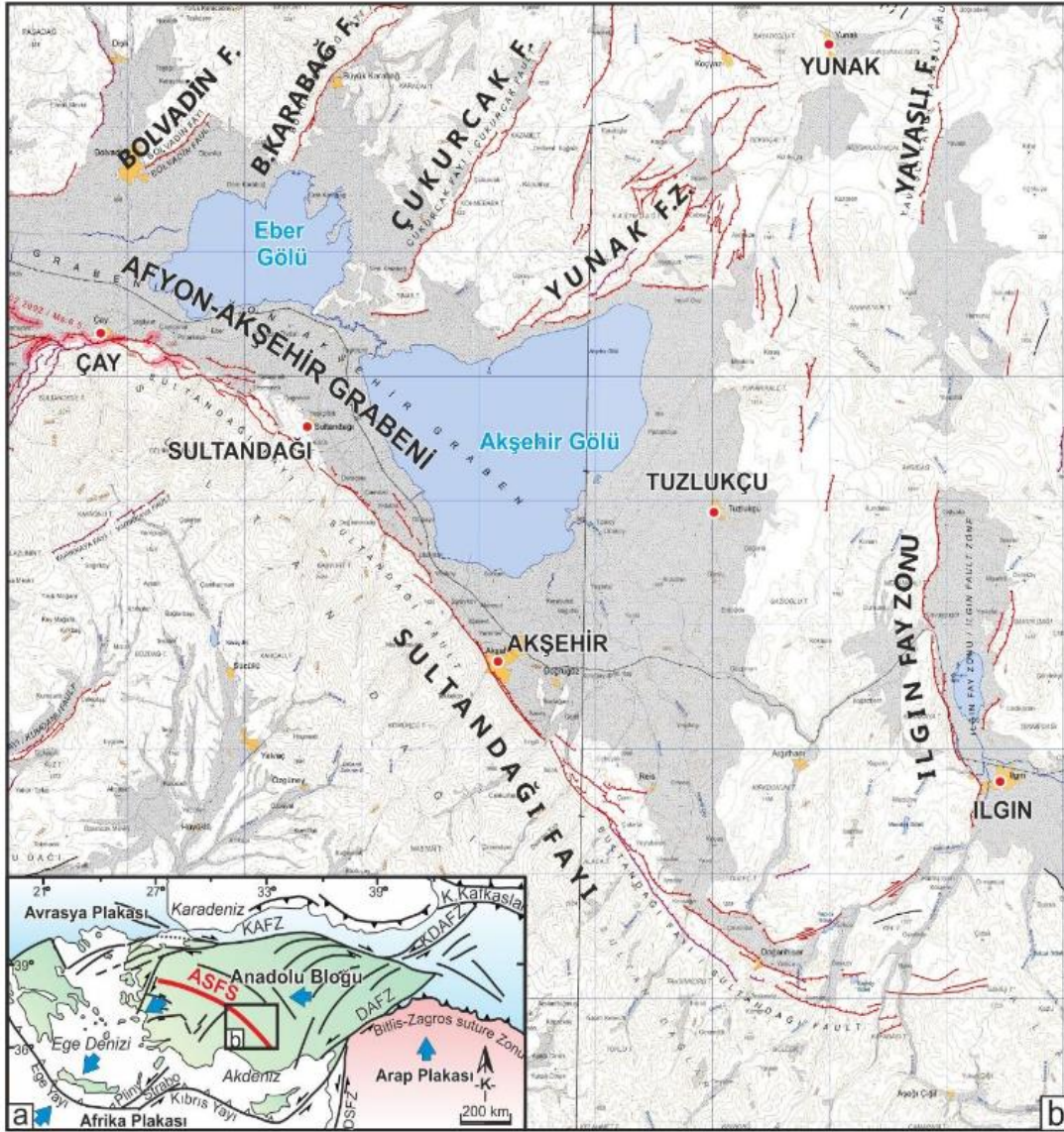
Grabenin doğusundaki ana graben kenar fayı olan Sultandağı Fayı'nın toplam uzunluğu 100 km olup, eğim atımlı normal bir faydır. Son yüzyıl içerisinde, büyüklüğü 5.7 ile 6.3 arasında olan 5 yıkıcı deprem üreten Sultandağı Fayı, Batı Anadolu'daki sismik anlamda en aktif faylarından birisidir. Fay üzerinde yapılan jeolojik ve jeodezik çalışmalara göre Sultandağı Fayı, KD-GB ve KKD-GGB yönünde genişleyen tektonik rejimin altında şekillendiği belirlenmiştir (Tiryakioğlu vd. 2018). Söz konusu kinematik ölçümlerin, bölgede gerçekleşen son depremlerin odak mekanizmaları ve GNSS hızlarından elde

edilen gerinim alanlarıyla uyumlu olduğu bilinmektedir. Ayrıca, bölgede yapılan jeodezik ölçümler de bu sonuçları desteklemektedir (Aktuğ vd. 2009, Tiryakioğlu vd. 2018, Kalafat ve Görgün 2017, EMSC 2022). Sultandağı Fayı'nda yapılan jeodezik çalışmalar ışığında, faya ait genişleme kayma hızının yaklaşık olarak 4 mm/yıllık olduğu görülmüştür (Aktuğ vd. 2009, Duman vd. 2018).

Bolvadin Fayı, ilk kez Emre ve diğerleri (2011) tarafından 7 km uzunluğunda aktif bir fay şeklinde tanımlanmıştır. Bu fayın maksimum deprem büyüklüğü ise Duman ve diğerleri (2018) tarafından 5,98 olarak hesaplanmıştır (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018, Çizelge 1). Bununla birlikte, Özkaymak vd. (2019) yaptığı çalışmada fayın uzunluğunun 16km ve ortaya çıkarabileceği azami deprem büyüklüğünün de 6,48 olduğu ortaya konulmuştur. Bolvadin Fayı, Afyon-Akşehir Grabeni'nin kuzey kenar faylarından biridir ve KD-GB yönlü, güneydoğuya eğimli, 2 km genişliğinde eğim atımlı normal bir fay olarak tanımlanmaktadır (Özkaymak vd. 2019). Bolvadin Fayı'nda yapılan kinematik analiz araştırmaları, fayın KB-GD yönlü genişleme kuvvetlerinin etkisiyle çalışan, eğim atımlı normal bir fay olduğunu göstermektedir (Tiryakioğlu vd. 2018). Fayın Holosen dönemdeki kayma hızı ise Özkaymak vd. (2019) tarafından 0,64 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Çalışmalarda, 2002 Çay depremleri (Mw: 6,0 ve 6,3) sonrasında Bolvadin'de meydana gelen yüzey deformasyonlarının Bolvadin Fayı üzerinde geliştiği belirtilmektedir. Günümüzde, Bolvadin Fayı'ndaki sismik deformasyonların hâlâ devam ettiğini ve deformasyon hızının yaklaşık olarak 8,5 cm/yıl değerinde olduğunu çalışmalar belirtmektedir (Tiryakioğlu vd. 2018, 2019).

Büyük Karabağ Fayı, ilk kez Emre ve diğerleri (2011) tarafından tanımlanmış ve haritalanmıştır. Afyon-Akşehir Grabeni'nin orta bölümünde yer alır ve Dere Karabağ ile Bademli yerleşim alanları arasında güneybatıdan kuzeydoğuya uzanır. Fay, iki normal fay segmentinden oluşur ve her biri yaklaşık 15 km uzunluğundadır. KD-GB uzanımlı ve güneydoğuya eğimlidir (Geçievi vd. 2019). Büyük Karabağ Fayı, Afyon-Akşehir Grabeni'nin güney kenarını belirgin dağ önü sarplıklarıyla sınırlayan ve Sultandağı Fay Zonu'nun tavan bloğunda çapraz fay niteliğinde gelişmiş bir ana graben fayıdır (Geçievi vd. 2019). Aynı araştırmacılar, Büyük Karabağ Fayı'nın Miyosen'den beri en az iki farklı harekete sahip reaktif bir fay olduğunu öne sürmektedir. İlk hareketin doğrultu atımlı

karakterde olduğu ve Sultandağı Fay Zonu'nun doğrultusuna yakın dik çapraz fayların oluşumuyla uyumlu olduğu belirtilmektedir. Bu faylar, Batı Anadolu'da Pliyo-Kuvaterner dönem boyunca genişlemeli tektonik rejimin etkisi altında eğim atımlı normal karakterde reaktif olmuştur. Fayın maksimum deprem büyüklüğü 6,79 olarak hesaplanmıştır (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018). Büyük Karabağ Fayı ile güneydoğusundaki Çukurcak Fayı arasında yer alan Kızılboğaz alt grabeninin oluşumunda etkili oldukları belirtilmektedir (Koçyiğit ve Özacar 2003, Geçievi vd. 2019). Fay üzerindeki deprem tekrarlama periyodu, geçmişte meydana gelen yıkıcı deprem sayısı, atım miktarı ve kayma hızı gibi parametreler hakkında yayınlanmış veriye ulaşılamamıştır.



Şekil 2.3 a) Doğu Akdenizin Neotektonik yapısı (Özkaymak, 2015'ten alınmıştır), b) Çalışma alanının Türkiye Diri Fay Haritası (Emre vd. 2011a, b) üzerindeki konumu.

Afyon Akşehir Grabenine dik olarak yaklaşık KB-KB eğimle gelişen Çukurcak Fayı 23 km uzunluğundadır (Emre vd. 2011). Fay, kuzeydoğuda Eydemir ile güneybatıda Yeni Karabağ arasında Afyon Akşehir Grabeni'nin orta kesiminde haritalanmıştır. KD-GB uzanımlı KB eğimli Çukurcak fayı ile KB gidişli Büyük Karabağ fayı arasında Kızılboğaz alt grabeninin oluşumundan sorumludurlar (Koçyiğit ve Özacar 2003, Geçievi vd. 2019). Çukurcak fayı aktif fay olarak tanımlanan en yüksek deprem şiddetini, 6,66 üretebilir (Şekil 2.3, Çizelge 2.1) (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018). Çukurcak fayı ile ilgili olarak fayın kinematik analizi, yıkıcı deprem tekrarlanma periyodu, önceki yıkıcı deprem sayısı, kayma miktarı ve kayma hızı gibi parametrelerin olduğu yayınlanmış bir veri bulunmamaktadır.

Yunak Fay Zonu, güneydoğuda Üçkuyu ile kuzeydoğuda Yunak yerleşimi arasında uzanan birçok fay koluyla temsil edilir (Emre vd. 2011). Fay alanında 9, 18, 27 ve 20 km uzunluğunda 4 aktif fay segmenti tespit edilmiştir. Yunak Fay Zonu'nun üretebileceği en büyük deprem büyüklüğü 6,75'tir (Şekil 2.3, Çizelge 2.1) (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018). Fayın yıkıcı depreminin tekrarlanma periyodu, daha önce oluşan yıkıcı depremlerin sayısı, kayma miktarı ve zon üzerindeki kayma hızı gibi parametreler yayınlanmamıştır.

Çizelge 2.1. Afyon Akşehir Grabeni'nin doğu bölümünde yer alan diri faylara ait parametrik data (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018). Fayların lokasyonu Şekil 2.2'de sunulmuştur. Türkiye Diri Fay Haritasında Fayları belirten numaralar, çizelgedeki ID numaralarıdır.

ID No	Fay İsmi	Sınıflama	Uzunluk (km)	Maksimum Deprem Büyüklüğü
126-8	B. Karabağ Fayı	Diri Fay	29	6,79
126-9	Çukurcak Fayı	Diri Fay	23	6,66
126-7	Bolvadin Fayı	Diri Fay	16	6,49
126-10	Yunak Fay Zonu	Diri Fay	9,18,27,20	6,75
126-1	Sultandağı Fayı	Diri Fay	18,11,22,26,20,18	6,73
126-12	Yavaşlı Fayı	Diri Fay	22	6,63
126-13	İlgin Fay Zonu	Diri Fay	27,9	6,76

Yavaşlı Fayı, Yunak yakın doğusunda, yaklaşık 22 km uzunluğunda, K-G genel gidişli ve doğuya eğimli eğim atımlı bir faydır. Yavaşlı Fay Zonunun meydana getirebileceği azami deprem şiddeti 6,63 şeklinde bulunmuştur (Şekil 2.3, Çizelge 2.1) (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018). Fayın yıkıcı depreminin tekrarlanma periyodu, daha önce ürettiği yıkıcı depremlerin sayısı, kayma miktarı ve zon üzerindeki kayma oranı gibi parametreler yayınlanmamıştır.

İlgın Fay Zonu, yaklaşık K-G uzanımlı Ilgın çöküntüsünü kontrol eden ve 27 ile 9 km uzunluklarında iki segmentten oluşan eğim atımlı normal fay zonudur. Ana fay zonu Ilgın gölünün batısında yer alan ve Ilgın yerleşim alanından geçen doğuya eğimli segment ile temsil edilir. Ilgın Fay Zonunun meydana getirebileceği en büyük deprem büyüklüğü 6,76'dır (Şekil 2.3, Çizelge 2.1) (Duman vd. 2018, Emre vd. 2018).

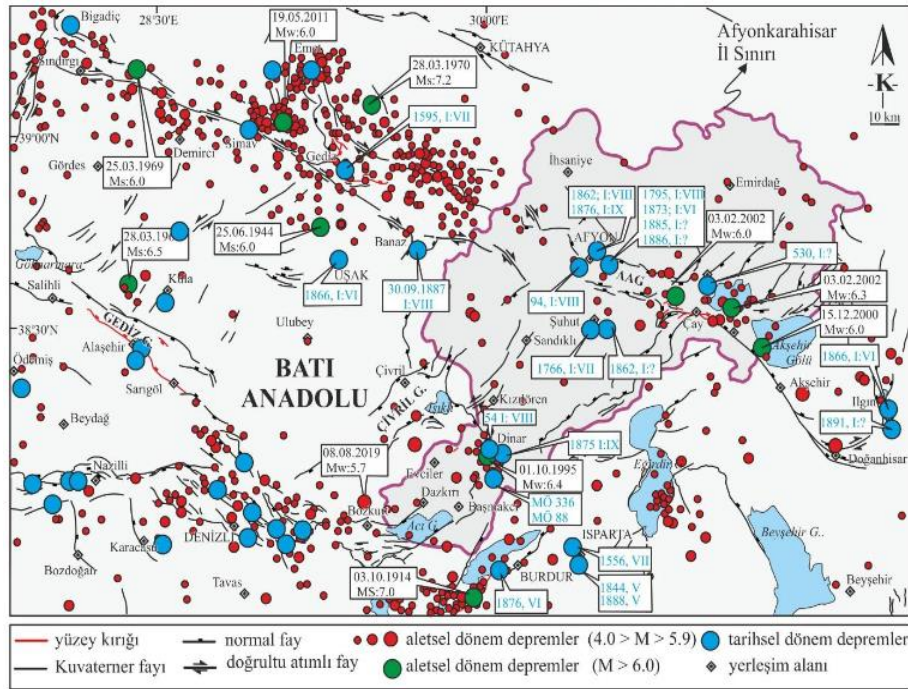
2.1 Afyon-Akşehir Grabeni Doğu Bölümünün Sismotektonik Özellikleri

Afyonkarahisar ve çevresi tarihi ve aletsel dönemlerde çok sayıda yıkıcı depremler yaşamış olabilir (Şekil 2.4) (Pınar ve Lahn 1952, Ergin vd. 1967, Soysal vd. 1981, Ambraseys ve Finkel 1995, Tan vd. 2008, KOERİ 2020). Tarihsel süreçte yoğunluklar V ile IX arasında değişmekteydi ve ilki M.S. 1994 yılında kaydedilen tarihsel sismik veriler, bu depremlerin tüm Afyonkarahisar ve çevresinde meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 2.4). Aletli periyodik depremler, ASFS'de 7,2 büyüklüğünde depremlerin ve Afyonkarahisar ilinde 6,4 büyüklüğünde depremlerin meydana geldiğini göstermektedir. Wells ve Coppersmith (1994) tarafından yüzey kırılma uzunluğu ile deprem dayanımı arasındaki ilişkinin hesaplanması Duman vd. (2018), Simavi fay zonundaki 18–54 km'lik bölümlerin büyüklüğü 7.1'e kadar olan depremler üretebileceğini göstermektedir. Sultandağı fayı için bu oran 6,73 olarak hesaplanmıştır. Bölgede aletsel devirde oluşan, 03.10.1914 Burdur depremi (Ms:7.0), 25.06.1944 Abide depremi (Ms:6.0), 25.03.1969 Demirci depremi (Ms:6.0), 28.03.1970 Gediz depremi (Ms:7.2) 01.10.1995 Dinara depremi (Mw:6.4), 15.12.2000 Sultandağı depremi (Mw:6.0), 03.02.2002 Çay depremi (Mw:6.3 ve 6.0), 19.05.2011 Simav Depremi (Mw:6.0) ile 08/08/2019 Bozkurt Depremi (Mw:5.7) halen bölgemizin aktif bulunduğu işaret eden güncel datadır (Eyidoğan ve

Jackson 1985, Taymaz ve Tan 2001, Aktuğ vd. 2010, Koçyiğit ve Deveci 2007, Demirci vd. 2015, Özkaymak vd. 2017, 2019, Kalafat vd. Görgün 2017).

2.1.1 Tarihsel Dönem Depremler

Afyon Akşehir Grabeni ve çevresinde gerçekleşen depremlere ait kayıtlar, M.S. 94 depremiyle başlamaktadır. Soysal vd. (1981)'e göre, bu deprem VIII şiddetindedir ancak depremle ilgili detaylı bilgi bulunmamaktadır (Özkaymak vd. 2019). Ambraseys (2009) MS 530'da Frigya'nın Polybotos (Bolvadi) kentini yerle bir eden bir depremi anlatmıştır. 17. yüzyılda (1766/1767 ve 1795) Şuhut ve Afyonkarahisar bölgelerinde büyüklükleri VII'den VIII'e kadar değişen bir dizi devasa deprem yaşanmıştır (Ergin vd. 1967, Soysal vd. 1981, Özkaymak vd. 2019). 1862 senesinde Afyonkarahisar'ın güneyini VIII veya X büyüklüğünde şiddetli bir deprem sarsmıştır (Ergin vd. 1967, Shebalin vd. 1974, Soysal vd. 1981, Ambraseys ve Jackson 1998, Özer 2006, Ambraseys 2009, Duman vd. 2018, Özkaymak vd. 2019). Ambraseys ve Jackson (1998) söz konusu depremin 6.5 büyüklüğünde olduğunu ve depremin Şuhut bölgesinde yüzey kırılmaları meydana getirdiğini belirtmektedir.



Şekil 2.4 Afyonkarahisar kent sınırlarının Batı Anadolu sismotektonik haritası içindeki konumunu belirten diri fay haritası (Emre vd. 2011a,b, Duman vd. 2018 ve Özkaymak vd. 2019).

1866 Ilgın ve 1873 Afyonkarahisar bölgelerinde gerçekleşen, VI büyüklüğündeki depremleri takiben, 13.05.1876'da bir başka IX büyüklüğünde deprem meydana geldi ve Afyonkarahisar'da yaygın tahribata neden oldu (Ergin vd. 1967, Soysal vd. 1981, Ambraseys 2009). 6,7 büyüklüğündeki bu deprem, Afyonkarahisar'da meydana geldiği bilinen en yıkıcı deprem olmuştur (Özkaymak vd. 2019). Ambrasey (2009), bu depremin artçı sarsıntıları 40 gün sürdüğünü, deprem sırasında şehrin batı kesimlerinde birçok binanın yıkıldığını ve çok sayıda insanın hayatını kaybettiğini belirtmiştir. 3 Mayıs 1875'te büyüklüğü IX olarak açıklanan depremin Dinar, Afyonkarahisar, Uşak, Çivril-Denizli'de çok şiddetli hissedildiği ifade edilmektedir (Soysal vd. 1981, Ambraseys 2009). Ardından Afyonkarahisar'da 1885-1886 yıllarındaki kuvvetli depremlerin etkisinin olduğu bilinmekte ancak bu depremlere yönelik daha detaylı veri bulunmamaktadır (Özkaymak vd. 2019).

2.1.2 Aletsel Dönem Depremler

Afyonkarahisar bölgesindeki aletsel depremlerin en dış merkez üsleri, ağırlıklı olarak Afyon-Akşehir Graben ve Dinar bölgelerinde yer almaktadır. Bolvadin ve Çay bölgelerinde hasara yol açan deprem, 1911 yılında VIII büyüklüğündeki meydana gelmiştir. Bu depremle birlikte Heybel jeotermal sahasında sıcak su deşarjı gözlemlenmiştir (Pınar ve Lahn 1952, Özer 2006, Başaran ve Gökgez 2016, Özkaymak vd. 2019). Bolvadin'de 1914 ve 1915'te bazı orta şiddette depremler meydana gelmiş olabilir (Ergin vd. 1967, Özer 2006, Özkaymak vd. 2019). 3 Ekim 1914 (I:IX), 1925 (I:VII-IX) ve 12/05/1971 (Mw:6.2)'de gerçekleşen depremlerin Dinar'da yerleşim bölgelerinde yıkıma sebep olduğu değerlendirilmektedir (Altunel vd. 1999). Aletsel dönemde büyüklükleri 5,7 ila 6,3 arasında gerçekleşen ve büyük hasarlara yol açan depremler, kuzeybatıda Sultandağı tarafında deprem göçünü düşündürmektedir (Demirtaş vd. 2002, Emre vd. 2003, Tiryakioğlu vd. 2015, Özkaymak vd. 2017). Sultandağı fayı doğu kesiminde 1921 yılında Argıtanlı-Akşehir depremi (M:5.9) ile başlayan sismik aktivite, 1946 yılında Argıtanlı-Akşehir bölgesinde (M:5.7) ve Sultandağı'nın güneydoğusunda (Mw:6.0) etkili olmuş, 2000 yılı Şubat ayına kadar devam etmiştir. Sultandağı ve Çay ilçelerinde 2002 yılında yüzey kırıkları meydana gelmiştir (Özkaymak vd. 2017) (Şekil 2.5).

depremin Kali Çayı, kuzeydoğu-güneybatı kesiminde bir yüzey kırığı oluşturdu. Demirtaş vd. (2002), ikinci depremin Akşehir ile Eber gölleri arasında uzanan kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu Üçkuyu fayı bölgesinde gerçekleştiğini iddia etmiştir. Özden vd. (2002), ikinci depremin, birinci deprem sırasında gelişen yüzey kırıklarına yaklaşık olarak dik olan farklı bir normal fayda gerçekleştiğini kaydetmiştir.

Bu deprem göçü son depremlerin ardından kuzeybatıya doğru mu devam ediyor yoksa sadece Sultandağı fayı ile mi sınırlı kalacak? Yoksa diğer yönde mi devam ediyor? Bu konular birçok bilim insanı tarafından ele alınmış ve yakın dönemde Çay'ın batısındaki kanatta ciddi bir sismik tehlikeye işaret edilmiştir (Özden vd. 2002, Emre vd. 2003, Yürür vd. 2003, Akyüz vd. 2006, Özkaymak vd. 2019).

Çizelge 2.2 Afyon-Akşehir Grabeni'nde kayıt altına alınmış Tarihsel ve Aletsel dönem depremler (Özkaymak vd. 2019). Kaynaklar: (1) Soysal vd. (1981), (2) Duman vd. (2018), (3) Ambraseys (2009), (4) Ergin vd. (1967), (5) Shebalin vd. (1974), (6) Ambraseys ve Jackson (1998), (7) Özer (2006), (8) Ambraseys (1988), (9) Pınar ve Lahn (1952), (10) Taymaz ve Tan. (2001), (11) Tan vd. (2008), (12) KOERI (2019). Kısaltmalar: I, Şiddet; M, Büyüklük; R: referanslar.

No	Tarih	Koordinat Lat.-Long.	Etkilenen Alan	I	M	R
1	94	38.75-30.50	Afyonkarahisar	VIII	?	1,2
2	530	38.65-31.10	Polybotus (Bolvadin)	?	?	3
3	1766 or 1767	38.50-30.50 or 38.53-30.55	Afyonkarahisar ve Şuhut	VII	?	1,2,4,9
4	1795	38.76-30.50	Afyonkarahisar	VIII	?	1,2,4,9
5	1862, Ekim 16 or 1862, Kasım 3	38.80-30.50 or 38.50-30.30	Afyonkarahisar ve Şuhut	VIII or X	6.1-6.5	1,2,3,4, 5,6,
6	1866	38.28-31.90 or 38.30-31.90	İlgın	VI	?	1, 4,
7	1873, Ekim 1	38.76-30.55	Afyonkarahisar	VI		1, 4,
8	1876, Mayıs 13	38.80-30.50 or 38.15-30.20	Afyonkarahisar	IX	6.7	1,2,4,5
9	1885, Aralık 2 or 1885, Kasım 28	38.75-30,55	Afyonkarahisar	?	?	2,3
10	1886, Aralık 2	38.75-30,55	Afyonkarahisar	?	?	3
11	1911	38.5-29.5	Afyonkarahisar, Bolvadin, Çay, Akşehir	VIII	?	4, 7
12	1914	38.65-31.10	Bolvadin	VII	?	4
13	1921, Eylül 26	38.38-31.75	Argıthanı, Akşehir	VIII	5.9 (M.)	4,8,9
14	1928, Kasım	38,76-30,53	Afyonkarahisar	V	?	4,7
15	1934, Haziran 19	38.70-30.00	Afyonkarahisar, Uşak	VII	5.3-5.9	4
16	1934, Kasım19	38.76-30.53	Afyonkarahisar	V	?	4,7

Çizelge 2.2 (Devam) Afyon-Akşehir Grabeni'nde kayıt altına alınmış Tarihsel ve Aletsel dönem depremler.

17	1940, Şubat 29	38.76-30.50	Afyonkarahisar	VII	6.0	4,
18	1941, Ocak 29	38.76-30.50	Afyonkarahisar	V	?	4,7
19	1942, Ocak 18	38.76-30.50	Afyonkarahisar	V	?	4,7
20	1946, Şubat 21	38.35-31.78	Argıthanı, Akşehir	VIII	5.7 (M.)	4,8
21	2000, Aralık 15	38.59-31.16	Sultandağı	-	6.0	10,11
22	2002, Şubat 3	38.58-31.25	Çay, Sultandağı	-	6.3	11,12
23	2002, Şubat 3	38.69-30.84	Çay, Kadıköy	-	6.0	11,12

2.2 Sultandağı Fayı Doğu Bölümünde Gerçekleştirilen Çalışmalar

Atalay (1975) tarafından, Afyon-Akşehir Grabeninin (AAG) güney fayı normal fay şeklinde adlandırılmıştır ve ilk olarak Koçyiğit (1984) tarafından Akşehir Fay Zonu (AFZ) şeklinde tanımlanmıştır. Fay, ilk olarak Şaroğlu vd. (1987, 1992) tarafından yapılmış ve en son 2011'de güncellenmiş, Türkiye diri fay haritasında “Sultandağ Fayı” olarak diri bir fay şeklinde haritalanması yapılmıştır (Emre vd. 2011). Türkiye diri fay haritasında diri bir fay şeklinde kabul edilen Sultandağı fayının uzunluğu toplam 100km'dir. Türkiye'nin gerçek zamanlı fay haritası, fayı farklı uzunluklarda altı bölüme ayırır (Emre vd. 2018, Duman vd. 2018).

2.2.1 Fay Geometrisi ve Segmentasyon

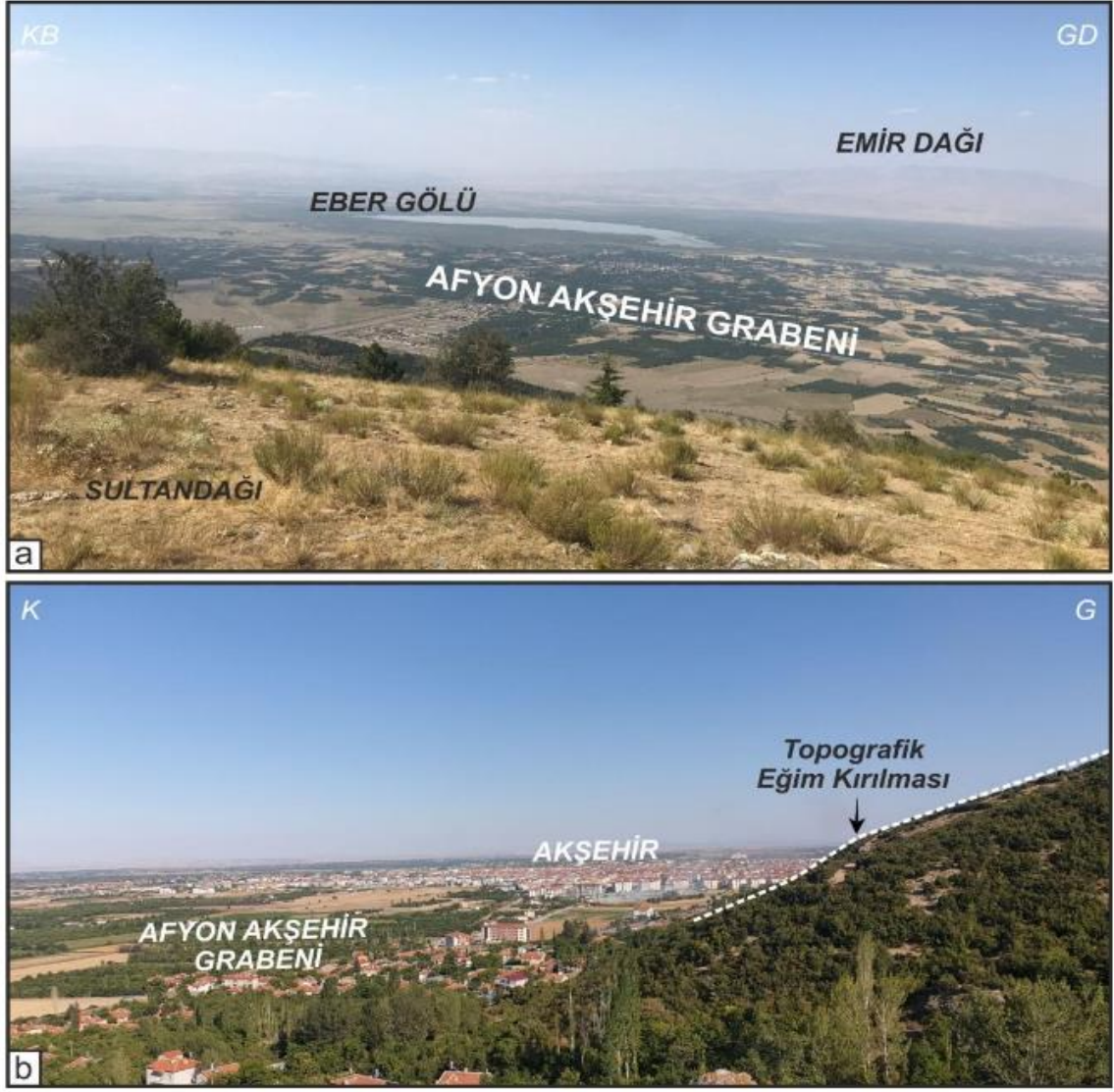
Proje çalışmaları kapsamında, Sultandağı ile Akşehir arasındaki alanda fayın geometrisi, segment yapısı ve tektonik jeomorfolojik özellikleri üzerine saha gözlemleri gerçekleştirilmiştir. Yapılan gözlemlere göre Sultandağı batısında, doğuda Akşehir-Isparta yol ayrımına batıda ise Doğancık, Yeşilçiftlik'e kadar fay çizgisel gidişli dağ önü ile tipiktir ve bu alanlarda yer yer çok iyi gelişmiş fay şevleri ve düzlemleri gözlenmektedir. Dağ önleri tipik olarak Neojen ve Neojen öncesi temel kayalar ile modern havza dolgusu arasındaki yapısal sınırı temsil etmektedirler. Fayın yükselen bloğunda baskın olarak Neojen öncesi Afyon Zonu'na ait metamorfik kayalar yer alırken, düşen blok Kuvaterner yaşlı alüvyal, flüvyal, kolüvyal ve gölsel sedimanlar ile temsil edilen modern graben dolgusundan oluşur. Bu alanda dağ önleri boyunca üçgen yüzeyler, dağ önü çizgiselliği, ani topografik eğim kırılmaları ve alüvyal yelpaze oluşumları belirgindir (Şekil 2.6 ve 2.7). Özellikle Akşehir ve Sultandağı arasında fay

geometrisi oldukça çizgisel gidişli olup KB-GD doğrultusu boyunca belirgin dağ önleri ile takip edilebilir. Sultandağı Fayı, doğrultusu boyunca yer yer grabene doğru basamaklı bir geometri sunar.



Şekil 2.6 Sultandağı'nın Akşehir doğusundaki morfolojisini gösteren saha fotoğrafı. Kısaltmalar: AAG: Afyon Akşehir Grabeni.

Grabenin bu bölümünde, Sultandağı Fayı'nın düşen bloğu üzerinde, Eber ve Akşehir Göllerinin güncel sedimanları, aksenal nehirin flüvyal çökelleri ile graben kenarlarında biriken alüvyal yelpaze çökelleri birbirlerine girik olarak gözlenirler. Eber Gölü, güneydeki ana graben kenar fayı olan Sultandağı ile kuzey kenar faylarından Bolvadin, Büyük Karabağ ve Çukurca Fayları arasındaki çöküntü alanında yer alır (Şekil 2.7).



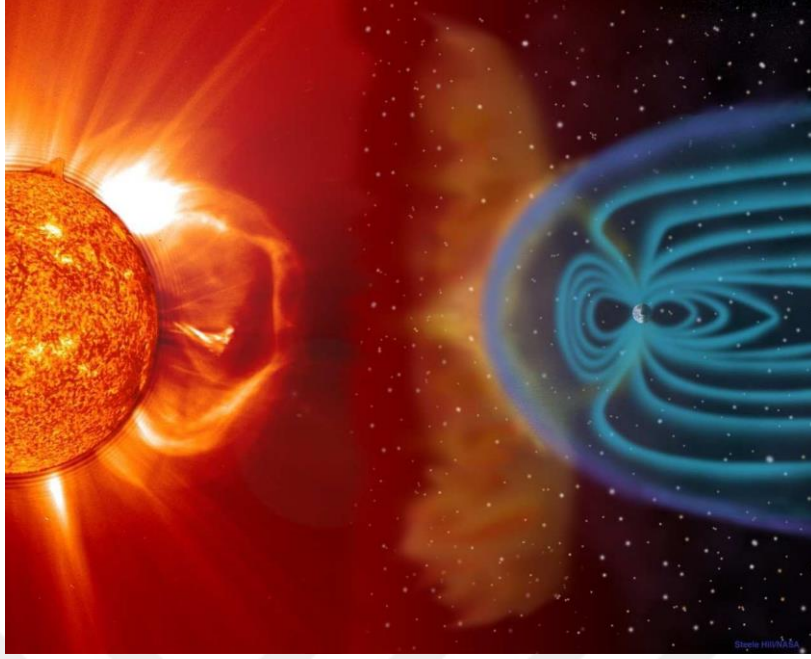
Şekil 2.7 a) Güneyde Sultandağı ile Kuzeyde Emir Dağı yükseltileri arasında kalan Afyon Akşehir Grabeninin orta bölümünün görünümü. b) Akşehir yerleşim alanı doğusunda dağ önünde gözlenen topografik eğim kırılması.

3. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM

Manyetotellürik (MT) yöntem, ilk olarak Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953)'ın çalışmalarında açıklanmıştır. MT yöntemi, yer altı yapılarındaki elektriksel özellikleri ortaya çıkarmak maksadıyla zeminde indüksiyon (uyarılma) (elektrik akımları) oluşturmak için atmosferdeki (yıldırım) ve manyetosferdeki (dünyanın manyetik alanındaki salınımlar) doğal kaynak alanlarını kullanan pasif bir kaynak araştırma yöntemidir. MT yönteminde yararlanılan doğal elektromanyetik dalgaların frekans aralığı çok geniştir (10^{-5} - 10^5). Bu yüzden birkaç metreden yüzlerce kilometreye kadar yeraltının elektriksel özelliklerine ulaşmak mümkündür. MT yöntemi, sulu akışkanlar, metalik mineraller, grafit ve kısmi erime sonucu oluşabilecek kabuksal iletkenlik artışlarını tespit etmede oldukça etkili bir yöntem olarak öne çıkmaktadır. Aktif tektonik alanlarda derin ve sık iletken yapı görüntülenmesi için, günümüzde MT yöntemi etkin bir şekilde kullanım sunmaktadır (Bedrosian 2007, Unsworth 2010).

3.1 Yöntemin Kaynağı

Yeraltında oluşan manyetik alanındaki değişikliklere, atmosfer, iyonosfer ve manyetosferdeki olaylar neden olur. Dünyanın manyetik alanı zaman içinde devamlı şekilde izlenirse, çok uzun dönemlerden kısa dönemlere kadar çok çeşitli olaylarla karşılaşmak mümkündür. İyonosfer ve Manyetosferdeki yüklü parçacıkların titreşimleri ve yerkürenin katmanlarında indüklenen elektrik akımlarının neden olduğu bu manyetik değişimler, Dünya'nın doğal elektromanyetik alanını meydana getirir. Bu doğal elektromanyetik alan, MT yönteminin kaynağıdır (Şekil 3.1).



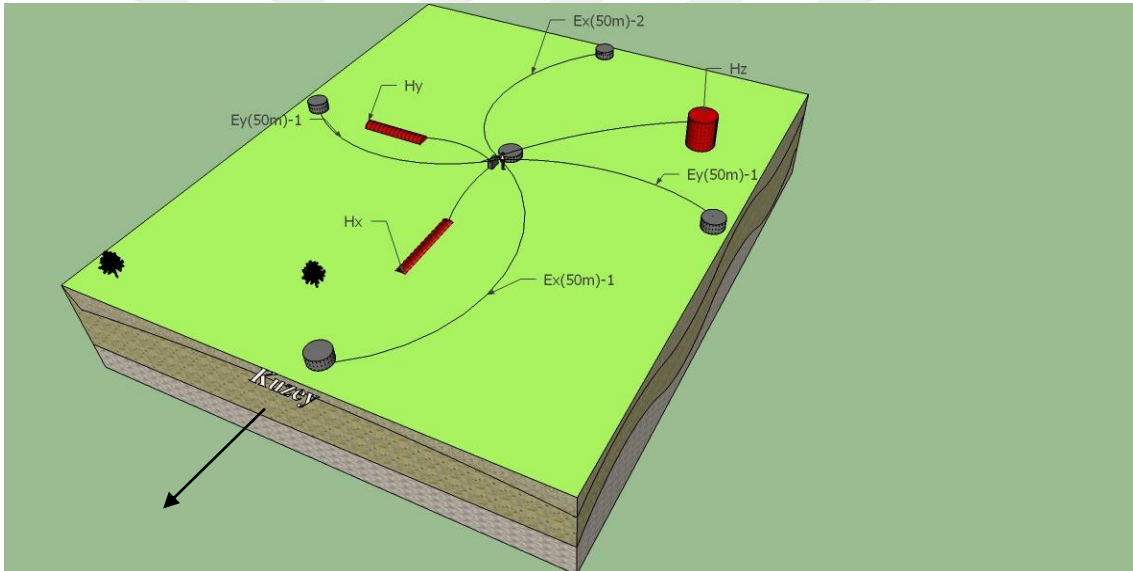
Şekil 3.1 Güneşten gelen yüklü parçacıklar ile yer manyetik alanının etkileşimi (Int.Kyn-1).

3.2 Ölçü Alım Tekniği

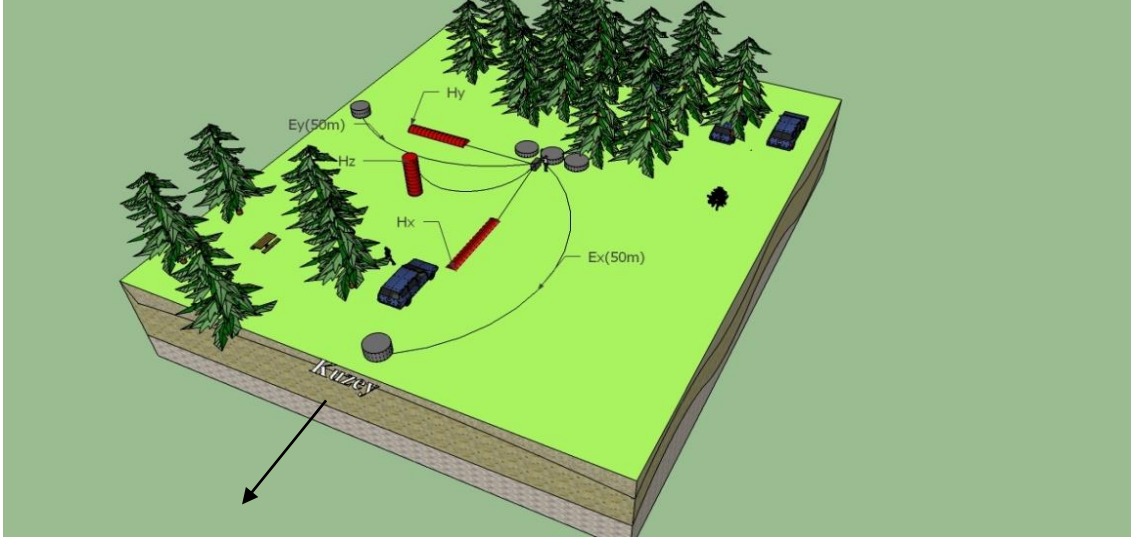
Arazide MT düzeneğinin konulacağı bölgenin gürültülerden etkilenmemesi önemlidir. Yakındaki elektromanyetik vericiler doğal elektromanyetik alanı olumsuz etkilenmesine neden olabilir ve bu da MT verilerini istenmeyen bir şekilde etkileyebilir. Gürültülü ortamlarda dipol aralıklarının küçük belirlenmesi, daha iyi veri elde etmeye yardımcı olabilir. Ayrıca güneşten gelen elektromanyetik sinyalin az olduğu dönemlerde, iyi bir ölçü düzeneği yeri seçimi olsa bile veri toplama zorluğu yaşanabilir. Böyle bir durumda MT aletinden manyetik ve elektrik alan genliğinin artırılması veya dipol aralıklarının büyük alınması faydalı olabilir.

MT yöntemi, zamana karşı ölçümlerin alındığı bir yöntem olduğu için daha derin bilgilere ulaşmak için daha fazla ölçüm süresi gerekmektedir. Örneğin, kabuk çalışmalarında genellikle ortalama 48 saatlik bir ölçüm süresi gereklidir. Ancak jeotermal sahalarda, ekonomik faktörler göz önünde bulundurularak ölçüm süresi kısaltılabilir. Jeotermal araştırmalar için genellikle 4 ila 18 saatlik bir süre ideal olarak kabul edilir. Ancak bu ideal saat aralığı ortamın öz direnci ve frekansına bağlı olarak değişmektedir.

MT yönteminde genellikle iki farklı arazi düzeneği kullanılır: "L" ve "+" şeklinde düzenler. "+" arazi düzeninde (Şekil 3.2), arazi çalışmasında belli bir mantık yerleştirmek ve aleti kalibre etmek amacıyla, manyetometreler sabit bir konumda yerleştirilir. Örneğin, H_x bileşeninin ölçümünü yapan manyetometreler ölçüm noktasının kuzeyine yerleştirilir, H_y manyetometreleri doğuya orantılı şekilde yerleştirilir ve H_z bileşenini ölçen manyetometreler ise kuzeybatıya doğru dik şekilde kullanılır (Şekil 3.2, 3.3). Arazi şartlar müsait değilse farklı konumlarda yerleşim de mümkündür. Benzer şekilde, E_x bileşeni ölçen elektrot potları kuzey-güney yönünde, E_y bileşenini ölçen elektrot potları ise doğu-batı yönünde yerleştirilebilir (Şekil 3.2, 3.3). Bu düzenlemelerle MT yöntemiyle manyetik ve elektrik alanın farklı bileşenleri ölçülebilir ve analiz edilebilir (Özyıldırım 2010).



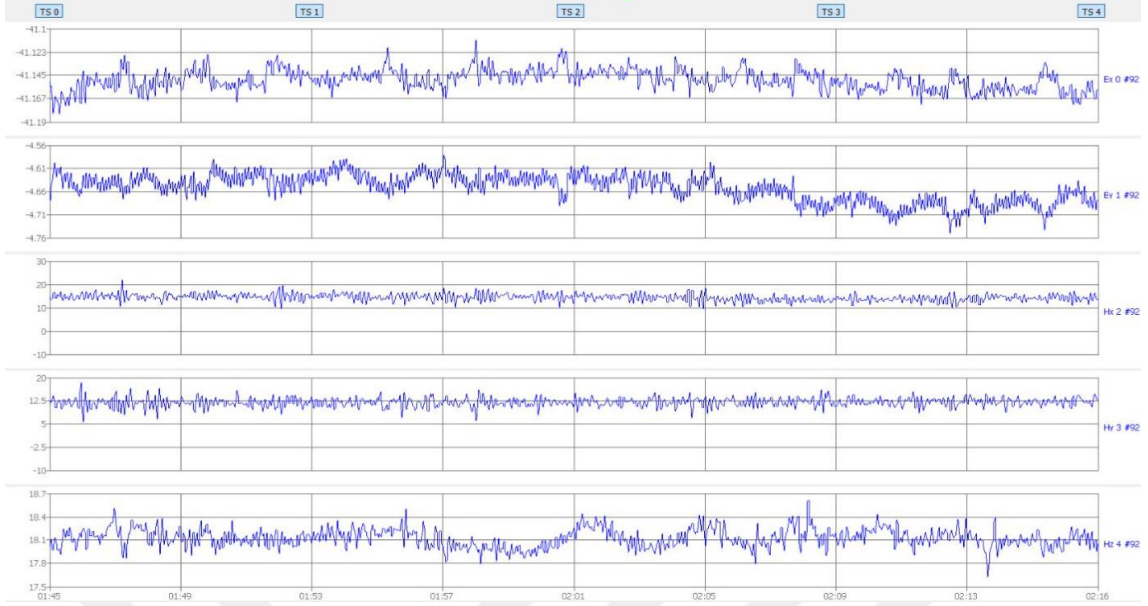
Şekil 3.2 "+" şeklinde ölçüm düzeni (Özyıldırım 2010).



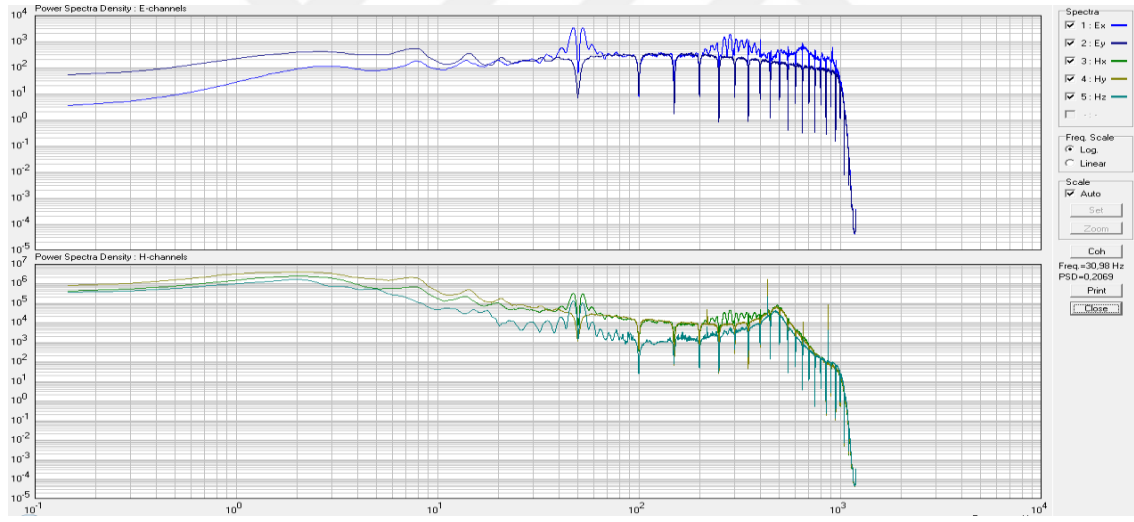
Şekil 3.3 “L” şeklinde ölçüm düzeni (Özyıldırım 2010).

3.3 Ölçülen x Büyüklükler

Manyetotellürik ölçümlerde, yer düzleminde belirlenen gözlem noktalarında E_x ve E_y elektrik alanı bileşenleri ile H_x , H_y , H_z manyetik alan bileşenleri zaman içinde ölçümü yapılır. Arazide yapılan bir Manyetotellürik ölçümün zaman serisi grafiği Şekil 3.4'de, gösterilmiştir. Zaman serileri Metronix marka MT aletlerinde istenilen frekans bantlarında ölçülebilmektedir. Farklı frekans bantlarında ölçülen zaman serilerinin tahmin edilebilen gürültülerden ayıklanması gerekmektedir. Bu gürültü ayıklama işlemi zaman serisi analizinin en önemli kısmını oluşturmaktadır. Zaman serisi analizi Metronix marka MT aletinin kendi lisanslı programı olan ‘ProcMT’ isimli yazılım ile yapılmıştır. Zaman serilerinden istenmeyen gürültüler ayıklanabilir, fakat zaman serilerini zaman ortamında işlemek oldukça zor olduğundan, genellikle Fourier dönüşümleri kullanılarak veriler frekans ortamına dönüştürülür (Şekil 3.5.). Bu noktada elektrik ve manyetik alanların birbirlerine dik bileşenleri kullanılır ve böylece (E_x , H_y veya E_y , H_x) yer yüzeyinde empedans $Z(\omega)$ hesaplanır.

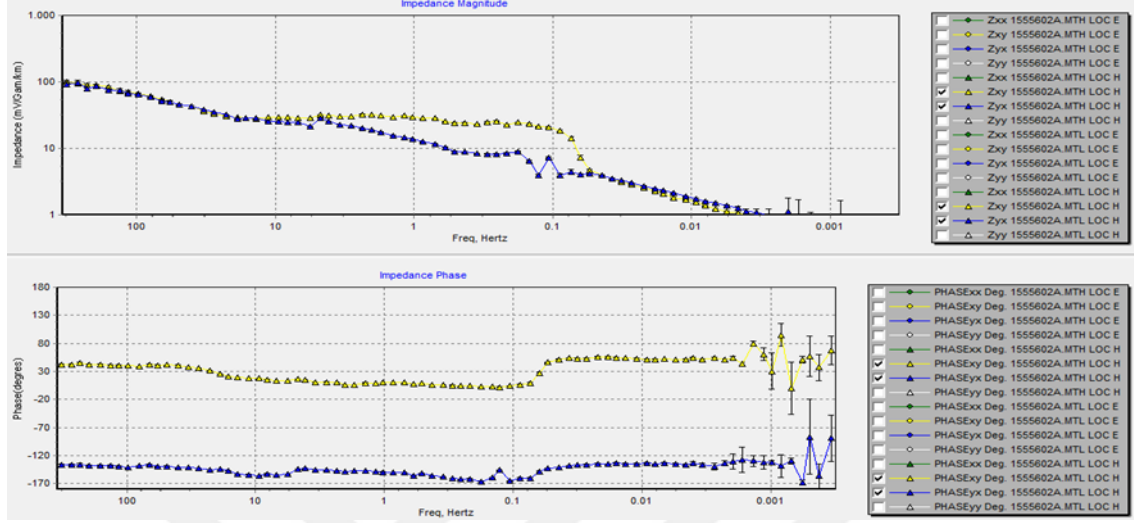


Şekil 3.4 Zaman Serisi örneği.



Şekil 3.5 Fourier dönüşümü ile elde edilen Ex, Ey, Hx, Hz (Örnekleme:4096 Veri penceresi: Hann).

Şekil 3.6’da gösterilen datanın Fourier Dönüşümü alınarak empedans genlik ve faz ölçümleri gösterilmektedir (Z_{xy} , Z_{yx}).



Şekil 3.6 Empedans genlik ve fazı.

Yukarıda şekil ve grafik ile izah edilen, frekans ortamına ait verinin analizini yaparken izlenen yol şöyledir; manyetik ve elektrik alanların bileşenleri ayrı Fourier dönüşümleri yapılır. $x(n\Delta t)$ şeklinde verilmiş olan bir ayrık veriye ait Fourier dönüşümü,

$$x(f) = \frac{1}{n} \sum_{n=0}^{n-1} x(n\Delta t) e^{-i^2 \pi f n \Delta t} \quad n=0,1,2, \dots, N-1 \quad (3.1)$$

olarak yapılır. $x(t)$ dizisi Fourier dönüşümü olan $X(f)$ 'nin faz ve genlik spektrumu aşağıda sunulmuştur.

$$|X(f)| = [(X_g(f))^2 + (X_s(f))^2]^{1/2} \quad (3.2)$$

$$\phi(f) = \arctan[-X_s(f)/X_g(f)] \quad (3.3)$$

Elektrik ve manyetik alanlar, her frekanstaki faz ve genlik değerleri şeklinde verilebilir,

$$X(f) = |X(f)| e^{i\phi_x(f)} \quad (3.4)$$

Yukarıda sunulanlara benzer şekilde manyetik alan ve elektrik alanın Fourier dönüşümü hesaplandığında,

$$E_x(f) = |E_x(f)| e^{i\phi_x(f)} \quad (3.5)$$

$$H_y(f) = |H_y(f)| e^{i\phi_y(f)} \quad (3.6)$$

şeklinde olur. Empedans değeri elektrik alanın manyetik alana oranından,

$$Z_{xy}(f) = E_x(f)/H_y(f) = |E_x(f)|/|H_y(f)| e^{i(\phi_x(f)-\phi_y(f))} \quad (3.7)$$

olarak bulunur. Benzer şekilde Z_{yx} 'de elde edilir. Empedans sanal ve gerçel yanı olan kompleks bir sayıdır. Empedansın genliği,

$$|Z_{xy}(f)| = \frac{|E_x(f)|}{|H_y(f)|} \wedge |Z_{yx}(f)| = \frac{|E_y(f)|}{|H_x(f)|} \quad (3.8)$$

ve empedansın fazı,

$$\phi_{xy}(f) = \phi_x(f) - \phi_y(f) \wedge \phi_{yx}(f) = \phi_y(f) - \phi_x(f) \quad (3.9)$$

olarak bulunur. Empedansın genliği bulunduktan sonra Cagniard eşitliğinden yerine konularak periyodun veya frekansın fonksiyonu şeklinde görünür öz direnç eğrisi elde edilir. Eğer E_x ve E_y için mV/km ve H_x ve H_y için (nT) (gamma) olarak pratik birimler kullanılırsa,

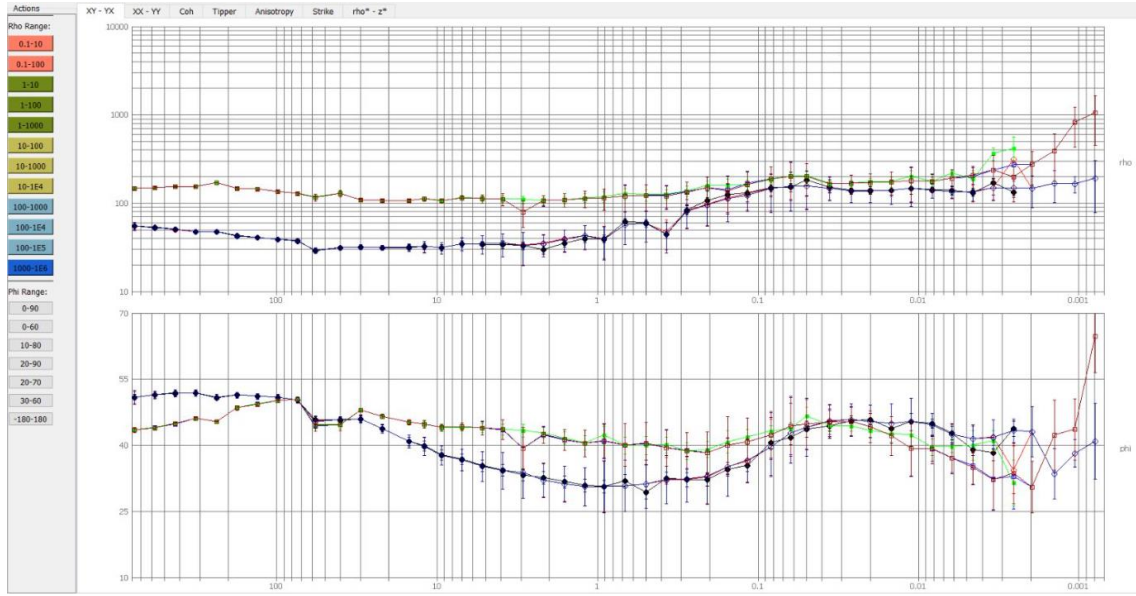
$$\rho_{xy} = 0.2T |E_x/H_y|^2 = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3.10)$$

$$\rho_{yx} = 0.2T |E_y/H_x|^2 = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (3.11)$$

olur. Burada T periyottur. Eşitlik (3.8) karmaşık ifadesinin fazı

$$\phi_{xy} = \arctan \left[-\frac{\text{Im}(E_x/H_y)}{\text{Re}(E_x/H_y)} \right] \wedge \phi_{yx} = \arctan \left[-\frac{\text{Im}(E_y/H_x)}{\text{Re}(E_y/H_x)} \right] \quad (3.12)$$

ile verilir. Manyetotellürik datasının veri işleminde, Fourier dönüşümü ile görünür öz direnç değerlerine ulaşılır. Şekil 3.6'te sunulan empedans genlik ve fazı ise Cagniard bağıntısı ile görünür öz direnç ve empedans fazı olarak sunulmuştur.



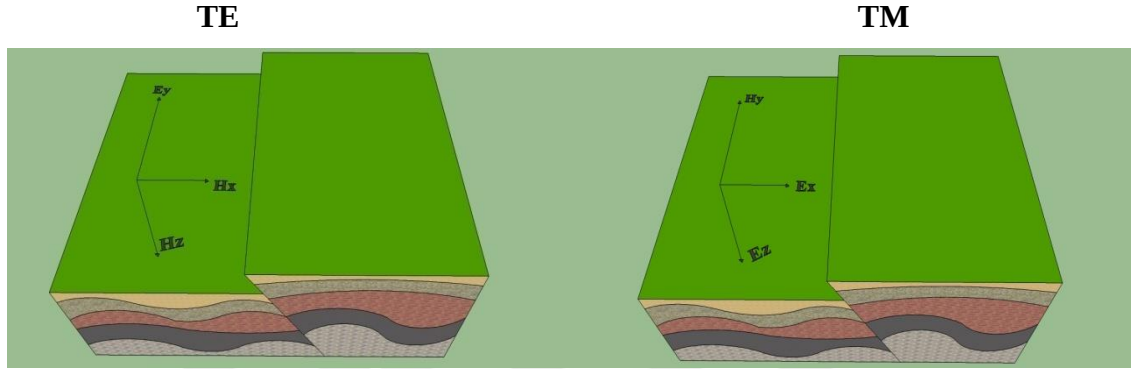
Şekil 3.7 Görünür öz direnç genlik ve fazı.

3.4 Ayırıştırma Yöntemleri

MT verilerinin genellikle bir doğrultu boyunca ölçümü yapılır ve elde edilen verilerin yorumlanmasında 2B ters çözüm algoritmaları kullanılır. 2B ters çözümünde, empedans tensörünün 3 boyutlu yapısı dikkate alınmalıdır. Bu nedenle, yer-elektrik doğrultusu sabit kabul edilerek belirlenmelidir. Yer-elektrik doğrultusunun belirlenmesi için ayırıştırma yöntemlerine başvurulur. En yaygın tercih edilen ayırıştırma yöntemleri arasında, Groom ve Bailey (1989) tarafından geliştirilen (G&B) ayırıştırma analizinin yanı sıra McNeice ve Jones (2001) tarafından geliştirilen "strike" kodu bulunur.

2B durumda, elektrik alanın iletkenlik doğrultusuna (jeolojik doğrultu) paralel (TE) ve manyetik alanın jeolojik doğrultuya paralel (TM) olduğu iki modda çözüm yapılabilir.

TE modunda, manyetik alanın y bileşeninin yanı sıra elektrik alanın x ve z bileşenleri kullanılırken, TM modunda manyetik alanın x ve z bileşenleri, elektrik alanın ise y bileşeni “sıfır” olarak alınır. Seçilen bu empedans tensörü kullanılarak, TE ve TM modu görünür öz direnç ve empedans faz değerleri hesaplanır ve bu değerler 2B ters çözümde kullanılır (Özyıldırım 2010).



Şekil 3.8 TE modu ve TM modu gösterimi (Özyıldırım 2010).

3.5 MT Ölçüleri ve Uygulanan Veri İşlem Aşamaları

Proje alanında yaklaşık D-B (Doğu- Batı) yönünde 6 doğrultu (Doğrultu-17, 18, 19, 20, 21 ve 22 “Kuzeyden Güneye doğru”) boyunca istasyonda MT ölçüleri alınmıştır (Şekil 19). Veri kalitelerinin düşük olduğu durumlarda ölçü lokasyonu veya sistem (pot, bobin, alıcı) değiştirilerek tekrar ölçüleri alınmıştır (Tekrar ölçüleri ile toplam 54 istasyonda ölçüler toplanmıştır). MT ölçüleri Metronix marka ADU07e model alıcı, MFS06e ile MFS07e bobinler ve Pb-PbCl₂ potlar kullanarak alınmıştır. Her doğrultuda ölçü aralığı yaklaşık 500-1000 metre aralığında olası tektonik fay ve birim geçişlerini gözlemleyebilecek şekilde seçilmiştir. Her bir istasyonda zaman serisi olarak toplanan verilerin ölçü süresi yaklaşık 18-24 saat arasında değişmektedir.

Tüm istasyonlarda ölçülen MT verileri Bölüm 3.2 ’de anlatılan veri işlem aşamalarından geçirilmiştir.



Şekil 3.9 Metronix marka ADU07e model alıcı.



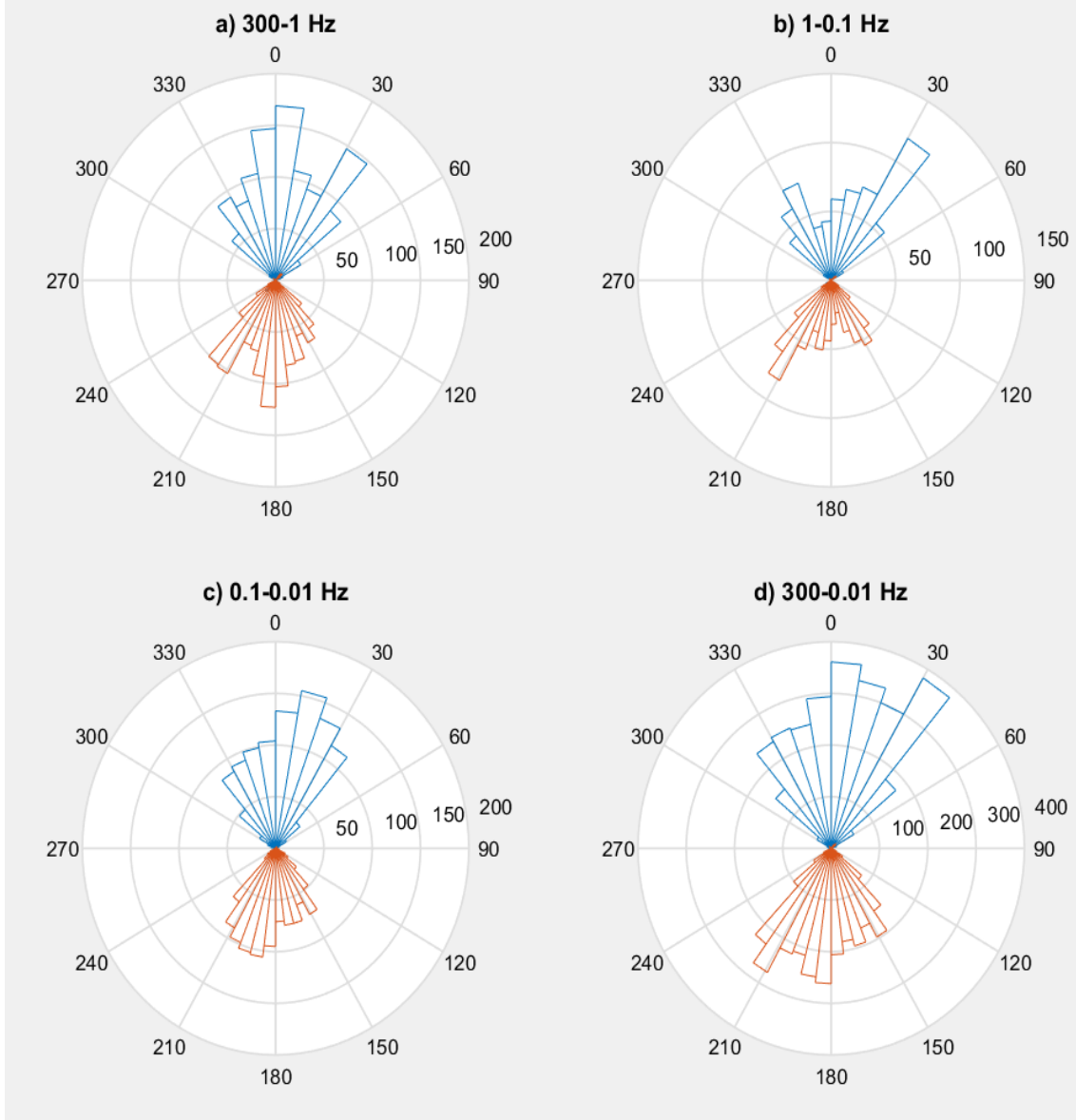
Şekil 3.10 Arazi çalışmaları.

3.6 Zaman Serisi Analizi ve FFT

Her istasyonda ölçülen zaman serisi şeklinde veriler analiz edilerek FFT ile frekans ortamı empedans değerleri ve ardından görünür öz direnç ve faz eğrileri, Bölüm 3.2 'de anlatıldığı gibi elde edilmiştir.

3.7 Ayırıştırma analizi ve Döndürme Açısının Kestirimi

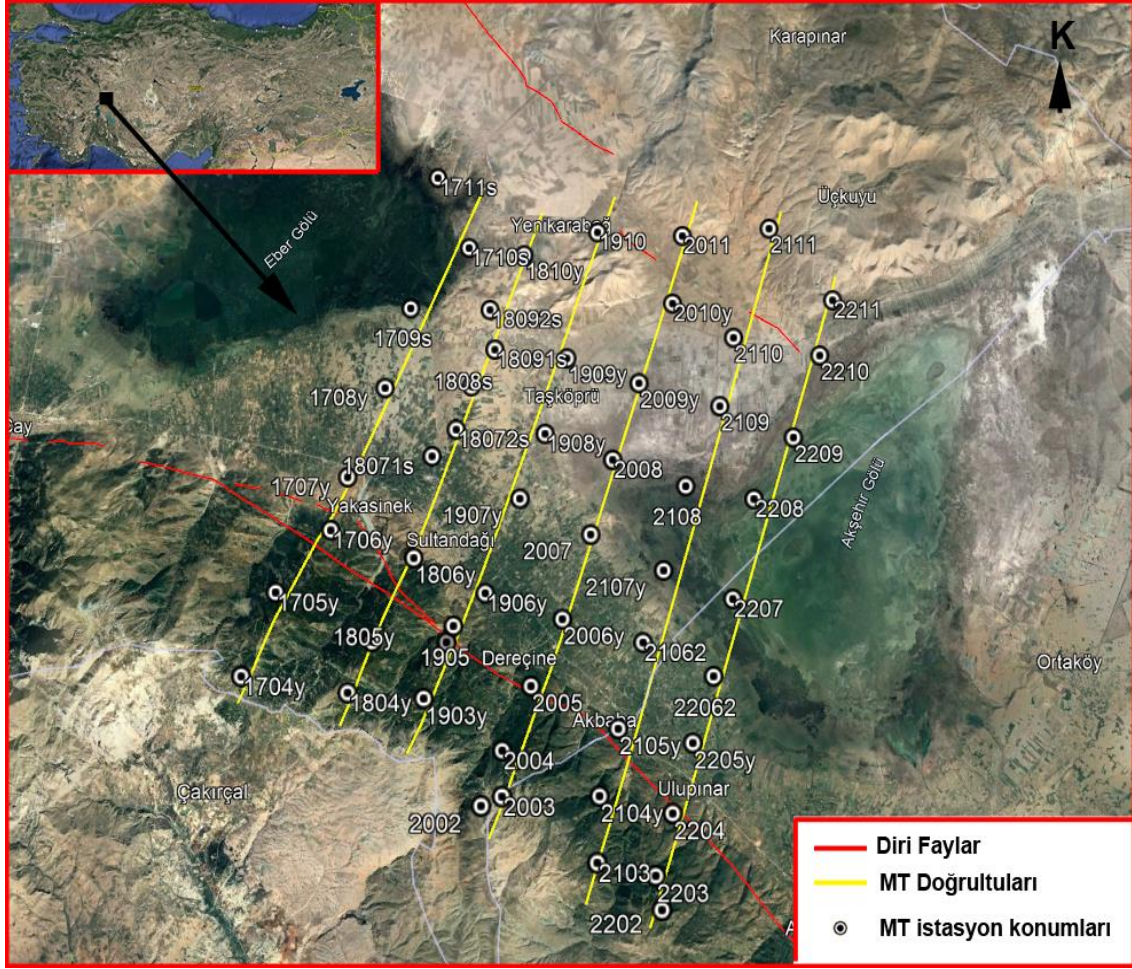
Verilerin 2-B yorumlanabilmesi için, her doğrultu için bir yer-elektrik doğrultusu bulunmuştur. Bu çalışmada, yer elektrik doğrultusu bulunması için Groom ve Bailey (1989) tarafından yapılan (G&B) ayırıştırma analizi kullanılmıştır. G&B ayırıştırma analizi sonunda 2B ters çözüm için döndürme açısı -60° seçilmiştir. Şekil 3.11'de sunulan diyagramlarda, yer elektrik doğrultusu 30° olduğu göze çarpmaktadır. Fakat Doğrultu açısı belirlenmesinde 90° derece belirsizliği vardır. Bu belirsizlikte TE- ve TM-Modu veriler yer değiştirmektedir. Doğru TE- ve TM modu verilerini belirlemek için ortamın tektonik yapısına da bakmak gereklidir. Burada bölgedeki en önemli tektonik bileşen olan afyon Akşehir Grabeni, Sultan dağı fayının doğrultusu dikkate alındığında -60° olarak yer elektrik doğrultusu seçilmiştir.



Şekil 3.11 Sultandağı bölgesi, MT istasyonlardaki tüm frekans değerleri için hesaplanan döndürme açıları kullanılarak elde edilen gül diyagramları.

3.8 TE- ve TM-Modu Empedans Bileşenlerinin Belirlenmesi

Her doğrultu için elde edilen empedans tensörleri, Groom ve Bailey (1989) tarafından yapılmış açı istikametinde döndürülür. Ölçü alınması sırasında manyetik kuzey, x- şeklinde işaretlenir. Burada, -60 derece döndürülen doğrultularda empedans tensörlerinin Z_{xy} bileşeni TE-modu ve Z_{yx} bileşeniyse TM-modu şeklinde alınır. Bu kapsamda her iki mod için, görünür öz direnç ile empedans faz değeri elde edilir. Yapılan veri işleme adımlarının ardından, öz direnç modelleri 2B ters çözüm sonucu elde edilmiştir.



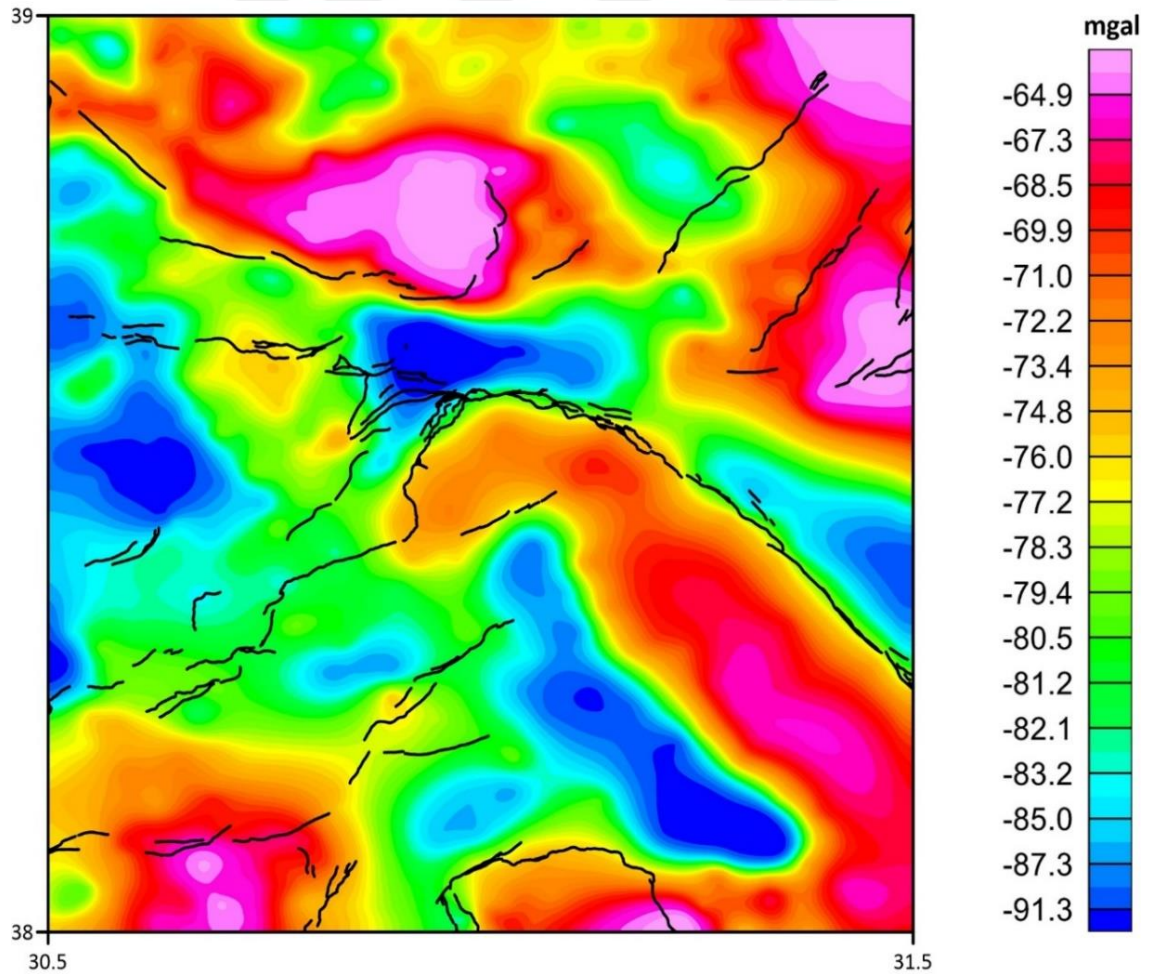
Şekil 3.12 Çalışma sahasının yer bulduru haritası, MT istasyonlarının konumları, diri faylar ve 2B ters çözüm için belirlenen doğrultular.

4. GRAVİTE YÖNTEMİ

Gravite yöntemi kullanılarak, yerçekimi kuvvetindeki küçük değişimler tespit edilir. Bu yöntem, Newton'un yasasına dayanır ve çekim kuvvetinin cisimlerin kütlelerine bağlı olduğunu göz önünde bulundurarak, farklı yoğunluklara sahip yer altı yapılarını ayırt etmemizi sağlar (Çıvgın 2019).

4.1 Gravite Verileri

Proje alanına ait gravite verileri (1/100.000 ölçekli 3 pafta) 2.5 km grid aralıklı MTA Genel Müdürlüğü'nden alınmış ve gerekli düzeltmeyi MTA yapmıştır. Tüm paftaların birleştirilmesiyle elde edilen proje alanına ait gravite anomali haritası Şekil 4.1'de verilmiştir.



Şekil 4.1 Proje sahasının gravite anomali haritası.

Proje alanına ait gravite anomali haritası incelendiğinde Afyon-Akşehir grabenini oluşturan alüvyon birimin etrafındaki yapılara kıyasla düşük gravite değerine sahip olduğu (~ -100 mgal) ve bu durumun yüzey jeolojisi ile uyumlu olduğu görülmektedir.

4.2 Gravite Verilerine Uygulanan Veri İşlem Aşamaları

Yer çekimi anomalileri, farklı derinliklerde ve noktalarda bulunan sonsuz sayıda kütlelerin etkisiyle yüzeyde meydana gelir. Yüzeyden ölçülen gravite değerleri, yüzeyde ve derinliklerde bulunan kütlelerin yoğunluklarından kaynaklanan gravite anomalileridir. Derinlerdeki kütlelerden kaynaklanan anomalileri belirlemek için yüzeye yakın kütlelerin etkisinin ortadan kaldırılması gerekmektedir. Bu amaçla, yukarı doğru uzanım yöntemi uygulanarak yüzeye yakın kütlelerin etkisi atılır.

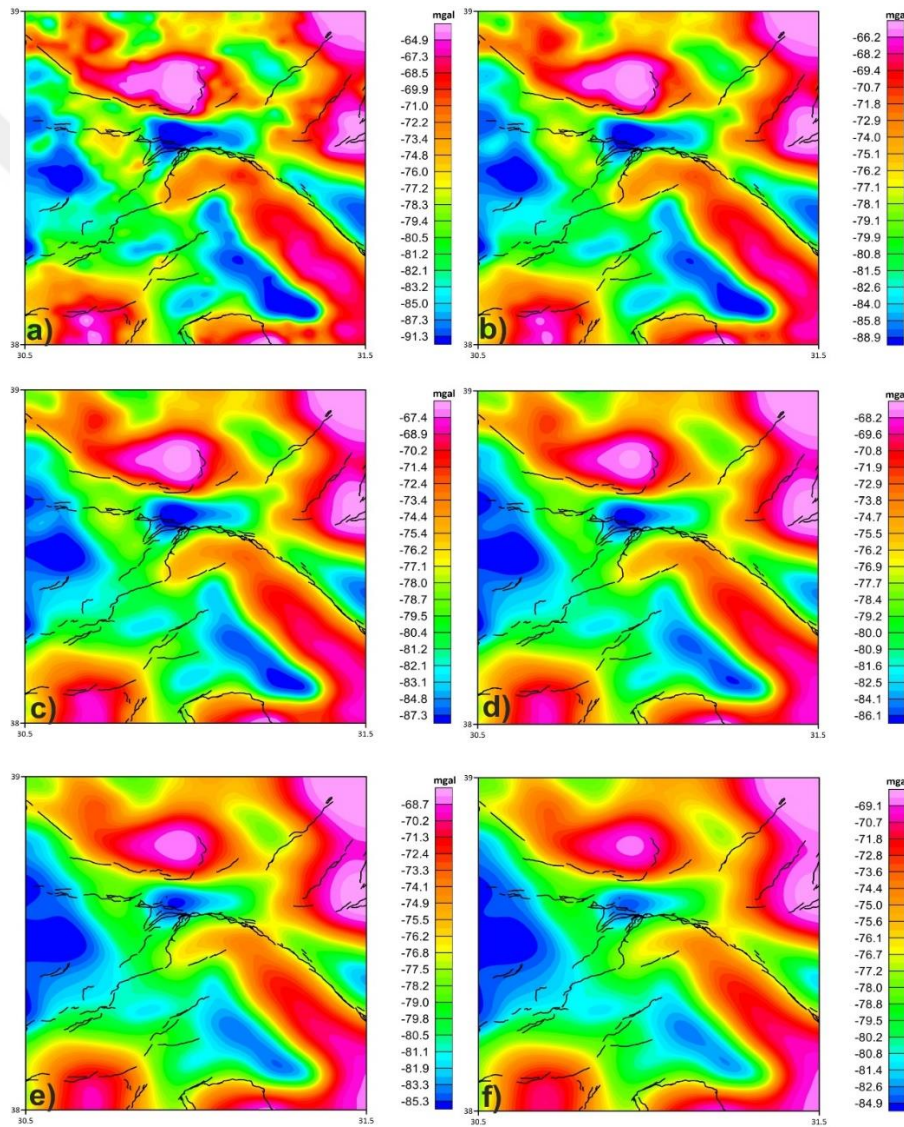
4.2.1 Yukarı Analitik Uzanım

Yukarı uzanım yöntemi, bilinen potansiyel alanın herhangi bir noktasındaki kaynaktan daha uzak olan potansiyel alanı hesaplamak için kullanılır. Bu yöntemle, potansiyel alan verileri incelenen yüzey derinliğine göre daha kullanışlı hale getirilebilir. Bazen farklı yüksekliklerde ölçümler yapılması gerekebilir, ancak bu ölçümler belirli bir seviyede tutulmak istenir. Yukarı uzanım işlemiyle, ölçümler sabit bir yüzeye taşınır. Ayrıca, yüzeydeki kütlelerin neden olduğu anomaliler yüzünden derin anomaliler belirgin bir şekilde gözlenmeyebilir. Bu durumda, yukarı uzanım işlemiyle derin kütlelerin oluşturduğu anomaliler daha belirgin hale getirilir. Yani derin kütlelerin etkisi daha fazla olurken, yüzeye yakın küçük kütlelerin etkisi azalır. Bu işlemde kullanılan işleç, bir gravite alanının konvolüsyonu sırasında kullanılır (Blakely 1995). Yukarı analitik uzanım yöntemiyle, yüzeyde bulunan küçük kütlelerin gravite anomalilerinin etkisi azaltılır ve derinden gelen kütlelerin gravite anomalisi daha belirgin hale getirilir. Ayrıca, alınan ölçümlerin yukarı doğru itilmesiyle küçük kütlelerin etkisi azaltılır ve bir kütle olduğu ortaya çıkar.

$$e^{h(kx^2+ky^2)^2} \quad (4.1)$$

şeklindedir. Bu formülde, h: derinlik, (z yönünde, km), k_x : x yönündeki dalga sayısı, k_y : y yönündeki dalga sayısı.

Benzer şekilde h, analitik uzanım mesafesi olarak anlaşılır. (+) olması durumunda Yukarı Analitik Uzanım, (-) olması durumunda ise Aşağı Analitik Uzanım işleci olur. Şekil 4.1’de gösterilen gravite verilere 1 km, 2 km, 3 km, 4 km ve 5 km şeklinde yukarı uzanım uygulanmıştır. Yukarı Uzanım uygulanmış gravite anomali haritaları Şekil 5.2’de gösterilmiştir.



Şekil 4.2 a) Proje alanına ait gravite anomali haritası. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite anomali haritası.

4.2.2 Türev Yöntemleri

Potansiyel alan kaynaklarına ait sınırları belirlemek için birçok sınır belirleme süzgeci bulunmuştur. İlk nesil süzgeçler arasında toplam yatay türev (TYT) ve analitik sinyal süzgeçleri yaygın olarak kullanılmaktadır. TYT süzgeci, Cordell ve Grauch (1985) tarafından geliştirilmiştir. Bu süzgeç kullanıldığında, kaynak sınırları üzerinde elde edilen anomalilerin en yüksek genlik değerleri görülebilir. TYT sonuçları, potansiyel alan anomalilerinin kaynak sınırlarını belirleme amacıyla standart bir araç haline gelmiştir.

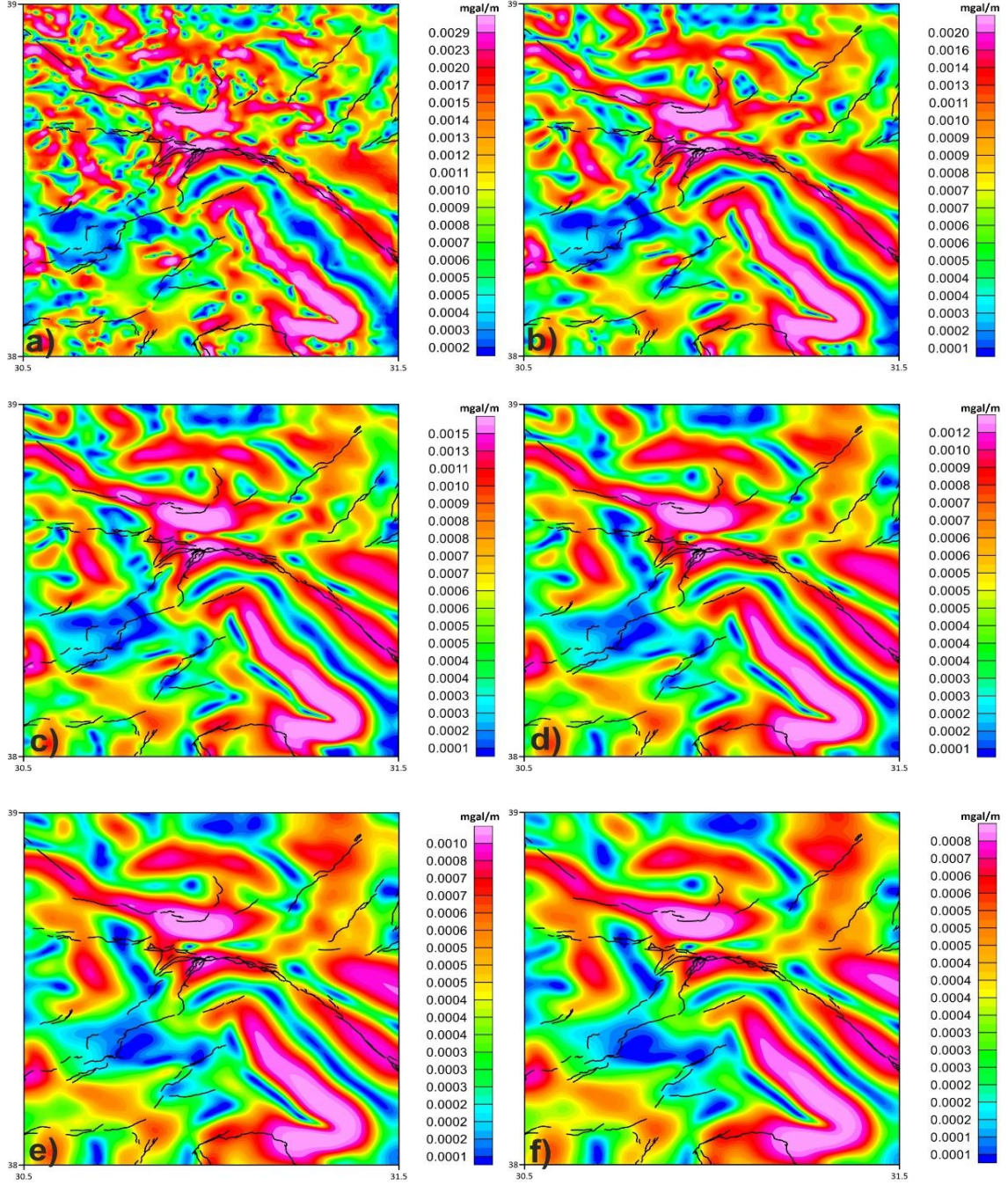
$$TYT = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2} \quad (4.2)$$

TYT ve AS yöntemlerinin bazı zayıf noktaları olduğundan dolayı türev yöntemleri olarak adlandırılan süzgeçler geliştirilmiştir. Bu bağlamda, ilk geliştirilen süzgeç Tilt Angle (Tilt) süzgecidir ve Miller ve Singh (1994) tarafından aşağıdaki denklemle temsil edilir:

$$Tilt = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial P}{\partial z}}{TYT} \right) \quad (4.3)$$

Eğim açısı, TYT'nin düşey türevisine oranlanarak normalleştirilen bir ölçüdür. Bu süzgeç, yakın yüzey ve derin kaynakların etkilerini aynı genlik seviyesinde gösterir. Eğim açısı, yapı üzerinde pozitif değerler, yapı kenarında sıfır değerler ve yapı dışında negatif değerler alır. Genlik değerleri $-\pi/2$ ile $\pi/2$ arasında değişir ve bu nedenle yorumlaması oldukça kolaydır.

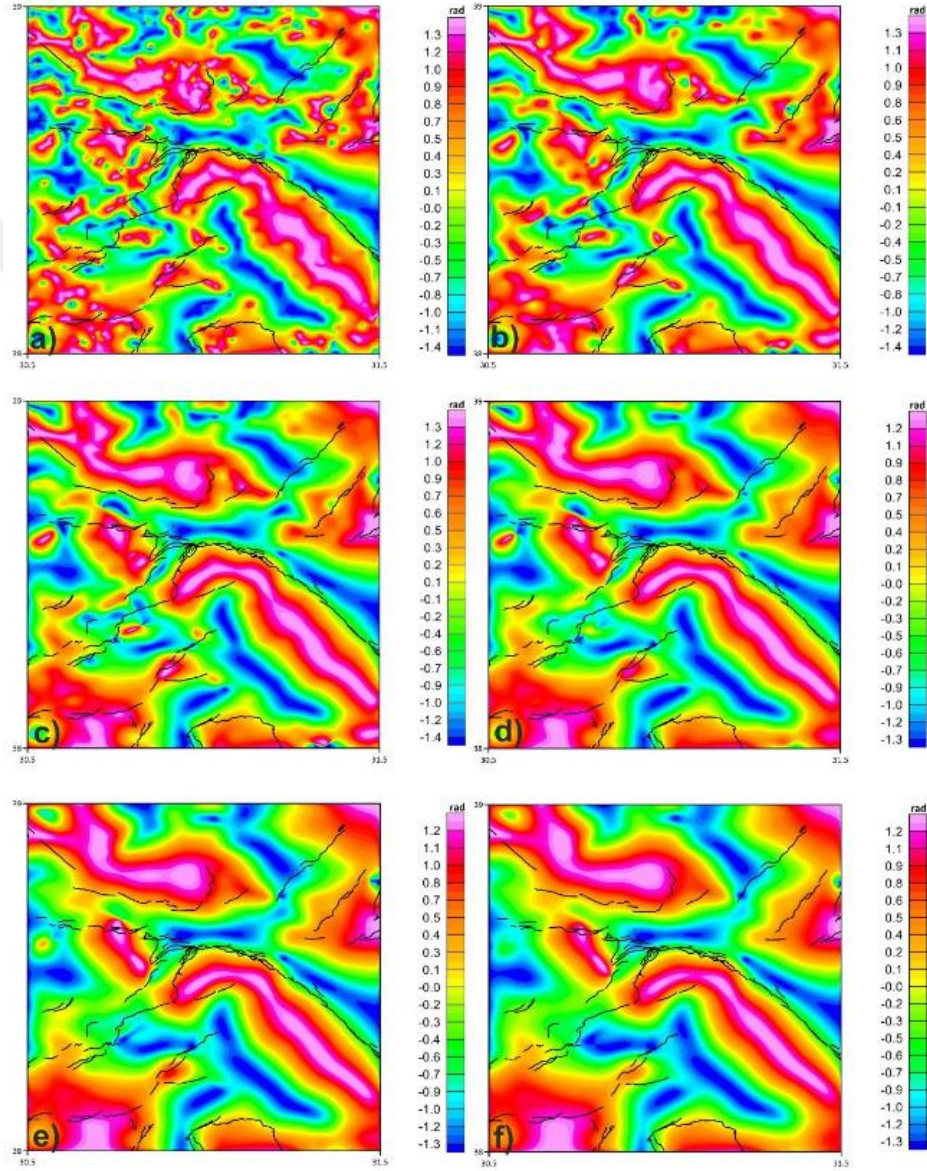
Çalışma bölgesindeki yapıların sınır ve çizgisellikleri belirleyebilmek maksadıyla Şekil 4.2'de sunulan gravite verilerine TYT Süzgeci ve Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) uygulanmıştır. TYT Süzgeci uygulanmış gravite anomali haritaları Şekil 4.3'de gösterilmiştir.



Şekil 4.3 a) Proje alanına ait gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) Uygulanması.

Şekil 4.3’de verilen Toplam Yatay Türev Süzgeci (TYT) uygulanmış gravite anomalileri incelendiğinde proje alanında mevcut jeolojik formasyonlar ve süreksizliklerle karşılaştırılmıştır ve uyumlu oldukları görülmektedir.

Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) uygulanmış gravite anomali haritaları Şekil 4.4’de gösterilmiştir.

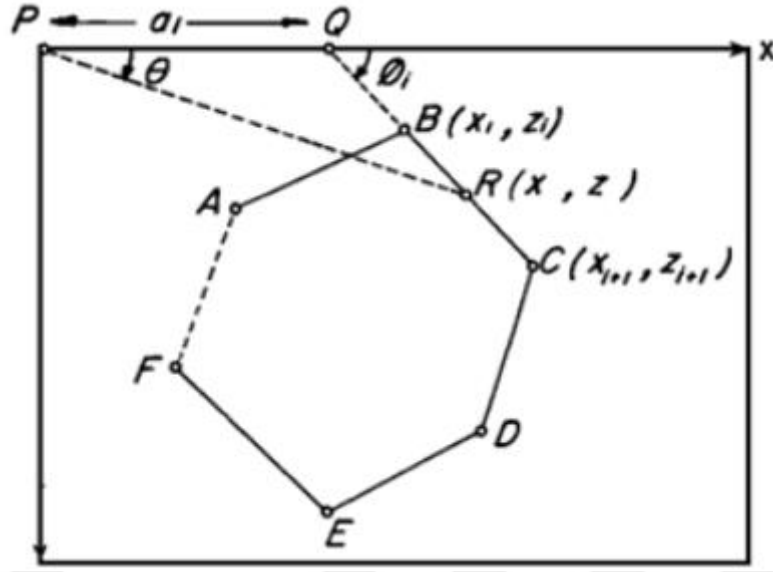


Şekil 4.4 a) Proje alanına ait gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. b) 1 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt)Uygulanması. c) 2 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. d) 3 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt). e) 4 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması. f) 5 km Yukarı Uzanım Uygulanmış gravite verisine Tilt Angle Türev Süzgeci (Tilt) Uygulanması.

Şekil 4.4'de gösterilen her bir yukarı uzanım seviyesine (sırasıyla 1, 2, 3, 4 ve 5 km) uygulanmış Tilt açısı türev yöntemi sonuçları çalışma alanındaki mevcut süreksizlikler ve jeolojik unsurlarla karşılaştırılmıştır. Tüm haritalar incelendiğinde Tilt açısının genliği yapının üzerindeyken $+ 1.5 (\pi/2)$ (pembe renkli), yapının kenarı üzerindeyken 0 (sarı renkli) almaktadır ve sürekli siyah çizgiler ile gösterilen süreksizlikler Tilt açısı değerleriyle uyumludur. Ayrıca, Afyon-Akşehir graben sistemini oluşturan çökel alanlar negatif Tilt değerleriyle uyumlu olduğu görülmektedir.

4.2.3 Gravite İki Boyutlu Modelleme

Gravite verilerinden yeterli bir iki boyutlu çözüm elde etmek için Nettleton (1940) tarafından belirlenen bazı kriterler bulunmaktadır. Düzensiz şekilli iki boyutlu yapılar tarafından oluşturulan gravite etkisini hesaplamak için çeşitli yöntemler kullanılmaktadır. Bu yöntemler iki kategoriye ayrılmaktadır. İlk kategoride ağlar, noktasal temsiller ve hesaplama yardımcıları yer almaktadır. Ancak bu yöntemlerin pratikte uygulanması zor ve zaman alıcı olabilmektedir. İkinci kategoride ise amaç, düzensiz yapıları basit geometrik şekillere ayırarak gravite etkisini daha kolay hesaplayabilmektir. Vening Meinesz vd. (1934) tarafından önerilen yöntem, yapının dikdörtgen bloklara ayrılmasıdır. Ancak blok sayısının fazla olması hesaplamaları zorlaştırabilmektedir. Aynı zamanda blok boyutlarının küçülmesi, uzaktaki ihmal edilebilecek değerlerin hesaplanmasını gerektirdiği için hata oranını artırabilir. Düzensiz iki boyutlu bir yapı, kenar sayısı fazla tutularak kolaylıkla bir kapalı çokgene yaklaştırılabilir. Bu çokgen sayesinde herhangi bir noktadaki yerçekimi bileşenleri analitik yöntemlerle hesaplanabilir. Yöntemde yapıya boyut veya konum sınırlaması getirilmez. Önemli olan, yapıya tam olarak uyum sağlayan çokgeni çizmek ve gerektiğinde çokgenin kenar sayısını artırmaktır. Daha önce belirtildiği gibi, iki boyutlu düzensiz yapılar öncelikle n kenarlı bir çokgene, ardından dikdörtgen bloklara ayrılabilir. Şekil 4.5'de ABCDEF çokgenin P noktasındaki gravite etkisi hesaplanırsa



Şekil 4.5 Gravite etkisi hesaplanacak n kenarlı bir çokgenin geometrik elemanları.

P noktası xz koordinat düzlemi orijini olarak alınır ve çokgende ayrıca xz düzleminde olsun. z, pozitif düşey eksen ve Θ , pozitif x ekseninden, pozitif z eksenine olan açıdır. Hubbert (1948) 'a göre iki boyutlu bir yapının gravite etkisinin düşey bileşeninin hesabı; $2G\rho\oint z d\theta$ çevresel integraliyle yapılır. Bu formülde G: gravite çekim sabiti, ρ : yapının yoğunluğudur. Yine Hubbert (1948) tarafından tanımlanan iki boyutlu yapının oluşturduğu gravite etkisinin yatay bileşeninin hesabı şu şekildedir;

$$2G\rho\oint x d\theta \quad 2G\rho\oint x d\theta \quad 2G\rho\oint x d\theta \quad (4.4)$$

formülüyle yapılır. Şekil 4.4' de gösterilen PQ uzaklığı a_1 olsun,

$$z = x \tan \theta \quad (4.5)$$

ve BC kenarı üzerinde R noktasını seçersek

$$z = (x - a_i) \tan \Phi_i \quad (4.6)$$

(4.5) ve (4.6) bağlantılarından;

$$z = \frac{a \tan \theta \tan \Phi_i}{\tan \Phi_i - \tan \theta} \quad (4.7)$$

Yazılabilir veya

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a \tan \Phi_i \tan \theta}{\tan \Phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv x \quad (4.8)$$

$$\cos \cos \alpha + \cos \cos \beta = 2 \cos \cos \frac{1}{2}(\alpha + \beta) \cos \cos \frac{1}{2}(\alpha - \beta) \quad (4.9)$$

ise, benzer şekilde;

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a \tan \Phi_i}{\tan \Phi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z \quad (4.10)$$

dir.

Bütün çokgenin Gravite etkisinin düşey bileşeni V ve yatay bileşeni H ise;

$$V = 2Gp \sum_{i=1}^n Z_i \quad (4.11)$$

$$H = 2Gp \sum_{i=1}^n X_i \quad (4.12)$$

Burada X_i ve Z_i genellikle aşağıdaki şekilde verilir;

$$Z_i = a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i - \theta_i + 1 + \tan \Phi_i \log \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_1)}{\tan \theta_i + 1 - \tan \Phi_1} \right] \quad (4.13)$$

$$X_i = a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\tan \Phi_i (\theta_i + 1 - \Phi_1) + \log \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_1)}{\cos \theta_i + 1 (\tan \theta_i + 1 - \tan \Phi_1)} \right] \quad (4.14)$$

Burada

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i} \quad (4.15)$$

dir.

$$\Phi_i = \tan^{-1} \frac{z_i + 1 - z_i}{x_i + 1 - x_i} \quad (4.16)$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i + 1}{x_i + 1} \quad (4.17)$$

A Koşulu: $x_i=0$ alınırsa;

$$Z_i = a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i + 1 + \frac{\pi}{2} \tan \Phi_i \log(\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_1)) \right] \quad (4.18)$$

$$X_i = a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\theta_i + 1 + \frac{\pi}{2} - \log(\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_1)) \right] \quad (4.19)$$

B Koşulu: $x_{i+1}=0$ alınırsa;

$$Z_i = a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\Phi_i - \frac{\pi}{2} \tan \Phi_i \log(\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)) \right] \quad (4.20)$$

$$X_i = -a \sin \Phi_i \cos \Phi_i \left[\tan \Phi_i - \frac{\pi}{2} - \log(\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \Phi_i)) \right] \quad (4.21)$$

C Koşulu: $z_i=z_{i+1}$ alınırsa

$$Z_i = z_i (\theta_i + 1 - \theta_i) \quad (4.22)$$

$$X_i = Z_i \log \frac{\sin \theta_i + 1}{\sin \theta_1} \quad (4.23)$$

D Koşulu: $X_i=x_{i+1}$ olursa

$$Z_i = x_i \log \frac{\cos \theta_i}{\cos \theta_i + 1} \quad (4.24)$$

$$X_i = x_i (\theta_i + 1 - \theta_1) \quad (4.25)$$

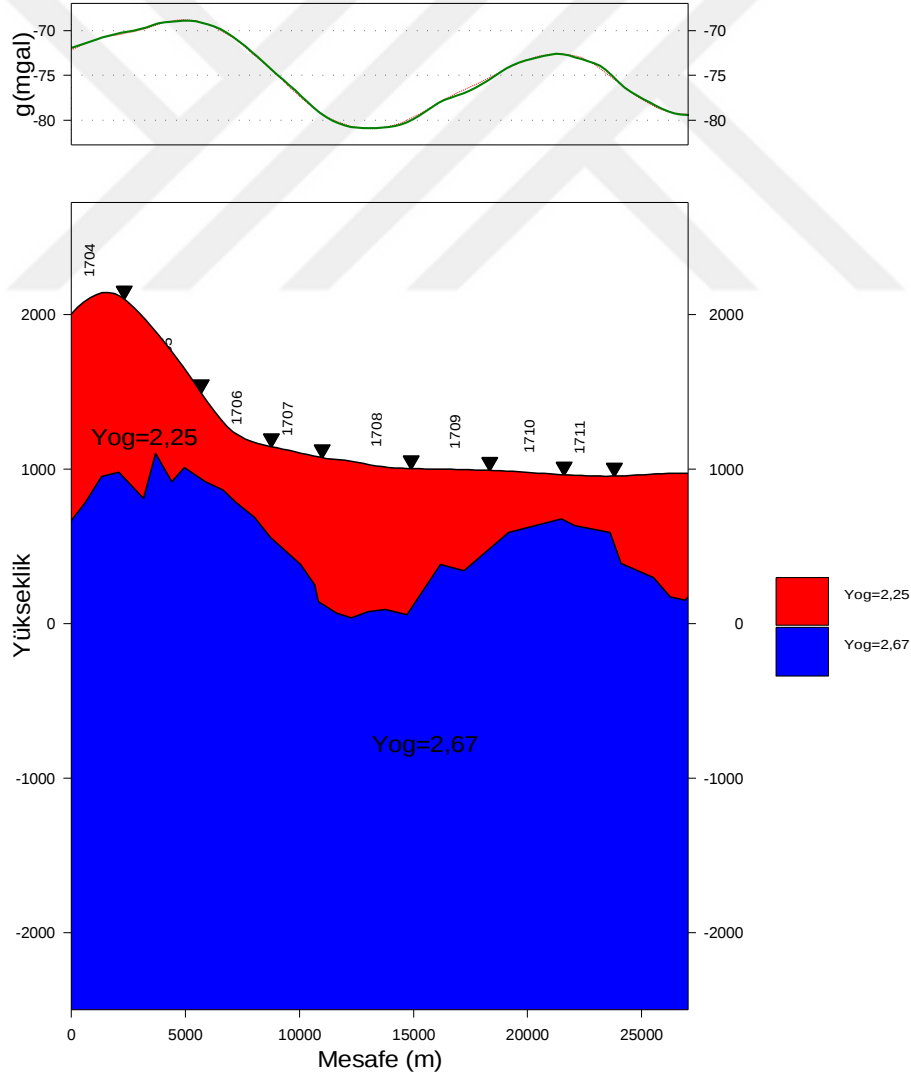
Görüldüğü gibi θ_{i+1} , θ_i , Φ_i , a , x_i ve z_i cinsinden açıkça ifade edilir. Ayrıca, V ve H bileşenlerini sadece x_i ve z_i koordinatlarıyla ifade edebiliriz. Yapının çevresinin hesaplanmasında en kolay yöntem köşe koordinatlarını kullanmaktır. Bunun yanı sıra, gravite etkisini hesaplayacağımız noktalarda yapıya ait yoğunluk ve konumu da belirtmek gerekmektedir.

5. GRAVİTE ve MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN 2B TERS ÇÖZÜMÜ

5.1 Gravite Verilerinin 2-B Modellenmesi

5.1.1 P17 Profili

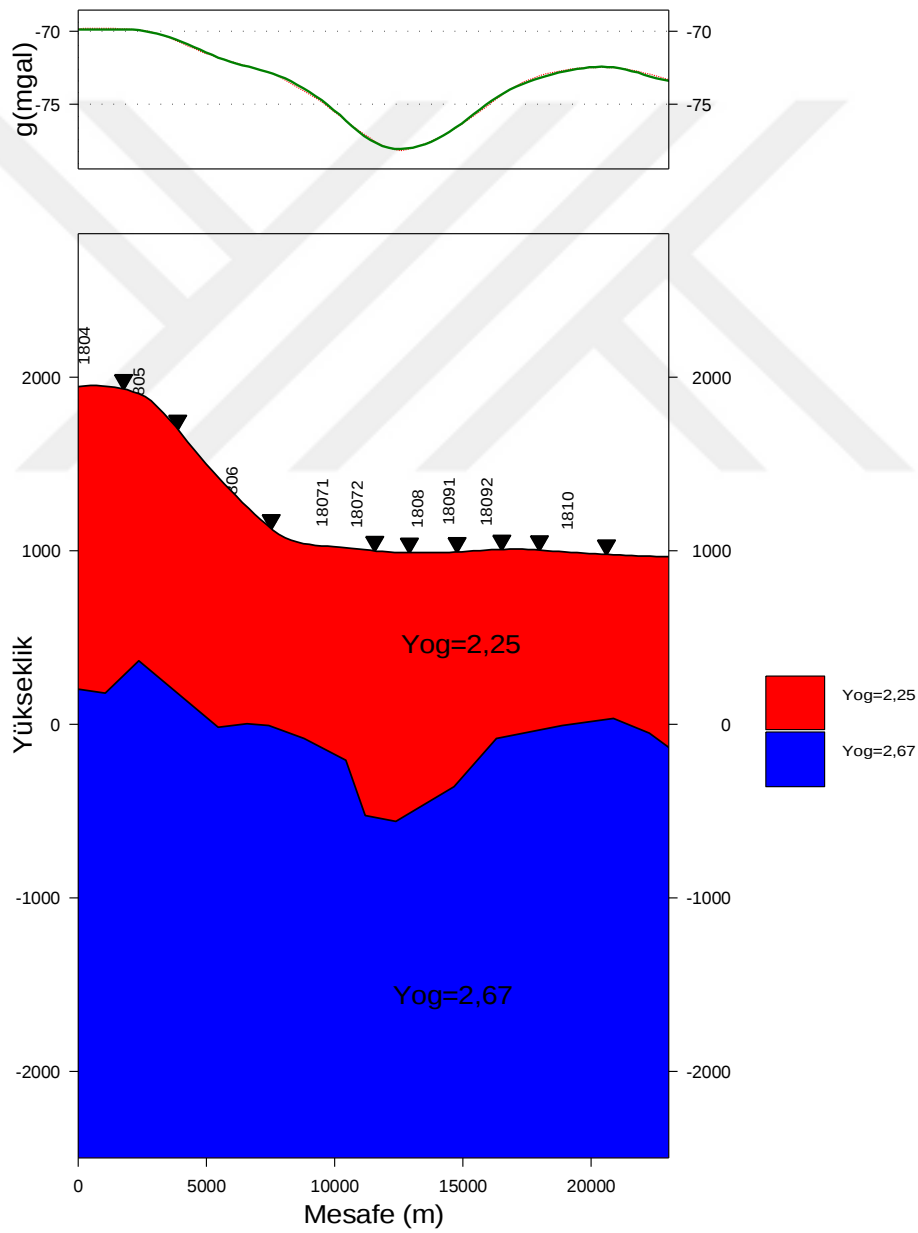
Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P17 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.1’de verilmiştir. Şekil 5.1’de sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.1 P17 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.1.2 P18 Profili

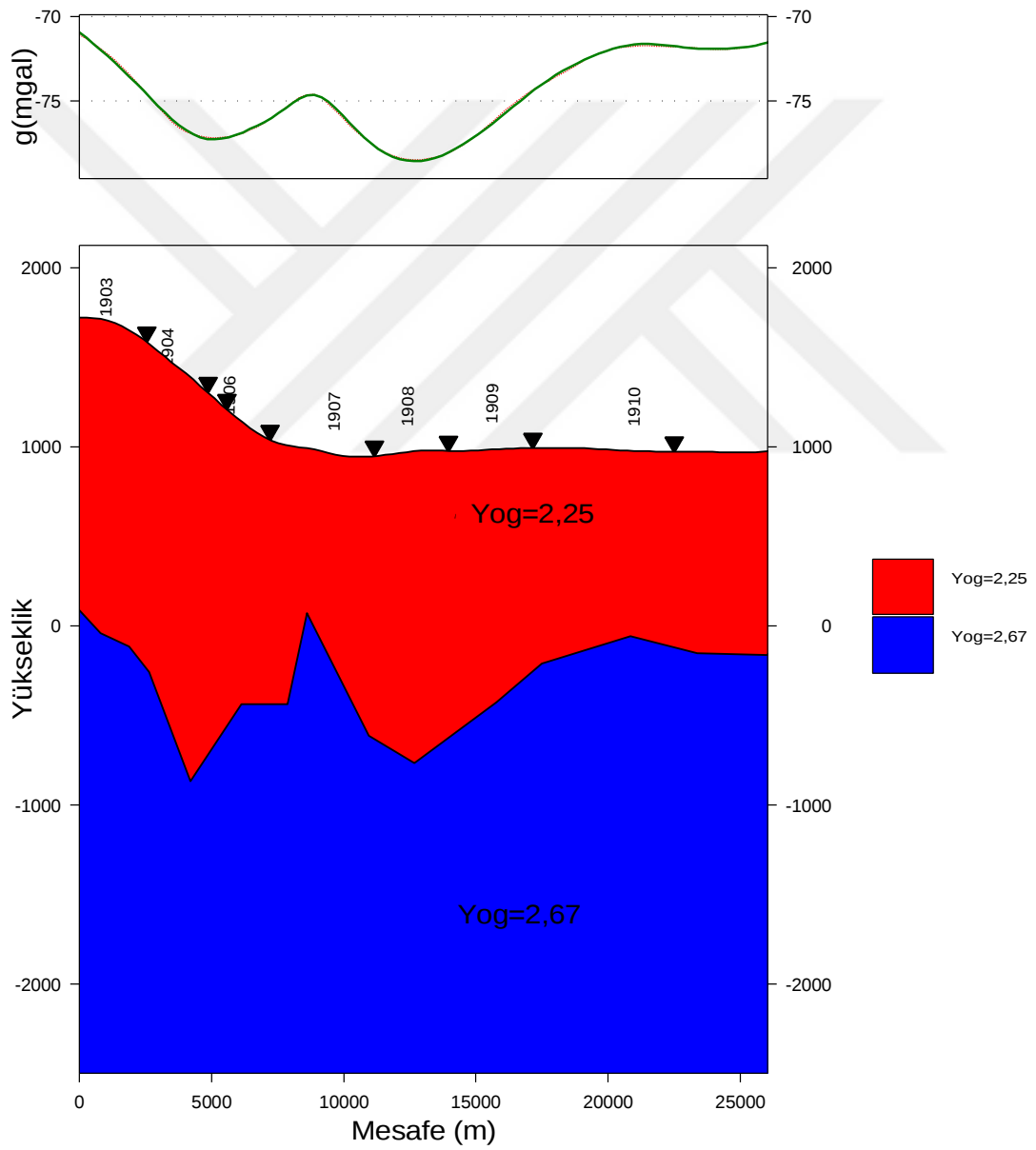
Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P18 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.2’de verilmiştir. Şekil 5.2’de sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.2 P18 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.1.3 P19 Profili

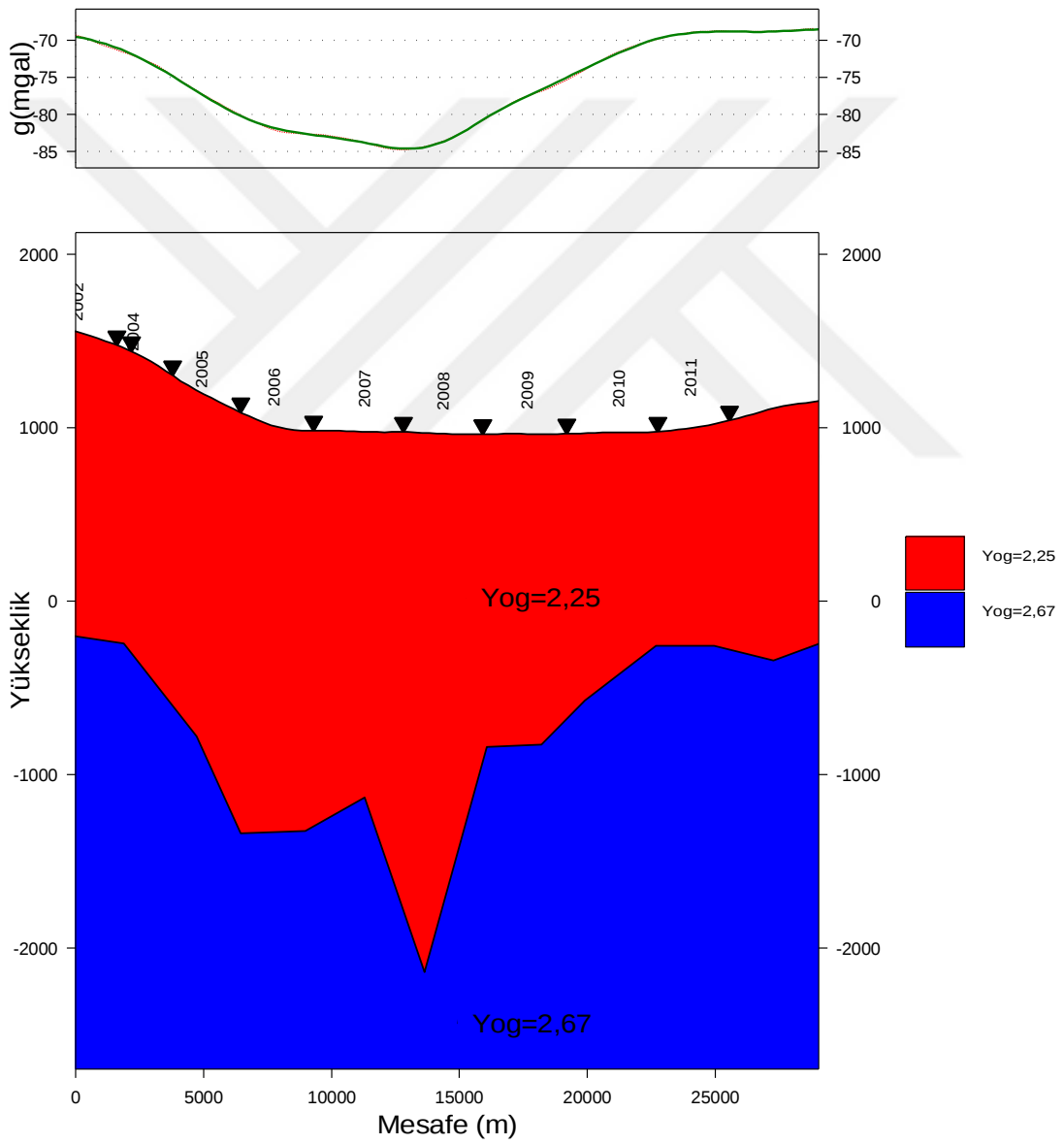
Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P19 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.3’de verilmiştir. Şekil 5.3’de sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.3 P19 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.1.4 P20 Profili

Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P20 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.4’de verilmiştir. Şekil 5.4’de sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.4 P20 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.2 MT Verilerinin 2-B Ters Çözümü

TE ve TM modu belirlenen verilerin ayrı ayrı 2-B ters çözümü yapılmıştır. 2-B Ters çözüm için Afyon Kocatepe üniversitesi JUAM Müdürlüğü'ne ait lisanslı 'Winglink' Programı kullanılmıştır. Ters çözümlerde, model ağının x-yönündeki blok sayısı istasyon sayısına göre değişmektedir. Genel olarak x- yönünde ortalama 100 ve z-yönünde 150 blok kullanılmıştır. Tüm ters çözümlerde z-yönünde blok kalınlıkları logaritmik olarak derine doğru %10 artan şekilde seçilmiştir. X-yönündeki blok kalınlıkları ise istasyonlar arası mesafe ve topoğrafya değişimine göre ayarlanmıştır. Genel olarak her iki istasyon arası en az dört bloğa bölünmüştür. Ters çözümde, başlangıç modeli olarak Çizelge 5.1' deki 1B model seçilmiştir.

Çizelge 5.1 2B ters çözümde kullanılan başlangıç modeli.

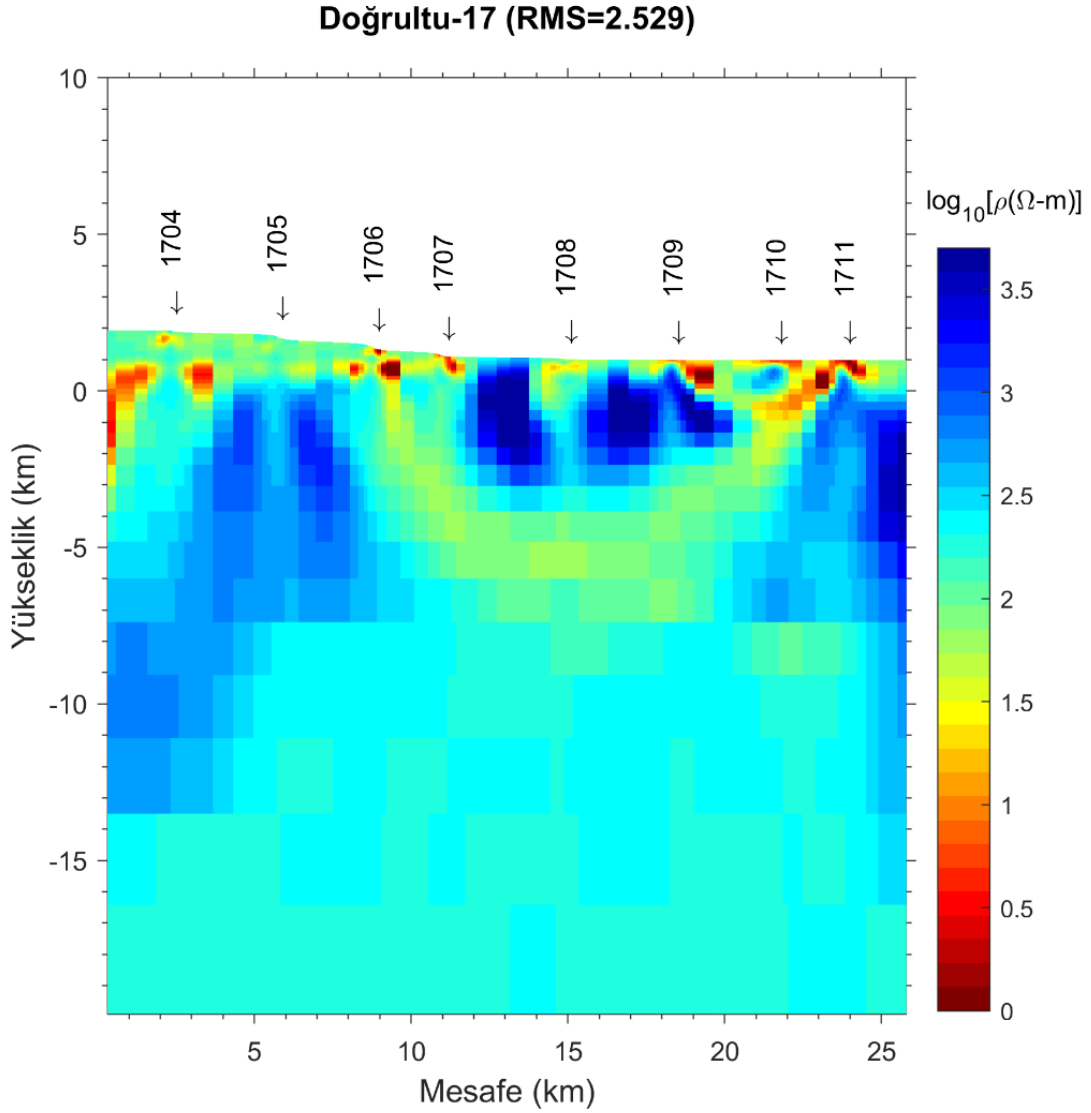
Tabaka No	Özdirenç (ohm- m)	Derinlik (km)
1- Sedimanter Örtü	50	0-2
2- Üst Kabuk	500	2– 14
3- Alt Kabuk	5	14-30
4-Manto üst kısmı	250	30-50
5-Manto	1	50-sınır

Çalışma alanında istasyonlar arası mesafe yaklaşık 1-2 km olarak seçilmiştir. Aşağıda her bir doğrultu için elde edilen 2B özdirenç modelleri ile ölçülen ve kuramsal veriler, Kuzeyden Güneye doğru sunulmuştur.

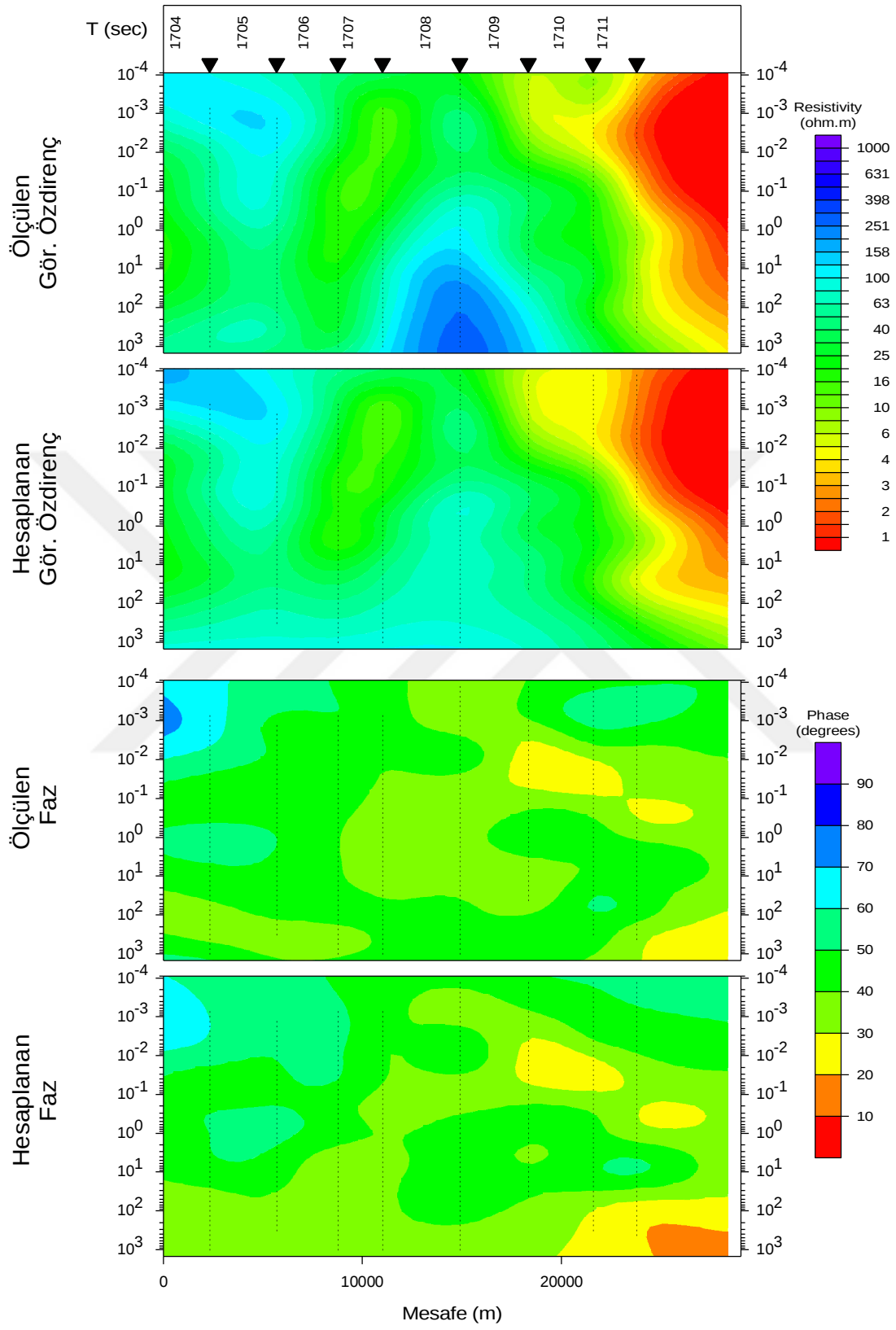
5.2.1 Doğrultu 17

Doğrultu 17 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca alınan bütün istasyonlarda TE- ve TM- modu 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B özdirenç modeli Şekil 5.7'de görülmektedir. Bu model %2.52 karekök (Root Mean Squares-RMS) hata ile bulunmuştur.. Elde edilen özdirenç modelinin yorumu “MT Modellerinin Yorumu”

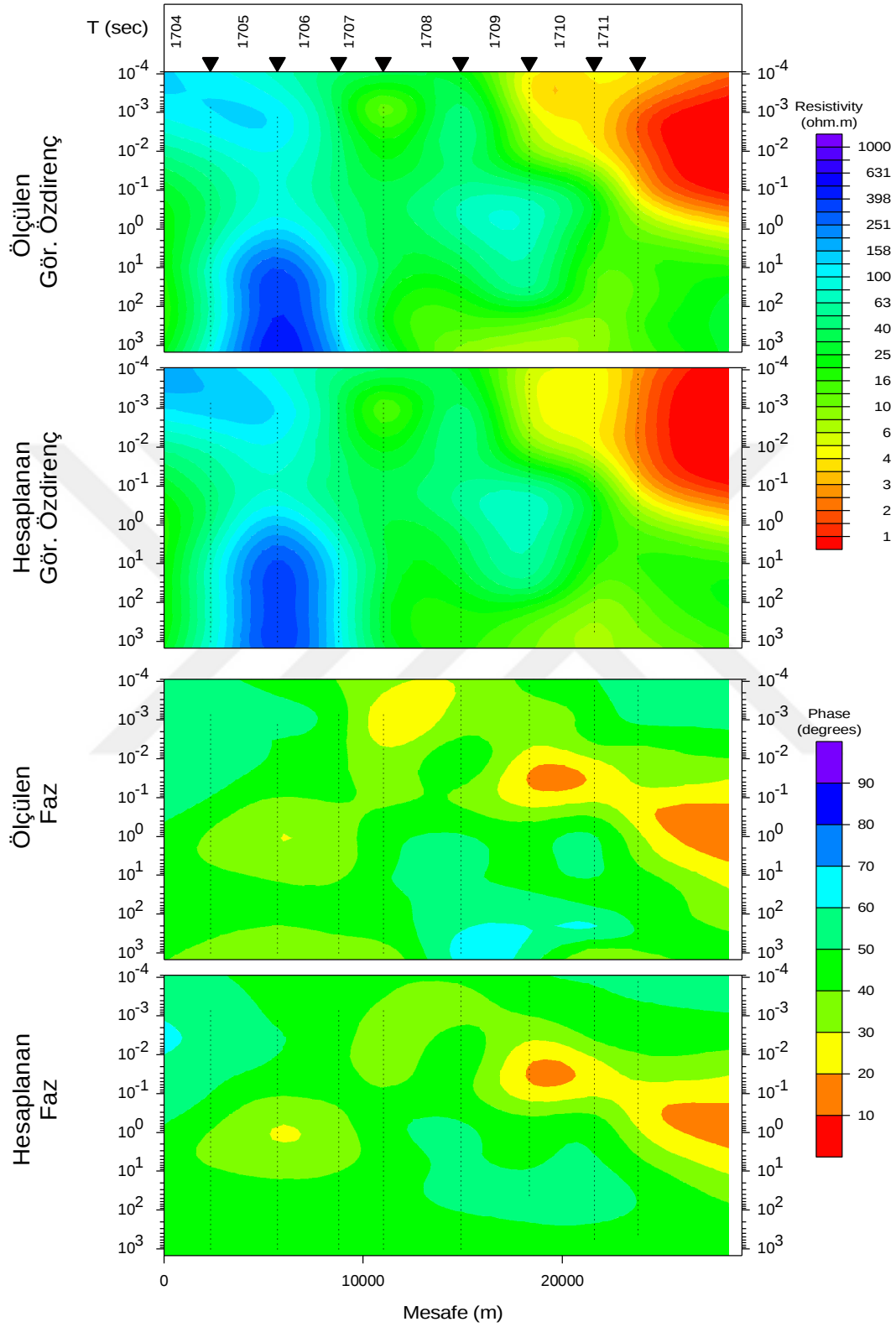
bölümünde verilecektir. Ters çözüm sonuçlarının güvenilirliği için bir ölçüt olarak ölçülen ve model tepkisi olarak hesaplanan kuramsal verinin uyumuna bakılır. Şekil 5.8 ve 5.9’de sırasıyla TE- ve TM- modu için ölçülen ve kuramsal verilerle çizilen görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çakışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.5 Doğrultu 17 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



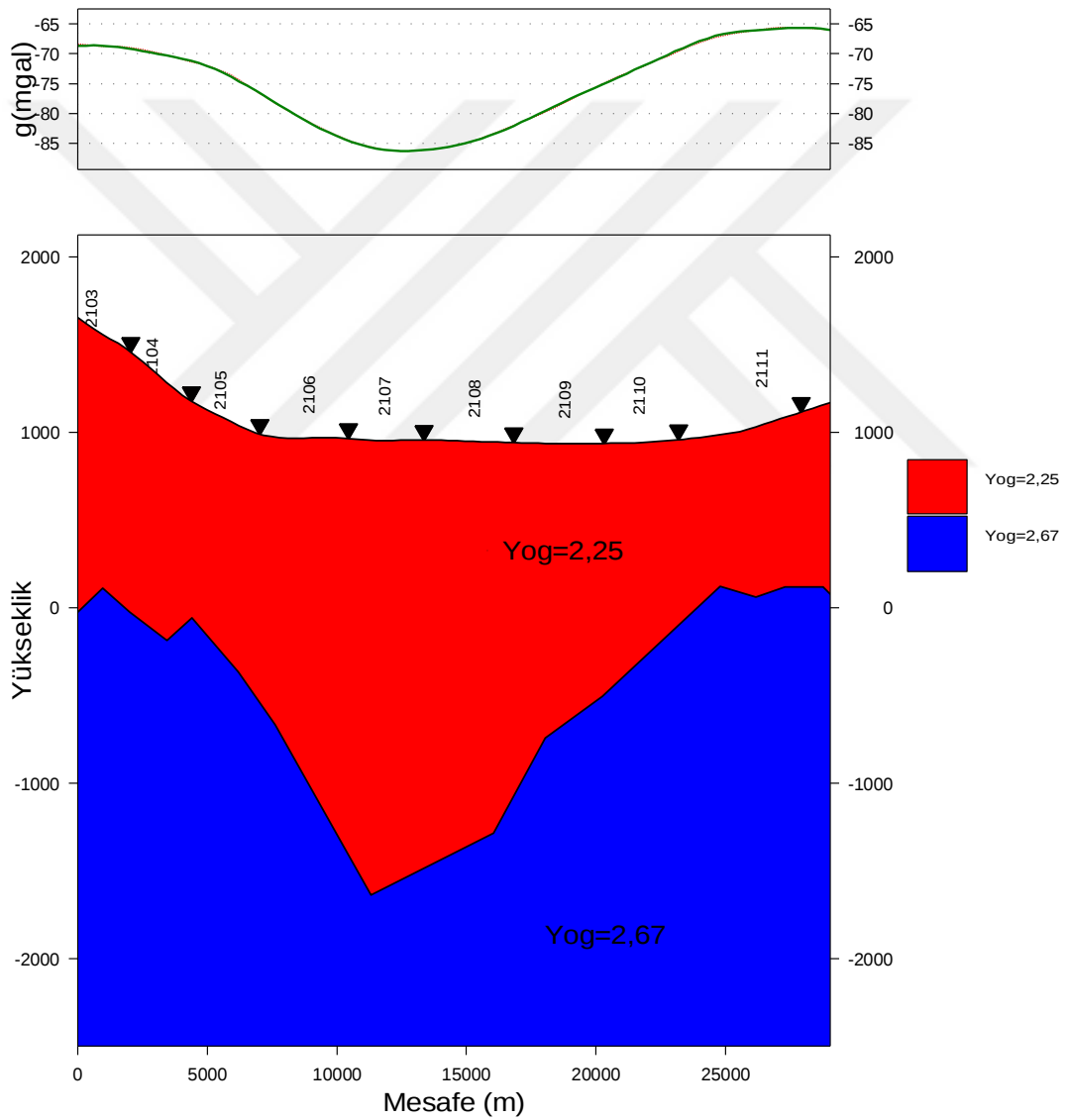
Şekil 5.6 Doğrultu 17 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



Şekil 5.7 Doğrultu 17 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

5.2.2 P21 Profili

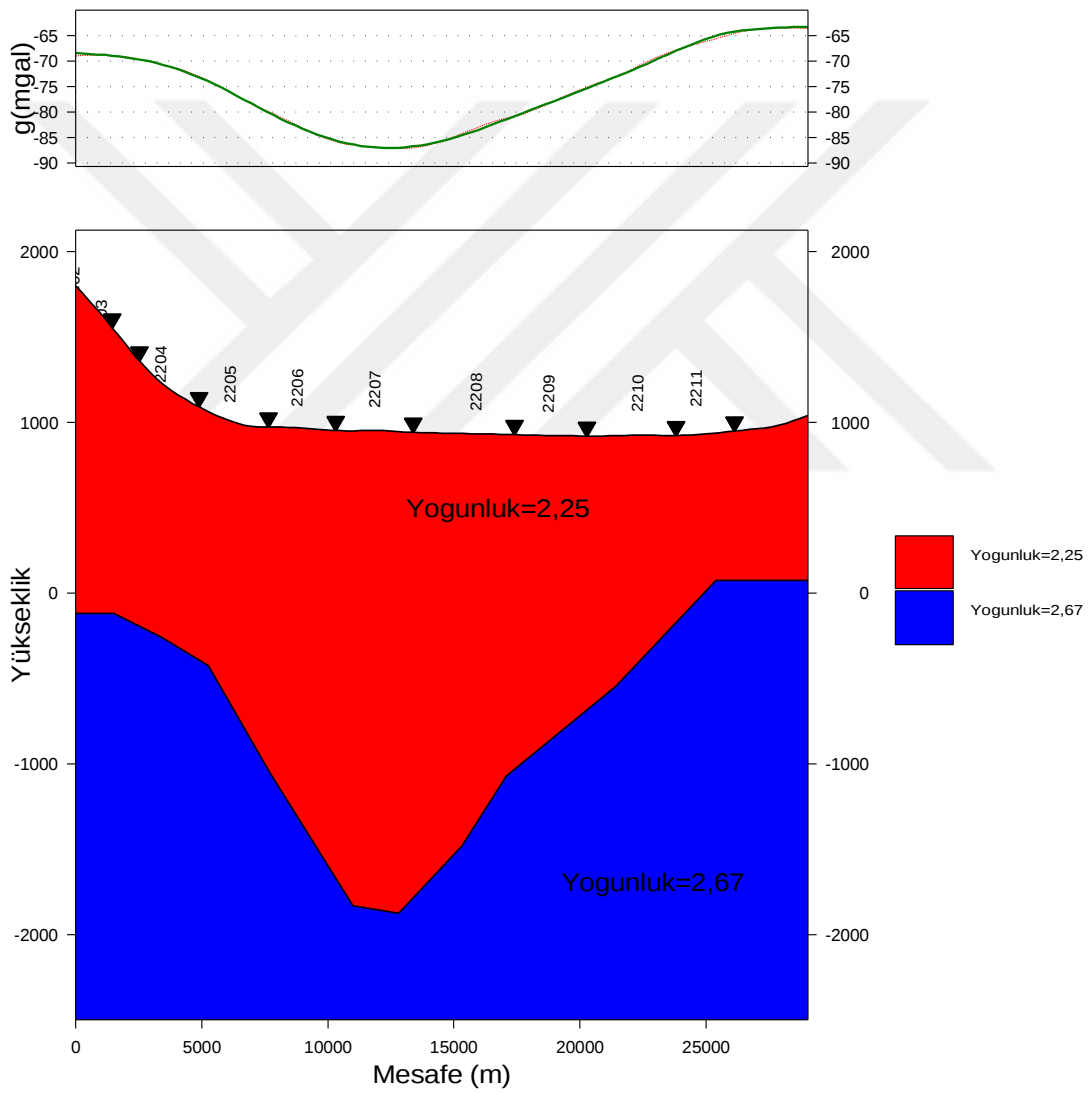
Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P21 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.5’de verilmiştir. Şekil 5.5’de sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.8 P21 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.2.3 P22 Profili

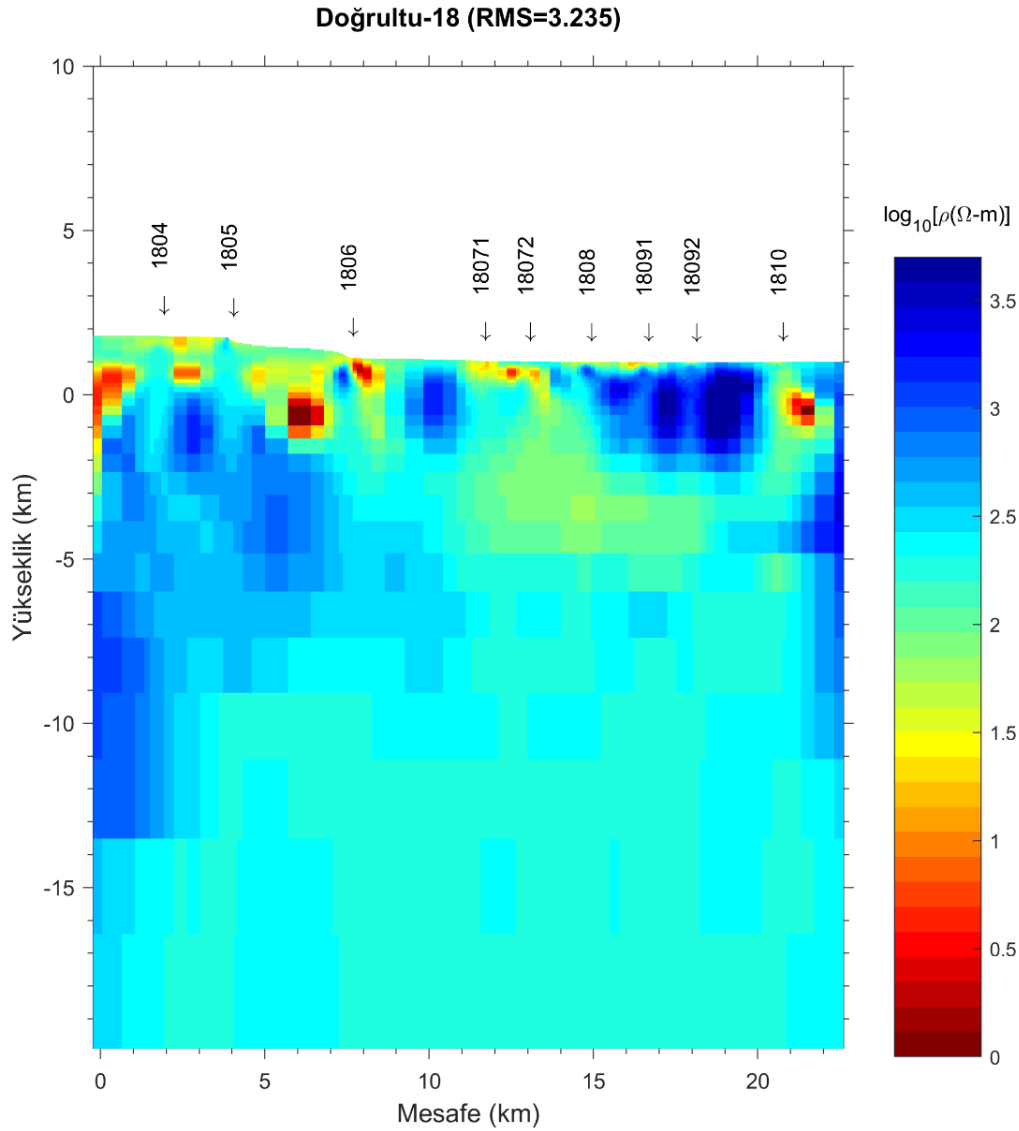
Çalışma sahasının yer bulduru haritasında (Şekil 3.12) P22 ile gösterilen profil boyunca iki boyutlu gravite modeli oluşturulmuştur ve Şekil 5.6’da verilmiştir. Şekil 5.6’da sahanın örtü birimi kırmızı renk ile belirtilmiş ve (alüvyon ve kırıntılı birimlerin bütünü için) bu birimin yoğunluğu $2,25 \text{ gr/cm}^3$ olarak, temel birim mavi renk ile belirtilmiş ve bu birimin yoğunluğu ise $2,67 \text{ gr/cm}^3$ olarak kabul edilmiştir.



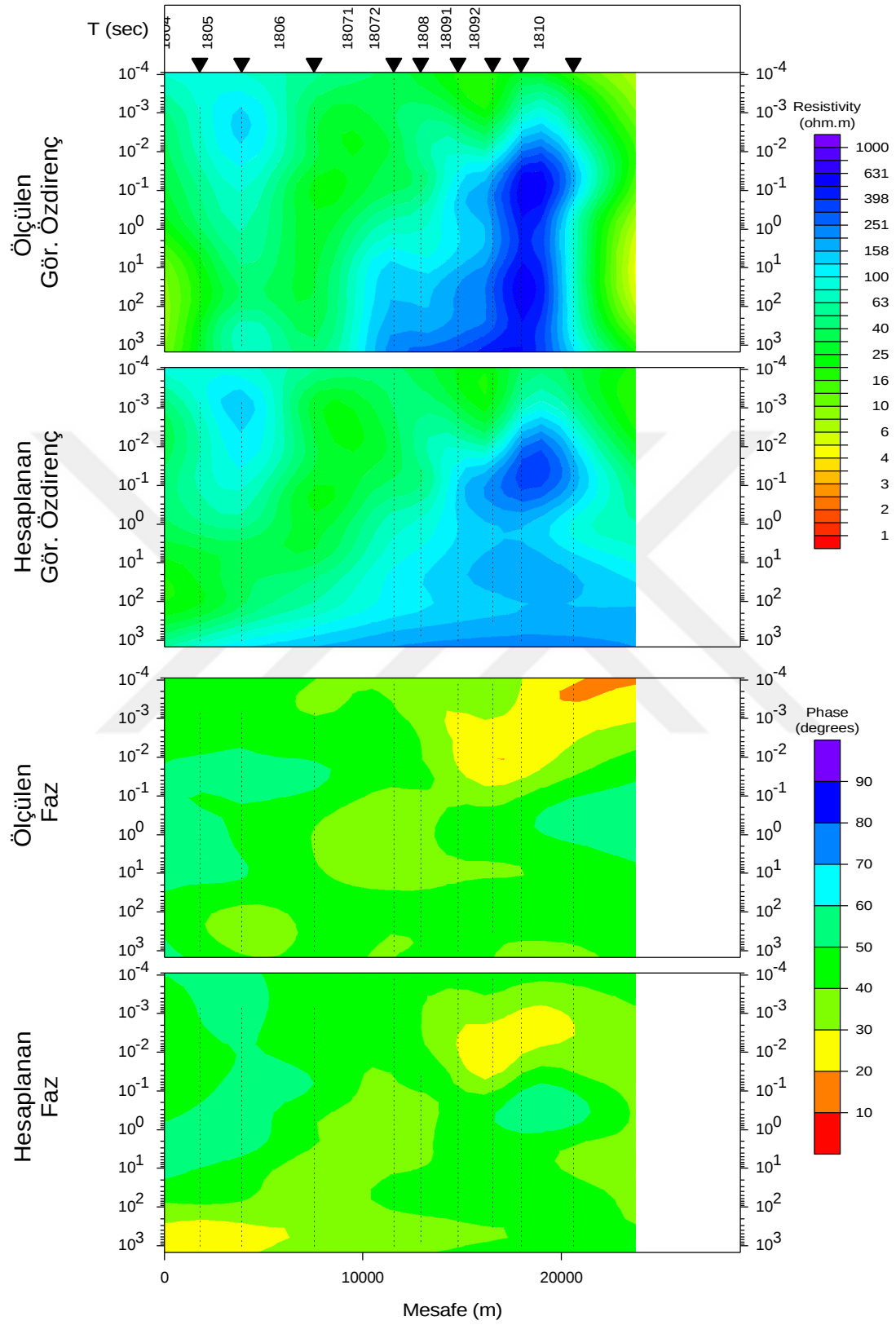
Şekil 5.9 P22 profiline ait 2 Boyutlu gravite modeli.

5.3 Doğrultu 18

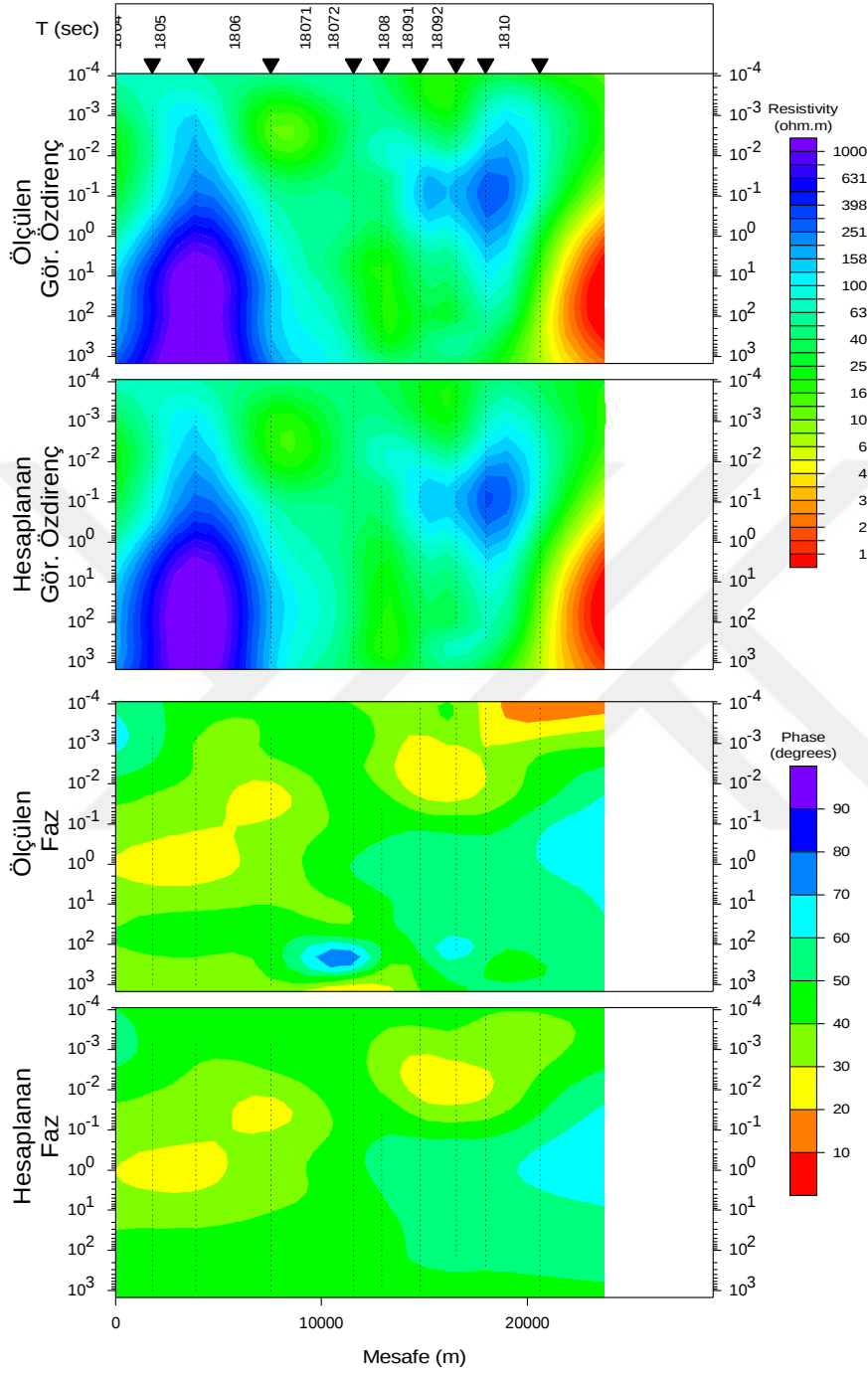
Doğrultu 18 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca ölçülen TE+TM modu veriler 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B öz direnç modeli Şekil 5.10’da görülmektedir. Bu model %3.23 karekök (Root Mean Squares- RMS) hata ile bulunmuştur. Şekil 5.11 ve 5.12’de sırasıyla TE-modu ve TM- modu için verilerle çizilen görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çakışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.10 Doğrultu 18 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



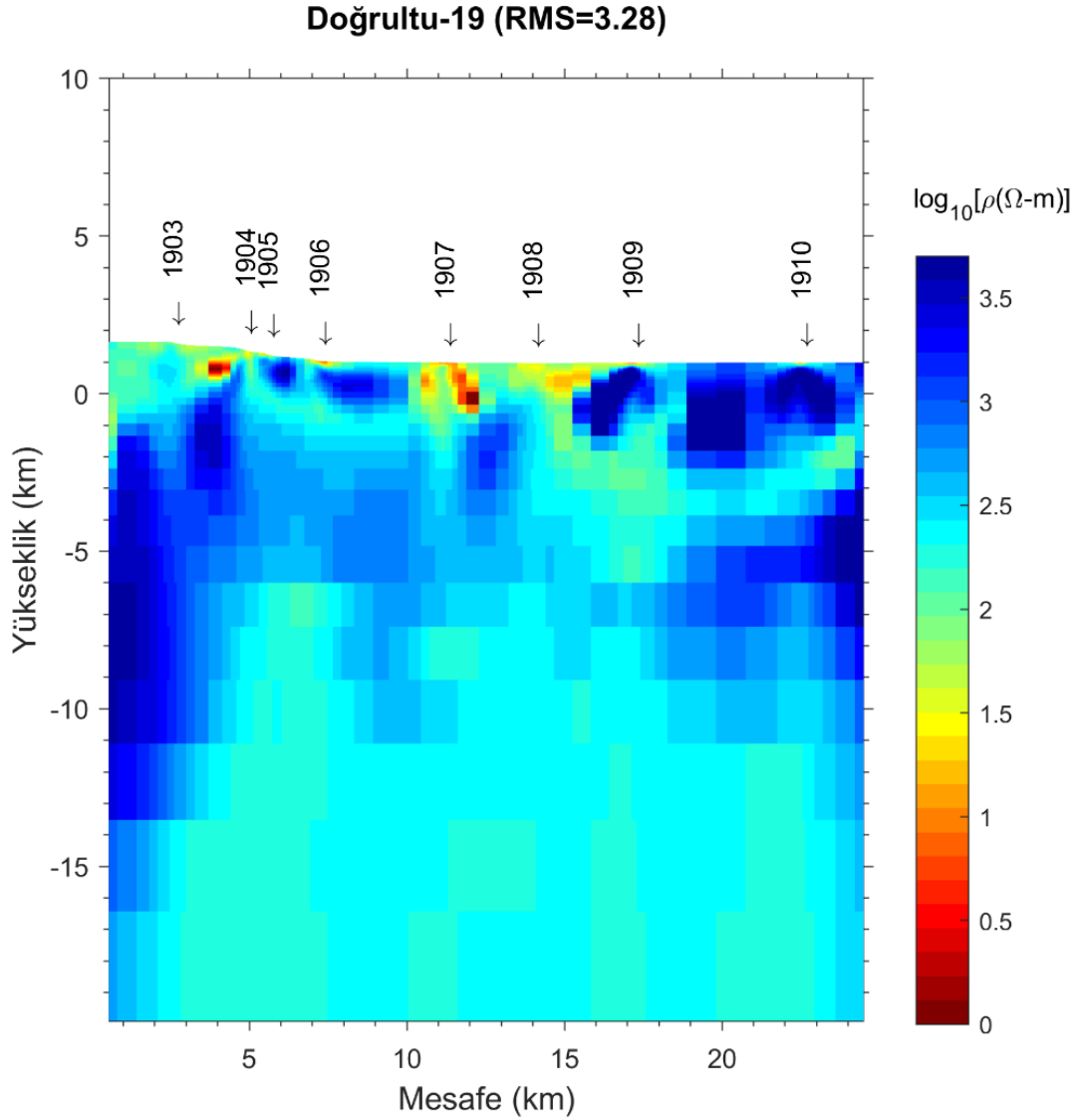
Şekil 5.11 Doğrultu 18 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



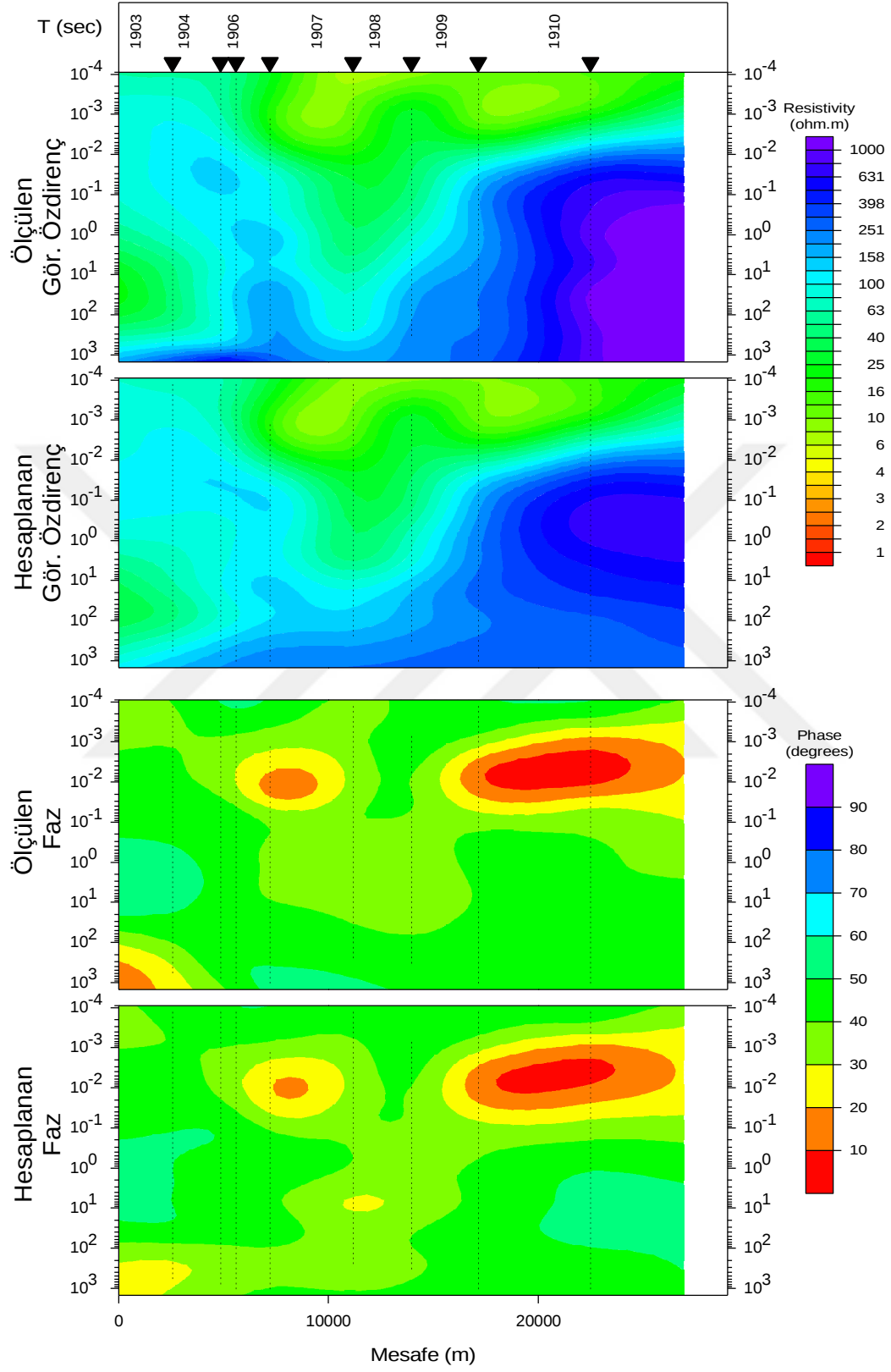
Şekil 5.12 Doğrultu 18 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

5.4 Doğrultu 19

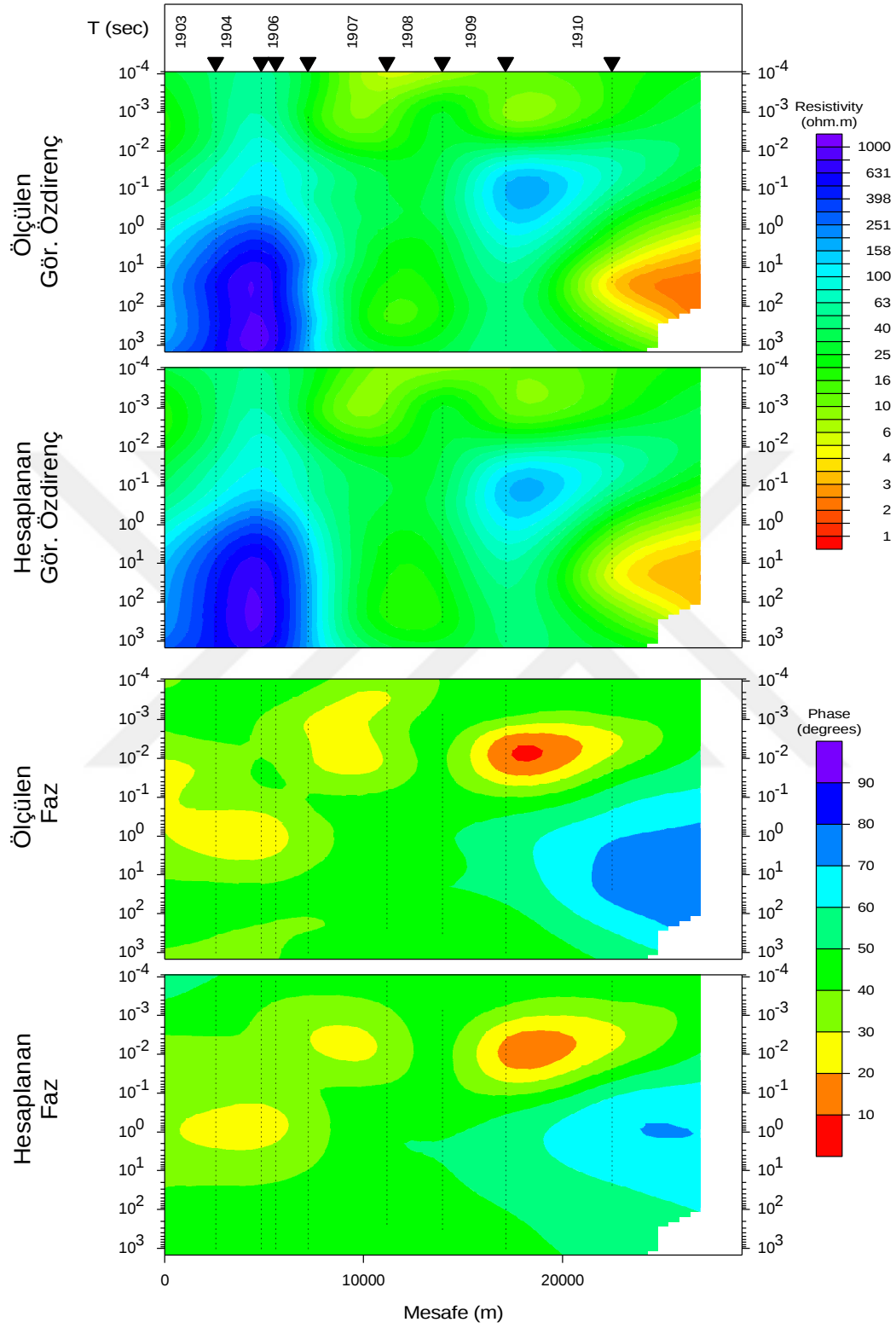
Doğrultu 19 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca ölçülen TE+TM modu veriler 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B özdirenç modeli Şekil. 37’de görülmektedir. Bu model %3.28 karekök (Root Mean Squares- RMS) hata ile bulunmuştur.. Şekil 38. ve 39.’da sırasıyla TE-modu ve TM- modu için verilerle çizilen görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çakışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.13 Doğrultu 19 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



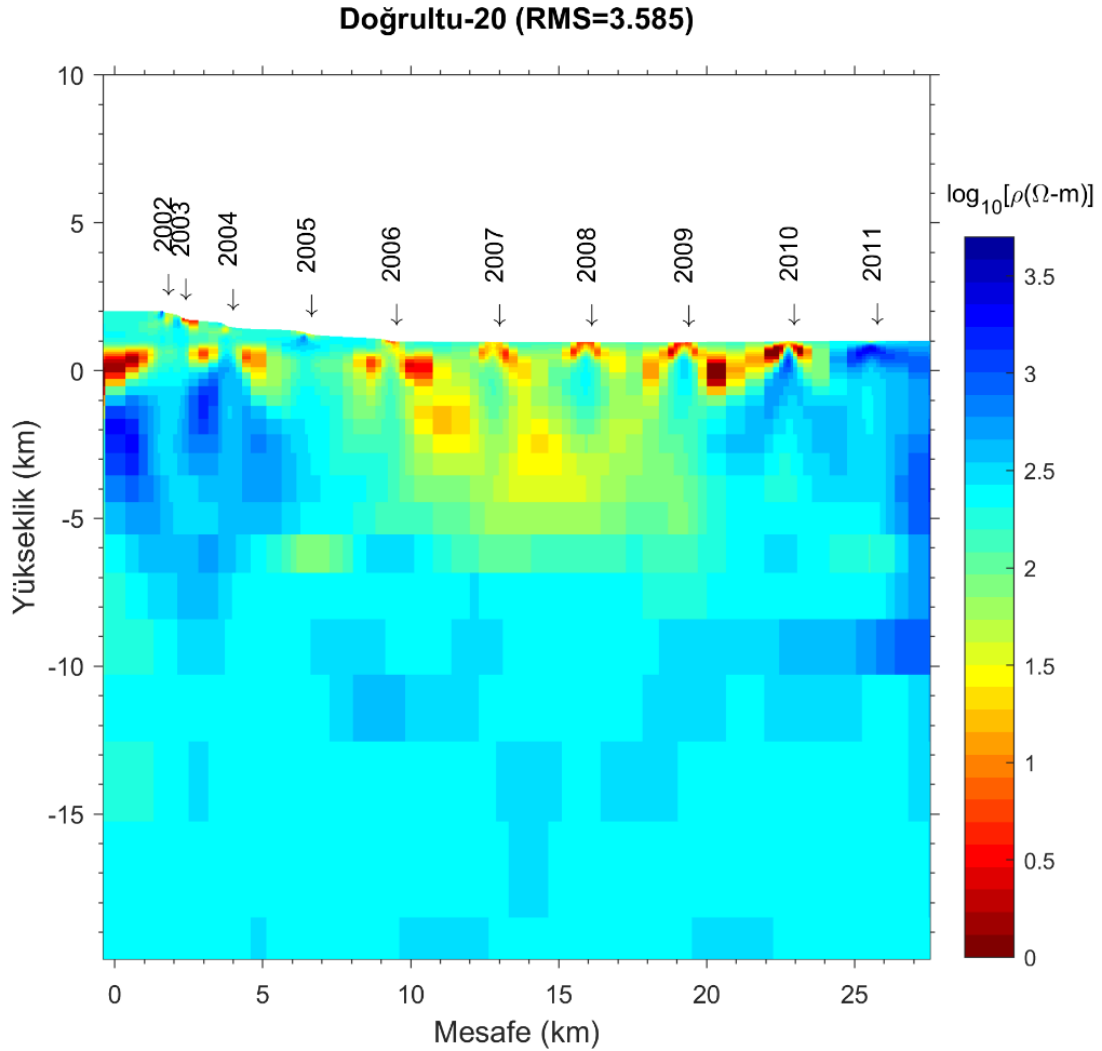
Şekil 5.14 Doğrultu 19 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



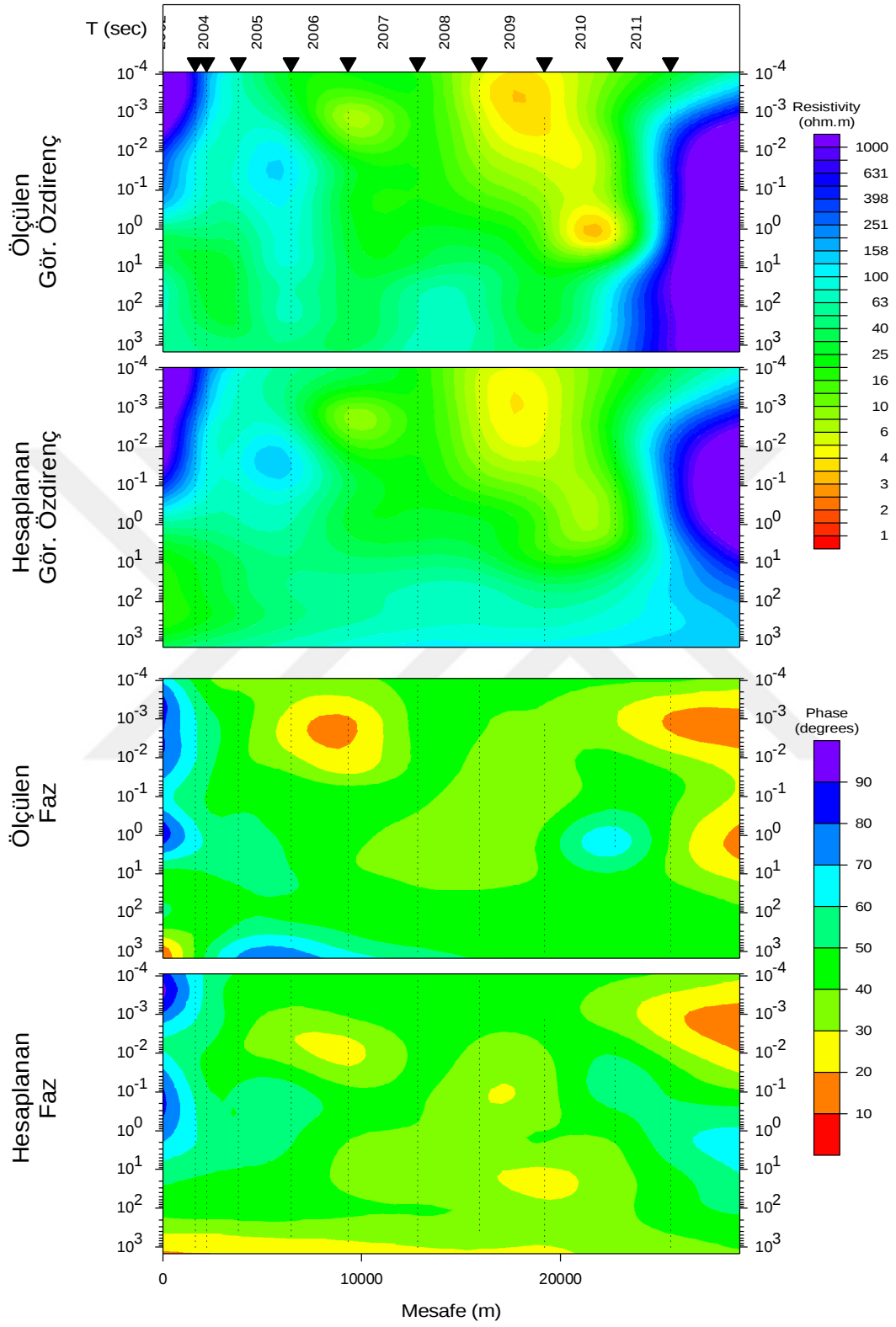
Şekil 5.15 Doğrultu 19 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

5.5 Doğrultu 20

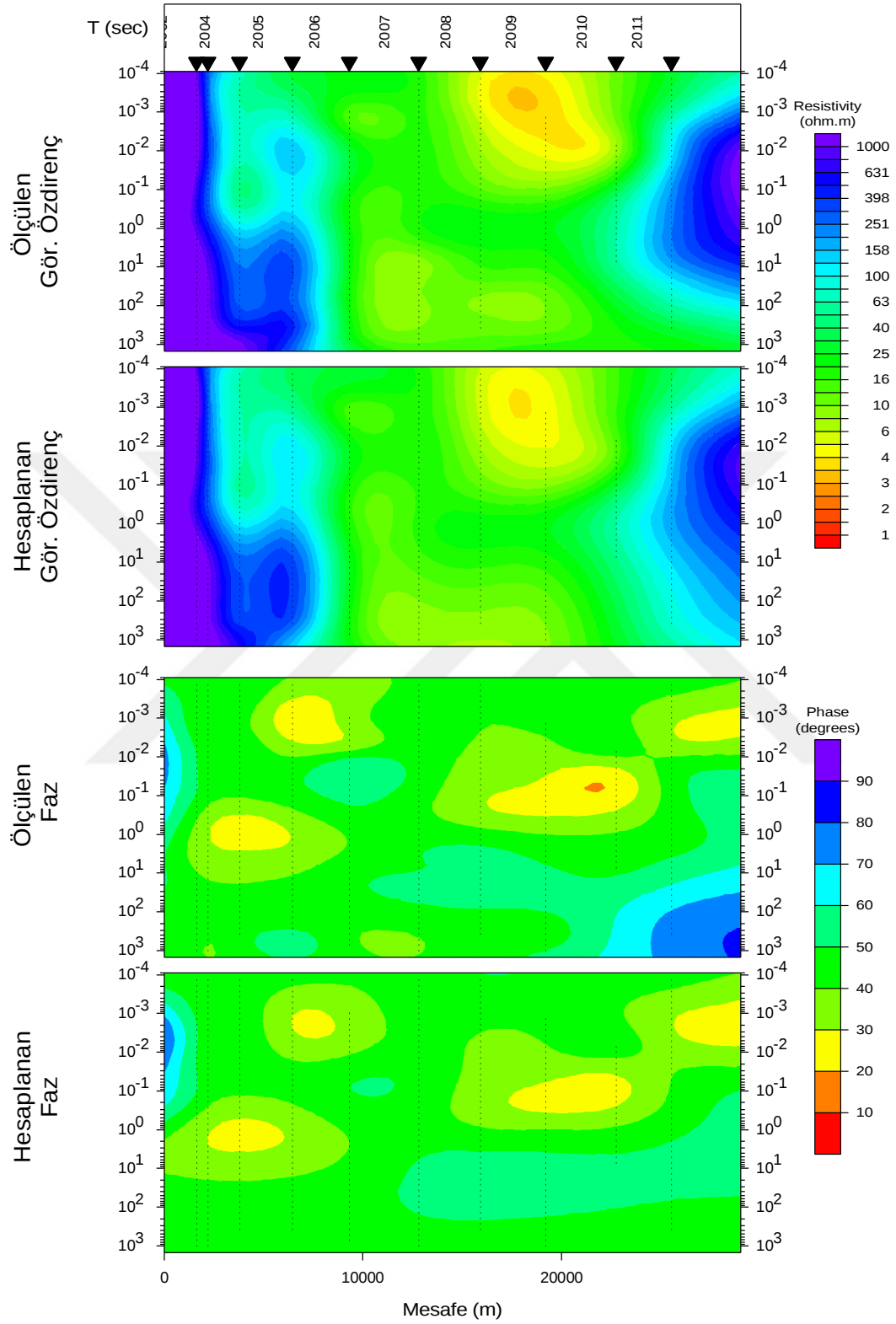
Doğrultu 20 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca ölçülen TE+TM modu veriler 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B öz direnç modeli Şekil.28’de görülmektedir. Bu model %3.58 karekök (Root Mean Squares- RMS) hata ile bulunmuştur.. Şekil.41 ve 42.’de sırasıyla TE-modu ve TM- modu için verilerle çizilen görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çakışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.16 Doğrultu 20 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



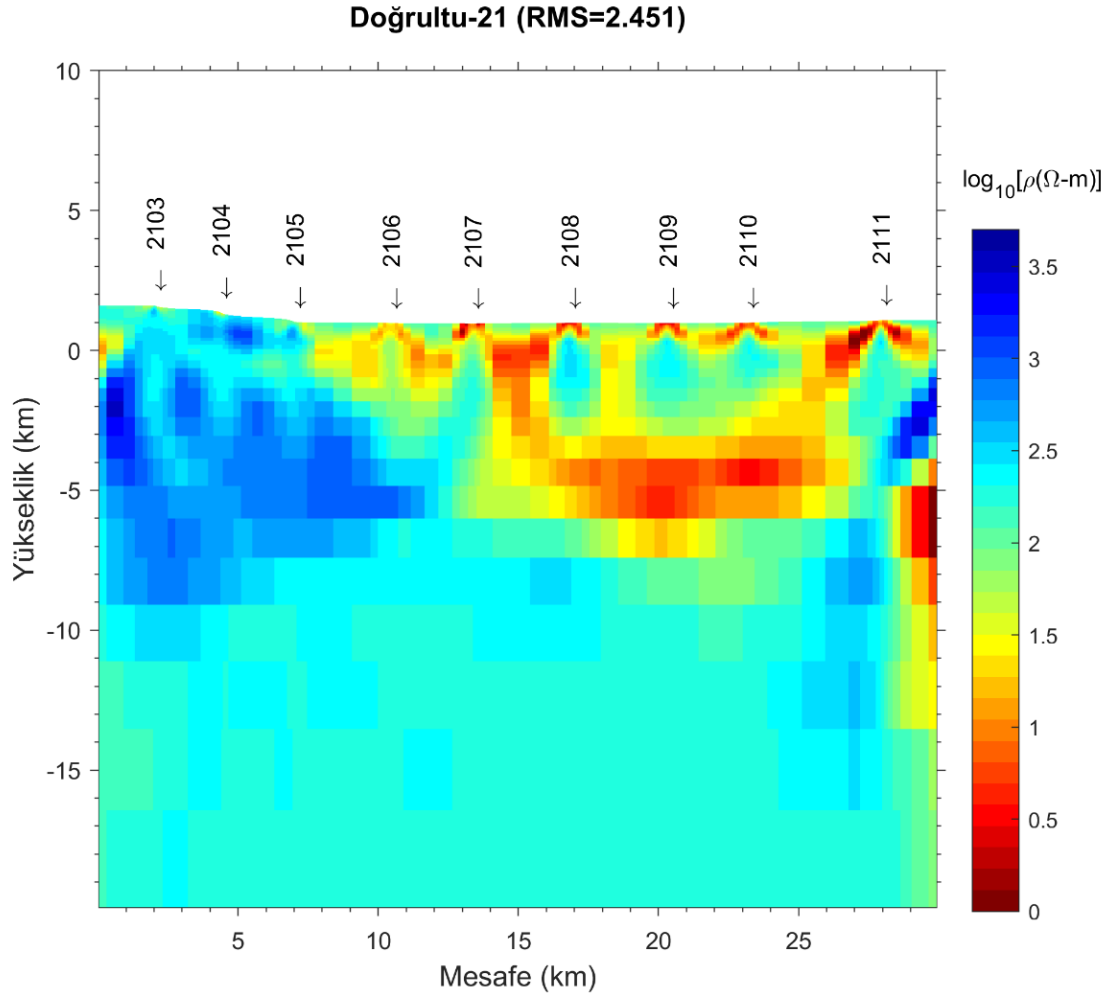
Şekil 5.17 Doğrultu 20 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



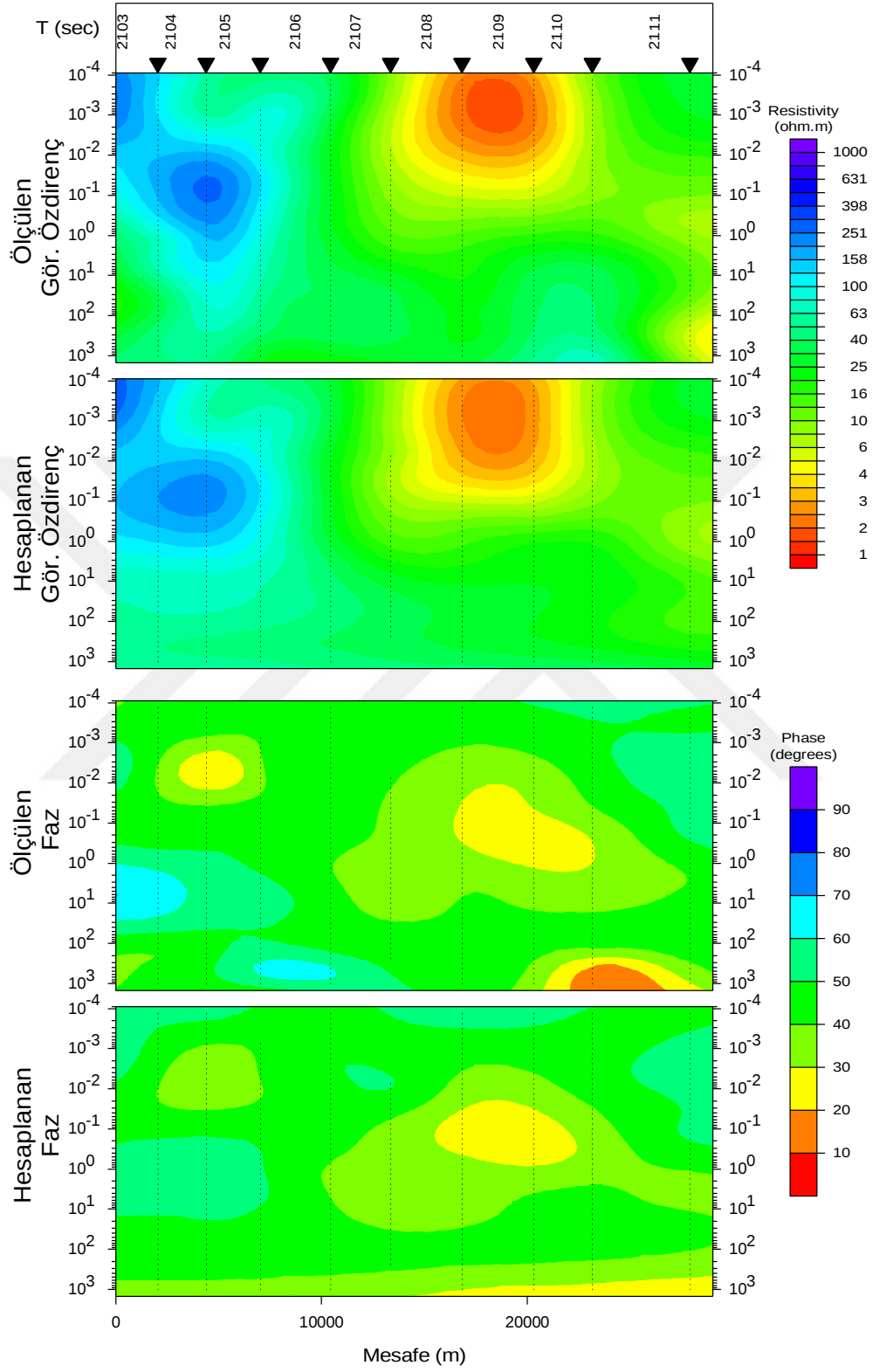
Şekil 5.18 Doğrultu 20 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

5.6 Doğrultu 21

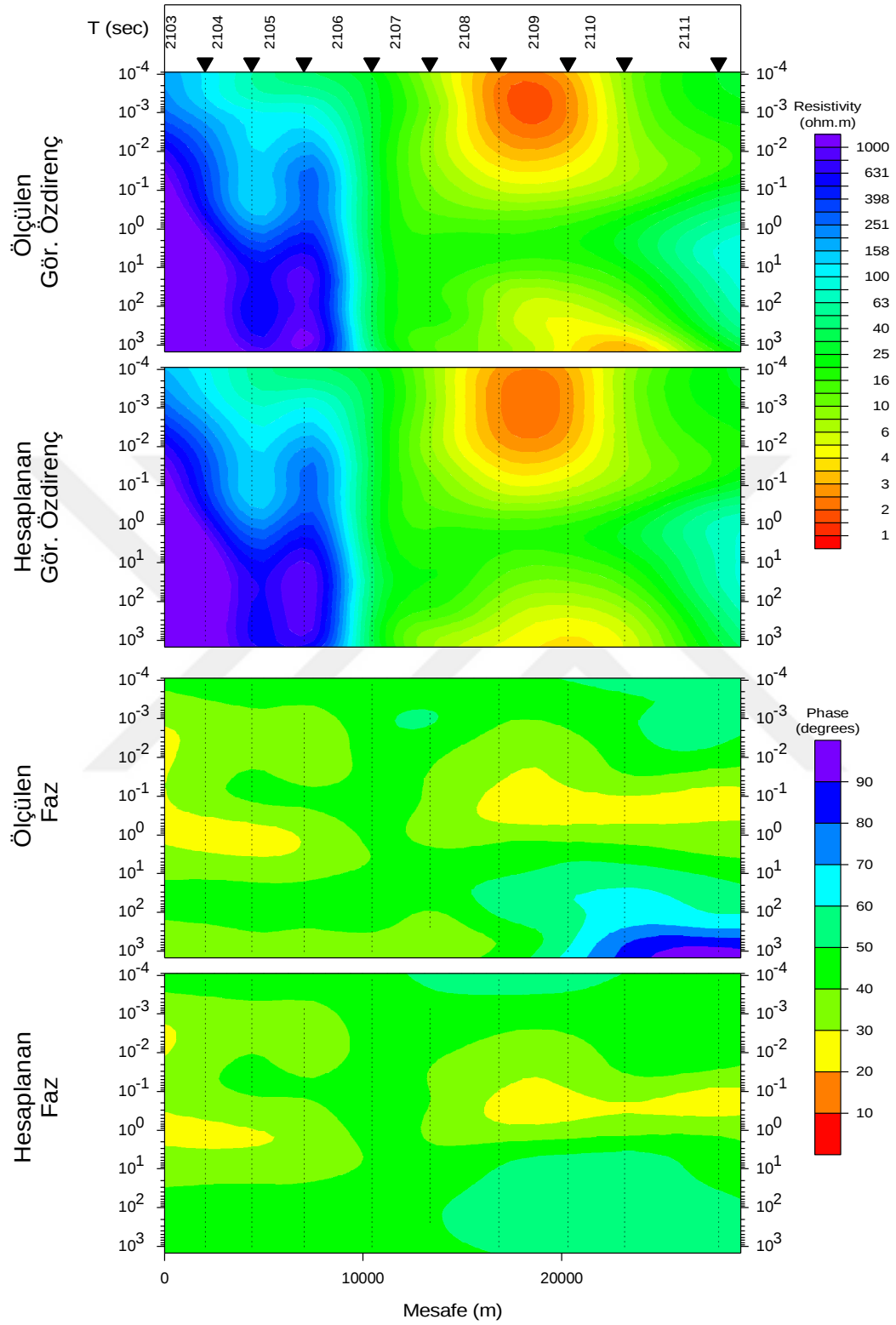
Doğrultu 21 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca ölçülen TE+TM modu veriler 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B öz direnç modeli Şekil 5.19’da görülmektedir. Bu model %2.45 karekök (Root Mean Squares- RMS) hata ile bulunmuştur. Şekil 5.20 ve 5.21’de sırasıyla TE-modu ve TM- modu için verilerle çizilen görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çıkışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.19 Doğrultu 21 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



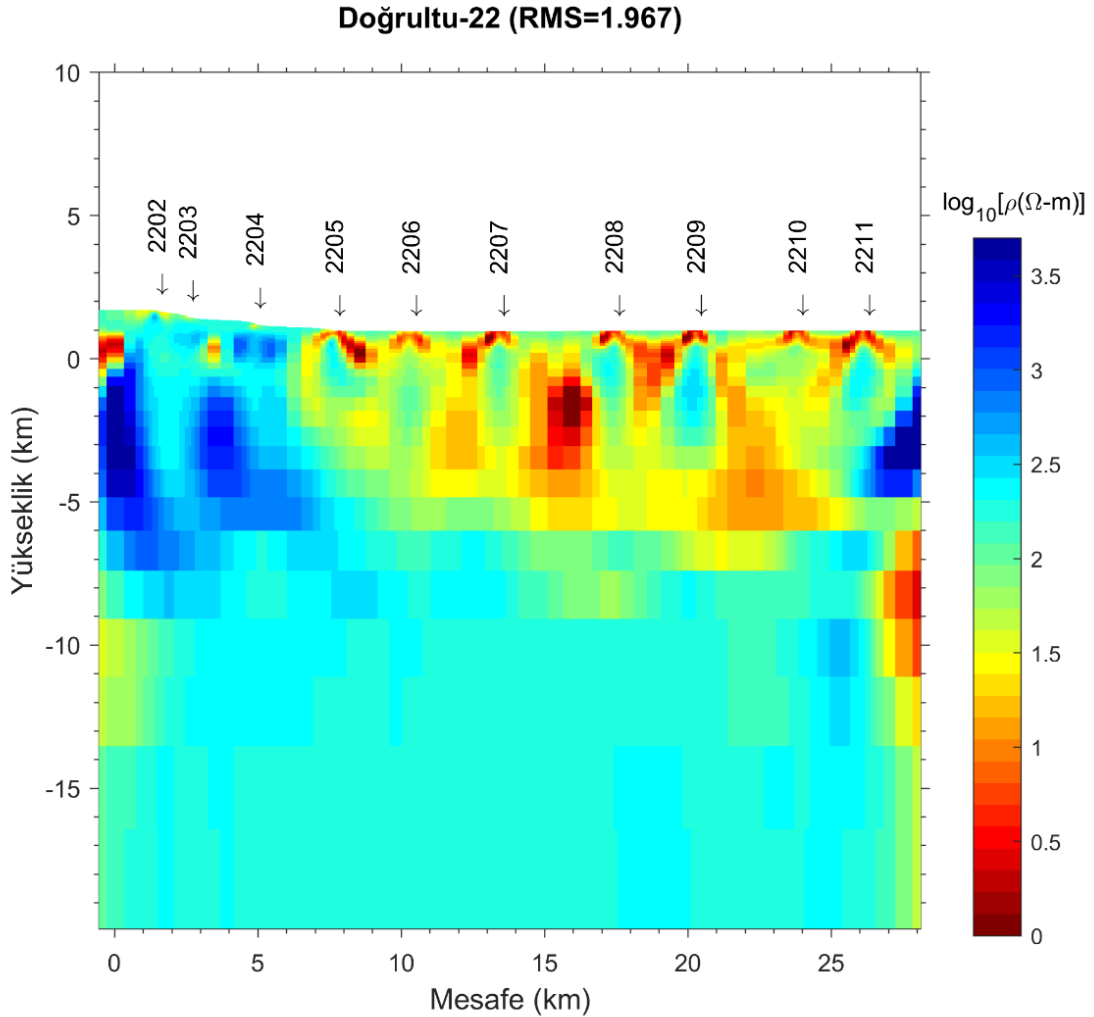
Şekil 5.20 Doğrultu 21 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



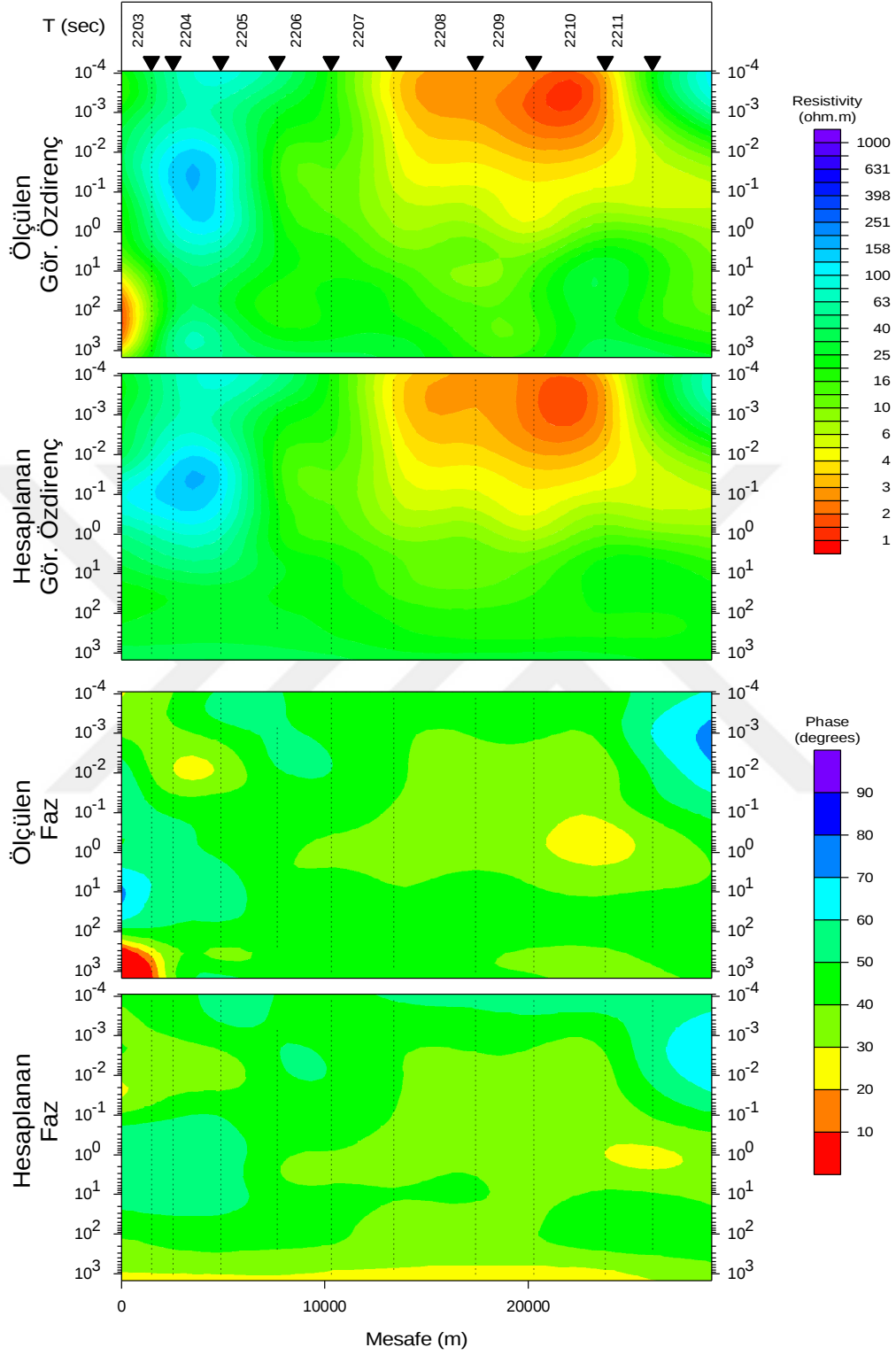
Şekil 5.21 Doğrultu 21 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

5.7 Doğrultu 22

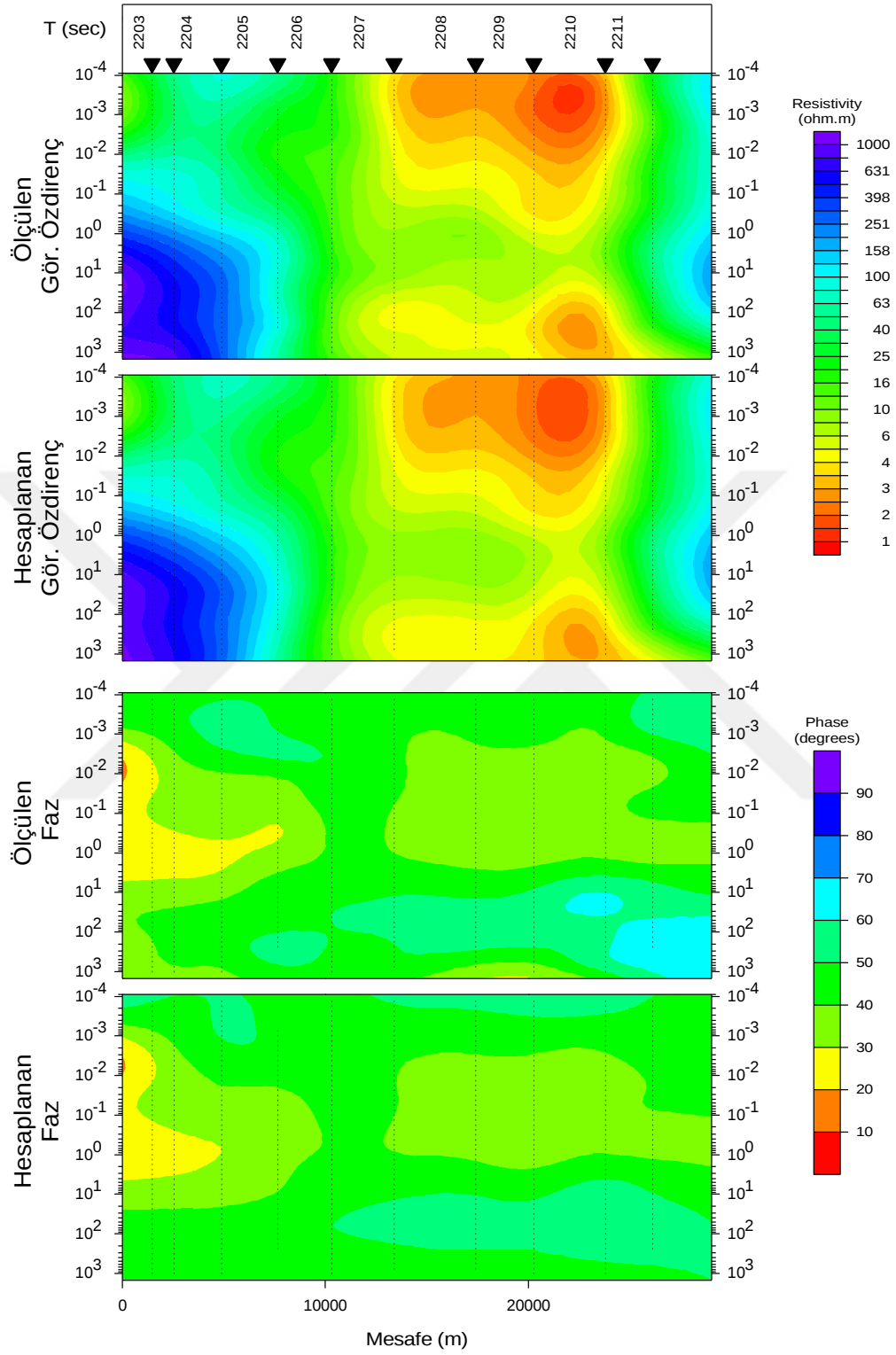
Doğrultu 22 boyunca 8 istasyonda MT ölçüsü alınmıştır. Doğrultu boyunca ölçülen TE+TM modu veriler 10000 Hz – 1000 sn arası verilerin kalitesi iyidir. TE- ve TM-modu verilerinin birleşik ters çözümü sonucu bulunan 2B özdirenç modeli Şekil .46’da görülmektedir. Bu model %1.96 karekök (Root Mean Squares- RMS) hata ile bulunmuştur. Şekil .47 ve .48’de sırasıyla TE-modu ve TM- modu için verilerle çizilen görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri görülmektedir. Her iki mod için veri gruplarının çakışması kabul edilebilir düzeydedir.



Şekil 5.22 Doğrultu 22 boyunca TE- ve TM-modu verilerin 2B birleşik ters çözümü sonucu.



Şekil 5.23 Doğrultu 22 için: TE-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.



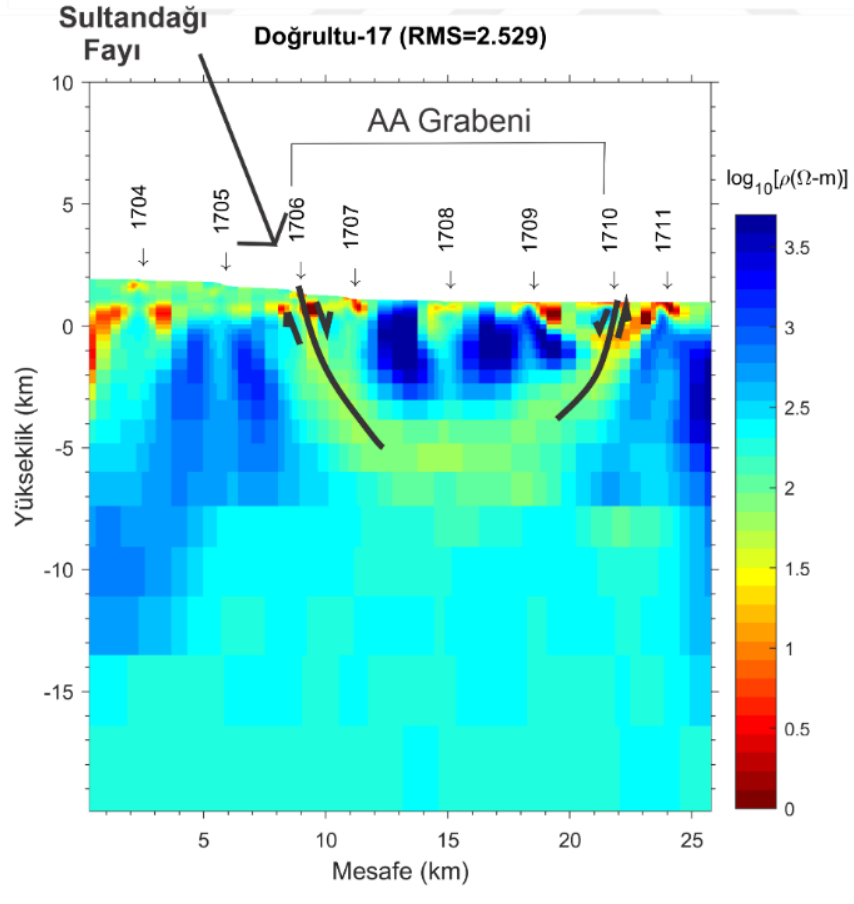
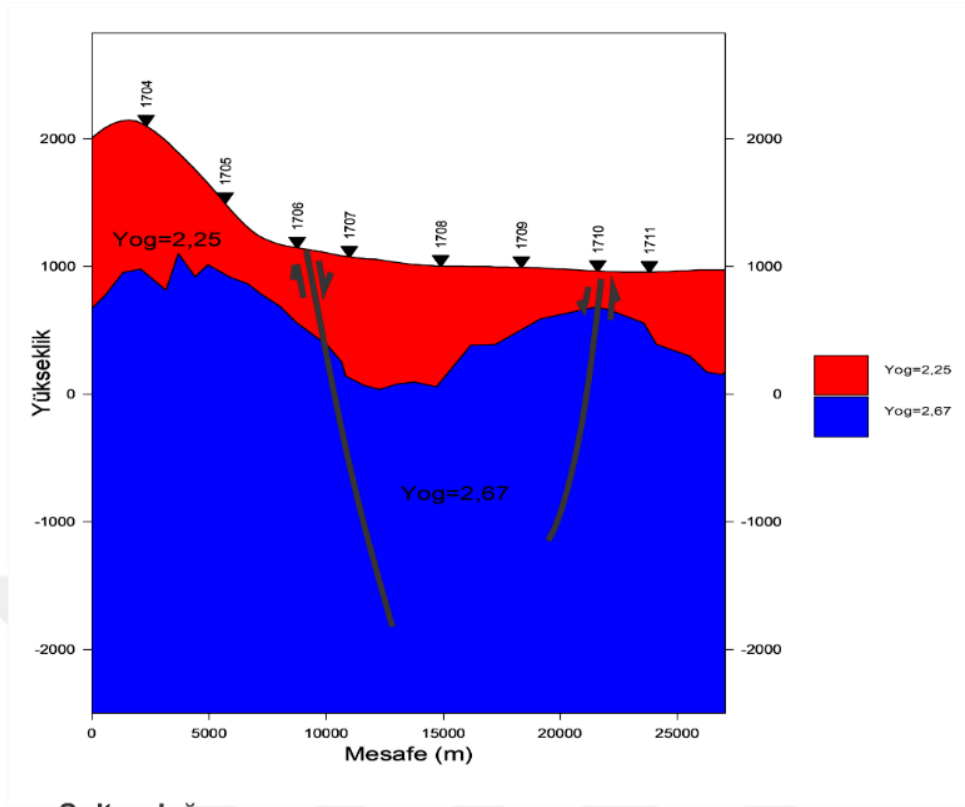
Şekil 5.24 Doğrultu 22 için: TM-modu GÖ ve Faz yapma kesitleri.

6. YOĞUNLUK VE ÖZDİRENÇ MODELLERİNİN YORUMU

Sırası ile P17-P22 doğrultuları boyunca ters çözüm sonucu elde edilen iki boyutlu yoğunluk ve öz direnç modelleri üzerine Sultandağı fayı ve AAG ‘nin Kuzey kenar fayı çizilerek her profil için ayrı ayrı izleyen şekilde yorumlanmıştır.

6.1 Profil-17

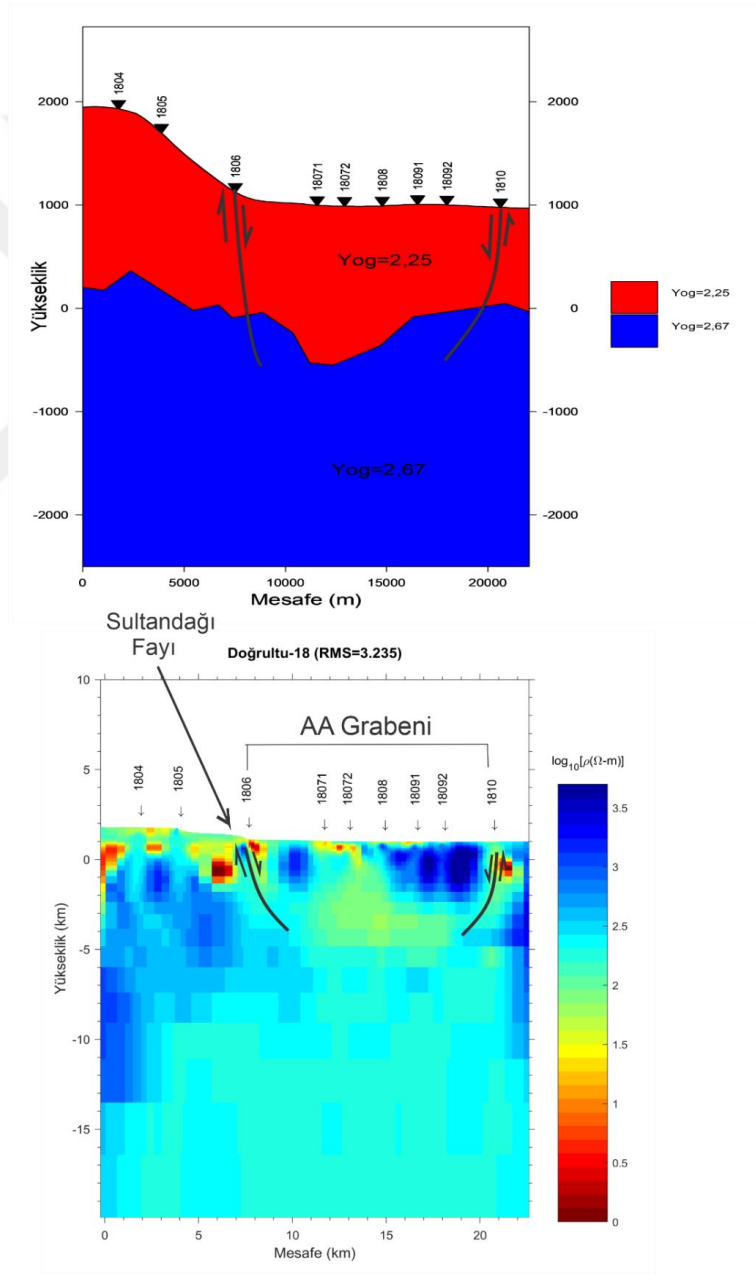
Profil 17 Yoğunluk ve öz direnç modelinde AAG horstu ve Grabeni arasında Sultandağı fayı ve Kuzey kenar fayının yüzeyi boyunca düşük öz dirençli ve yoğunluklu ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.25 \text{ gr/cm}^3$,) bir yapıdadır. Fay düzlemi boyunca oluşan deformasyondan dolayı kayalar daha gözenekli bir hale geldiği bu gözenekler atmosferik sulardan dolayı daha iletken hale geldiği anlaşılmaktadır. Graben içerisinde yer yer gözlemlenen iletken yapılar ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$) güncel çökeller ve killi malzemeler olarak yorumlanmıştır. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli ($100 \Omega.m < \rho_{oz} < 2000 \Omega.m$) yapıdadır. Bu birimler de afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak yorumlanmıştır.



Şekil 6.1 Profil 17; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

6.2 Profil-18

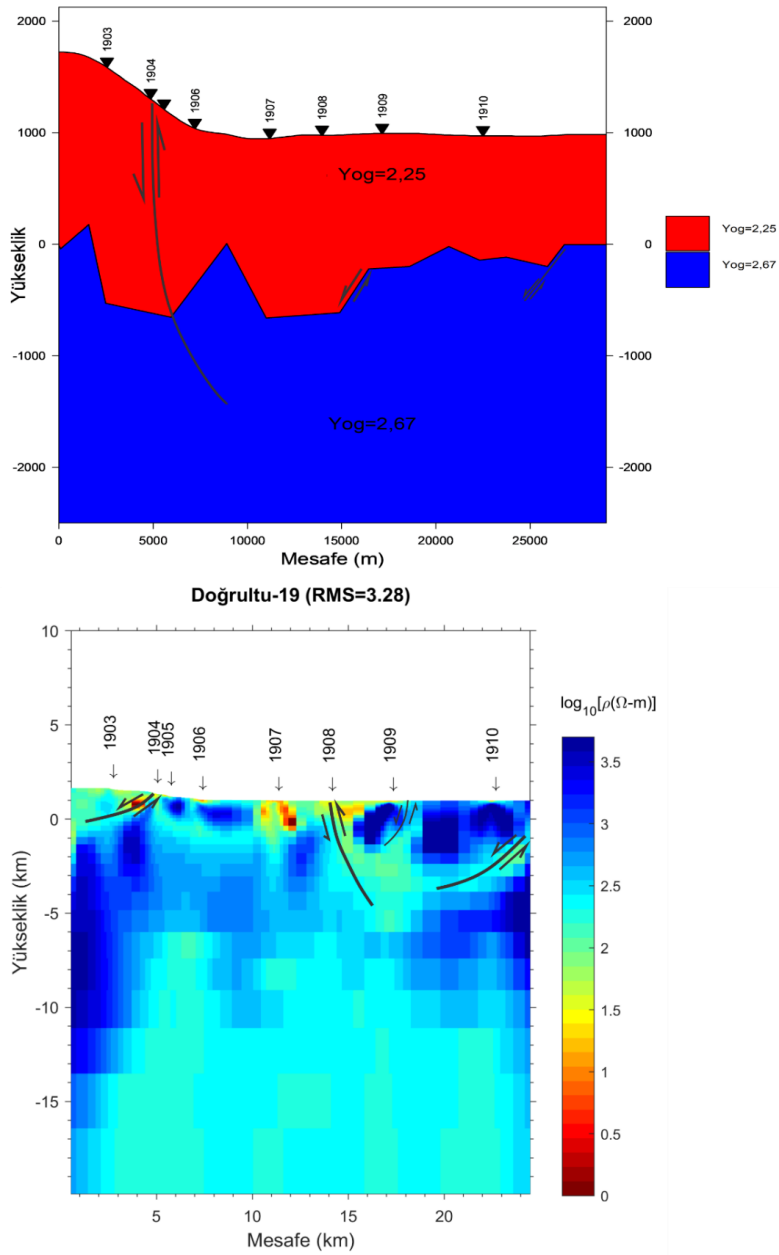
Profil 18'de, Sultandağı fayı ve Kuzey kenar fayı boyunca, düşük öz dirençli ve yoğun kayalardan oluşan bir yapı gözlemleniyor. Fay boyunca oluşan deformasyon, kayaların gözenekli hale gelmesine ve bu gözeneklerin atmosferik sularla daha iletken hale gelmesine neden oluyor. Graben bölgesinde bazı iletken yapılar (güncel çökeller ve killi malzemeler) bulunuyor. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli kayalardan oluşuyor ve bu birimler Afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak tanımlanıyor.



Şekil 6.2 Profil 18; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

6.3 Profil-19

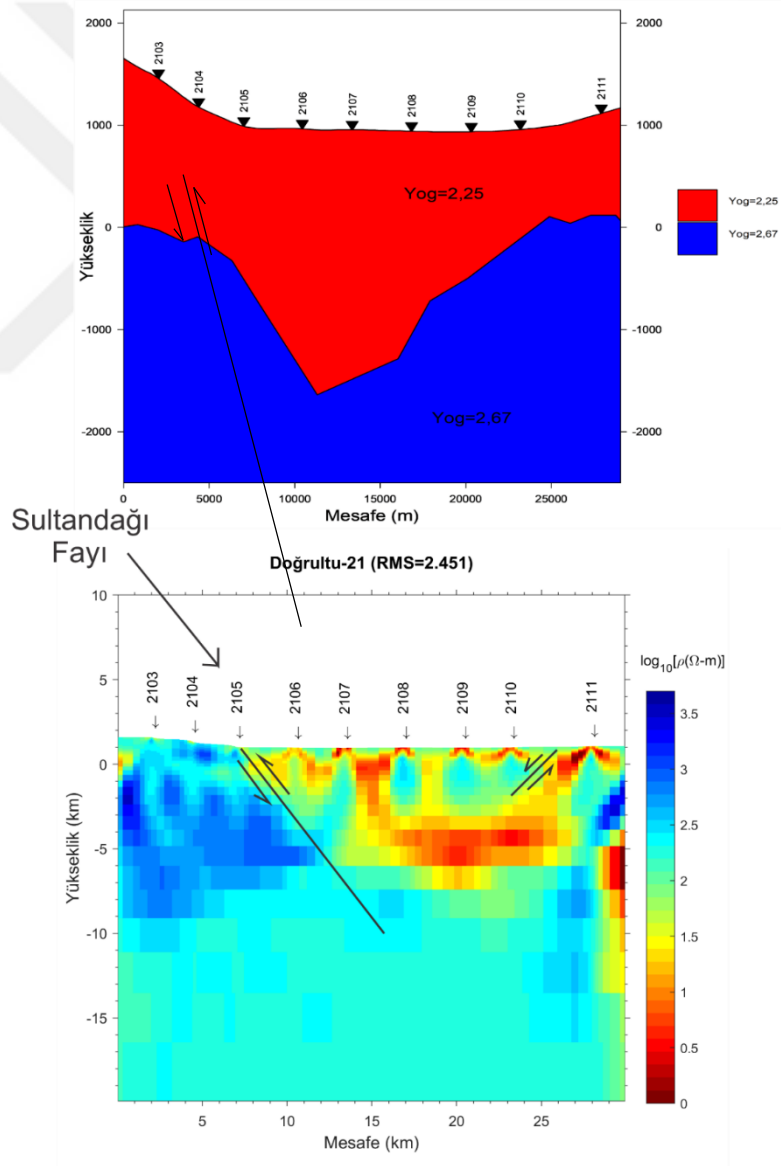
Profil 19'deki Sultandağı ve Kuzey kenar faylarının yüzeyi boyunca, düşük öz dirençli kayalar görülmektedir. Bu faylar boyunca meydana gelen deformasyon, kayaların daha gözenekli ve iletken hale gelmesine yol açmıştır. Graben içinde ise bazı iletken yapılar, muhtemelen güncel çökeller ve killi malzemelerden oluşmaktadır. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli kayalar içerir ve bunlar Afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak değerlendirilmiştir.



Şekil 6.3 Profil 19; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

6.4 Profil-20

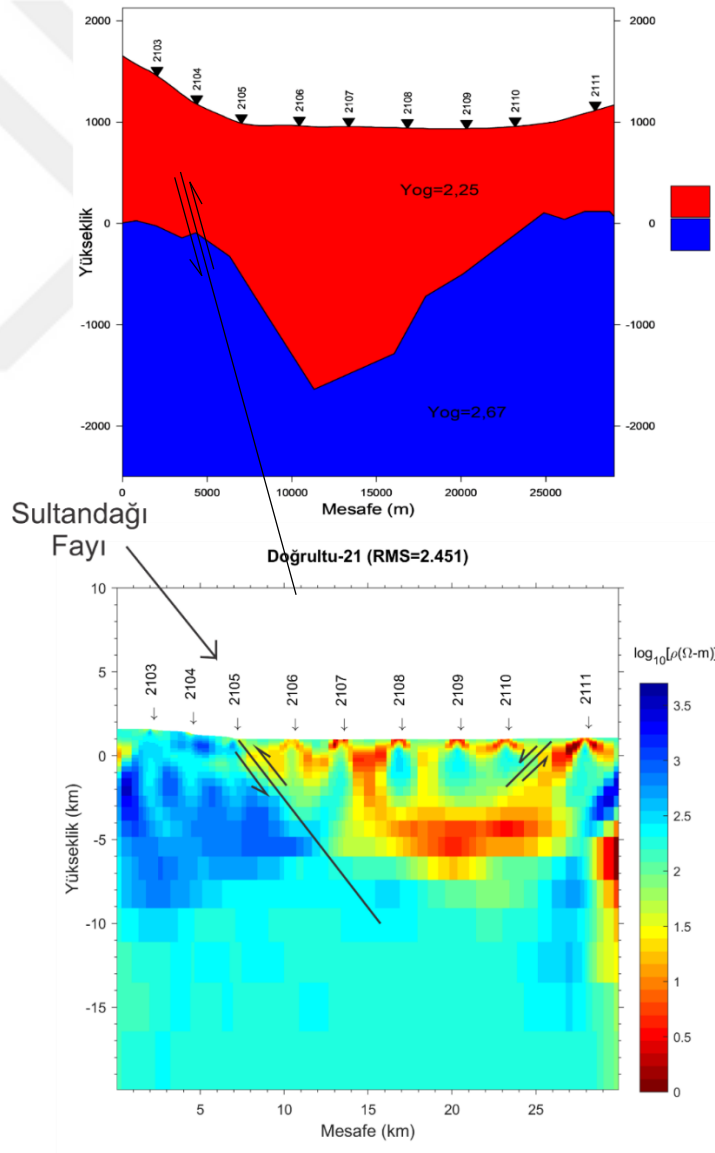
Profil 20 Yoğunluk ve öz direnç modelinde AAG horstu ve Grabeni arasında Sultandağı fayı ve Kuzey kenar fayının yüzeyi boyunca düşük öz dirençli ve yoğunluklu ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.25 \text{ gr/cm}^3$) bir yapıdır. Fay düzlemi boyunca oluşan deformasyondan dolayı kayalar daha gözenekli bir hale geldiği bu gözenekler atmosferik sulardan dolayı daha iletken hale geldiği anlaşılmaktadır. Graben içerisinde yer yer gözlemlenen iletken yapılar ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$) güncel çökeller ve killi malzemeler olarak yorumlanmıştır. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli ($100 \Omega.m < \rho_{oz} < 2000 \Omega.m$) yapıdır. Bu birimler de afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak yorumlanmıştır.



Şekil 6.4 Profil 20; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

6.5 Profil- 21

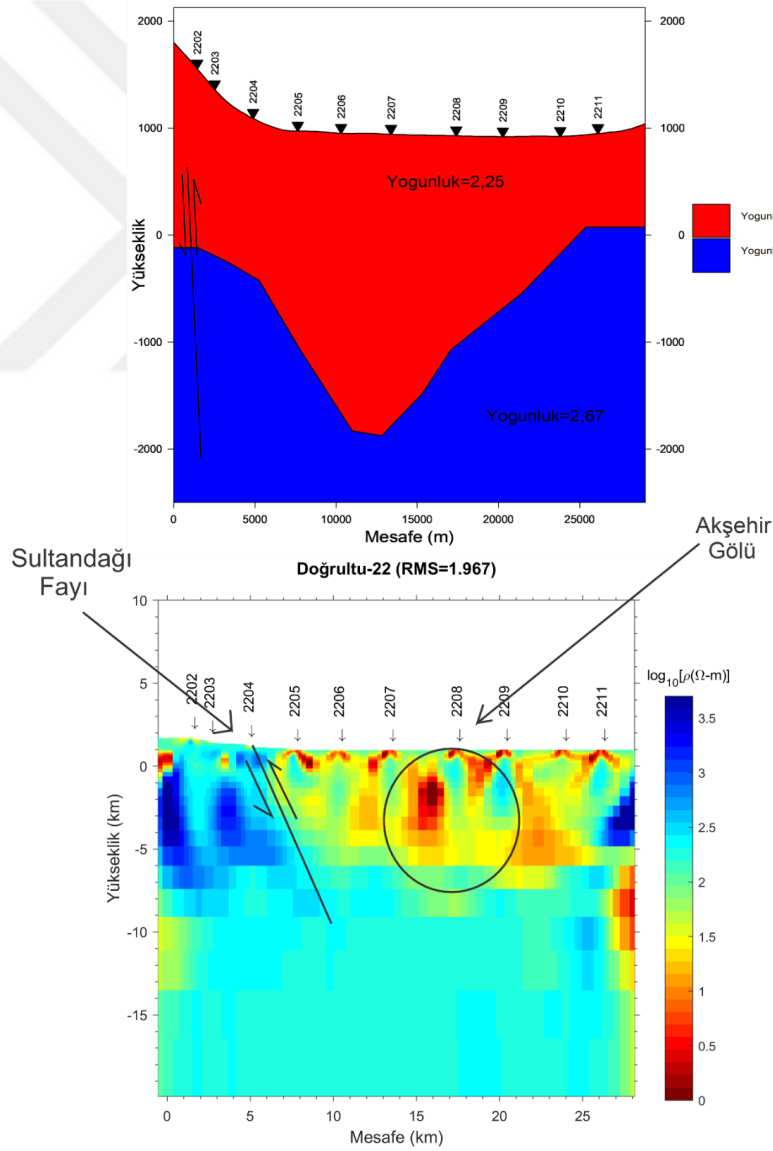
Profil 21 Yoğunluk ve öz direnç modelinde AAG horstu ve Grabeni arasında Sultandağı fayı ve Kuzey kenar fayının yüzeyi boyunca düşük öz dirençli ve yoğunluklu ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.25 \text{ gr/cm}^3$) bir yapıdır. Fay düzlemi boyunca oluşan deformasyondan dolayı kayalar daha gözenekli bir hale geldiği bu gözenekler atmosferik sulardan dolayı daha iletken hale geldiği anlaşılmaktadır. Graben içerisinde yer yer gözlemlenen iletken yapılar ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$) güncel çökeller ve killi malzemeler olarak yorumlanmıştır. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli ($100 \Omega.m < \rho_{oz} < 2000 \Omega.m$) yapıdır. Bu birimler de afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak yorumlanmıştır.



Şekil 6.5 Profil 21; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

6.6 Profil-22

Profil 22 Yoğunluk ve öz direnç modelinde AAG horstu ve Grabeni arasında Sultandağı fayı ve Kuzey kenar fayının yüzeyi boyunca düşük öz dirençli ve yoğunluklu ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.25 \text{ gr/cm}^3$) bir yapıdadır. Fay düzlemi boyunca oluşan deformasyondan dolayı kayalar daha gözenekli bir hale geldiği bu gözenekler atmosferik sulardan dolayı daha iletken hale geldiği anlaşılmaktadır. Graben içerisinde yer yer gözlemlenen iletken yapılar ($\rho_{oz} < 100 \Omega.m$) güncel çökeller ve killi malzemeler olarak yorumlanmıştır. AAG horstu ise orta ve yüksek öz dirençli ($100 \Omega.m < \rho_{oz} < 2000 \Omega.m$) yapıdadır. Bu birimler de afyon zonuna ait metamorfik birimler olarak yorumlanmıştır.



Şekil 6.6 Profil 22; 2B yoğunluk Modeli, 2B öz direnç modeli.

7. SONUÇLAR

Bölüm-3 ve Bölüm-4’de elde edilmesi anlatılan, Profil 17, 18, 19, 20, 21 ve 22 boyunca elde edilen 2B öz direnç ve yoğunluk modelleri sırası ile Şekil 6.1- Şekil 6.6’da sunulmuştur. Bütün şekillerin ilk satırında MT doğrultusu boyunca Gravite verilerinden elde edilen yoğunluk modeli ve ikinci sekmesinde öz direnç modeli sunulmaktadır.

Modellerde graben içerisinde Akşehir gölünün güncel çökelleri ve killi malzemedan kaynaklanan iletken seviyeler ($\rho_{oz} < 10 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.25 \text{ gr/cm}^3$), Graben ortasında (Profil 17 / 1706 – 1710, Profil 18 / 1806 – 1810, Profil 19 / 1906 – 1909, Profil 20 / 2105 – 2110, Profil 22 / 2204 – 2210 istasyonları arasında) yer almaktadır. Sultan dağı horstu üzerinde paleozoik yaşlı afyon zonuna ait metamorfik birimler yüksek öz direnç ($\rho_{oz} > 200 \Omega.m$, $\rho_{yog} = 2.67 \text{ gr/cm}^3$) anomalisi vermektedir. Sultandağı fayı ile kesilerek, parçalanan bu birimler graben içerisinde düşey yönde yer değiştirmiş olarak gözlenirler. Graben içerisindeki düşen blokta afyon zonuna ait bu kayalar neojen yaşlı görsel kırıntılar ve kuvaterner yaşlı alivyal flüvyal ve görsel çökeller tarafından uyumsuzca üzerlenir. Graben içerisindeki neojen ve sonrası bu kırıntılı sedimanter birimlerin kalınlığı yer yer 600-700 metreye ulaşır. Bu birimlerin öz direnç değerleri 1-100 $\Omega.m$ aralığında değişmektedir. Bu geçiş özellikle sultandağı fayı ile grabenin kuzey kenar fayının olduğu bölgelerde oldukça keskindir. Grabenin kuzey kenar fayının yükselen bloğu ise mезozoik yaşlı karbonatlı kayalar ile baskındır. Bu kayalar neojen yaşlı karasal kırıntılar tarafından uyumsuzlukla üzerlenir. Bu bölümde üzerleyen kayacın kalınlığı 200 metreyi geçmez. Bu bölümde yer alan kayaların öz direnç değerleri 200-5000 $\Omega.m$ aralığında değişmektedir.

Tez kapsamında elde edilen jeolojik ve jeofizik bulgulara göre, AAG’nin güney kenarı sultan dağı fayı ile kontrol edilmektedir. Grabenin bu kenarında Sultandağı’na paralel ve sentetik özellikte birbirine paralel / yarı paralel birden fazla fay kolu grabene doğru basamaklı bir geometri oluşturmaktadır. Bununla beraber, graben içerisinde (Profil 17 / 1706, Profil 18 / 1806, Profil 19 / 1904, Profil 20 / 2105, Profil 22 / 2204 istasyonlarında) yüzeyde gözlenemeyen, ancak gravite ve MT kesitlerinde belirti gösteren sultandağı fayına doğru eğimli antitetik fay kollarının varlığı tesbit edilmiştir. Graben kuzey kenar

fayı ise yüzeyde gerçekleştirilen jeolojik çalışmalarla belirlenmiş olup, KD-GB uzanımlı ve ortalama 75 derece eğimle GD 'ya eğimli eğim atımlı normal bir faydır.

Özellikle MT modellerinde, Doğrultu boyunca ani iletkenlik değişimlerinin, genellikle faylar tarafından kontrol edildiği gözlemlenmektedir. Bununla beraber, özellikle güncel göl çekellerinin aşırı iletkenliğinden kaynaklı, Durağan-Kayma (Static-Shift) etkisi dolayısıyla, -3 ve -4 km'ye kadar yüksek iletken anomaliler gözlenmektedir. Bu tez kapsamında Durağan kayma etkisi göz ardı edilmiştir. Durağan kayma etkisinin önüne geçebilmek için 2B'da sayısal bir çözüm bulunmamaktadır. Ancak alternatif elektromanyetik veriler (Geçici Elektromanyetik Yöntem "Transient Electromagnetic" TEM ve doğru akım öz direnç yöntemi, "DAÖ" gibi.) ölçülerek bu etki giderilebilmektedir. Ayrıca tezin ana projesi olan TÜBİTAK projesi kapsamında static-shift etkisi 3B ters çözüm ile giderilecektir.

Tez kapsamında gerçekleştirilen jeolojik ve jeofizik verilerinin yorumlanması ile elde edilen ara bulgular, AAG'nin doğusunda yer alan bu fayların en az 10 km derinlere kadar ulaştığına işaret etmektedir. Bölgede meydana gelen aletsel dönem depremlerin odak derinlikleri de 10-20 km arasında değişmektedir. Elde edilen bulguların sismojenik zon derinliği ile uyumlu olduğu gözlemlenmektedir.

8. KAYNAKLAR

- Aktuğ B, Nocquet J M, Cingoz A, Parsons A, Erkan Y, England P, 2009, Deformation of Western Turkey From a Combination of Permanent and Campaign GPS data, limits to block-like Behaviour, Journal of Geophysical Research. 114, B10404.
- Akyüz S, Uçarkuş G, Şatır D, Dikbaş A, Kozacı Ö, 2006, 3 Şubat 2002 Çay Depreminde Meydana Gelen Yüzey Kırığı Üzerinde Palaeosismolojik Araştırmalar Yerbilimleri, 27, 41-52.
- Altunel E, 1999, Geological and Geomorphological Observations in Relation to the 20 September 1899 Menderes Earthquake, Western Turkey, Journal of the Geological Society, 156, 241-246.
- Bai D, Meju M, 2003, Deep Structure of the Longling-Ruili Fault Under Ruili Basin Near the Eastern Himalayan Syntaxis: Insights From Imaging, Tectonophysics, 364, 135-146.
- Bayrak M, Gürer A, Gürer Ö F, 2004, Electromagnetic Imaging of the Thrace Basin an Intra-Pontide Subduction Zone Northwester Turkey, International Geology Review, 46, 64-74.
- Bedrosian P A, Unsworth M J, Egbert G D, 2002, Magnetotelluric Imaging of The Creeping Segment of the San Andreas Fault Near Hollister Geophys, Research Letters, 29, 1506.
- Brasse H, Lezaeta P, Rath V, Schwalenberg K, Soyer W, Haak V, 2002, The Bolivian Altiplano Conductivity Anomaly, J. Geophys. Research, 107.
- Demirtaş R, İravul Y, Yaman M, 2002, 3 Şubat 2002 Eber ve Çay Depremleri Ön Raporu, Jeoloji Mühendisliği Haber Bülteni, 1-2, 58-63.
- Dewey J F, Şengör A M C, 1979, Angin and Surrounding Regions, Complex Multiplay and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, Geological Society of America Bulletin, 90, 84-92.

- Duman T Y, Can T, Emre O, Kadirioğlu F T, Baştürk N, Kılıç T, vd., 2018, Seismotectonics database of Turkey, Bulletin of Earthquake Engineering, 16, 3277-3316.
- Eberhart-Phillips D, Labson V F, Stanley W D, Michael A J, Rodriguez D, 1990, Preliminary Velocity and Resistivity Models of the Loma Prieta Earthquake Region, Geophys, 17, 1235-1238.
- Elmas A, Parlak A, 2021, Gravite Düşey Türev Verileriyle Batı Karadeniz Bölgesinin Yapı Sınırlarının Araştırılması, Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi, 9,1079.
- Emre O, Duman T Y, Doğan A, Özalp S, Tokay F, Kuşcu İ, 2003, Surface Faulting Associated with the Sultandağı Earthquake (Mw 6.5) of 3 February 2002, Southwestern Turkey. Seismological Research Letters, 74, 382-392.
- Emre Ö, Doğan A, Özalp S, 2011b, 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Balıkesir (NJ 35-3) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi, Seri No:4, 35 s, Ankara.
- Emre Ö, Doğan A, Özalp S, Yıldırım C, 2011a, 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Bandırma (NK 35-11b) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi, Seri No:3, 55 s, Ankara.
- Ergin K, Güçlü U, Uz Z, 1967, A Catalogue of Earthquakes for Tu and Surrounding Area (11AD to 1964AD), İstanbul Techno University, Publications, no: 24, 189.
- Eyidoğan H, Jackson J, 1985, A Seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Earth- Quakes of 1969-1970 in Western Turkey, İmplications for the Nature and Geometry of Deformation in Continental Crust, Geophys, Journal of the Royal Astronomical Society, 81, 569-607.
- Gülal E, Dindar A A, Akpınar B, Tiryakioğlu İ, Aykut N O, Erdoğan H, 2015, Analysis And Management of Gnss Reference Station Data, Technical Gazette, 407-414.
- Kalafat D, Güneş Y, Kehovah K, Kera M, Gorgan E, 2007, Samicity And Smotectonic Properties of the Salterates Felt Zone (yokaralar-kenya West Anamalta, Turkey”, American Geophysical Union AGU Fall Meeting, 5538-693, Abstract ID 82016, New Orleans, USA.

- Kaya C, Başokur A T, 2010, Magnetotellüric Aliğa'daki Deneyler Jeotermal Saha, Batı Türkiye, Bildiriler Dünya Jeotermal Kongresi 2010, Bali, Endonezya, Nisan 2010, 25-29.
- Koçyiğit A, 1984, Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 27, 115.
- Koçyiğit A, Özacar A, 2003, Extensional Neotectonic Regime Through The NE Edge of Outer Isparta Angle, SW Turkey New Field and Seismic Data, Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67-90.
- Koçyiğit A, Unay E, Saraç G, 2000, Episodic Graben Formation and Extensional Neotectonic Regime in West Central Anatolia and The Isparta Angle, a Case Study in the Akşehir-Afyon Graben, Geological Society, Special Publications, 173, 405-421.
- LaTorraca G. A., Madden T. R., Korrington J. 198, An analysis of the magnetotelluric impedance for three-dimensional conductivity structures, Geophysics, 51, 1819-1829.
- Le Pichon X, Chamot-Rooke N, Lallemant S, Noomen R, Veis G, 1995, Geodetic Determination of The Kinematics of Central Greece With Respect to Europe, Implications For Eastern Mediterranean Tectonics, Journal of Geophysical Research, 100, 12.675-12.690.
- Mackie R L, Livelybrooks D W, Madden T R, Larsen J C, 1997, A Magnetotelluric Investigation of the San Andreas Fault at Carrizo Plain, California, Geophysical Research Letters, 24, 1847-1850.
- McKenzie D P, 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 30 10-185.
- Metin S, Genç S, Bulut V, 1987, Afyon ve Yakın Dolayının Jeolojisi, MTA, Rapor No: 8103, Ankara.
- Ogawa Y, Mishina M, Goto T, Satoh H, Oshiman N, Kasaya T, vd., 2001, Magnetotelluric Imaging of Fluids in Intraplate Earthquake Zones, NE Japan Back Arc, Geophysical Research Letters, 28, 3741-3744.

- Oral B, Reilinger R E, Toksike M N, King R W, Harka A A, Kinik I, 1995, Coherent Plate Motions in the Eastern Mediterranean Continental Collision Zone. EOS 76 2, 9-11.
- Özden S, Kavak K Ş, Koçbulut F, Över S, Temiz H, 2002, 2002.02. 03 Çay (Afyon) Earthquakes, Geological Bulletin of Turkey 45, 49-56.
- Özkaymak C, Sözbilir H, Tiryakioğlu İ, 2017, Afyon Akşehir Grabeni Kehar Fayları Üzerine Saha Gözlemleri ve Teknik İnceleme, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 21. Çalıştayı (ATAG-21), Afyon Kocatepe Üniversitesi, Afyon.
- Özkaymak Ç, Sözbilir H, Geçievi M O, Tiryakioğlu İ, 2019, Late Holocene Coseismic Rupture and Aseismic Creep on the Bolvadin Fault, 28, 787-804, Afyon Akşehir.
- Özyıldırım Ö, 2010, Manyetotellürik Yönteminde Frekans Düzgünleştirilmiş Empedans Ayırıştırma Analizi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 59s, Sivas.
- Özyıldırım Ö, Candansayar M E, Demirci İ, Tezkan B, 2014, Two-dimensional inversion of magnetotelluric/radiomagnetotelluric data by using unstructured mesh, 24-30, Geophysical 82, E197–E210. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0378.1>.
- Pinar N, Lahn E, 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, No:6, Ankara, Turkey.
- Shebalin N V, Karnik V, Hadzievski D, 1974, Catalogue of Earthquakes of the Balkan Region I, UNDP-UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region Skopje, 600p.
- Soysal H, Sipahioğlu S, Kolçak D, Altınok, Y, 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (2100 B.C.–1900 A.D.), TÜBİTAK raporu, No:TBAG-341.
- Şengör A M C, 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi 2, 40 s, Ankara.
- Şengör A M C, Yılmaz Y, Subgurlu O, 1985, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and Evolution of the Western Termination of Paleo-Tethys", In: obertson, A.H.F. & Dixon, J.E. (eds) the Geological Evolution of

the Eastern editereanean, Geological Society, Special Publications, 17, 77-112, London.

Tan O, Tapirdamaz M C, Yörük A, 2008, The Earthquakes Catalogues for Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 405-418.

Tank S B, Honkura Y, Ogawa Y, Matsushima M, Oshiman N, Tuncer M K, 2005, Magnetotelluric İmaging of the Fault Rupture Area of the 1999 Izmit (Turkey) Earthquake, Physics of the Earth And Planetary Interiors 150, 213-225.

Taymaz T, Price S, 1992, The 1971 May 12 Burdur Earthquake Sequence, SW Turkey: A Synthesis of Seismological and Geological Observations, Geophysical Journal International, 108, 589-603.

Tiryakioğlu İ, Özkaymak C, Baybura T, Sözbilir H, Uysal M, 2018, Comparison of Palaeostress Analysis, Geodetic Strain Rates and Seismic Data in the Western Part of The Sultandağı Fault in Turkey. Annals of Geophysics, 61, 1-14.

Unsworth M, Bedrosian P A, 2004, Magnetotelluric Exploration'dan SAFOD Sahasındaki Elektrik Direnç Yapısı, Jeofizik Araştırma Mektupları, 31, 109.

Yılmaz H, Özel S, 2007, Crustal Structure of the Eastern Part of Central Anatolia (Turkey), Turkish Journal of Earth Sciences, 16, 169-185.

Yıldız A, Bağcı M, Başaran C, Yıldırım Ö, Conkar E. F, İscehisar İlçesindeki 448 Numaralı Ruhsatlı Sahanın Jeotermal Kaynak Potansiyelinin Jeolojik Ve Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması Projesi Sonuç Raporu, JUAM, 21.JUAM.04, 153.

Yürür T, Köse O, Demirbağ H, Özkaymak Ç, Selçuk L, 2003, Could the Coseismic Fractures of a Lake İce Reflect the Earthquake Mechanism? (Afyon earthquakes of 2 February 2002, Central Anatolia, Turkey). Geodinamica Acta 16, 83-87.

İnternet Kaynakları

1-https://acikders.ankara.edu.tr/pluginfile.php/110157/mod_resource/content/0/7GRAVITE.pdf/ 29.05.2023

KOERI, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, 2019, Recent Earthquakes in Turkey [online]. Website [http:// www.koeri.boun.edu.tr/scripts/1st5.asp](http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/1st5.asp).