

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**ANKARA, KONYA, ESKİŞEHİR VE UŞAK SINIRLARINDA KALAN
BÖLGENİN KABUK YAPISININ MANYETOTELLÜRİK VERİLERİN ÜÇ
BOYUTLU TERS ÇÖZÜMÜ İLE ARAŞTIRILMASI**

Oğuzhan BÜYÜKYENEREL

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2022**

Her hakkı saklıdır

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

ANKARA, KONYA, ESKİŞEHİR VE UŞAK SINIRLARINDA KALAN BÖLGENİN
KABUK YAPISININ MANYETOTELLÜRİK VERİLERİN ÜÇ BOYUTLU TERS
ÇÖZÜMÜ İLE ARAŞTIRILMASI

Oğuzhan BÜYÜKYENEREL

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. M. Emin CANDANSAYAR

Bu tez çalışmasında, Ankara-Polatlı, Konya-Akşehir, Eskişehir ve Uşak yerleşim yerleri arasında kalan alanın kabuk yapısı ve ana tektonik kuşaklar Manyetotellürik (MT) verilerini 3B ters çözümü ile araştırılmıştır. Çalışma alanında tamamlanan bir TÜBİTAK projesinde dört doğrultu boyunca ölçülmüş MT verileri bu tez çalışmasında kullanılmıştır. Dört doğrultuda ölçülmüş MT verilerinin tamamı üç-boyutlu ters çözümde kullanılmıştır. Elde edilen üç boyutlu özdirenç modeli ile daha önce yapılmış 2B ters çözüm sonuçları karşılaştırılarak yorumlanmıştır. Çalışma alanındaki ana tektonik zonlar, 2B ve 3B özdirenç modelleri arasındaki farklar ortaya konulmuştur. Bu çalışmada yapılan MT verilerinin 3B ters çözümü ile, daha önce yapılmış 2B ters sonuçlarına göre bölgenin üst kabuk-alt kabuk sınırları, gravite ve manyetik verilerden elde edilen üst kabuk alt kabuk sınırı ile daha uyumludur. Daha önceki çalışmada 2B ters çözüm sonucu elde edilen Tavşanlı ve Afyon kuşağı arasındaki iletken zon, 3B ters çözümde de elde edilmiştir. Bu çalışma ile MT verilerinin 2B ters çözümden elde edilen anomalilerin büyük çoğunluğu, 3B ters çözüm ile de çözülmüştür. Profiller arası mesafenin fazla olması nedeniyle yanal ayrımlılık fazla değildir.

Şubat 2022, 57 sayfa

Anahtar Kelimeler: Manyetotellürik, 3B, Modelleme, Ters Çözüm, Kabuk, Ankara, Konya, Eskişehir, Uşak

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

INVESTIGATION OF CRUSTAL STRUCTURE OF THE REGION BOUNDED BY ANKARA, KONYA, ESKİŞEHİR AND UŞAK DISTRICTS WITH THREE DIMENSIONAL INVERSION OF MAGNETOTELLURIC DATA

Oğuzhan BÜYÜKYENEREL

Ankara University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geophysical Engineering

Supervisor: Prof. Dr. M. Emin CANDANSAYAR

In this study, the crust structure and main tectonic zones between Ankara-Polatlı, Konya-Akşehir, Eskişehir, and Uşak are revealed by using three dimensional (3D) inversion of magnetotelluric (MT) data. MT data collected along four parallel lines in the completed TÜBİTAK in this thesis. All MT data collected along four parallel lines are combined and used in the 3D inversion. The obtained three-dimensional resistivity model was interpreted by comparing the 2D inversion results made before. The main tectonic zones in the study area, the differences between 2D and 3D resistivity models are presented. The main tectonic zones in the study area, the differences between 2D and 3D resistivity models are presented. In this study, with the 3D inversion of the MT data, the upper crust-lower crust boundaries of the region are more compatible with the upper crust and lower crustal boundary obtained from the gravity and magnetic data, according to the 2D inversion results made before. The conductive zone between Tavşanlı and Afyon belts, which was obtained as result of 2D inversion in the previous study, was also obtained in 3D inversion. In this study, most of the anomalies obtained from 2D inversion of MT data were also resolved by 3D inversion. Due to the large distance between the profiles, the lateral separation is not much.

February 2022, 57 pages

Key Words: Magnetotelluric, 3D, Modeling, Inversion, Crust, Ankara, Konya, Eskişehir, Uşak

ÖZSÖZ VE TEŞEKKÜR

Öncelikle bu zorlu süreçte bana her açıdan destek olan başta annem Çiğdem BÜYÜKYENEREL'e ve aileme çok teşekkür ederim. Babamı kaybettikten sonra yanımda olan ve desteğini hiç eksik etmeyen Prof. Dr. Yalçın KARAKOCA'ya teşekkürü bir borç bilirim. Danışmanım Prof. Dr. M. Emin CANDANSAYAR'a (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) tezimi hazırlayıp tamamlamadaki yardımları için teşekkür ederim. Dr. İsmail DEMİRCİ'ye (Ankara Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) yardım ve önerileri için teşekkür ederim. ModEM algoritmasının akademik versiyonunu tezimde kullanmama izin veren Dr. Anna KELBERT, Dr. Naser MEQBEL, Prof. Dr. Gary EGBERT ve Dr. Kush TANDON'a teşekkür ederim. ModEM ve 3D Grid programlarını kullanmada bana yardımcı olan Dr. Erhan ERDOĞAN'a (Phoenix Geophysics) teşekkür ederim. Üç boyutlu ters çözüm sonuçlarını iyileştirmede ve diğer yardımları için Emre DEĞİRMENCİ'ye çok teşekkür ederim. Emre Ağabey ile beni tanıştıran, tezimle ilgili yardımcı olmak için elinden geleni yapan Ali Rıza KILIÇ'a (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi) teşekkür ederim. TÜBİTAK Truba sunucularında ModEM'i derleyip çalıştırmama yardım eden Dr. Fatih SEVİM'e (Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü) teşekkür ederim. Çalışma bölgesinin jeolojisinde yardımcı olan Abdullah GÜRER'e (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeofizik Etütleri Dairesi) teşekkür ederim. Lisans eğitimimden itibaren bana yardım ve destek olmaya sürekli devam eden, yüksek lisans eğitimime beraber başladığım, değerli dostum Batuğhan YIKMAZ'a çok teşekkür ederim. Bu tez çalışmasında yer alan üç boyutlu ters çözüm hesaplamaları TÜBİTAK ULAKBİM, Yüksek Başarım ve Grid Hesaplama Merkezi'nde (TRUBA kaynaklarında) gerçekleştirilmiştir.

Bu tez çalışmasında toplanan veriler Prof. Dr. M. Emin Candansayar' ın yürütücülüğünde tamamlanan 105G145 numaralı "Kuzey Batı Anadolu' nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması" isimli TÜBİTAK (1007) proje kapsamında toplanmıştır. Proje ekibine ve TÜBİTAK' a teşekkür ederim.

"19.02.2014 tarihinde ani bir şekilde aramızdan ayrılan babam Cumhuriyet Mustafa BÜYÜKYENEREL'e ithaf edilmiştir."

Oğuzhan BÜYÜKYENEREL
Ankara, Şubat 2022

İÇİNDEKİLER

TEZ ONAYI

ETİK.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT	iii
ÖZSÖZ VE TEŞEKKÜR	iv
SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ	ix
1. GİRİŞ	1
2. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM.....	4
2.1 MT Yöntem ve EM Dalga Denklemleri	5
2.2 Manyetotellürik Yöntemde Deri Kalınlığı.....	6
2.3 Manyetotellürik Yöntemde Veri Toplama ve Ölçülen Büyüklükler	7
2.3.1 Manyetotellürik Verilerin 3B Ters Çözümünde Kullanılan Veriler: Empedans, Tipper, Faz Tensörü ve Faz Vektörü	9
2.3.2 MT Verilerinin 3B Düz Çözümü	14
2.3.3 MT Verilerinin Ters Çözümü	16
3. ÇALIŞMA ALANI.....	18
3.1 Bölgenin Jeolojisi.....	20
3.2 Çalışma Alanında Ölçülen MT Verileri.....	22
3.3 MT Verilerinin 3B Ters Çözümü	24
3.4 3B Ters Çözümdeki Eksiklikler	28
3.5 2B ve 3B Ters Çözüm Sonuçlarının Karşılaştırılması	30
4. SONUÇLAR	50
KAYNAKLAR	52
ÖZGEÇMİŞ.....	57

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

E	Elektrik Alan (V/m)
H	Manyetik Alan (A/m)
σ	İletkenlik (Siemens/m)
u	Manyetik Geçirgenlik (Henry/m)
ρ	Özdirenç (Ohm.m)
ρ_a	Görünür Özdirenç (Ohm.m)
ϵ	Dielektrik Geçirgenlik (Farad/m)
f	Frekans (Hz)
T	Periyot (Sn)
I	Akım (A)
k	Dalga Sayısı
Z	Empedans
\emptyset	Empedans Fazı
Ψ	Faz Vektörü
T	Tipper
d	Veri Yönevi
m	Parametre yöneyi
Ω	Ohm
∂	Kısmi türev
$P(m, d)$	Parametrik Fonksiyonel
$S(m)$	Durağanlaştırıcı Fonksiyonel
$f(m)$	Düz Çözüm İşleci
W_d	Veri Ağırlık Dizeyi
α	Düzenleyici Parametre
β	Eşlenik Katsayısı
A	Kısmi Türevler Dizeyi
$\tilde{I}(m_i)$	Parametre Düzeltme Vektörü Doğrultusu
λ	Sönümlenme Parametresi
MPI	Message Passing Interface

Kısaltmalar

E	Elektrik Alan
EM	Elektromanyetik
MT	Manyetotellürük
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
GÖ	Görünür Özdirenç
2B	2 Boyutlu
3B	3 Boyutlu

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Manyetotellürik yöntem ölçüm şeması.....	8
Şekil 2.2 Bozulma içeren görünür özdirenç ve fazlar (Avdeeva vd. 2015).....	12
Şekil 2.3 Yeraltının iletkenlik yapısının 3B kavramsal modeli	15
Şekil 2.4 Temsili 3B model ağı (Erdogan, 2018)	16
Şekil 3.1 Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması Projesinin Gravite-Manyetotellürik ortak profillerin haritası (Candansayar vd. 2011)	19
Şekil 3.2 Bu tez kapsamında 3B ters çözümde kullanılan MT istasyon konumları.....	20
Şekil 3.3 Türkiye'nin tektonik sınıflaması (Okay ve Tüysüz, 1999).....	21
Şekil 3.4 a) 3D_Grid kullanılarak oluşturulan model b) istasyonların model ağı gösterimi c) grid parametreleri seçimi. (3D_Grid programından elde edilmiştir)	26
Şekil 3.5 a) Topografyasız 3B düz çözüm sonucunda "1003" numaralı istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç eğrileri, b) "1003" numaralı istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için faz eğrileri.	27
Şekil 3.6 1. yinelemeden 81. yinelemeye kadar b) 50. yinelemeden 81. yinelemeye kadar 3B ters çözüm RMS-yineleme grafiği.....	28
Şekil 3.7 a) Profil-1 b) Profil-2 c) Profil-3 d) Profil-4 2B ters çözüm sonuçları (Candansayar vd. 2011)	31
Şekil 3.8 a) Üç-boyutlu ters çözüm sonuçları: Profil-1 b) Profil-2 c) Profil-3 d) Profil-4	32
Şekil 3.9 a) 3B ters çözüm sonucunda profil-1 (1016) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri b) profil-1 (1006) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri c) profil-2 (2029) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri d) profil-2 (2011) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri	33
Şekil 3.10 a) 3B ters çözüm sonucunda profil-3 (3067) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri b) profil-3 (3074) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri c) profil-4 (4088) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri d) profil-4 (4072) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri.....	34
Şekil 3.11 Profil-1 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	35
Şekil 3.12 Profil-1 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	35

Şekil 3.13 Profil-2 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	36
Şekil 3.14 Profil-2 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	36
Şekil 3.15 Profil-3 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	37
Şekil 3.16 Profil-3 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	37
Şekil 3.17 Profil-4 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	38
Şekil 3.18 Profil-4 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri	38
Şekil 3.19 a) Profil-1 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-1 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti	40
Şekil 3.20 a) Profil-2 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-2 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti	42
Şekil 3.21 a) Profil-3 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-3 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti	44
Şekil 3.22 a) Profil-4 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonuçları.....	45
Şekil 3.23 3B ters çözüm sonucu a) -0.5 km b) -1 km c) -2 km d) -5 km e) -10 km f) -20 km g) -30 km h) -40 km derinlik kesitleri.....	47
Şekil 3.24 3B ters çözüm sonucu 10, 25, 300 ve 400 $\Omega.m$ için hacimsel eş yüzeyler, yatay ve dikey kesitler.....	48

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 3.1 İstasyon numaraları ve kotları.....	23
Çizelge 3.2 Düz çözüm ve ters çözüm parametreleri.....	29



1. GİRİŞ

Kabuk yapısının incelenmesinde en çok kullanılan Jeofizik elektromanyetik yöntemlerden birisi Manyetotellürik (MT) Yöntemdir. MT yöntemde, doğal elektrik (E_x ve E_y) ve manyetik alanlar (H_x , H_y ve H_z) zamanın fonksiyonu olarak ölçülür. Ölçülen bu veriler hızlı Fourier dönüşümü ile frekans ortamına aktarılarak empedans ve manyetik alan tensörleri elde edilir. Elde edilen bu tensör verilerinin (empedans ve tipper tensörü) doğrudan “üç boyutlu (3B)” ters çözümü ile veya tensör verilerinden elde edilen görünür özdirenç, faz ve tipper verilerinin 2B ters çözümü ile yeraltının birkaç metre ile onlarca km derinliğe kadar olan özdirenç modeli elde edilebilir.

MT yöntemde, deri kalınlığına (skin depth) göre, yüksek frekanslı (düşük periyodlu) veriler sığ bölgelerin ve düşük frekanslar (yüksek periyod) daha derindeki özdirenç yapısı hakkında bilgi verir. MT yöntem derin kabuk araştırmalarında ülkemizde ve dünyada kullanılmaktadır. Bu yöntem ile üst kabuk-alt kabuk sınırı ile kabuk içinde tektonik yapıların, kenet kuşaklarının ve fay zonlarının araştırılmasında son 10 yılda yapılmış birçok çalışma bulunmaktadır (ör. Becken vd. 2008, 2011; Becken ve Ritter, 2012, Bertrand vd. 2009, 2012; Cherevatova vd. 2014; Zeng vd. 2015).

Benzer şekilde ülkemizde de kabuk içinde kalan (ilk 20-30km), özellikle Batı Anadolu'da tektonik ve Kuzey Anadolu Fay zonunun özelliklerini incelemek amaçlı çalışmalar yapılmıştır (Tank vd. 2005; Ulugergerli vd. 2007; Kaya, 2010; Kaya vd. 2009, 2013; Tank, 2012; Karcioğlu vd. 2013; Türkoğlu vd. 2008, 2015). Yine Kuzeybatı Anadolu' da üst kabuk, alt kabuk ilişkisi, kenet kuşakları ve fay zonlarını araştırmaya yönelik çalışmalar ise bölümümüz öğretim üyeleri tarafından TÜBİTAK projesi kapsamında yapılmıştır (Candansayar vd. 2008, 2009, 2010, 2012; Kaya 2010).

Dünyada yaygın olarak bilinen fay hatlarından biri San Andreas Fayıdır. Bu fay Kuzey Amerika'nın Pasifik Okyanusu kıyısına paraleldir. Pasifik kıyı dağlarını kesen (KB-GD) büyük bir kırık sistemi doğrultu atımlı sağ yönlü bir fay zonudur (Ketin, 1976). San Andreas Fayı üzerinde 45 km'lik bir profilde toplanan MT verilerinin 2B ters çözümünden kabuk özdirenç modelleri elde edilmiş ve kabuk akışkan dağılımı

değerlendirilmiştir (Becken vd. 2008). “San Andreas” ve Kuzey Anadolu Fay Zonları (KAFZ) arasında birçok yönleri ile birbirlerine benzemektedir.

Türkiye aktif bir deprem kuşağı Alp-Himalaya deprem kuşağında yer almaktadır. Yaklaşık 1100 km’den oluşan KAFZ, Avrupa Asya ile Anadolu yarımadası arasında sağ yönlü ve doğrultu atımlı aktif hareket gösteren bir fay zonudur. Bu fay zonu birçok fayı bünyesinde barındırmaktadır. Ülkenin yüz ölçümünün önemli bir kısmı birinci derece deprem kuşağı üzerin yer almaktadır. Bu nedenle bölgedeki fay zonlarının, kabuk yapısının, tektonik yapıların detaylıca incelenmesi gerekmektedir. Şimdiye kadar ülkemizdeki kabuk çalışmalarında, genellikle MT verileri 2B ters çözüm algoritmaları ile yorumlanmıştır (Tank vd 2005; Ulugergerli vd 2007; Candansayar vd 2008, 2009, 2010, 2012; Kaya 2010; Kaya vd. 2009, 2013; Tank, 2012; Karcıoğlu vd 2013; Türkoğlu vd. 2008, 2015).

İlk kez bu tez çalışmasında, Ankara-Polatlı, Konya-Akşehir, Eskişehir ve Uşak şehirleri arasında kalan alanda 4 (dört) paralel doğrultu boyunca ölçülmüş MT 3B ters çözümü ile bölgedeki kabuk yapısı incelenecektir.

Tez çalışmasında, Candansayar vd. (2011) tarafından dokuz doğrultuda yaklaşık 1000 istasyonda ölçülen MT verilerinin bir kısmı kullanılarak 3B ters çözümü yapılmıştır. Tez kapsamında, önceki projede “Ankara-Polatlı, Konya-Akşehir, Eskişehir ve Uşak” sınırları arasında yaklaşık G-K doğrultulu dört paralel doğrultu boyunca ölçülen toplam 142 istasyonda ölçülen MT verilerinin 3B ters çözümü yapılarak yorumlanmıştır. MT verilerinin 3B ters çözümü için kullanılan farklı algoritmalar vardır (Avdeev, 2005; Siripunvaraporn vd. 2005; Kelbert vd. 2014). Bu tez çalışmasında Kelbert vd. (2014) tarafından geliştirilen ModEM3D algoritması kullanılmıştır.

Toplam 142 MT istasyonunda ölçülen verilerden elde edilen empedans verilerinden önce gürültülü veriler atılmıştır. Düzenlenmiş MT verilerinin 3B ters çözümü yapılmıştır. Elde edilen 3B öz direnç modellinden, dört MT profili boyunca olan 2B xz-öz direnç kesitleri çizdirilerek, Candansayar vd. (2008, 2009, 2010, 2011) tarafından elde edilen 2B ters çözüm sonuçları ile karşılaştırılmıştır.

3B ters çözümden elde edilen 2B kesitler ile 2B özdirenç modellerinin birlikte karşılaştırılmasında, Candansayar vd. (2008, 2009, 2010, 2011) tarafından bölgenin tektonik ve jeolojik verilerini ilişkilendirerek yaptıkları yorumlamalar bu tezde de kullanılmıştır.

İzleyen bölümlerde MT yöntem, MT yöntemde 3B modelleme ve ters çözüm konuları kısacak açıklanacaktır. Ardından, çalışma alanı, bu alanın genel jeoloji ve tektoniği, çalışma alanında ölçülen MT verileri hakkında bilgi verilecektir. Ardından, tez kapsamında yapılan 3B ters çözüm, ters çözüm sonuçlarının 2B ters çözüm ile karşılaştırması ve tez kapsamında elde edilen sonuçlar verilecektir.



2. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM

Elektromanyetik (EM) yöntemlerden olan MT yöntem, yeraltı yapılarının incelenmesinde en çok kullanılan Jeofizik yöntemler arasında yer almaktadır. Yeraltı iletkenlik değişimine duyarlı olan bir yöntemdir. Yöntemin kuramının gelişimi bağımsız iki farklı bilim adamı (Tikhonov 1950; Cagniard 1953) tarafından olmuştur. Yöntemdeki doğal yer akımlarının bilinirliği eski Roma zamanlara kadar uzanmaktadır (Telford vd. 1976).

Atmosfer, iyonosfer ve manyetosfer katmanlarında meydana gelen değişimler, yerin manyetik alanlarında değişimlere sebep olur. MT yöntemde 10^{-5} ile 10^5 Hz frekans aralığındaki manyetik alan değişimleri incelenmektedir. Bu değişimler yeryüzünde elektrik akımlarının akmasına neden olmaktadır. Bu elektrik akımlarına tellürik akımlar adı verilmektedir. MT yöntemde ölçüler zamanın fonksiyonu olarak alınmaktadır.

MT yöntem araştırma derinliğinin fazla olması ve yeraltı özdirenç yapısını yansıtması nedeniyle çok farklı amaçlar için kullanılan bir yöntemdir. Yöntem başlıca derin kabuk yapısı ve tektonik yapıların araştırılmasında kullanılmaktadır (Ulugergerli vd. 2007; Bai et al. 2010; Kaya 2010; Becken and Ritter, 2012; Zeng et al .2015; Candansayar vd. 2008, 2010). Yöntem petrol ve doğalgaz ve jeotermal gibi enerji kaynaklarının aranmasında da son yıllarda sıklıkla kullanılmaya başlanmıştır (Mitsuhata et al. 1999; Patro 2017; Erdoğan ve Candansayar, 2018)

Doğal kaynaklı bir yöntem olan MT yöntemi oluşturan doğal elektromanyetik kaynaklar frekans aralığına göre atmosferik olaylar ve manyetosfer olarak ikiye ayrılır. Manyetosfer kaynaklı yüksek frekanslı etkiler iyonosferde soğrulduğu için 1 Hz'den düşük frekanslarda oluşmaktadır ve bunlara dış kaynaklı alan adı verilmektedir. 1 Hz'den büyük frekansları içeren atmosferik olaylar, iç kaynaklı alan olarak isimlendirilir. Bu frekans değerinin üzerindeki alanlara duyulabilir manyetotellürik (audiomagnetotellurics, AMT) adı verilir. İç kaynaklı alanlar, yeryüzüne yıldırım düşmesi sonucunda oluşurlar. Dış kaynaklı alanlar; manyetosfer, atmosfer ve

iyonosferin güneş kaynaklı ışın rüzgarları ile etkileşimi sonucunda oluşmaktadır. Yüksek frekanslı sinyaller yoğunlukla ekvator bölgesindeki yıldırım düşmesinden kaynaklanmaktadır ($f > 1\text{Hz}$).

Orta frekanslılar manyetosfer ve ionosfer arasındaki EM etkileşimi sonucunda oluşmaktadır ($1\text{Hz} > f > 10^{-2}\text{ Hz}$). Düşük frekanslılar patlamaların ve rüzgarların yarattığı etkiler sonucunda oluşmaktadır ($10^{-2}\text{ Hz} > f > 10^{-5}\text{ Hz}$).

1920 yılından itibaren EM yöntemler jeofizikte yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır. EM yöntemlerde kullanılan alıcı ve verici frekanslara bağlı olarak geniş bir frekans aralığını kapsamaktadır. EM yöntemlerin arazi uygulamaları diğer yöntemlere göre çoğunlukla daha pratik ve düşük maliyetlidir. Uygulamadaki bu avantajlar yanında EM yöntemler, daha detaylı ve karmaşık teori bilgisi gerektirmektedir.

İletkenlere daha duyarlı olan EM yöntemler; yeraltı suyu araştırmalarında, mineral ve maden araştırmalarında, petrol ve doğalgaz araştırmalarında, yeraltı boşluklarının tespitinde, kil ve akiferler gibi iletken jeolojik yapıların aranmasında kullanılabilirlerdir.

2.1 MT Yöntem ve EM Dalga Denklemleri

MT yönteminde temel denklem olarak frekans ortamında elektromanyetik dalga denklemleri kullanılır. Bu denklemler frekans ortamında aşağıdaki gibi verilen Maxwell denklemlerinden elde edilir:

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H \quad (2.1)$$

$$\nabla \times H = \sigma E \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot E = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (2.4)$$

Burada, ∇ 2-B gradienti göstermektedir. Burada E , elektrik alan şiddeti H , manyetik alan şiddeti (A/m), μ , manyetik geçirgenlik ve σ , iletkenliktir. İletkenliğin (σ) tersi

özdirenç ρ (Ohm.m) ($\rho = 1/\sigma$) olarak bilinir. Burada yerdeğiştirme akımı, "quasi-static" yaklaşımdan dolayı ihmal edilmiştir. Ayrıca μ , boşluğun manyetik geçirgenliğine ($\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m) eşit alınmıştır. ε ise çok alçak frekans kullanıldığından ($f < 10^5$) ihmal edilmiştir (boşluğun dielektrik sabiti, $\varepsilon_0 = 8.87 \times 10^{-12}$ F/m dir).

MT yöntemde 3B düz çözümde yukarıdaki Maxwell denklemleri kullanılarak E ve H alanlar için Helmholtz denklemleri elde edilir. İlk olarak eğer (2.1) bağıntısının rotasyoneli alınır ve $\nabla \times H$ yerine, (2.2) denklemindeki eşdeğeri konursa, elektrik alan için denklem aşağıdaki formda verilebilir;

$$(\nabla \times \nabla \times E) = \nabla \cdot \nabla E = \nabla^2 E = \frac{\partial^2 E}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = -i\omega\sigma\mu_0 E \quad (2.5a)$$

Benzer şekilde (2.2) bağıntısının rotasyoneli alınır ve $\nabla \times E$ yerine, (2.1) denklemindeki eşdeğeri konursa, manyetik alan için denklem aşağıdaki formda verilebilir;

$$(\nabla \times \nabla \times H) = \nabla \cdot \nabla H = \nabla^2 H = \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = -i\omega\sigma\mu_0 H \quad (2.5b)$$

Denklem (2.5a ve 2.5b) eliptik tip kısmi diferansiyel denklem tipinde olan Helmholtz denklemleri olarak bilinirler ve sade formda aşağıdaki gibi gösterilebilirler.

$$\nabla^2 E = i\omega\mu_0\sigma E \quad (2.6a)$$

$$\nabla^2 H = i\omega\mu_0\sigma H \quad (2.6b)$$

MT yönteminde 3B düz çözüm için bu E alan veya H alan için olan Helmholtz denklemleri sonlu farklar, sonlu elemanlar veya melez sayısal yöntemlerden biri ile çözülür ve çözümünden diğer alan (x, y ve z yönündeki H veya E alan bileşenleri) hesaplanır. Bu konuda ayrıntılı bilgi için Ren vd. (2013, 2014), Varılsüha ve Candansayar (2018), Varılsüha (2019) çalışmalarına bakılabilir.

2.2 Manyetotellürik Yöntemde Deri Kalınlığı

Eşitlik (2.6) ile verilen Helmholtz denklemlerinde " $i\omega\sigma\mu_0$ " terimi aşağıdaki gibi gösterilebilir.

$$k = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma} = \sqrt{i}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = \frac{1+i}{\sqrt{2}}\sqrt{\omega\mu_0\sigma} = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma}{2}} \quad (2.7)$$

Bu eşitlikte k dalga sayısı olarak isimlendirilir. Dalga sayısı ortamın iletkenliği ve açılal frekansa bağılıdır. Dalga sayısının eşit gerçel ve sanal kısımları olan karmaşık bir sayı olduğu görülebilir (Keller 1988).

Bu denklemin gerçel kısmı alındığında

$$\frac{1}{\text{Gerçel}(k)} = \frac{1}{\sqrt{2/\omega\mu_0\sigma}} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \quad (2.8)$$

payda kısmında yer alan $\sqrt{2/\omega\mu_0\sigma}$ ifadesi deri kalınlığı (skin depth) olarak tanımlanmaktadır. Deri kalınlığı EM dalganın nüfus derinliği kriteri olarak kullanılmaktadır. Formülde görüldüğü gibi nüfus derinliği ortam iletkenliğine ve kullanılan frekansa bağılı olarak değişmektedir.

MT uygulamalarında, manyetik alan geçirgenliğinin serbest havanın manyetik geçirgenliğine eşit olduğu ($\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m) varsayılarak deri kalınlığı aşağıdaki gibi sadeleştirilebilir

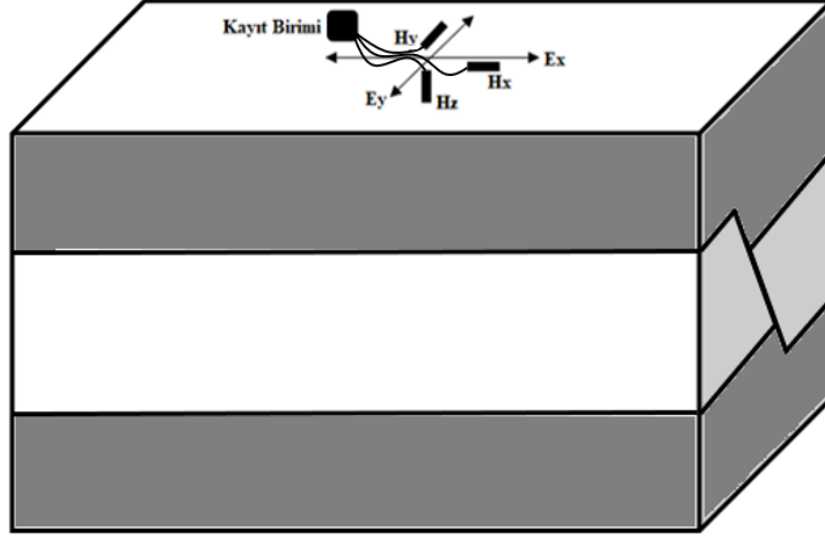
$$\delta = \frac{1}{k} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} = \sqrt{\frac{2\rho}{8\pi^2 10^{-7} f}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} = 503 \sqrt{\rho T} \quad (2.9)$$

bağıntısı yazılabilir. Bağıntı (2.9) EM alanın yer içindeki dağılımının hesaplanmasında kullanılan nüfus derinliği (δ , m) bağıntısıdır. Bu bağıntıya göre düşük frekanslı ve yüksek özdirençli ortamlarda EM alanlar daha derine nüfuz edecektir. Ortamın özdirenç düşük ve frekansı yüksek olduğunda ise EM alanın yer içine nüfuzu mümkün değildir. Uygulamada EM alanların nüfus derinliği ölçü alınan cihaza, ortamdaki farklı özdirençli yapılara ve frekansa bağılı olarak değişecektir.

2.3 Manyetotellürik Yöntemde Veri Toplama ve Ölçülen Büyüklükler

MT yöntem ile yapılan ölçümlerde, her ölçüm noktasında elektrik ve manyetik alan bileşenleri zamanın fonksiyonu olarak ölçülmektedir. Elektrik alanın E_x ve E_y olmak üzere iki bileşeni ölçülür. Ancak deniz veya göl kenarlarında E_z bileşenlerinin ölçüldüğü bazı uygulamalar vardır. Manyetik alanın ise H_x , H_y ve H_z bileşenleri ölçülür.

E_z bileşeni her istasyonda 100 metre derinliğinde sondaj açarak kuyu dibine ve yeryüzüne iki pot yerleştirilerek ölçülebilir. Bunun maliyetli olması nedeni ile E_z bileşeni genelde ölçülmez.



Şekil 2.1 Manyetotellürük yöntem ölçüm şeması

Yöntemde E_x ve E_y elektrik alan bileşenlerinin ölçümleri için polarize olmayan potlar kullanılır. Ölçülen elektrik alanın birimi mikrovolt (μV) veya milivolt (mV) 'dur. Elektrik alan iki gerilim potları arasında oluşan gerilim farkının, aralarındaki mesafeye oranıdır. Potlar arası mesafe, ölçüm yapılacak alana göre 25 metreden 200 metreye kadar değişiklik gösterebilir. Geleneksel olarak bu mesafe 100 metre alınmaktadır. Potlar “L” veya “+” olacak şekilde yerleştirilebilir. L şeklinde yapılan ölçümlerde ortadaki pot, diğer iki potların ikisine de bağlanır.

H_x , H_y ve H_z manyetik alan bileşenleri 3 adet manyetometre veya bobin kullanılarak ölçülmektedir. Manyetik alan değerleri için kullanılan bobinler ile ölçümlerde birim nanotesla (nT)'dır. Ölçüler zamana bağlı yapıldığından frekans içeriği bilgisinin elde edilebilmesi için “Hızlı Fourier dönüşümü (Fast Fourier Transform (FFT))” ile ölçüleri frekans ortamına dönüştürülmesi gerekmektedir (Chave and Jones, 2012).

Genel olarak MT ölçümlerinde ihtiyaç duyulan gereçler; üç adet bobin (veya manyetometre), 5 adet fincan pot, MT kayıt cihazı, kablolar (4 adet kablo elektrik alan ölçümleri ve üç adet kablo manyetik alan ölçümleri için) , pusula, akü, GPS olarak sıralanabilir.

2.3.1 Manyetotellürik Verilerin 3B Ters Çözümünde Kullanılan Veriler: Empedans, Tipper, Faz Tensörü ve Faz Vektörü

Bir önceki başlıkta MT yöntemde ölçülen E-alanın iki (E_x ve E_y) ve Manyetik alanın üç (H_x , H_y ve H_z) bileşeninin zamanın fonksiyonu olarak ölçüldüğü bahsedilmiştir. Bu ölçülen verilerden anlamlı yorum yapabilecek jeofizik verileri hesaplamak için öncelikle hızlı Fourier dönüşümü (Fast Fourier Transform-FFT) ile frekans ortamında elde edilen E ve H alan bileşenlerinden kestirilen empedans tensörü (Z) aşağıdaki gibi verilir.

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j}, \quad i, j = x, y \quad (2.10)$$

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

Burada, buna ek olarak manyetik alanlar kullanılarak aşağıdaki gibi tanımlanan Tipper tensörü bileşenleri de kestirilir.

$$T_{zx} = \frac{H_z}{H_x}, \quad T_{zy} = \frac{H_z}{H_y} \quad (2.12)$$

$$T = [T_{zx} \quad T_{zy}] \quad (2.13)$$

Yukarıda verilen empedans (Z) ve tipper (T) tensörlerinin tüm bileşenleri karmaşık sayıdır ve frekansın fonksiyonudur. MT yöntemde bir istasyonda ortalama 40 farklı frekans için bu veriler ölçülen elektrik ve manyetik alanlardan elde edilir.

Empedans Tensörünün Z_{xx} ve Z_{yy} bileşenleri “diyagonal elemanları (diagonal)” elemanları ve Z_{xy} ve Z_{yz} bileşenleri ise “diyagonal olmayan (off-diagonal)” elemanları olarak isimlendirilir. Empedansın diyagonal elemanları ile tipper bileşenleri yanal öz direnç değişimi hakkında bilgi içerirken, diyagonal elemanları düşey öz direnç değişimine duyarlıdır (Berdichevsky, 1999).

Veri toplanan ortamın **öz dirence göre** tekdüze ve tektip (homojen ve izotrop), 1B, 2B veya 3B olmasına göre empedans ve tipper tensörlerinin bileşenleri aşağıdaki özelliklerdedir:

- 1- **Ortamın tekdüze ve tek tip olması:** Bu durumda empedans tensörünün diyagonal bileşenleri sıfır ve diyagonal olmayan bileşenleri birbirine eşit ($Z_{xy} = Z_{yx}$) olur. Ayrıca Tipper tensörü bileşenleride sıfıra eşittir.
- 2- Dolayısıyla diyagonal olmayan bileşenlerden hesaplanan görünür özdirenç tüm frekanslarda ortamın özdirencine eşit ve faz ise 45 derecedir.
- 3- **Ortamın 1B olması:** Empedansın diyagonal bileşenleri sıfır ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$), diyagonal olmayan bileşenlerin ise birbirine negatif işaretli değeri eşit ve sıfırdan farklıdır ($Z_{xy} = -Z_{yx} \neq 0$). Bu durumda Görünür özdirenç ve faz değerleri tabakalı ortamın özdirencine göre farklı frekanslarda farklı değerler alacaktır. Tipper tensörünün bileşenleri 1B ortamda sıfırdır.
- 4- **Ortamın 2B olması:** Bu durumda eğer x veya y eksenlerinden biriyer elektrik doğrultusunda ise empedans tensörünün diyagonal olmayan bileşenleri sıfırdan farklı ($Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$), diyagonal bileşenleri ise sıfıra eşittir ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$). Burada Tipper bileşenlerinden yer elektrik doğrultuya dik yöndeki manyetik alanla (Elektrik alan yer elektrik doğrultuya paralel: TE-modu) hesaplanan tipper bileşeni sıfırdan farklı diğer bileşen (TM-modu) ise sıfıra eşit olacaktır.
- 5- **Ortamın 3B olması:** Bu durumda empedans ve tipper tensörlerinin tüm bileşenleri birbirinden ve sıfırdan farklı olacaktır ($Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$).

MT istasyonu altında bulunan küçük ölçekli 3B yapılar içindeki elektrik yükler galvanik distorsiyona (bozulma tensörü) sebep olmaktadır (Chave ve Smith, 1994). Galvanik ve indüktif distorsiyonlar hem elektrik alanları hem manyetik alanları etkilemektedir (Brown, 2016). Distorsiyondan etkilenmiş bozulmuş empedans tensörü aşağıdaki şekilde hesaplanmaktadır (Bahr 1988):

$$\mathbf{Z}^D = \mathbf{C}_h \mathbf{Z} (\mathbf{I} + \mathbf{DZ})^{-1}. \quad (2.14)$$

Burada \mathbf{I} birim dizey, \mathbf{C}_h elektrik alan için yatay distorsiyon dizeyi, \mathbf{D} ise manyetik alan için distorsiyon tensörüdür (Varılsüha 2019). \mathbf{Z}^D bozulmuş empedans tensörüdür. Manyetik distorsiyon tensörü \mathbf{D} kara bazlı manyetotellürik çalışmalar için sıfır kabul edilebilir (Jones, 2011; Jones 2012) ve bu sebeple geliştirilen algoritmada $\mathbf{D}=\mathbf{0}$ kabulü yapılmıştır.

Caldwell (2004) distorsiyondan etkilenmeyen faz tensörünü aşağıdaki şekilde tanımlamaktadır:

$$\Phi = \Re(\mathbf{Z}^D)^{-1} \Im(\mathbf{Z}^D). \quad (2.15)$$

Tipper tensöründe distorsiyondan etkilenebilmekte ve bozulabilmektedir (Garcia vd., 2003). Bozunmuş tipper tensörü aşağıdaki gibi verilebilir (Varılsüha 2019);

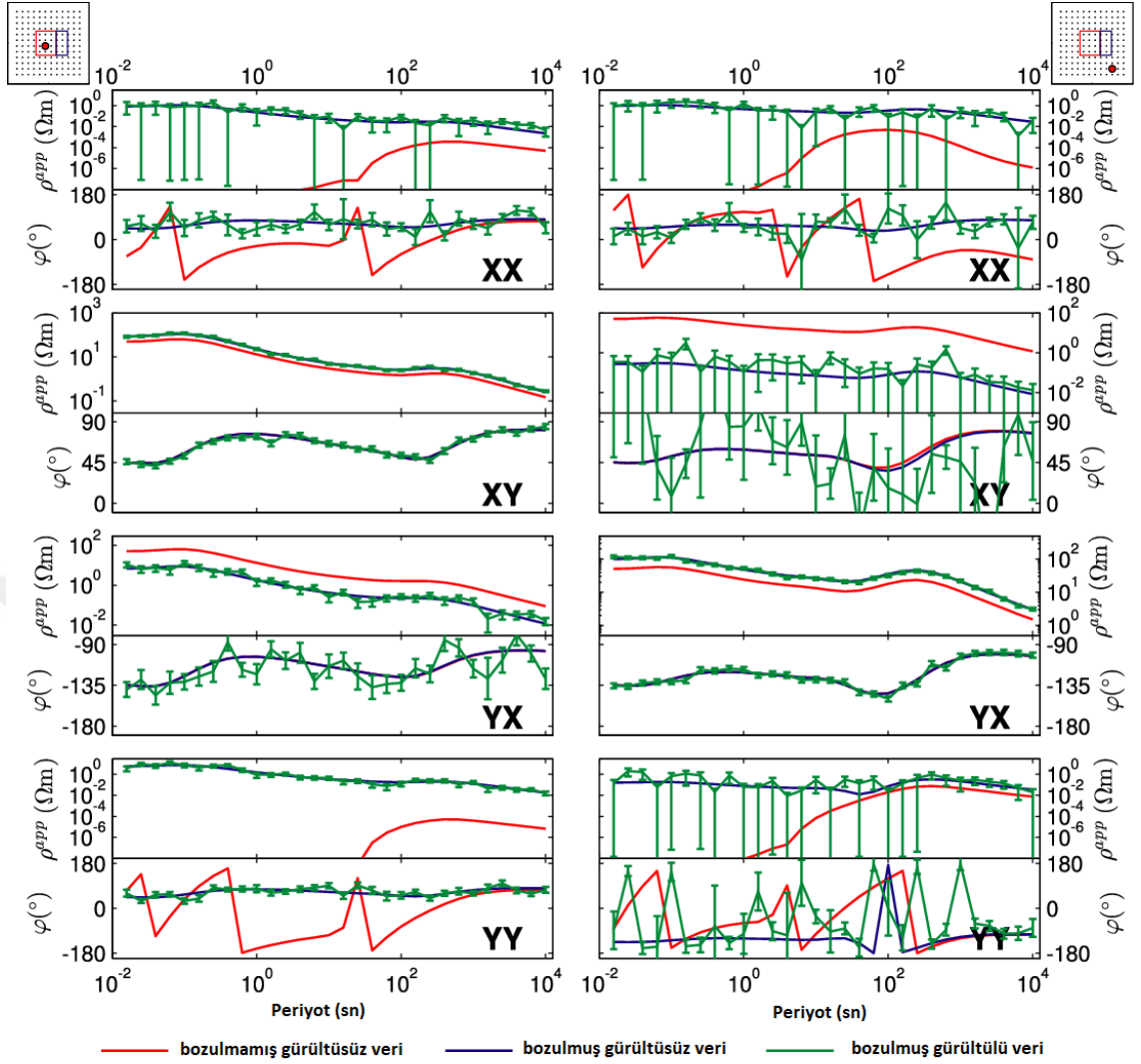
$$\mathbf{T}^D = (\mathbf{T} + \mathbf{C}_z \mathbf{Z})(\mathbf{I} + \mathbf{DZ})^{-1}. \quad (2.16)$$

Burada \mathbf{T}^D bozulmuş tipper tensörü ve \mathbf{C}_z tipper için distorsiyon vektörüdür. Empedans genlikleri (\mathbf{Z}) frekans düştükçe azalmakta olduğu için distorsiyon tipper için ihmal edilebilir fakat distorsiyondan etkilenmeyen faz vektörü aşağıdaki şekilde hesaplanabilir (Pankratov ve Kuvshinov, 2010):

$$\Psi = \Im(\mathbf{T}^D \mathbf{A}^D) \Re(\mathbf{A}^D)^{-1}. \quad (2.17)$$

Burada Ψ faz vektörüdür, \mathbf{A}^D ise bozulmuş admittance tensörü olarak adlandırılır ve aşağıdaki şekilde hesaplanır (Varılsüha 2019).

$$\mathbf{A}^D = (\mathbf{Z}^D)^{-1}. \quad (2.18)$$



Şekil 2.2 Bozulma içeren görünür özdirenç ve fazlar (Avdeeva vd. 2015)

İki örnek MT bölgesi için Avdeeva vd. (2015) tarafından yapılan çalışmada bozulmamış (kırmızı), bozulmuş (mavi) ve bozulmuş gürültülü (yeşil) görünür özdirençlerin ve fazlarının karşılaştırılması yer almaktadır (Şekil 2.2). Yukarıdan aşağıya doğru xx, xy, yx ve yy bileşenleri gösterilmiştir (Şekil 2.2). Sol ve sağ sütunlar farklı iki istasyon yanıtlarını göstermektedir (Şekil 2.2). Gürültülü bozulmuş %5 Gauss gürültüsü eklenmiştir.

MT verilerinin 3B ters çözümü için en uygun veri, bir alanda x- ve y- yönünde eşit gird noktalarında ölçülen MT verilerinin kullanılmasıdır. Uygulamada ise genelde MT verileri bir doğrultu boyunca ölçülmektedir. Birbirine paralel hatlar boyunca ölçülen

MT verileri birlikte kullanımı ile de 3B ters çözüm yapılabilir. Bu şekilde toplanan veride, yanal ayrımlılığı profiller arası mesafe belirlemektedir.

Genel olarak 3B ters çözümde bir alanda karelej yaparak veya paralel hatlarda ölçülen MT istasyon verilerinin tamamı kullanılır. MT yönteminde veriler her bir istasyonda ayrı ayrı ölçü sistemleri ile toplanır.

3B ters çözümde kullanılacak tüm istasyonlarda hangi veri grubunun ters çözüme dahil edileceği konusunda farklı yaklaşımlar vardır. Bunlar aşağıdaki gibi açıklanabilir (Varilsuha, 2019):

- 1- Empedans ve Tipper Bileşenlerinin Ters Çözümü: Bu yaklaşımda tüm istasyonlardaki ve tüm frekanslardaki empedans ve tipper tensörünün bütün bileşenleri ters çözüme sokulabilir. Genelde ortamın özdirenç dağılımı 3B olduğunda bile empedansın ikincil bileşenlerinin (Z_{xx} ve Z_{yy}) genliği sıfıra çok yakın olmaktadır. Dolayısıyla bu bileşen değerlerinin gürültü içeriği yüksek olduğundan bu bileşenler ters çözüme ya sokulmaz ya da çok küçük ağırlık verilerek ters çözüme dahil edilir. Tipper bileşenleri için de gürültü durumuna bağlı olarak ters çözüme dahil edilip edilmeyeceği belirlenir. Yapılan pratik uygulamalarda çoğunlukla empedansın sadece Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenlerinin 3B ters çözümü tercih edilmektedir.
- 2- Kullanılan veri gruplarının biri de her MT istasyonunda ölçülen verilerden elde tipper tensörünün T_{xy} ve T_{yx} bileşenlerinin kullanılmasıdır.
- 3- Faz Tensörünün (Φ) bileşenlerinin hepsi (Φ_{xx} , Φ_{xy} , Φ_{yx} ve Φ_{yy}) kullanılarak ters çözüm yapılabilir.
- 4- Faz Vektörünün (Ψ) Ψ_{zx} ve Ψ_{zy} bileşenleri ters çözümde kullanılabilir.

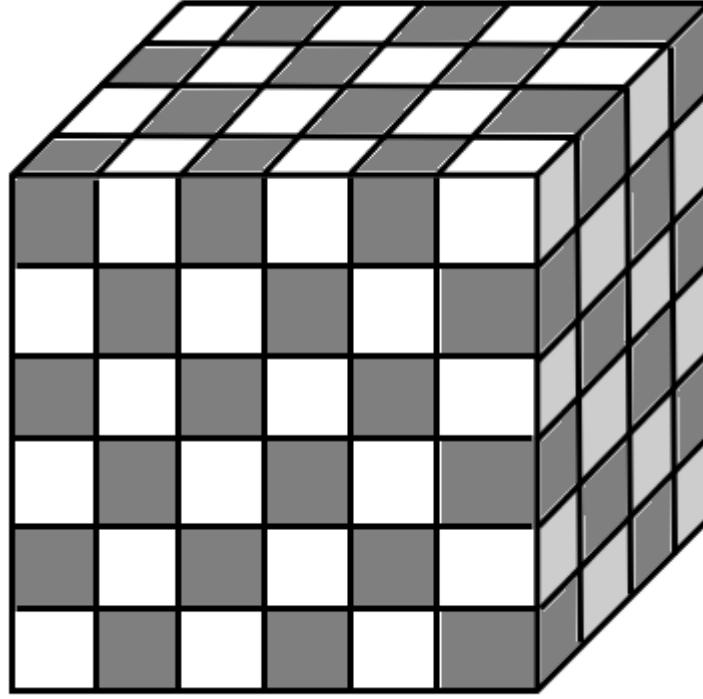
Bu tez çalışmasında sadece empedans tensörünün 4 bileşeni ters çözüme dahil edilmiştir.

2.3.2 MT Verilerinin 3B Düz Çözümü

Genelde MT verileri bir doğrultu boyunca ölçülür ve 2B ters çözüm algoritmaları ile yorumlanır. Gerçek yeric 3B özdirenç dağılımındadır ve son yıllarda MT verileri bir alanda birçok istasyonda ölçülerek 3B ters çözüm algoritmaları ile yorumlanmaktadır. MT verilerinin 3B ters çözümünde, kuramsal veri hesabı ve kısmi türevler dizeyinin hesaplanması için 3B düz çözüm algoritmaları kullanılır.

MT yöntemde 3B düz çözümde, yericinin 3B özdirenç dağılımı tanımlanır. Yeraltı iletkenlik dağılımının x, y ve z yönlerinde değiştiği bir ortamın kavramsal modeli aşağıda gösterilmiştir (Şekil 2.1). MT yöntemde 3B düz çözüm ve ters çözüm konusundaki çalışmalar 1980'li yıllardan itibaren yapılmaktadır (Park, 1983; Smith ve Booker, 1991; Mackie vd. 1994; Newman ve Alumbaugh, 2000; Sasaki, 2001, Varilsuha ve Candansayar, 2018).

3B ortam, 2B ortama göre daha karmaşık bir yapıda olduğundan, bu yapının matematiksel tanımlanması hesaplamalarda daha güçlü bilgisayarlara ihtiyaç duyulmasına neden olmuştur. Son yıllarda bilgisayar teknolojindeki gelişmelerle birlikte çok çekirdekli işlemci kullanan sunucuların yardımıyla, işlemci çekirdeklerinde paralel hesaplama yapılan algoritmaların kullanımı yaygınlaşmıştır.



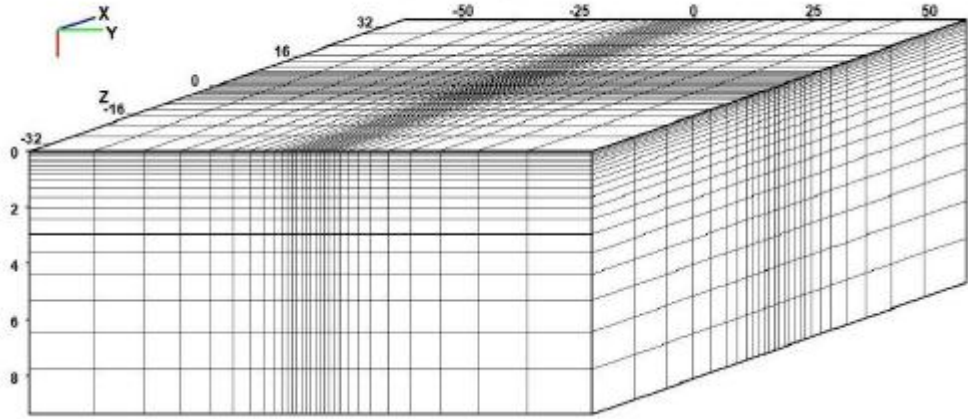
Şekil 2.3 Yeraltının iletkenlik yapısının 3B kavramsal modeli

3B MT düz çözümde EM için kullanılan Helmholtz denklemleri frekans ortamında çözülmektedir. Bu tez çalışmasında kullanılan düz çözüm operatörü Egbert ve Kelbert (2012) tarafından geliştirilmiş SF algoritmasıdır (Denklem 2.19 ve 2.20). Helmholtz denkleminin 3B ortamda çözümü için E ve H alanların ikinci derece türev denklemleri kullanılmaktadır (Erdoğan, 2018).

$$\nabla \times \nabla \times E = i\omega\mu_0\sigma E - \nabla \left[\frac{(\nabla \cdot \sigma)E}{\sigma} \right] \quad (2.19)$$

$$\nabla \times \nabla \times H = i\omega\mu_0\sigma H - \nabla \left[\frac{(\nabla \cdot \sigma) \times (\nabla \times H)}{\sigma} \right] \quad (2.20)$$

EM dalga denklemlerinin MT yöntem için sayısal çözümünde çoğunlukla sonlu farklar veya sonlu elemanlar yöntemleri kullanılmaktadır. Yukarıdaki (2.19) ve (2.20) denklemlerinin farklı formlarının sonlu farklar ile çözümü konusunda ayrıntılı bir çalışma Varılsüha ve Candansayar (2018) tarafından yapılmıştır. Bu iki yöntemden birini kullanarak bu denklemleri çözmek için ilk olarak çözüm alanının ayrıklaştırılması gerekmektedir. Bu da model ağının oluşturulması anlamında gelmekte olup temsili bir 3B model ağı yer almaktadır (Erdoğan, 2018; Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Temsili 3B model ağı (Erdoğan, 2018)

2.3.3 MT Verilerinin Ters Çözümü

Bir alanda alınan MT ölçülerinin temel veri işleminden sonra N adet verinin ters çözümü ile veriye en yakın model parametreleri hesaplanmaktadır. Veri vektörü $\mathbf{d}=[d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]$ olarak tanımlanabilir. M adet parametre için model vektörü $\mathbf{m}=[m_1, m_2, m_3, \dots, m_M]$ ve düz çözüm işleci ' f ' şeklinde yazıldığında ters çözüm işlemi,

$$\mathbf{m} = f^{-1}(\mathbf{d}) \quad (2.21)$$

denklemleri ile tanımlanabilir.

MT verilerinin ters çözüm problemi doğrusal değildir (non-linear). Bilindiği gibi doğrusal olmayan ters çözüm problemlerinin üç temel problemi vardır. Bunlar; çözümün durağan olmaması (unstable), çözümün tek olmaması (non-unique) ve çözümün kötü durumlu (ill-posed) olmasıdır (Candansayar 2008). Bu tür problemlerin çözümünde Tikhonov düzgünleştiricisi kullanılmaktadır (Tikonov ve Arsenin 1977). Tikhonov düzgünleştiricisi "misfit fonksiyoneli" ile "durağanlaştırıcı fonksiyonelin" doğrusal bileşiminden oluşan "parametrik fonksiyonel" en küçüklenmeye çalışılır.

Tikhonov düzgünleştiricisi için parametrik fonksiyonel,

$$P(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\Delta \mathbf{d})^T (\Delta \mathbf{d}) + \alpha S(\mathbf{m}) \quad (2.22)$$

Şeklinde tanımlanabilir. Burada ölçülen ve kuramsal veri farkları $\Delta \mathbf{d}$, durağanlaştırıcı fonksiyonel $S(\mathbf{m})$ ve düzgünleyici parametresi α olarak tanımlanmaktadır.

İdeal koşullarda ölçülen jeofizik veriler bir miktar gürültü içermektedir. Gürültü ters çözüm sonucunda elde edilen modelin veriye en yakın model hesaplanmasına etki edecektir. Ters çözüm işlemine bu etkisinin azaltılması için ağırlıklı ters çözüm uygulanır. Ağırlıklandırılmış parametrik fonksiyonel,

$$P(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\Delta \mathbf{d})^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d (\Delta \mathbf{d}) + \alpha S(\mathbf{W}_m \mathbf{m}) \quad (2.23)$$

şeklinde tanımlanır. Bu denklemde yer alan veri ağırlık dizeyi \mathbf{W}_d , parametre ağırlık dizeyi \mathbf{W}_m 'dir. Bu dizeylerin hesaplanması Candansayar'da (2002) ayrıntılı olarak yer almaktadır.

Ters çözüm işleminde amaçlanan parametrik fonksiyonelin en küçüklenmesidir. Bu en işlem için çoğunlukla yinelemeli (iterative) yöntemler kullanılmaktadır. MT verilerinin ters çözümünde en çok kullanılan yinelemeli yöntemler, Gauss-Newton (Jupp ve Vozoff 1977, DeGroot-Hedlin ve Constable 1990, Smith ve Booker 1991) ve doğrusal olmayan eşlenik gradyandır (NLCG - non-linear conjugate gradient) (DeLugao vd. 1997, Newman ve Alumbaugh 2000, Rodi ve Mackie 2001, Candansayar 2008).

Bu tez çalışmasında kullanılan ModEM algoritması (Egbert ve Kelbert, 2012; Kelbert vd. 2014) ters çözüm yöntemi olarak NLCG yöntemini kullanmaktadır. NLCG yönteminde denklem (2.15)'in çözümünü elde etmek amacıyla her hesaplama adımında parametre düzeltme vektörünün doğrultusunu belirlenmektedir. ModEM programında kullanılan ters çözüm algoritmasının ayrıntısı için Egbert ve Kelbert (2012) ve Kelbert vd. (2014)' ne bakılabilir.

3. ÇALIŞMA ALANI

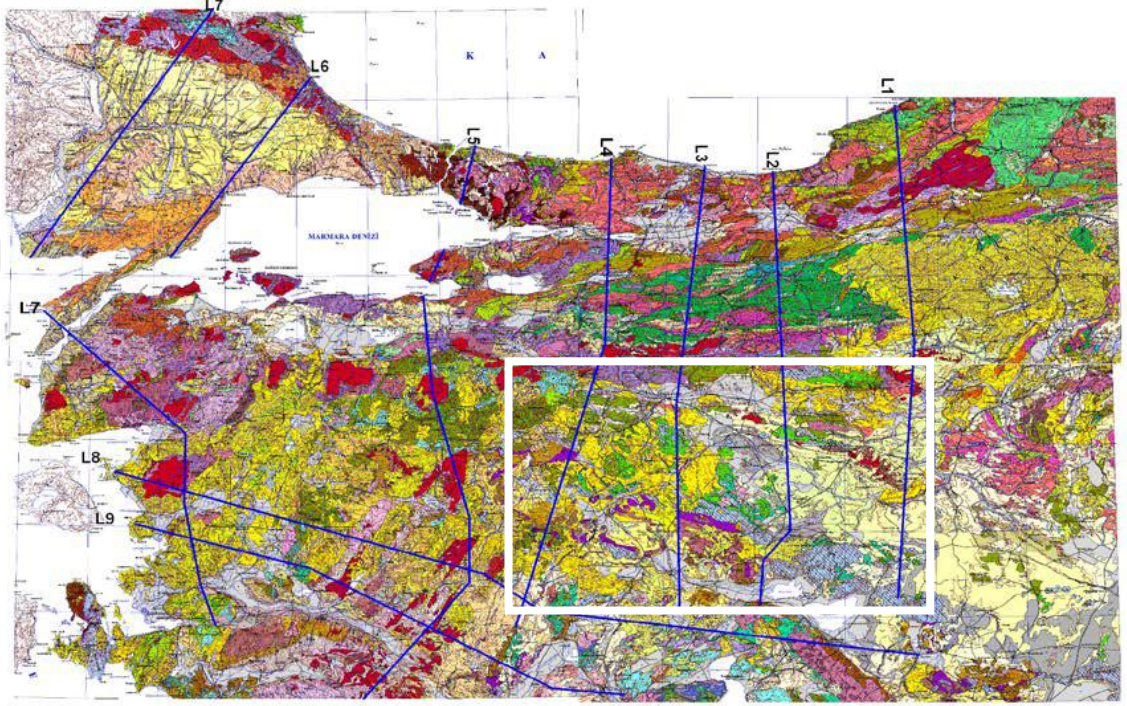
Çalışma alanı kuzey batıda Eskişehir, kuzey doğuda Ankara-Polatlı, güney doğuda Konya-Akşehir ve güney batıda ise Uşak olmak üzere bu il sınırlarını içine alan bir dikdörtgen alandan oluşmaktadır. Bu alanda dört doğrultu boyunca ölçülmüş MT verilerinin 3B ters çözümü ile bölgedeki kabuk yapısı incelenmektedir. Tez kapsamında kullanılan MT verileri 105G145 nolu “Kuzey Batı Anadolu’nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması” projesi kapsamında toplanmış verilerden seçilen 4 profilin güney kısımlarıdır. Proje kapsamında bölgenin üst kabuk yapısı, ana tektonik kuşaklar, havza derinlikleri, faylar ve fay sistemlerinin araştırılması amaçlanmıştır. Araştırmada Manyetotellürik, Gravite, Manyetik ve Sismoloji yöntemleri kullanılmıştır. Bu çalışmada toplam 9 hat boyunca 1027 istasyonda MT ölçüleri alınmıştır (Candansayar vd. 2011).

Proje kapsamında toplanan verilerde her istasyonda ortalama MT ölçü süresi yaklaşık 40 saattir. İstasyonlar arası mesafe yaklaşık 3-5 km alınmıştır. Doğrultular arasındaki mesafe yaklaşık 50 km'dir. Birbirine paralel doğrultularda toplanan MT verilerinin 2B ters çözümü yapılarak özdirenç modelleri önceki çalışmada (Candansayar vd. 2011) elde edilmiştir.

Projede toplanan K-G uzanımlı birbirine paralel 4 MT ölçü hattından elde edilen 2B modellerde kuzeyden güneye doğru şu tektonik kuşakların kesildiği görülmektedir (Candansayar vd. 2011);

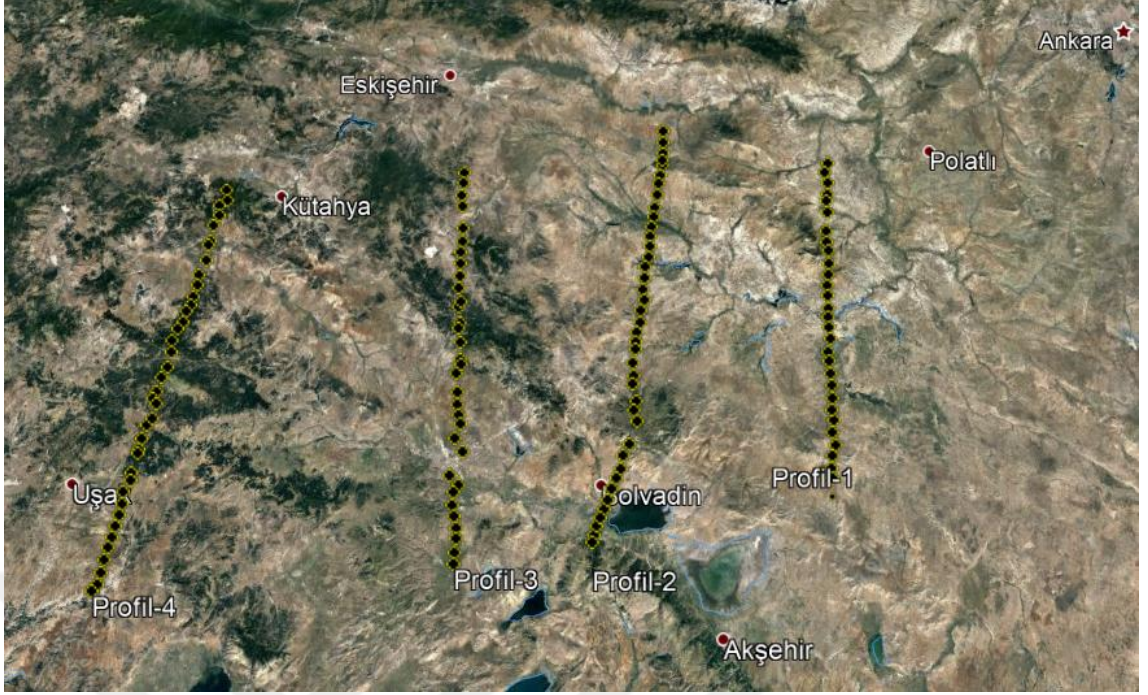
- İstanbul zonu
- Intra-Pontide kenet kuşağı
- Sakarya zonu
- İzmir-Ankara kenet kuşağı
- Anatolid Torid Blok ve bunu ikiye ayıran Afyon ve Tavşanlı zonları
- Ana fay sistemleri (KAFZ, Eskişehir F., Akşehir F.)
- Neojen havzalar.

Projede G-K yönlü P1, P2, P3 ve P4 doğrultularının güney kısmında kalan 100-150km lik bölümleri kullanılmıştır (Şekil 3.2). Tez kapsamında kullanılan MT istasyonları; İzmir-Ankara Kenet Kuşağı, Anatolid Torid Blok ve bunu ikiye ayıran Afyon ve Tavşanlı zonları ve bunların içinde olan Eskişehir Fayı, Akşehir Fayı gibi ana ve neojen havzaları kesmektedir.



Şekil 3.1 Kuzey Batı Anadolu'nun Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması Projesinin Gravite-Manyetotellürik ortak profillerin haritası (Candansayar vd. 2011)

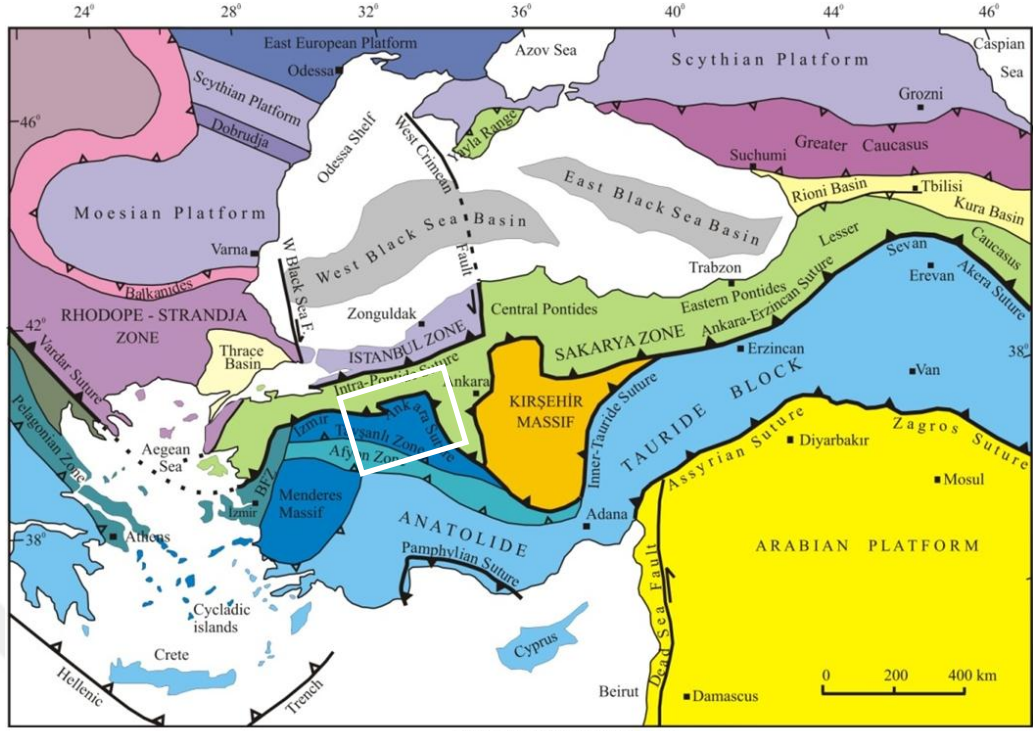
Beyaz dikdörtgen alan bu tez kapsamında kullanılan MT verilerinin toplandığı alandır. Bu alan Şekil 3.2' de ayrıntılı gösterilmiştir.



Şekil 3.2 Bu tez kapsamında 3B ters çözümde kullanılan MT istasyon konumları

3.1 Bölgenin Jeolojisi

Bölgenin jeolojisi Candansayar vd. (2012)' dan alınarak aşağıdaki gibi verilmiştir. Yapılan bir tektonik sınıflamasına göre bu alanın kuzeyinde Pontidler, güneyinde Anatolidler, daha güneyinde ise Toridler yer alır (Ketin,1966). Bu tektonik sınıflandırmadaki kuşaklardan Pontid'leri, kuzeyde Rodop-Pontid Fragmenti, güneyde ise Sakarya Kıtası olmak üzere iki zona ayırmakta olduğu ve bu iki kıtanın arasındaki sınırı İnter-Pontid Kenet Zonu'nun belirlediği ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Türkiye ve çevresinin tektonik sınıflamasına yönelik farklı modeller önerilmiştir. Bu sınıflama modellerinden en fazla kabul gören model, Şekil 3.3'de verilen tektonik sınıflamasıdır (Okay ve Tüysüz, 1999).



Şekil 3.3 Türkiye'nin tektonik sınıflaması (Okay ve Tüysüz, 1999)

Beyaz dikdörtgen alan bu tezin çalışma alanıdır.

Bu tezde Okay ve Tüysüz (1999) tarafından yapılan bu sınıflama baz alınmaktadır. Bu sınıflamada; Trakya Tersiyer havzasının kuzeyinde bulunan metamorfitle İstranca Zonu, İstanbul-Zonguldak arasında izlenen ve temelinde Pre-Kambriyen yaşına sahip çeşitli metamorfik kayalar ile üzerindeki Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik olmayan istif, İstanbul Zonu olarak adlandırılmıştır.

İstanbul Zonu'nun güneyinde bulunan ve bu zondan İntra-Pontid Kenet Zonu ile ayrılan Sakarya Zonu'nun temelini orta-yüksek dereceli metamorfitle oluşturmaktadır. Karbonifer'de metamorfizmaya uğrayan bu temel üzerine Karakaya Kompleksi (Karmaşığı) tektonik olarak gelir. Niteliğı tartışmalı olan bu karmaşık üzerinde uyumsuzlukla Liyas-Üst Kretase/Paleosen istifi yer almaktadır. Sakarya Zonu'nun güneyinde Anatolide-Torid Bloğı bulunur. İzmir-Ankara Kenet Zonu ile Sakarya Zonu'ndan ayrılan bu ünite ise çeşitli tektonik birimlerden meydana gelmektedir.

Kuzeyde İzmir-Ankara Okyanusu, güneyden Neotetisin güney kolu arasında kalan bölgede kıtasal kabuk parçası ilk kez Anatolide-Torid Platformu olarak tanımlanmaktadır

(Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu iki okyanusun kapanma sürecinde bu kıta parçası Geç Kretase-Eosen zaman aralığında sıkışarak kendi içinde dilimlenmiştir. Geç Eosen-Erken Oligosen esnasında başlayan gerilmeli tektonik rejime bağlı olarak yeniden biçimlenen Anatolid-Torid Bloğu oldukça karmaşık bir geometri kazanmıştır (Konak ve Çakmakoğlu, 2009). Ketin (1966)'nin tektonik sınıflamasında, Alpin döneminde bu olayların etkisiyle metamorfizmaya uğrayan kayalar Anatolidler'e, uğramayanlar ise Toridler'e dahil edilmiştir.

İlk kez Okay (1985) tarafından tanımlanan Tavşanlı Zonu Batı Anadolu'da Anatolid-Torid platformunun en kuzeyinde yer almaktadır. Kuzeyde İzmir-Ankara İzmir-Ankara kenedi boyunca Sakarya Zonu ile yan yana gelen Tavşanlı Zonu, güneyinde yine Okay (1985)'in adlandırdığı Afyon Zonu metamorfizmasını tektonik yapısı yer almaktadır. Yüksek basınç ve düşük sıcaklık koşullarında metamorfizma geçirmiştir. Bu zon, batıda Kepsut'tan doğuda Mihallıçık'a kadar devam etmektedir. Ancak Göncüoğlu (2010), Afyon Zonu'nun kuzey kenarı boyunca da benzer şekilde yüksek basınç ve düşük sıcaklık metamorfizmasının gelişmesi gerekçesi ile Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu'nu birlikte değerlendirmekte ve her iki zonu Kütahya-Bolkar Kuşağı olarak tanımlamaktadır.

3.2 Çalışma Alanında Ölçülen MT Verileri

Tez kapsamında kullanılan istasyonları isimleri ve kotları Çizelge 4.1 'de verilmiştir. En doğudan batıya doğru P1 boyunca 30 istasyon, P2 boyunca 40 istasyon, P3 boyunca 33 istasyon ve P4 boyunca 39 istasyon olmak üzere toplam 142 istasyonda ölçülen MT verisi 3B ters çözümde kullanılmıştır (Çizelge 3.1).

Doğrultular boyunca (P1, P2, P3, P4) ölçü alınan MT istasyonları arası yaklaşık 3-5 km aralığındadır. Doğrultular arası yaklaşık 50-80 km aralığında değişmektedir. Her bir MT istasyonunda ölçü alma süresi ortalama 40-45 saattir. Her istasyonda elektrik alanının iki (E_x , E_y) ve manyetik alanının üç (H_x , H_y ve H_z) bileşenleri ölçülmüştür. Her istasyonda ölçülen verilerden frekans ortamında ortalama 78 farklı periyod için empedans ve tipper tensör verileri elde edilmiştir.

MT verilerine 2B ters çözüm öncesinde uygulanan Veri İşlemler;

1. Zaman serisi Analizi ve FFT ile “Empedans tensörü” ve "Tipper" tensörü elde edilmiş,
2. Ayırıştırma analizi (Faz Tensör ve GB),
3. Sabit Kayma etkisinin giderilmesidir.

Bu tez çalışmasında 3B ters çözüm öncesinde sabit kayma etkileri giderilmemiştir.

Çizelge 3.1 İstasyon numaraları ve kotları

Profil-1		Profil-2		Profil-3		Profil-4	
İst. No	Kot (m)	İst. No	Kot (m)	İst. No	Kot (m)	İst. No	Kot (m)
1001	1058	2001	1126	3060	1138	4060	1665
1002	977	2002	1097	3061	1077	4061	1549
1003	971	2003	1013	3062	987	4062	1446
1004	1035	2004	979	3063	1088	4063	1227
1005	1021	2005	970	3064	1138	4064	1236
1006	1172	2006	970	3065	1149	4065	1188
1007	1139	2007	973	3066	1157	4066	1192
1008	1183	2008	977	3067	1056	4067	1163
1009	989	2009	1036	3068	1056	4068	1077
1010	921	2010	1256	3069	1102	4069	1090
1011	891	2011	1425	3070	1195	4070	1194
1012	866	2012	1367	3071	1055	4071	1411
1013	832	2013	1600	3072	1450	4072	1500
1014	827	2014	1461	3073	1416	4073	1371
1015	802	2015	1157	3074	1406	4074	1472
1016	785	2016	1069	3075	1290	4075	1477
1017	782	2017	994	3076	1336	4076	1098
1018	869	2018	984	3077	1222	4077	2023
1019	961	2019	940	3078	1118	4078	1995
1020	1038	2020	931	3079	1072	4079	1282
1021	1125	2021	968	3080	1050	4080	1310
1022	1126	2022	996	3081	1028	4081	1270
1023	1081	2023	971	3082	1019	4082	1098
1024	1023	2024	930	3083	1026	4083	1350
1025	897	2025	879	3084	1009	4084	1323
1026	831	2026	884	3085	1002	4085	1126
1027	876	2027	884	3086	1073	4086	1215
1028	888	2028	864	3087	1239	4087	1052
1029	835	2029	879	3088	1284	4088	1030
1030	798	2030	877	3089	1159	4089	979

Çizelge 3.1 İstasyon numaraları ve kotları (devam)

-	-	2031	842	3090	1131	4090	1007
-	-	2032	822	3091	1150	4091	952
-	-	2033	892	3092	1121	4092	927
-	-	2034	944	-	-	4093	926
-	-	2035	1004	-	-	4094	920
-	-	2036	1112	-	-	4095	900
-	-	2037	1151	-	-	4096	820
-	-	2038	1171	-	-	4097	883
-	-	2039	1096	-	-	4098	847
		2040	992	-	-	-	-

3.3 MT Verilerinin 3B Ters Çözümü

Bu tez kapsamında, batı anadoluda yaklaşık G-K yönlü ve yaklaşık 50-80 km aralıklı dört doğrultuda (P1, P2, P3, P4) ölçülen 142 MT istasyonu verisi 3B ters çözümde kullanılmıştır. Ters çözümde ModEM3D algoritması kullanılmıştır (Kelbert vd. 2014).

Ters çözüm öncesi tüm MT istasyonlarındaki veriler MODEM-3D-Grid (Meqbel vd. 2020) paket programı kullanılarak her bir MT istasyonu verisi için aşağıdaki veri analiz ve düzeltme çalışmaları yapılmıştır;

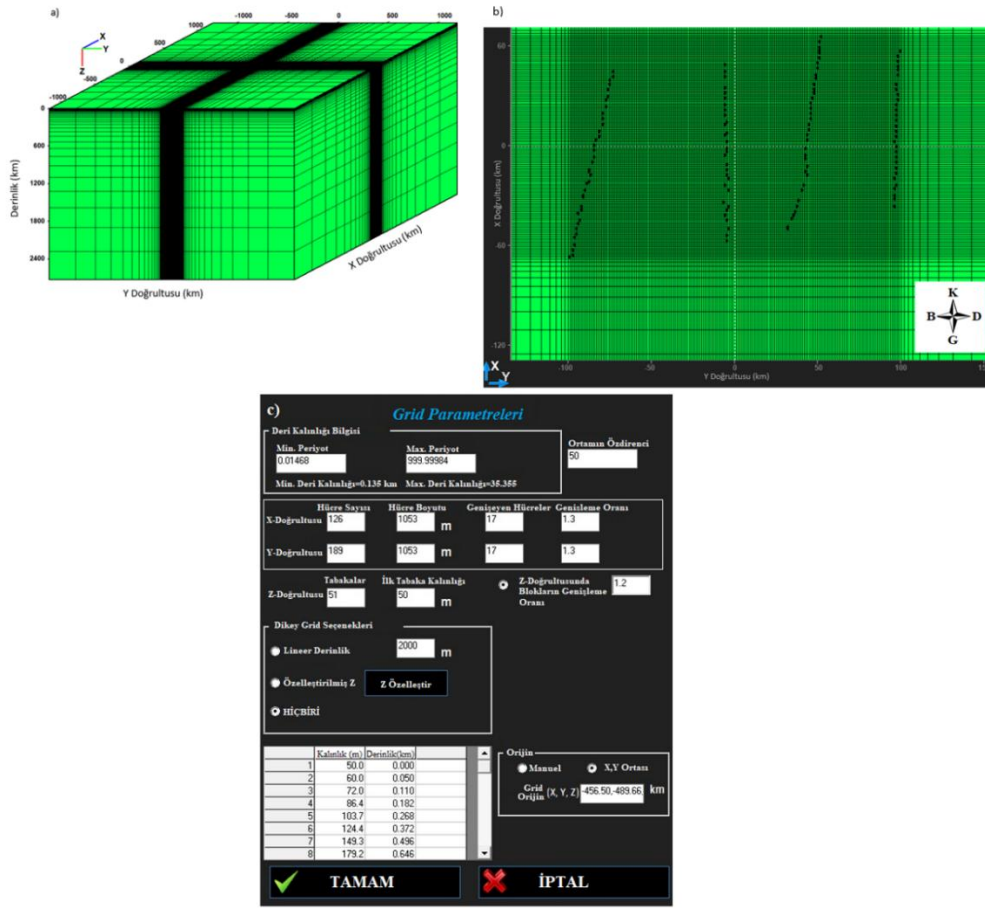
1. Empedansın tüm bileşenleri için hesaplanmış görünür özdirenç ve faz verileri arasından saçılmış olanlar maskelenerek veri setinden atılmıştır.
2. Çok gürültülü 6 MT istasyon verisinin tamamı veri setinden atılmıştır.
3. $T=0.01-1000$ sn periyod aralığı dışındaki tüm veriler veri setinden atılmıştır.
4. Empedansların tüm bileşenleri için veri yuvarlatılarak her bir logaritmik döneme 5 veri düşecek şekilde yeniden örneklenmiştir. Böylece her istasyonda 30 periyod için veri elde edilmiştir.
5. Toplam 136 istasyonda 30 periyod için elde edilen empedans bileşenleri ters çözümde kullanılmıştır.

Bu kod, ters çözümün ve düz çözüm, duyarlılık hesaplamaları, arama algoritmaları, model parametreleştirme ve düzenleme, veri analizi gibi çeşitli özelliklere sahiptir. ModEM, Fortran 95 programlama dilindeki kütüphaneleri kullanmaktadır. Bu algoritma

MPI (Message Passing Interface) adı verilen bir bilgisayar iletişim protokolünü kullanmaktadır. MPI, farklı paralel hesaplama kütüphanelerinden biridir ve Fortran, C, C++ ve Ada programlarından çağrılan kütüphaneleri desteklemektedir. MT verilerinin 3B ters çözümü gibi yüksek işlem gücü gerektiren hesaplamalarda MPI kullanarak işlemci çekirdekleri paralel hesaplama yaptırmak, işlem süresini kısaltmaktadır. Bu tür bir paralel hesaplama için yüksek çekirdekli bir işlemciye sahip bir sunucuya gereksinim duyulmaktadır.

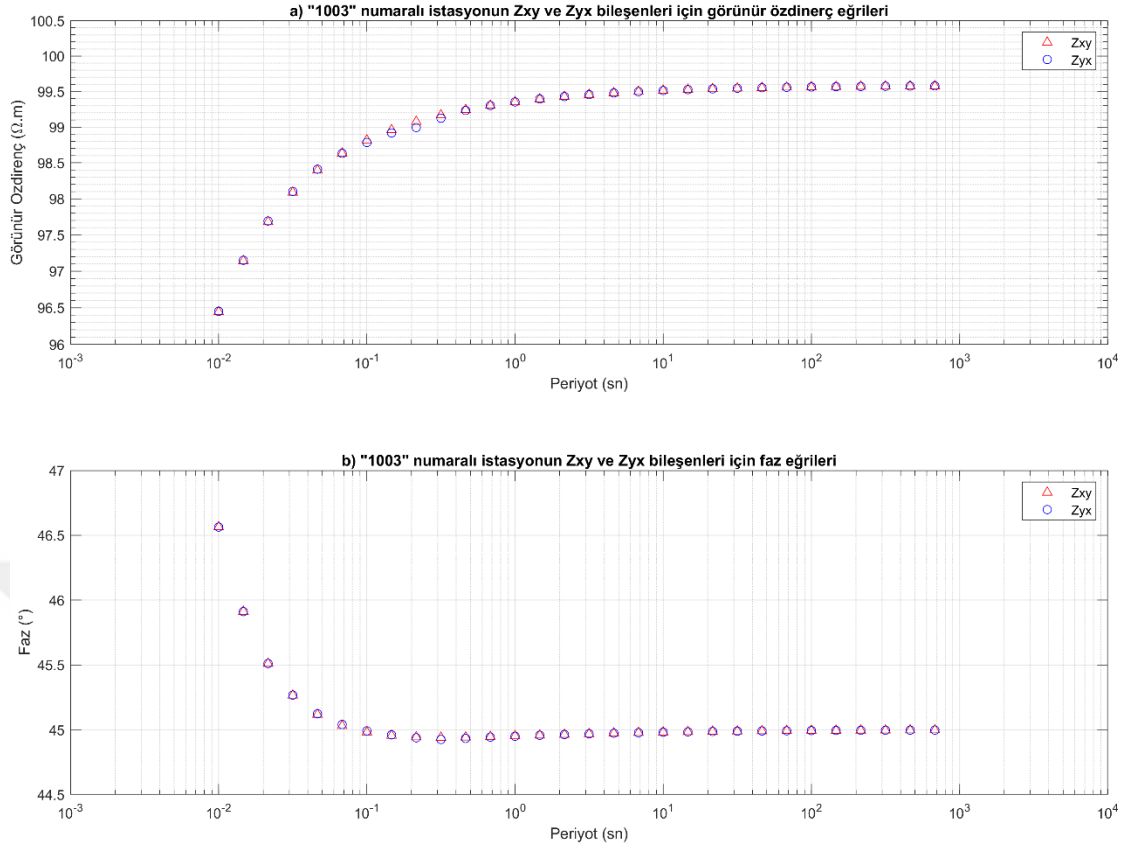
Bu tez kapsamında MT verilerinin 3B ters çözümü için ModEM programı kullanılmıştır (Kelbert vd. 2014). Bu program model parametrelerinin laplasiyeni (skalier bir alanının gradyanı alınarak elde edilen vektörün diverjansı) durağanlaştırıcı fonksiyonel olarak kullanmaktadır.

3B ters çözüm Tübitak Truba sunucusunda çalışması sonucunda elde edilmiştir. 3D Grid kullanılarak oluşturulan modelde x yönünde 169, y önünde 230, z yönünde ise 51 hücre olacak şekilde (toplam 1982370) model oluşturulmuştur (Şekil 3.4). Modelin x yönündeki uzunluğu 2379 km, y yönündeki uzunluğu 2444 km ve z yönünde ise bu değer 2730 km'dir. Modelin sınırlarının sayısal hata oluşmaması için yeterli olup olmadığının belirlenmesi 100 $\Omega.m$ 'lik homojen topografyasız modelin düz çözümü hesaplatılmıştır. Hesaplama sonucunda elde edilen görünür özdirenç eğrilerinin 100 $\Omega.m$ ve faz değerleri ise 45° olarak gözükmetedir (Şekil 3.5a ve b). Burada Z_{yx} bileşeninin faz eğrisi -135° olup Z_{xy} bileşeni faz eğrisi ile birlikte çizdirilebilmek için 180° eklenmiştir (Şekil 3.5b). Lineer çizilen görünür özdirenç eğrilerinin 100 $\Omega.m$ değerinden ve faz eğrilerinde ise 45° değerinden ufak sapmalar olduğu gözükmetedir. Düz çözümde fazla sapmalara neden olan bir model kullanımı, ters çözüm sonuçlarında hatalara neden olacaktır.



Şekil 3.4 a) 3D_Grid kullanılarak oluşturulan model ağı, b) istasyonların model ağı üzerinde gösterimi, c) grid parametreleri seçimi. (3D_Grid programından elde edilmiştir)

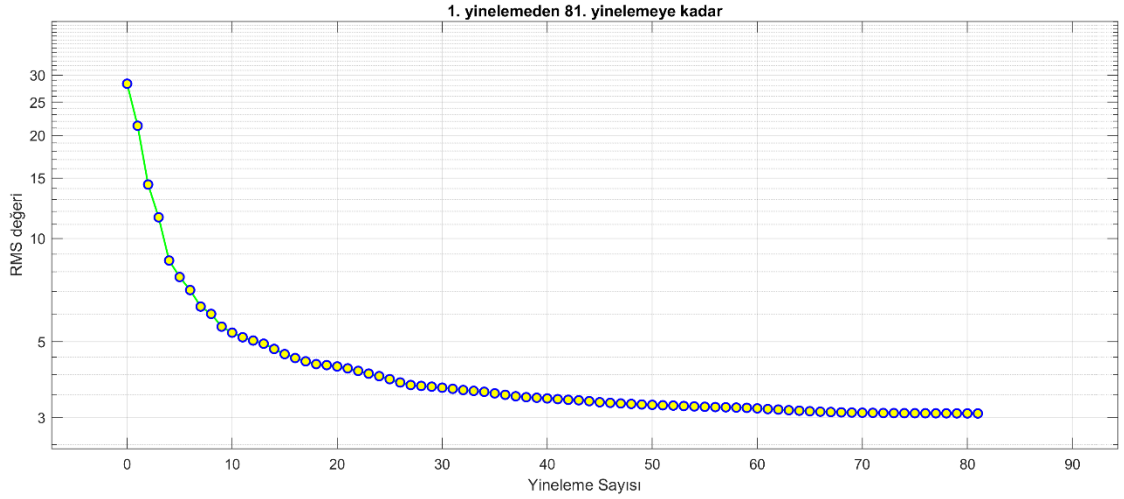
Düşük özdeirence sahip bir ortamda, frekans yüksek ise EM alanın yer içine nüfuzu mümkün değildir. 2B ve 3B ters çözümlerde kullanılan periyot aralığı aynı değildir. Bu nedenle iki ters çözümün aynı derinlikleri çözmesi beklenmemektedir. 3D_Grid programında hesaplanmış maksimum deri kalınlığı değeri (δ) 35 km değerinden sonraki kısımlar beyazlatılmış olarak çizdirilmiştir. Bu derinlikten sonrası kısmen yorumlanmış olup tam olarak çözülmediği kabul edilmektedir.



Şekil 3.5 a) Topografyasız 3B düz çözüm sonucunda “1003” numaralı istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç eğrileri, b) “1003” numaralı istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için faz eğrileri

Ters çözümde Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} ve Z_{yy} bileşenleri kullanılmıştır. Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenlerinin %3 gürültülü, Z_{xx} ve Z_{yy} bileşenlerinin ise %20 gürültülü olduğu kabul edilmiştir. Bunun anlamı bileşenlerin gürültü oranının altında olsa bile seçilen gürültü oranı kadar gürültülü oldukları kabul edilecektir. İstasyon konumlarındaki topografya değişimi nedeniyle modele topografya ve batimetri değerleri eklenmiştir. ModEM yaklaşık 229 saat sonunda hesaplamayı tamamlamıştır. Hesaplama 80 çekirdek kullanılmıştır.

81 yineleme sonunda RMS değeri 3.08’dir. Hesaplamanın ilk 24 saatinde 8 yinelemede tamamlanmıştır. 12. Yineleme sonunda RMS değeri 5’in altına düşmüştür. 13. yinelemeden itibaren RMS değerlerinin düşüşü yavaşlamıştır (Şekil 3.6). RMS değeri 50. yinelemede 3.3’ün altındadır. Hesaplama 75. yinelemede RMS 3.08’e düşmüştür. Bundan sonra yapılan yinelemelerde RMS 3.08 kalmış ve 81. yinelemede hesaplama sonlanmıştır.



Şekil 3.6 1. yinelemeden 81. yinelemeye kadar 3B ters çözüm RMS-yineleme grafiği

Ters çözüm öncesinde, her bir profildeki istasyonların Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} ve Z_{yy} bileşenlerindeki saçılmış noktalar atılmıştır. Ayrıca her istasyonda 0.01-1000 sn aralığındaki veriler tutulmuş, diğer veriler atılmıştır. Atılan ara noktaların yerine veriler her bir periyod döneminde 5 veri olacak şekilde interpolate edilmiştir. İnterpolasyon sonucu elde edilen veriler ile ham veriler incelendiğinde, interpolate edilmiş eğrilerin ham veriyi temsil ettiği ve bu şekilde kullanılabileceği görülmüştür. Diğer taraftan çok gürültülü verilerin olduğu “2003, 2009, 2018, 3060, 3089 ve 4071” numaralı MT istasyon verilerinin tamamı veri setinden atılmıştır.

3.4 3B Ters Çözümdeki Eksiklikler

Bu tez çalışmasında, ModEM kullanılarak yapılan 3B ters çözüm sonuçları elde edilirken çeşitli eksiklikler bulunmaktadır. Bunlar maddeler halinde aşağıdaki gibi açıklanabilir;

- 1- İlk olarak 2B ters çözüm öncesinde sabit kayma (static shift) etkisini düzeltilmiştir. Ancak 3B ters çözüm öncesinde, sabit kayma etkisi düzeltilmesi yapılmamıştır. Buda bazı istasyon verilerinden dolayı ters çözümde saçılma oluşmasına neden olmuş olabilir.
- 2- Tipper verileri ters çözümde modelin yanal ayrırlılığını artırmaktadır (Berdichevsky vd. 2008). 2B ters çözüme, empedanslardan elde edilen TE ve TM modu görünür öz direnç ve faz verileri ile Tipper’ in bir bileşeni dahil edilmiştir.

Ancak 3B ters çözümde sadece empedans verileri kullanılmıştır. Tipper verileri kullanılmamıştır.

- 3- Ters çözümde düzgünleştirici parametresi seçimi önemlidir. Bu tezde bu parametre başlangıç değeri “1(bir)” ($\lambda = 1$) alınmıştır. Her yinelemede bu değer 10^7 a bölünmüştür. Dolayısıyla daha üçüncü yinelemede bu değer 0.01, onuncu yinelemede ise 10^{-9} olmuştur. Yani sifıra çok yakın bir değer seçilmiştir. Dolayısıyla ters çözümde, durağanlaştırıcının etkisi sifıra yakın olmuştur ve sadece misfit (çakışmazlık) fonksiyonu çakışması ile model elde edilmiştir. Buda modelin çok keskin sınırlı olmasına neden olmuştur.
- 4- 2B ters çözüme sokulan verilerin periyod aralığı, $T=0.0031- 4000sn.$ ’ dir. Bu tezde yapılan 3B ters çözümde ise periyod aralığı, $T=0.01- 1000sn$ ‘ dir. Dolayısıyla 3B ters çözümde çık sığ bölgelerden ve özellikle derindeki (derinlik $>30km$) parametrelerin çözünürlüğü 2B ters çözüme göre düşük kalmıştır.

Bu tez çalışmasında 3B ters çözüm ve düz çözüm Çizelge 3.2’ deki gibi seçilmiştir.

Çizelge 3.2 Düz çözüm ve ters çözüm parametreleri

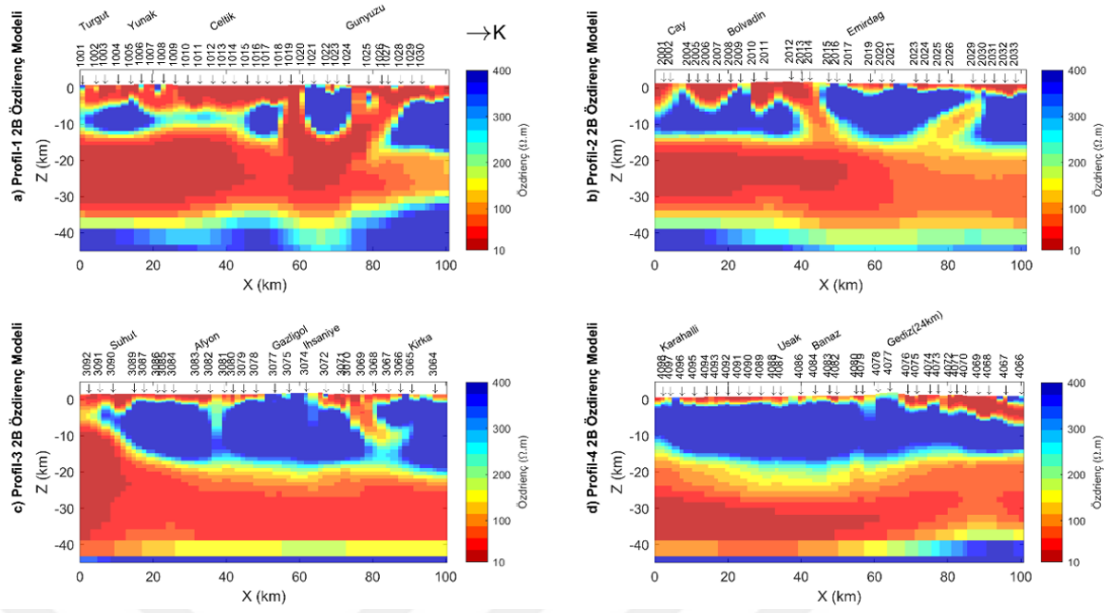
	Düz Çözüm Parametreleri	Ters Çözüm Parametreleri
NP: Model Ağı boyutu (n_x, n_y, n_z) ($n_x * n_y * n_z$)	169, 230, 51 1982370	126, 189, 51 1214514
Periyod aralığı (T_{min}, T_{max})	0.01-1000 sn	0.01-1000 sn
NT: Toplam Periyod sayısı	30	30
Kullanılan Veri Grubu	$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$	$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}$
NS: Toplam MT istasyonu sayısı	136	136
ND: Kullanılan Veri Sayısı ($4 * N_I * N_T = \text{off-diag empedans}$) ($8 * N_I * N_T = \text{ful empedans}$)	32640	32640
Katsayı Dizeyinin Hafızada Tutuşu Alan (Yaklaşık olarak) { $(8 * N_P * N_P) / (1024^3)$ }	29279 GB	10990 GB

Çizelge 3.2 Düz çözüm ve ters çözüm parametreleri (devam)

Kısmi Türevler Dizeyi Boyutu (NDxNP)	-	32640x1214514
Ters Çözümde Kısmi Türevler Dizeyinin Hafızada Tutacağı Alan $\{(8*ND*NP) / (1024^3)\}$	-	295.3540 GB
Ters Çözümde Kısmi Türevler Dizeyi İçin Gerekli Minimum Bellek (Ram) Miktarı $\{1.2*(8*(Nİ*NT*8)^2 + 8*(Nİ*NT*8*NP)) / 10e+8\}$	-	390.7882 GB
Ters Çözümde Düzgünleştirici Parametresi Değeri (λ)	-	1 (Her Yinelemede /10)
Ters Çözümde Toplam Yineleme Sayısı	-	81
Ters Çözümde ilk RMS değerleri	-	28.317698
Ters Çözümde son RMS değerleri	-	3.0837600

3.5 2B ve 3B Ters Çözüm Sonuçlarının Karşılaştırılması

Araştırma bölgesindeki 4 profilin 2B ters çözüm sonuçları çizdirilmiştir (Şekil 3.7). Profillerin RMS değerleri sırası ile 10.5, 3.5, 5.1, 9.8'dir. 3B ters çözümde, projedeki 300 km'lik istasyonların güneydeki 100 km'lik kısımları kullanıldığı için 2B ters çözüm sonuç modellerinin bu sınırlar içindeki kısımları bu tezde yer almaktadır. Çizimler MATLAB kullanılarak yapılmıştır.

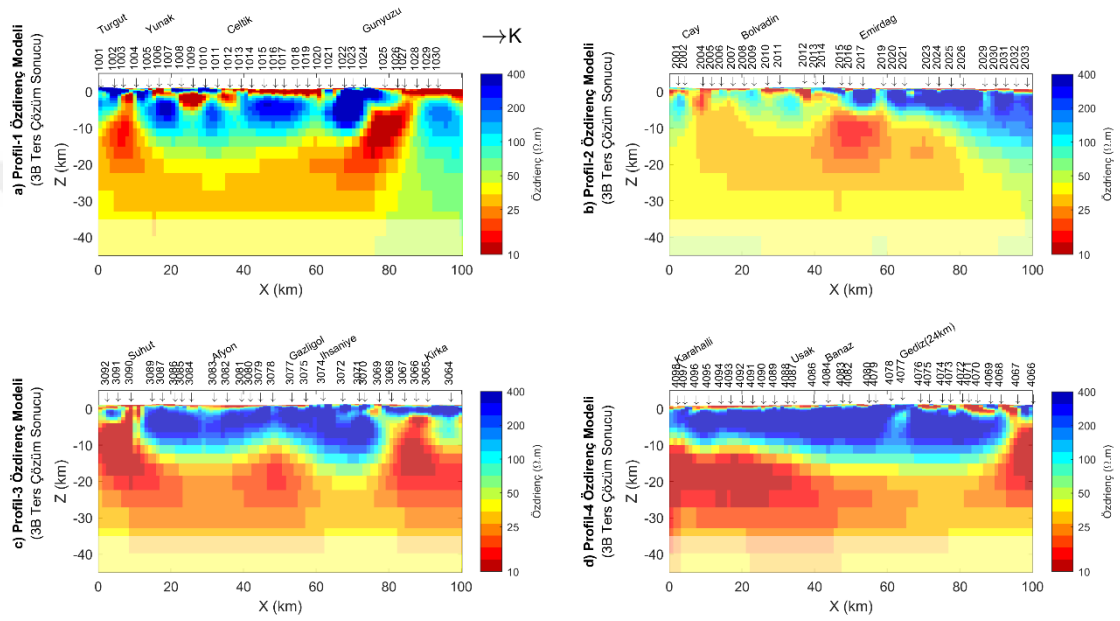


Şekil 3.7 a) Profil-1 b) Profil-2 c) Profil-3 d) Profil-4 2B ters çözüm sonuçları (Candansayar vd. 2011)

İlk profildeki bütün istasyonların hepsi ters çözümde kullanılmıştır. İkinci profilde ise “2003”, “2009” ve “2018” numaraları 3 adet istasyonun tamamı atılmıştır. Üçüncü profilde ise “3060” ve “3089” numaralı 2 istasyon hesaplamada kullanılmamıştır. Son olarak dördüncü profilde sadece “4071” numaralı istasyon kullanılmamıştır. Toplamda 142’den 136 ters çözümde kullanılmıştır. Seçilen periyod aralığı ve interpolasyon sonucunda 30 adet periyod hesaplamada kullanılmıştır. Bu tez kapsamında kullanılan profillerin uzunluğu yaklaşık 100 km’dir. ModEM algoritması en az çekirdek sayısı periyod sayısının iki katının bir fazlası kadar olmalıdır. Aksi takdirde algoritmanın hesaplama süresi fazlasıyla aratacaktır. Yapılan işlemlerle gerekli çekirdek sayısı 61’e düşürülmüş ve böylece hesabıma tanımlı 80 çekirdeğin aşılmadığından hesaplama daha hızlı sonuç vermiştir. Truba sisteminde kesintisiz 15 gün bir hesaplama devam edebilmektedir. Bu tez çalışmasındaki gibi büyük verilerin ters çözümünde yalınlaştırma yapılmadan hesaplamayı başlatmak, tanımlı çekirdek sayısının aşılmasına neden olacağından hesaplamaların ters çözüm için belirlenmiş durdurma kriterlerine gelmeden 15 gün sonunda durmasına neden olabilmektedir.

81 yineleme sonunda elde edilen 3B ters çözüm modelinde profiller üzerinden alınan kesitleri (Şekil 3.8) 2B ters çözüm sonuçları ile karşılaştırabilmek amacıyla, 2B ters

çözüm sonuçları (Şekil 3.7 aynı istasyon ve yerleşim yerleri isimleriyle, aynı özdirenç alt ve üst sınırlarında çizdirilmiştir. “X (km)” x yönündeki mesafeyi, “Y (km)” y yönündeki mesafeyi, “Z (km)” derinliğin kısaltması olarak eksenlerde yer gösterilmektedir. 2B ve 3B sonuçların özdirenç değişim aralığı incelendiğinde, 2B modellerde 10-100 $\Omega.m$ fazla değişim bulunmamaktadır. 3B sonuçlarda ise özdirenç değişimi 10, 25, 50 ve 100 $\Omega.m$ aralığında daha fazladır.

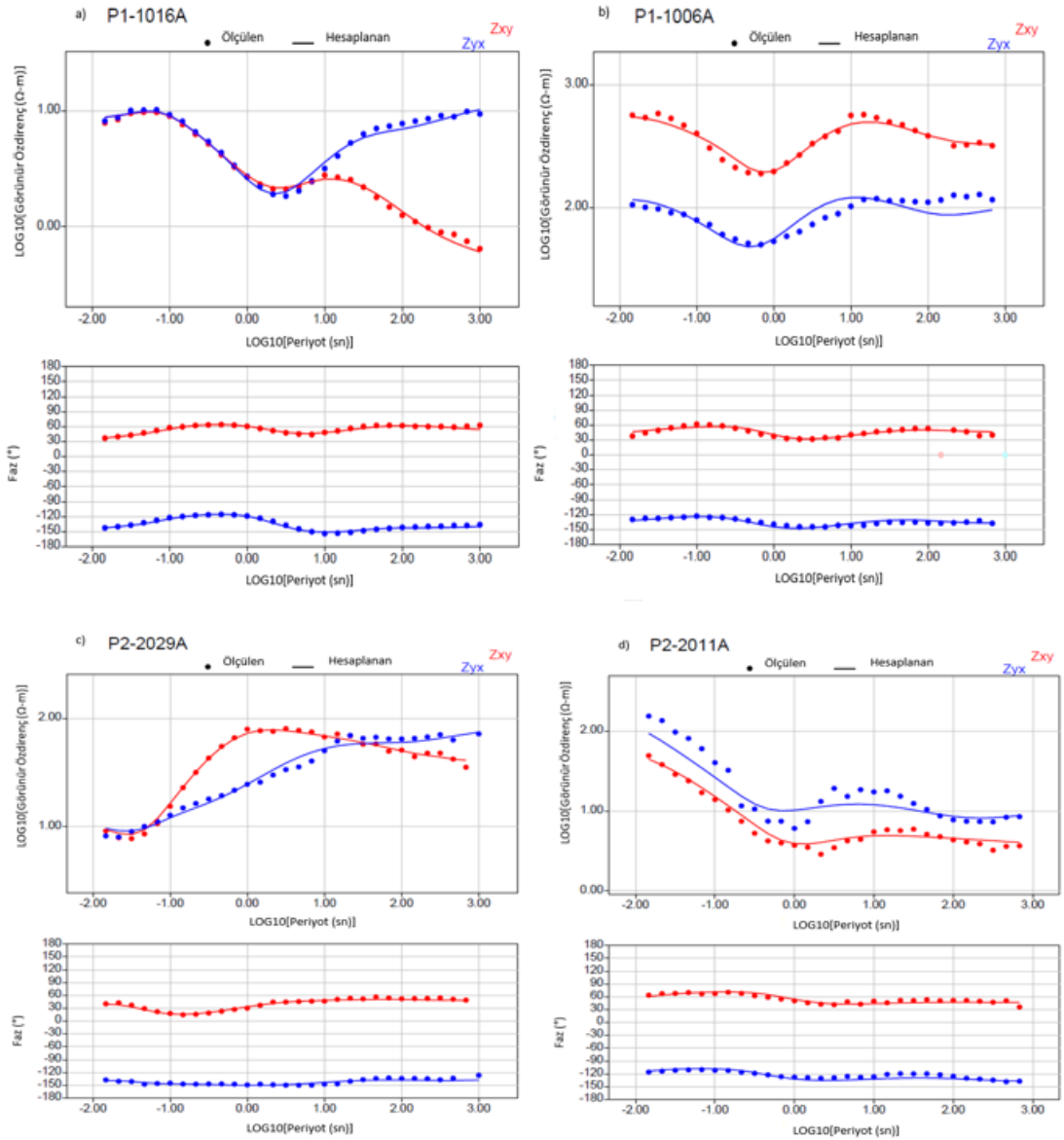


Şekil 3.8 a) Üç-boyutlu ters çözüm sonuçları: Profil-1 b) Profil-2 c) Profil-3 d) Profil-4

En doğuda yer alan birinci profildeki, güneyden “1006” ve “1016” numaralı istasyonlar için ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç ve faz eğrileri çizdirilmiştir. “1016” numaralı istasyonda hem görünür özdirenç hem de faz eğrilerinin ölçülen ve hesaplanan değerlerinin çakıştığı görülmektedir (Şekil 3.9a).

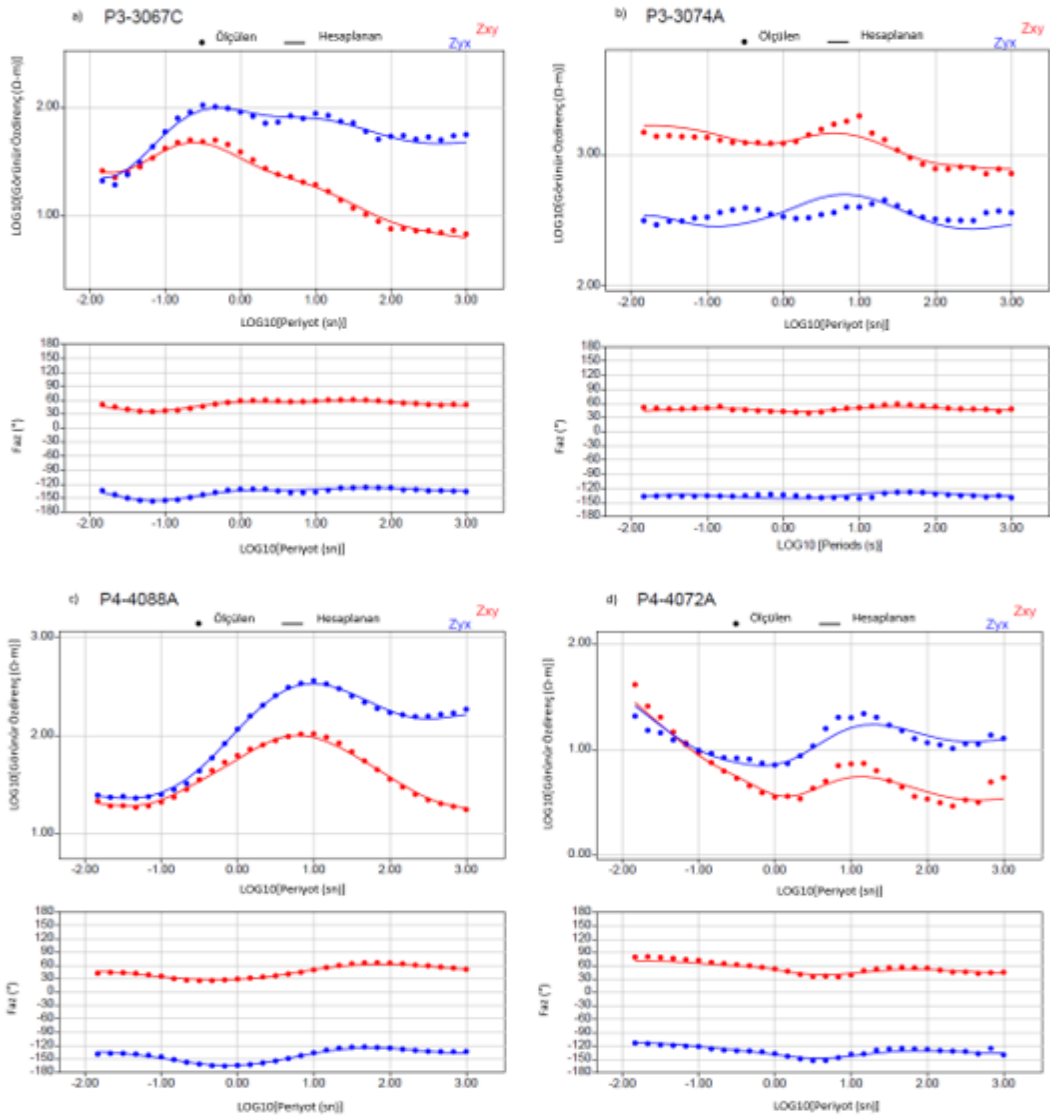
“1006” numaralı istasyonda ise görünür özdirenç eğrilerinin ölçülen ve hesaplanan değerlerinin iyi çakışmadığı görülmektedir (Şekil 3.9b). 2B ve 3B ters çözüm sonuçları yüzeysel olarak karşılaştırıldığında ikinci profil için elde edilen modellerin birbirine fazla benzememektedir. Bunun nedeni ikinci profildeki istasyonlarda gürültünün diğer profillerden daha fazla olmasıdır. Bunun sonucunda bu profilde çakışan eğrilerden daha çok kısmen çakışan veya hiç çakışmayan görünür özdirenç ve faz eğrinin sayısının fazla

olmasıdır. İkinci profildeki “2029” numaraları istasyonunun görünür özdirenç ve faz için ölçülen ve hesaplanan eğrileri genel olarak çakışmıştır (Şekil 3.9c). Aynı profildeki “2011” numaraları istasyonda ise fazlar çakışmış olsa da görünür özdirenç eğrilerinin yeterince çakıştığı söylenemez (Şekil 3.9d).



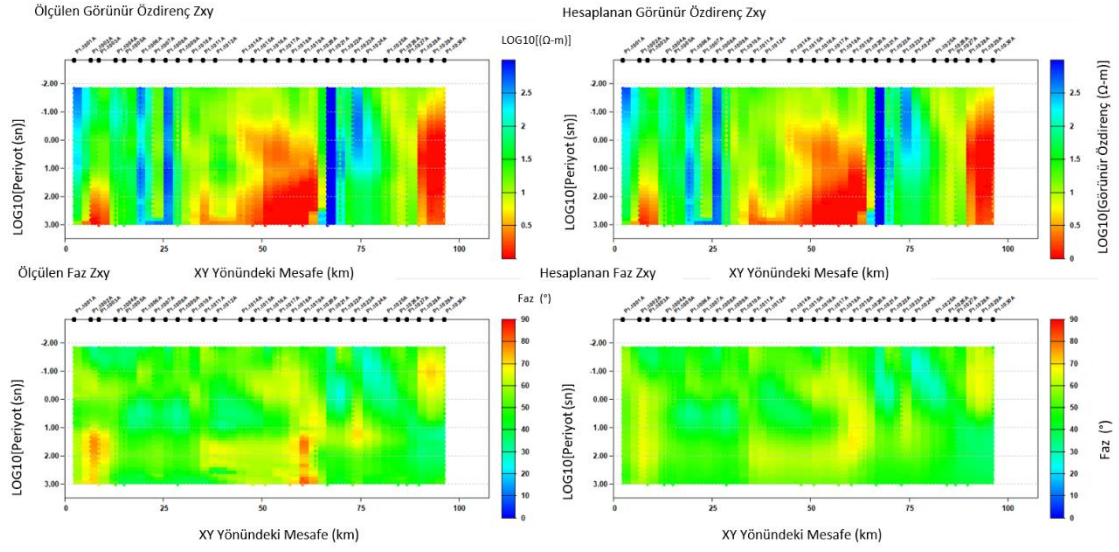
Şekil 3.9 a) 3B ters çözüm sonucunda profil-1 (1016) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri b) profil-1 (1006) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri c) profil-2 (2029) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri d) profil-2 (2011) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri

İlk iki profile göre daha batıda yer alan üçüncü ve dördüncü profillerden bazı istasyonlar için ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç ve faz eğrileri çizdirilmiştir (Şekil 3.10). Burada sol tarafta yer alan “3067” ve “4088” istasyonlarının hem görünür özdirenç hem de faz eğrileri çakıştığı görülmektedir (Şekil 3.10a ve Şekil 3.10c). Sağ tarafta yer alan “3074” ve “4072” istasyonlarının görünür özdirençlerinin tam çakışmamış, fazları ise tam çakışmıştır.

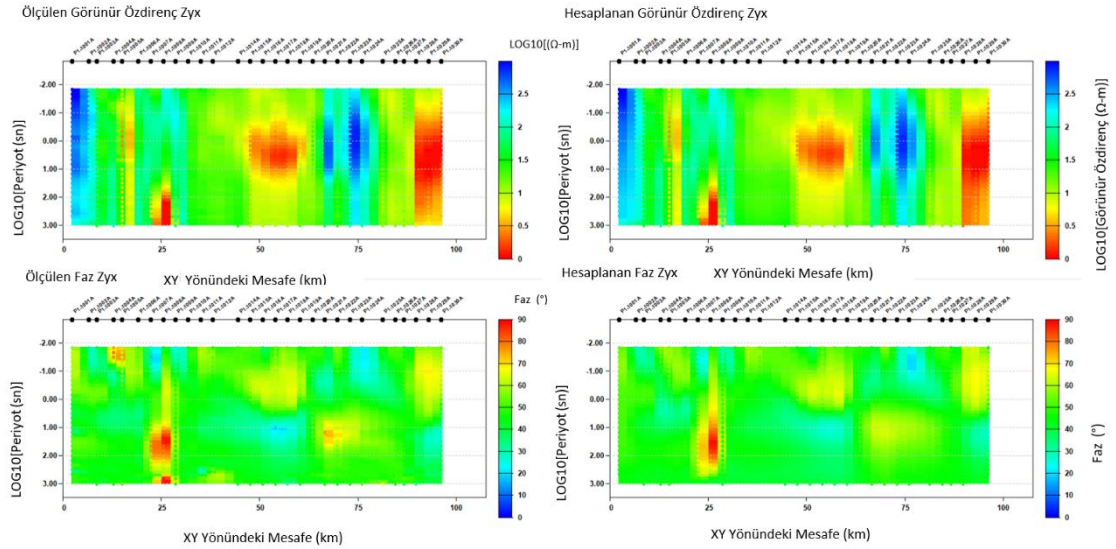


Şekil 3.10 a) 3B ters çözüm sonucunda profil-3 (3067) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri b) profil-3 (3074) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri c) profil-4 (4088) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri d) profil-4 (4072) istasyonunun Z_{xy} ve Z_{yx} bileşenleri için görünür özdirenç ve faz eğrileri

Profil-1 için Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri yer almaktadır (Şekil 3.11). Görünür özdirençlerin ölçülen ve hesaplanan yapma kesitleri incelendiğinde farklılık nerdeyse bulunmamaktadır. Ölçülen fazlarda ise $\text{LOG}_{10}[2(\text{sn})]$ 'nin altında 50 ve 75 km arasında $70-80^\circ$ 'lik kısım hesaplanan yapma kesitte bulunmamaktadır. Profil-1 için Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri yer almaktadır (Şekil 3.12). Ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç yapma kesitleri arasındaki fark çok küçüktür. Ölçülen ve hesaplanan faz yapma kesitleri birbirine benzemektedir.

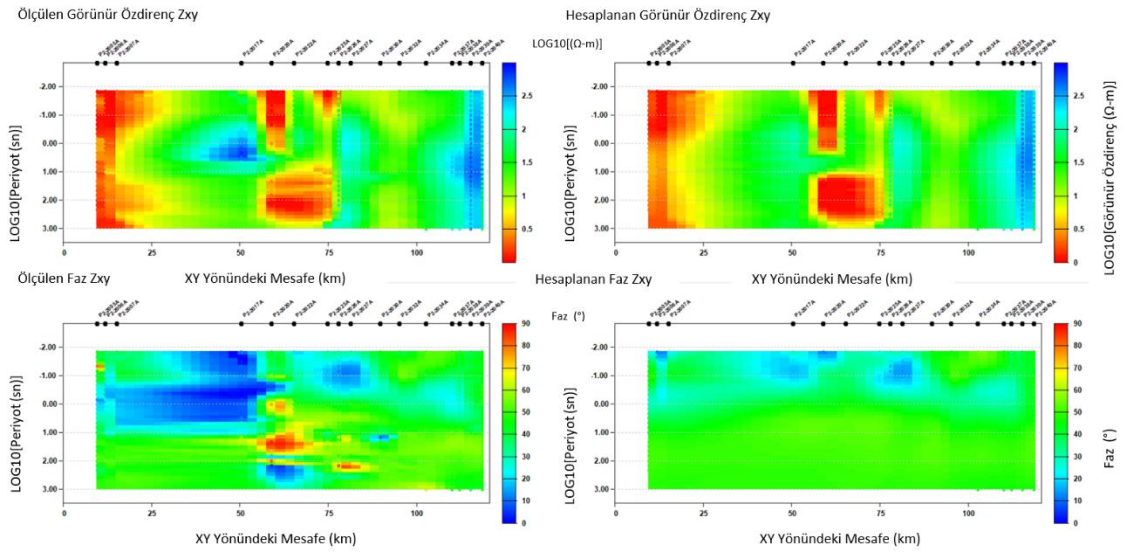


Şekil 3.11 Profil-1 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

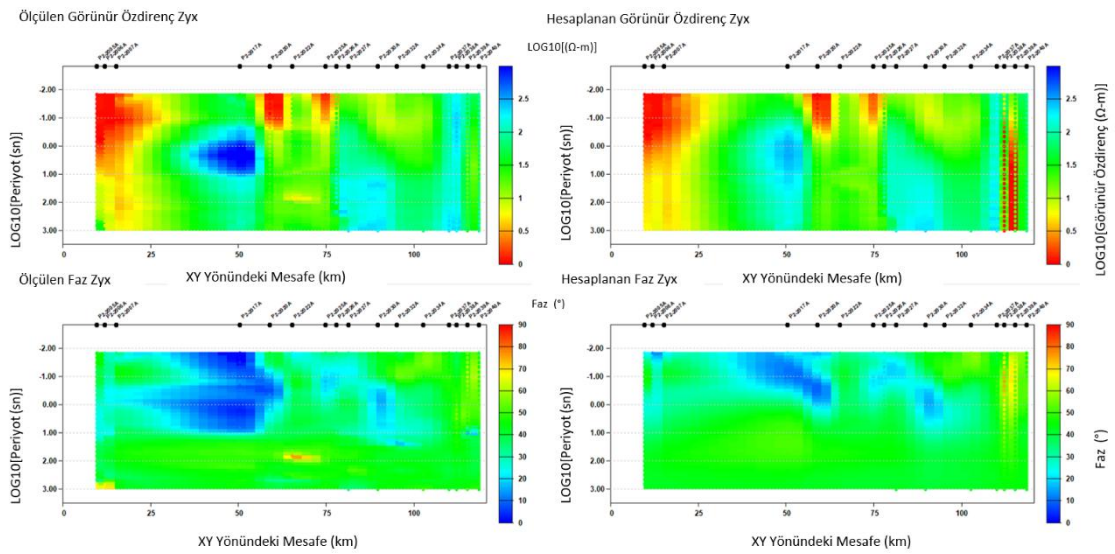


Şekil 3.12 Profil-1 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

Profil-2 için Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri yer almaktadır (Şekil 3.13). Ölçülen görünür özdirenç yapma kesitinde $\text{LOG}_{10}[0 \text{ ve } 1 \text{ (sn)}]$ 'de 50 km yer alan kısım hesaplanan görünür özdirenç yapma kesitinde bulunmamaktadır. Fazlar ise ilk 50 km ve $\text{LOG}_{10}[-2 \text{ (sn)}]$ 'den $\text{LOG}_{10}[1 \text{ (sn)}]$ 'e kadar olan kısım hesaplanan yapma kesitte gözlenmemektedir. Ayrıca 50 ve 75 km arasında $\text{LOG}_{10}[0 \text{ (sn)}]$ 'dan $\text{LOG}_{10}[3 \text{ (sn)}]$ 'e kadar olan değerler yine hesaplanan faz yapma kesitinde yer almamaktadır. Profil-2 için Z_{yx} görünür özdirenç yapma kesitleri kısmen benzemekte olup faz yapma kesitlerinde farklılıklar bulunmaktadır (Şekil 3.14).

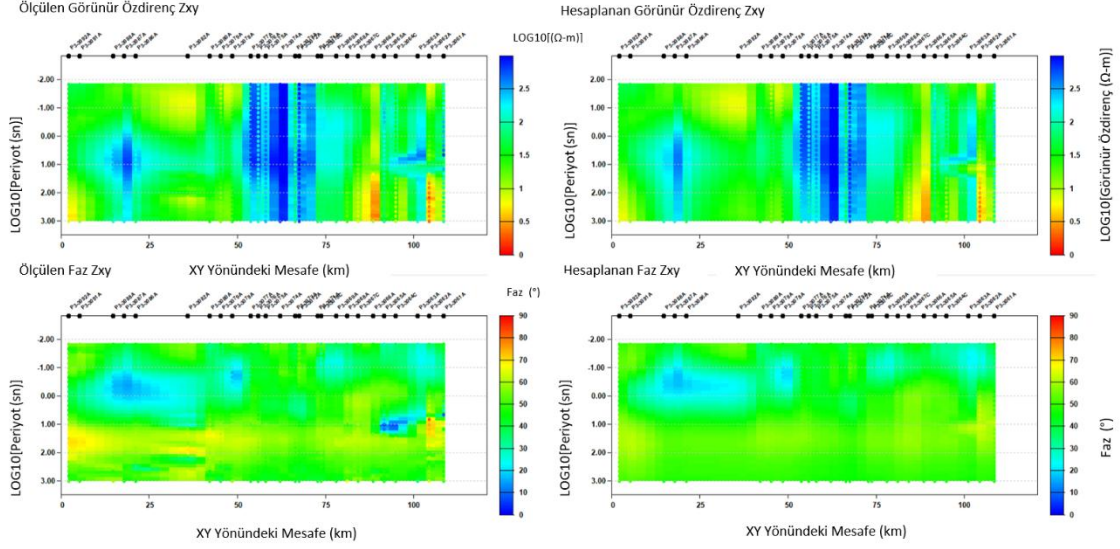


Şekil 3.13 Profil-2 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

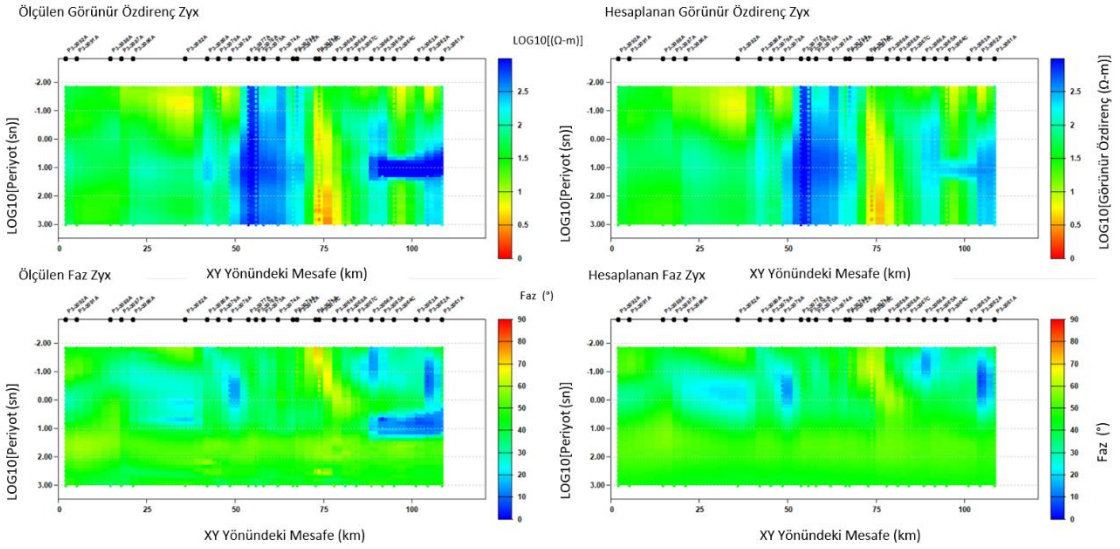


Şekil 3.14 Profil-2 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

Profil-3 için Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri (Şekil 3.15) ve Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri (Şekil 3.16) bulunmaktadır.

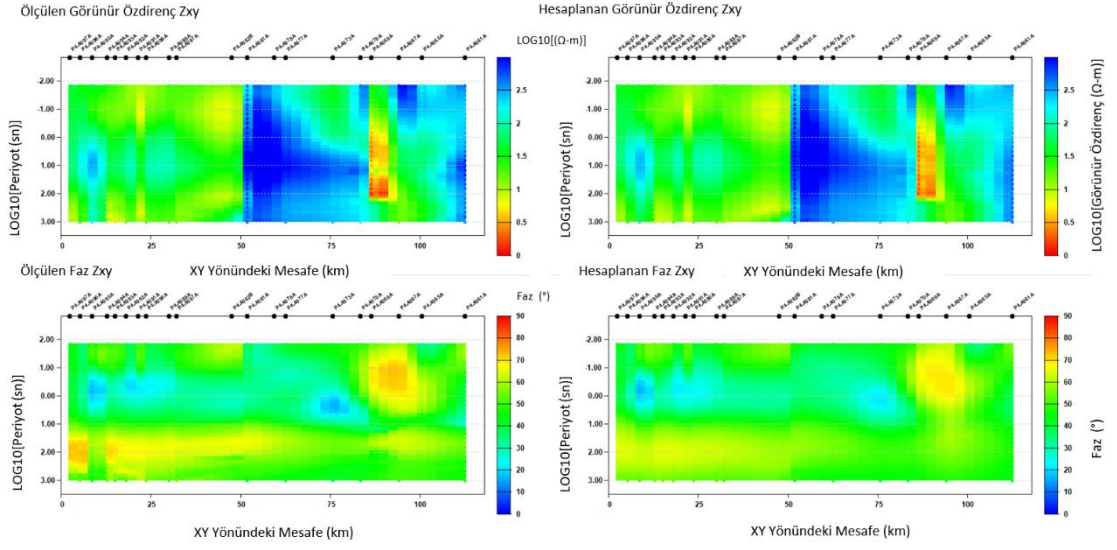


Şekil 3.15 Profil-3 Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

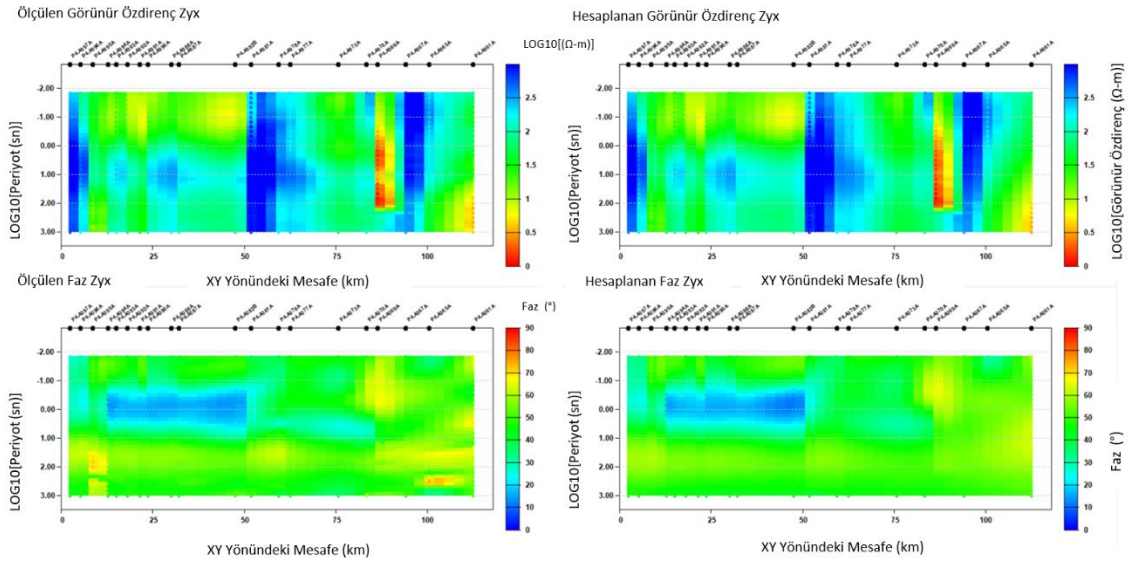


Şekil 3.16 Profil-3 Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri

Profil-4 için Z_{xy} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri (Şekil 3.17) ve Z_{yx} görünür özdirenç ve faz yapma kesitleri (Şekil 3.18) yer almaktadır.



Şekil 3.17 Profil-4 Z_{xy} görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri

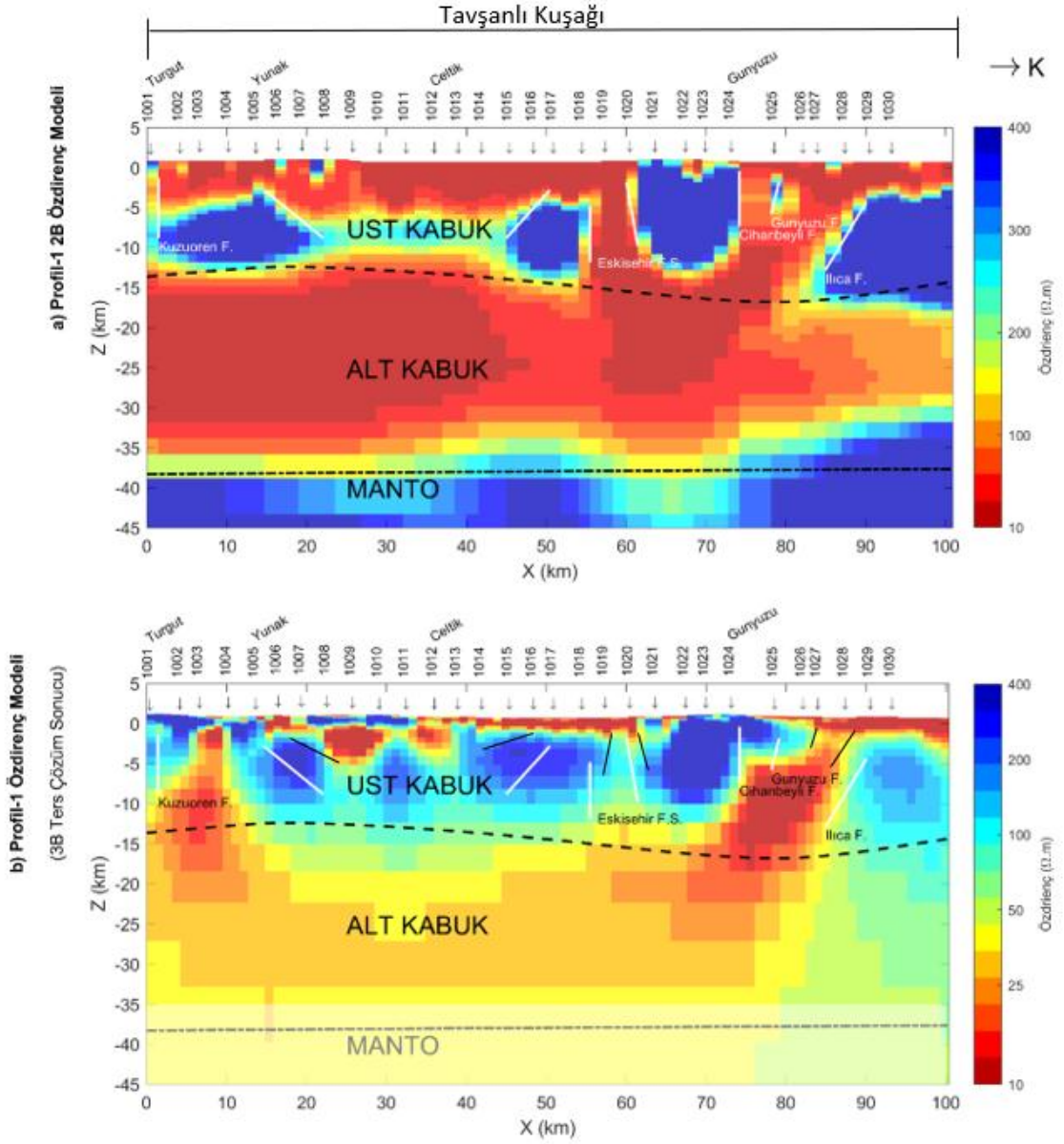


Şekil 3.18 Profil-4 Z_{yx} görünür öz direnç ve faz yapma kesitleri

Profil-1, profil-3 ve profil-4 için çizilen ölçülen görünür öz direnç kesitlerinin, hesaplanan yapma kesitlerle büyük oranda örtüştüğü görülmektedir. Aynı profiller için hesaplanan faz yapma kesitleri de ölçülenlerle uyum içindedir. Profil-2 için görünür öz direnç yapma kesitleri diğer profillerdeki kadar olmasada ölçülen ve hesaplananlar uyumu yeterlidir. Faz yapma kesitleri ise kısmen benzemektedir.

Birinci profil için yorumlanmış 2B (Candansayar vd. 2011) ve 3B ters çözüm sonuçları çizdirilmiştir (Şekil 3.19). Sırasıyla profil boyunca Turgut, Yunak, Çeltik ve Günyüzü yerleşim yerleri bulunmaktadır. Bu profil Anatolid-Torid Bloğu, Tavşanlı Kuşağı üzerindedir. 2B özdirenç modelinde “1001” ve “1002” numaralı istasyonların arasında beyaz çizgi ile gösterilmiş Kuzuören Fayı bulunmaktadır. 3B model üzerinden kesit alınmış modelde de aynı yerde beyaz çizgi gösterilmiştir. 2B modelde olduğu kadar belirgin olmasa da 3B ters çözüm sonucunda Kuzuören Fayının kısmen görüldüğü söylenebilir. Yunak’ta bulunan “1005” numaralı istasyonun başlayarak kuzeye doğru giden bir fay 2B özdirenç modelinde gösterilmiştir. 3B özdirenç modelinde bu yapı daha sığ ve ileride gözükmektedir. Çeltik’in yaklaşık 15 km ilerisinde bulunan “1017” numaralı istasyonun altında muhtemel bir fay beyaz çizgi ile gösterilmiştir. 3B özdirenç model kesitinde bu yapı “1015” istasyonunda itibaren güneye doğru ve daha sığ olarak bulunmaktadır. Eskişehir Fay Sistemi 2B özdirenç modelinde “1018” ve “1020” istasyonları arasında yer almakta iken 3B olan kesitte ise yaklaşık “1019” ve “1021” arasında kalmaktadır. Günyüzünde yer alan “1024”, “1025” ve “1029” istasyonlarının altında sırası ile Cihanbeyli, Günyüzü ve Ilıca Fayları beyaz çizgi ile işaretlenmiştir. 3B ters çözüm sonucunda Günyüzü Fayı “1026” altında yer almaktadır. Ilıca Fayı ise yine “1029” istasyonun altında ama daha sığ olarak çözülmüştür. Cihanbeyli Fayı 3B modelde yer almamaktadır. Modellerin üzerine manyetik verilerinden elde edilen Curie derinliği ve gravite verilerinden elde edilen kabuk kalınlığı siyah kesikli çizgi (--) ve nokta-çizgi (-.) olarak gösterilmiştir. İki özdirenç modelinde de üst kabuk yalıtkan ve alt kabuk iletken olarak görülmektedir. Modellerde üst kabuk-alt kabuk sınır yaklaşık 15-20 km olarak gözükmektedir. Alt kabuk, manto sınırı 3B modelde fazla belirgin değildir.

ANATOLİD-TORİD BLOĞU

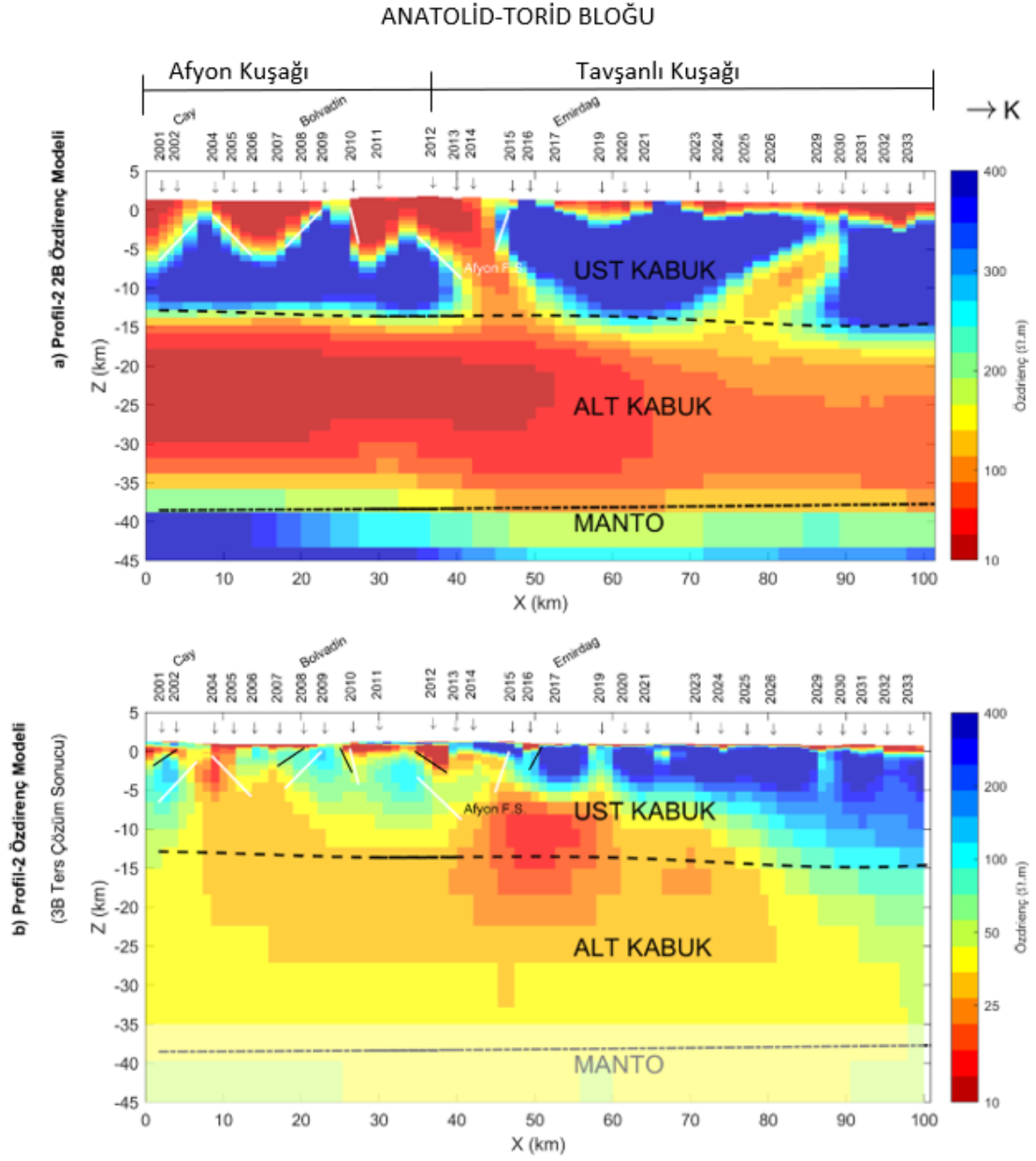


Şekil 3.19 a) Profil-1 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-1 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti

İkinci profil için yorumlanmış 2B (Candansayar vd. 2011) ve 3B ters çözüm sonuçları çizdirilmiştir (Şekil 3.20). Çay, Bolvadin ve Emirdağ yakın yerlerdir. Profil Anatolide-Torid Bloğu, Afyon Kuşağı ve Tavşanlı Kuşağı üzerindedir. Çay’da bulunan “2002” ve “2004” numaralı istasyonların arasında bir fay yapısı 2B özdirenç modeline beyaz çizgi ile işaretlenmiştir. Bu yapı 3B özdirenç model kesitinde ise “2001” ve “2002” istasyonları arasında ve daha sıkı olarak siyah çizgi ile işaretlenmiştir.

Profilin 10. km'sinde bulunan "2004" istasyonu altında yer alan yapı 2B modelde belirgin, 3B modelde kısmen bir yapı olarak gözükmektedir. Bolvadin'de bulunan "2009" ve "2010" istasyonları arasında iki fay beyaz çizgi ile modellerde gösterilmiştir. 3B modelde bu iki yapı "2008" ve "2010" arasında çözülmüştür.

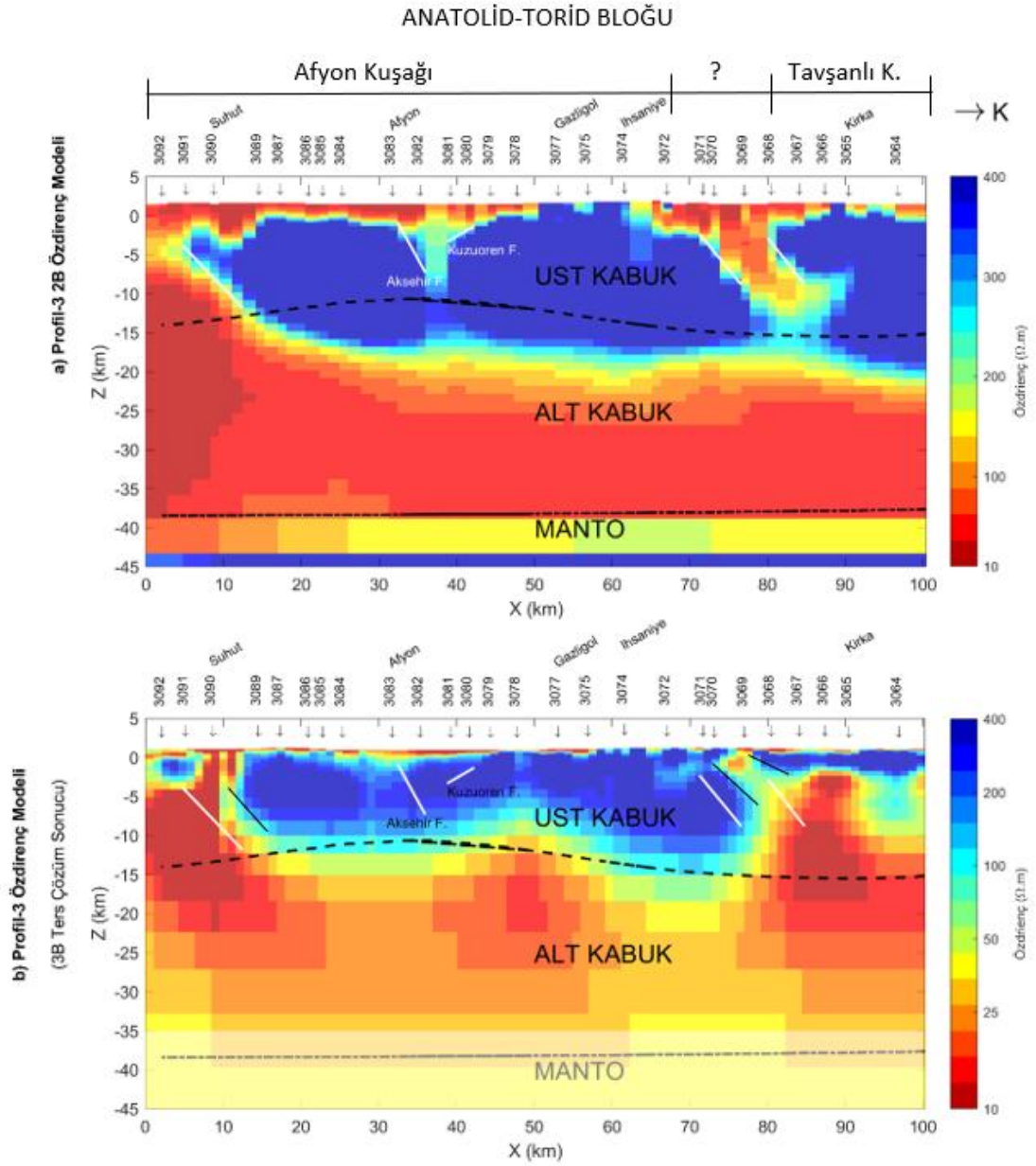
2B ters çözüm sonucunda yaklaşık olarak "2012" istasyonunda başlayıp "2015" istasyonuna kadar uzanan Afyon Fay Sistemi beyaz çizgiler ile sınırlandırılmıştır. 3B ters çözüm sonucunda ise bu fay sistemi yaklaşık "2012" ve "2016" numaralı ölçü noktaları arasında daha yüzeye yakın çözülmüştür. Emirdağ'dan sonra (yaklaşık 50 km'den itibaren) 2B ve 3B modeller farklılık göstermektedir. "2024" ve "2030" arasında güneye doğru yaklaşık 10km derindeki yapı 2B ters çözüm sonucunda bulunmakta olup 3B ters çözüm sonucunda bulunmamaktadır. İlk profilde olduğu gibi üst kabuk yalıtkan ve alt kabuk iletken olarak görülmektedir. 2B modelde üst kabuk-alt kabuk sınır yaklaşık 10-15 km olarak gözükmektedir. Alt kabuk-manto sınırı ise yaklaşık 35-40 km derinlikte olup 3B modelde ayırt edilememektedir. 3B model kesitinde ise 80. km'den itibaren üst kabuk-alt kabuk sınırı gözlenmektedir.



Şekil 3.20 a) Profil-2 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-2 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti

Üçüncü profil için yorumlanmış 2B (Candansayar vd. 2011) ve 3B ters çözüm sonuçları çizdirilmiştir (Şekil 3.21). Sırasıyla Şuhut, Afyon, Gazlıgöl, İhsaniye ve Kirka konumları profil üzerinde gösterilmiştir. Diğerleri gibi bu profil de Anatolid-Torid Bloğu, Afyon Kuşağı ve Tavşanlı Kuşağı üzerindedir. Bu profilde istasyon numaraları ilk iki profilden farklı olarak kuzeye doğru azalmaktadır. Afyon yakınındaki “3083” istasyonu altında Akşehir Fayı beyaz çizgi ile işaretlenmiştir. Gazlıgöle yaklaşık 10 km

uzaklıkta bulunan “3079” numaralı istasyonun altında güneye doğru Kuzuören Fayı gösterilmiştir. Bu iki fay 2B özdirenç modelinde belirgin olup 3B’de ise belirlenememiştir. İhsaniye ve Kirka arasında yer alan “3072” ve “3068” istasyonları sınırlanmış yaklaşık 15 km’lik alan, Afyon Kuşağı ve Tavşanlı Kuşağı arasında “?” olarak gösterilmiştir. 2B ters çözüm sonucunda beyazla iki çizgi ile sınırlandırılan (“3071”-“3068”) bu yapı 3B ters çözüm sonucunda yaklaşık 3 km daha kuzeyde ve daha yüzeye yakın olarak çözülmüştür (“3070”-“3069”). Şuhut’da yakınında bulunan “3091” istasyonu üst kabuk-alt kabuk sınırının başlangıcı olarak 2B özdirenç modelinde beyaz çizgi ile gösterilmiştir. 3B özdirenç modelinde ise üst kabuk-alt kabuk sınırının başlangıcı “3091” istasyonundan başlamaktadır. Manyetik verilerinden elde edilen üst kabuk-alt kabuk arasındaki Curie derinliğine (--) 3B ters çözüm sonucu uyum içeresindedir. Bu sınır 2B ters çözüm sonuçlarında farklılık göstermektedir. 2B özdirenç modelinde ise alt kabuk-manto sınırı ayırt edilebilirken 3B özdirenç modelinde bu sınır fazla belirgin değildir.



Şekil 3.21 a) Profil-3 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-3 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti

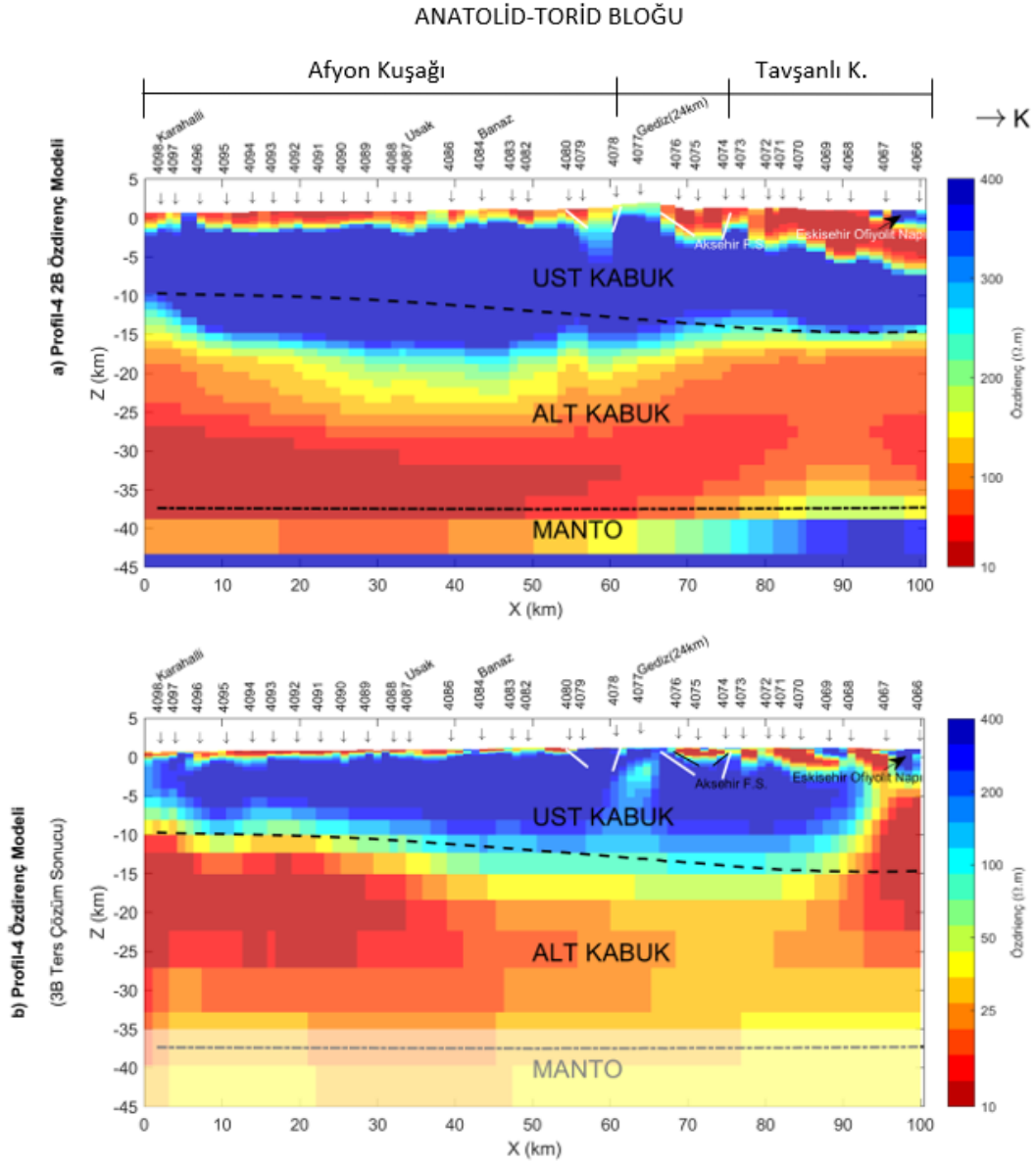
Sonucu profil için yorumlanmış 2B (Candansayar vd. ,2011) ve 3B ters çözüm sonuçları çizdirilmiştir (Şekil 3.22). Bu profil sırasıyla Karahallı, Uşak, Banaz, Gediz üzerinde bir doğrultuda ilerlemektedir. Anatolid-Torid Bloğu, Afyon Kuşağı ve Tavşanlı Kuşağını kesin bu profil, iki kuşağın arasında Akşehir Fay Sistemini kesmektedir. Bu fay sistemi 2B özdirenç modelinde “4080” ve “4078” istasyonları arasında beyaz çizgilerle sınırlandırılmıştır. 3B özdirenç modelinden alınan kesitte ise

yaklaşık 1.5 km daha kuzeyde başlayıp 2 km daha güneyde olacak şekilde sınırlanmıştır.

Tavşanlı Kuşağında yer alan “4067” ve “4068” istasyonları arasında Eskişehir Ofiyolit Napı yer almaktadır. Bu yapı hem 2B ters çözüm sonucunda daha geniş ve sığ, 3B ters çözüm sonucunda ise daha dar ve derindir.

3B sonucunda üst kabuk-alt kabuk sınırı manyetik verileri ile uyum içerisindedir. Bu sınır 2B sonuçlarında yaklaşık 5 km farklılık göstermektedir. Alt kabuk-manto sınırı ise 2B öz direnç modelinde belirgin olup 3B’de ise bu sınırdaki kısmen bir değişim olduğu söylenebilir.

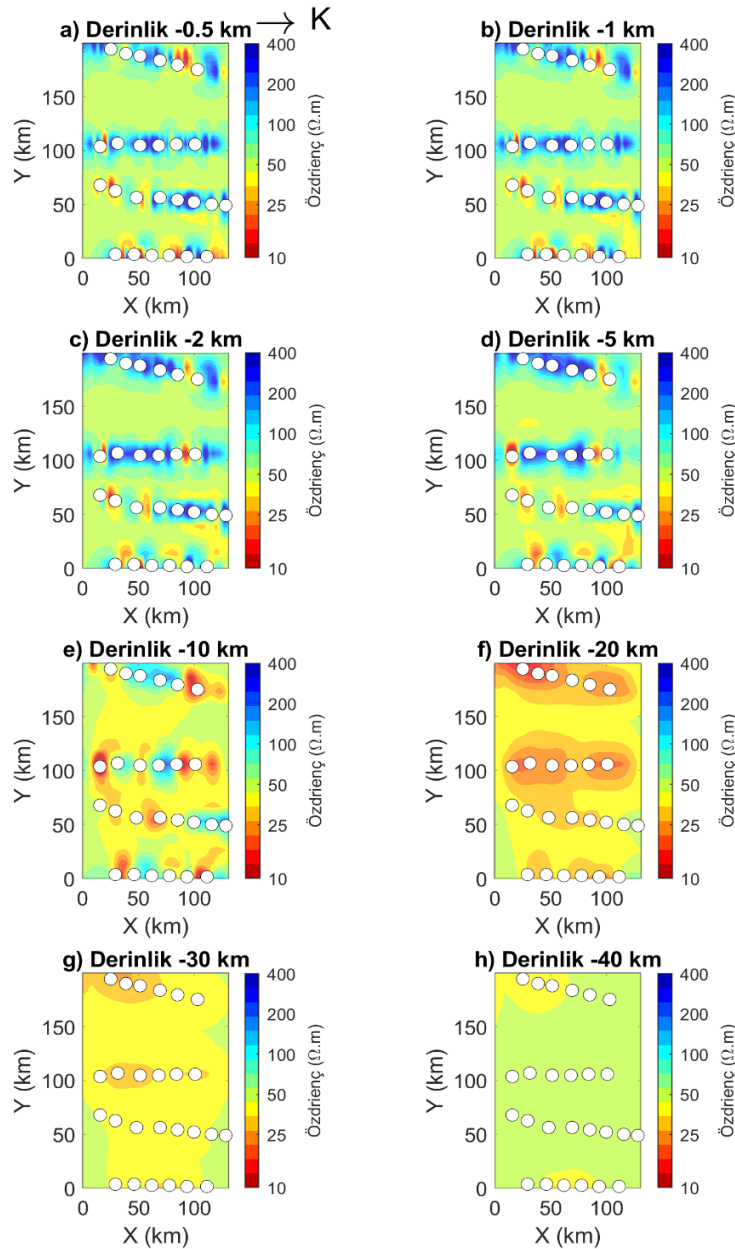




Şekil 3.22 a) Profil-4 yorumlanmış 2B özdirenç modeli (Candansayar vd. 2011) b) 3B ters çözüm sonucu Profil-4 doğrultusu boyunca alınan xz-kesiti

ModEM kullanılarak elde edilen 3B özdirenç modelleri 0.5, 1, 2, 5, 10, 20, 30 ve 40 km derinlikler için X-Y kesitleri olarak çizdirilmiştir (Şekil 3.23). Burada diğer çizdirilen modellerden farklı olarak yorumlamada kolaylık sağlaması açısından modellere yumuşatma (smoothing) uygulanmıştır. Profillerin başlangıç ve bitiş noktaları aynı olmadığı için profillerin aynı alanda gösterebilmek amacıyla X doğrultusunda yaklaşık olarak başa ve sona 10-15 km eklenerek çizdirilmiştir. Yüzeyle en yakın olan 0.5 km derinlik kesitinde istasyon konumları ve kuzey yönü yer almaktadır. Kesitleri

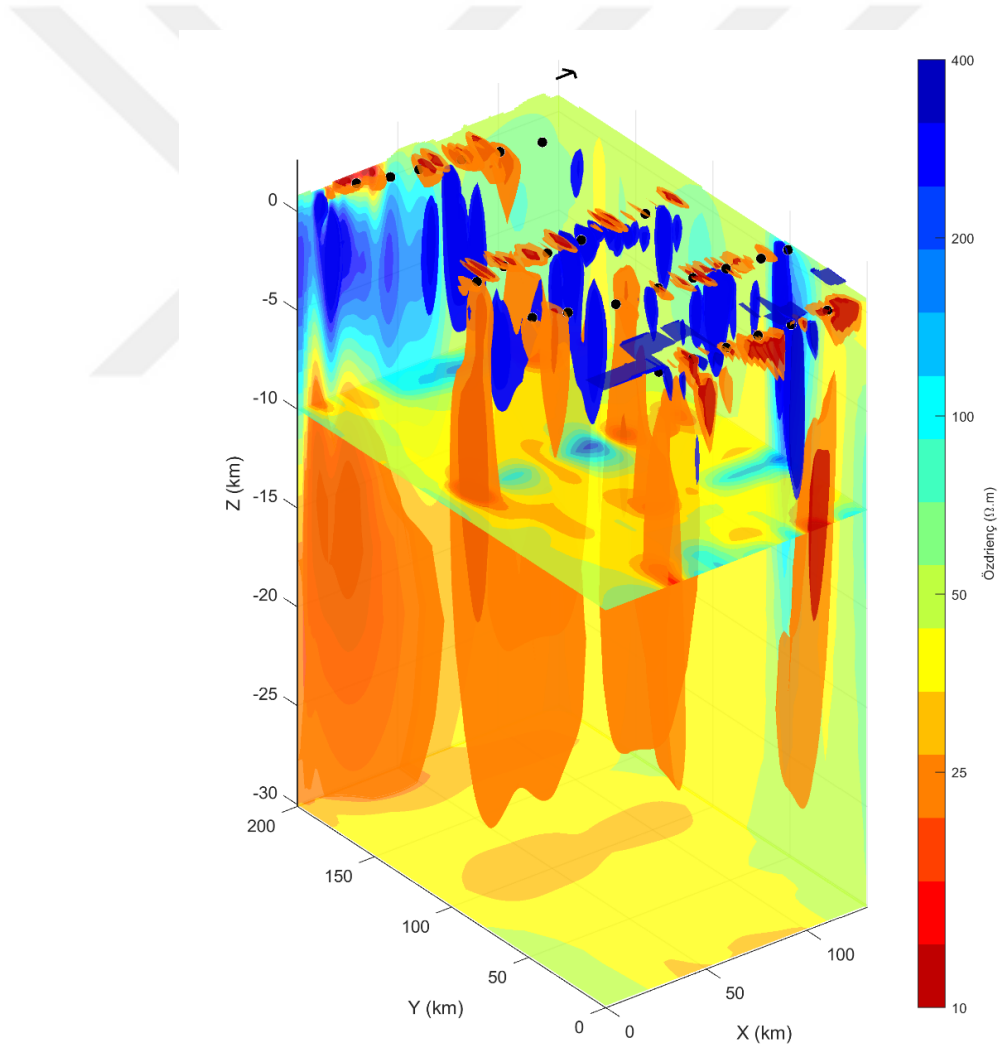
kapatmaması amacıyla 5 istasyonda bir çizdirilmiştir. Profiller arası mesafe ortalama 50 km olduğu için profiller arasındaki yapılar çözülmemiştir. Yanal ayrımlılığın artması için profiller arası mesafenin azaltılması gerekmektedir. Profiller için çizdirilen X-Z kesitlerinde 40 km derinlikten sonra neredeyse homojen olan öz direnç değişimi X-Y derinlik kesitinde gözükmemektedir. 2B ve 3B ters çözüm sonuçlarında 45 km derinlikten sonra öz direnç değişimi gözlenmemektedir.



Şekil 3.23 3B ters çözüm sonucu a) -0.5 km b) -1 km c) -2 km d) -5 km e) -10 km f) -20 km g) -30 km h) -40 km derinlik kesitleri. Beyaz daireler, her beş MT istasyonundan birisinin yerini göstermektedir.

Belirli derinliklerin ve doğrultuların birbirini kesecek şekilde çizdirilmesi yapıların devamlılığının gözlenmesinde 3B modellerde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu tür kesitlerin belirli bir değer için hacimsel eş yüzey (isosurface) ile birlikte çizimi efektif bir 3B görüntü oluşturmaktadır. Bu tür çizimler 3B jeofizik çalışmalar yaygın olarak kullanılmaktadır.

10, 25, 300 ve 400 $\Omega.m$ öz direnç değerleri için hacimsel eş yüzeyler, x yönünde 130. Km, y yönünde 200. Km ve 10 ve 30 km derinliklerle (z yönünde) birlikte çizdirilmiştir (Şekil 4.24). Burada ok işareti kuzeyi göstermektedir. İstasyonlar ise “x” olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.24 3B ters çözüm sonucu 10, 25, 300 ve 400 $\Omega.m$ için hacimsel eş yüzeyler, yatay ve dikey kesitler

Özdirenç modellerinde (2B ve 3B) üst kabuk yalıtkan ve alt kabuk iletken olarak görülmektedir. 2B modellerde üst kabuk-alt kabuk sınır yaklaşık 15-20 km olarak gözükmetedir (Candansayar vd. 2011). 3B model üzerinde alınan profil kesitlerinde ise üst kabuk-alt kabuk sınır yaklaşık 10-15 km'dir. Bu sınır manyetik verilerinden elde edilen Curie derinliği ile 2B sonuçlarından daha iyi çözülmüştür.

Alt kabuk ve manto sınırı özdirenç farklılığından ayırt edilebilir olup bu farklılık 2B sonuçlarında daha belirgindir. Alt kabuk iletken iken, üst manto yalıtkan olarak görülmektedir. 2B ters çözümlerinde sediman örtü özdirenç değeri yaklaşık 50 $\Omega.m$ olup ortalama 1.5 km derinliktedir. Üst kabuğun özdirenç değeri yaklaşık 400 $\Omega.m$ olup ortalama 15 km derinliktedir. Alt kabuğun özdirenç değeri yaklaşık 10 $\Omega.m$ ve ortalama 25 km derinlikte yer almaktadır. Üst manto ise 400 $\Omega.m$ özdirençli ve yaklaşık 35 km derinden itibaren sınırı gözükmetedir.

4. SONUÇLAR

Araştırma bölgesinde içerisinde (Eskişehir, Ankara-Polatlı, Konya-Akşehir ve Uşak) toplanan MT verilerinin 2B ve 3B ters çözüm sonuçları gösterilmiştir (Şekil 3.6-22). 3B ters çözüm sonuçları 2B ters çözüm sonuçları ile karşılaştırmak amacıyla profillerin konumlarında kesitler çizdirilmiştir. 2B ters çözüm sonuçlarında jeolojik yapıların çoğunluğu 3B sonuçlarında daha sık şekilde çözülmüştür. Profillerin kestiği fayların konumları arasındaki farklılıklar 2B ve 3B ters çözüm sonuçları için karşılaştırılmış ve farklılıklar ortaya konulmuştur. Genel olarak 3B ters çözümün 2B ters çözüme göre yanal yönde değişimi göstermesi beklenilmektedir. Ancak 3B ters çözüm sonucunda yanal ayrımlılık fazla değildir. Farklı derinlikler için çizilen kesitlerde bu açıkça görülmektedir (Şekil 3.23). Bunun nedeni istasyonlar arası mesafe 3 km olup profiller arası mesafe 50 km' den fazla olmasıdır.

Yanal ayrımlılığı arttırmak için profiller arası mesafe azaltılmalıdır. Ayrıca model ağı oluşturulurken istasyonların aynı bloğa denk gelmemesi ve sayısal hatadan kaçınmak için arttırılan blok sayısı profiller arası blok sayısını da arttırdığı için yanal yönde çözümü etkilemiştir. Ters çözümde seçilen düzgünleştirici parametre değeri ($\lambda = 1$) çözüme herhangi bir yumuşatma etkisi katmamakta ve profiller doğrultusunda keskin sonuçlar edilmesini sağlamaktadır. Bu nedenle ters çözüm algoritması profiller arasını çözememiştir. Farklı düzgünleştirici parametre değerleri ile modeller daha yumuşak olarak çözülebilir. Buna alternatif olarak profillerdeki istasyon sayısını seyrekletirmek, istasyonlar ve profiller arası mesafeye azaltacağından, modeldeki blok boyutları artacaktır. Bu şekilde daha kaba ama yanal ayrımlılığı olan bir çözüm elde edilebilir.

Genel olarak 2B modellerde ana tektonik kuşak sınırları gözükmemektedir. Üst-alt kabuk sınırı belirlenmiştir. Kabuk-manto arası üst sınır kısmen belirlenmiştir. Neojen havza geometri ve derinlikleri elde edilmiştir. Gömülü fay sistemlerinin yerleri ve uzanımları belirlenmiştir. Anatolid-Torid bloğu sınırları, Afyon ve Tavşanlı kuşakları sınırları ve derinliği modellerde gözükmemektedir. ModEM programı kullanarak elde edilecek 3B ters çözüm sonuçlarının, ana tektonik zonları, 2B ters çözüm sonuçlarından daha belirgin gösterdiği görülmektedir. Özellikle 3B ters çözüm sonuçları manyetik verilerinden elde

edilen Curie derinliği ile uyum içerisinde. 2B ters çözüm sonuçlarında belirgin olan alt kabuk-manto sınırı 3B ters çözüm sonuçlarında fazla belirgin değildir. Bunun temel nedeni 3B ters çözümde 1000 saniye periyoda kadar olan verinin kullanılmasıdır. 2B ters çözümde 3000 saniyeye adar olan veriler kullanılmıştır. Ancak gravite ve manyetik verileri ile birlikte yorumlandığında bu sınır belirlenebilmektedir.

3B ters çözüm uygulamasındaki en büyük sorunlardan bir tanesi, toplanan MT verilerinin tamamının çözümüne birlikte sokulması nedeniyle kişisel bilgisayarların donanımının yetersiz kalmasına neden olmaktadır. Bu tür verilerin ters çözümü için yüksek çekirdekli sunuculara veya iř istasyonlarına ihtiyaç duyulmaktadır. Yüksek kapasiteli donanımlarda bile 3B ters çözüm süresi 2B ters çözümüne göre fazla olması 2B ters çözümün daha yaygın olarak kullanılmasına neden olmaktadır. 3B ters çözüm için doğru parametrelerin seçimi ile daha optimum çözümler elde edilebilmektedir. Elde edilen sonuçlar 3B ters çözüm yapı derinliklerinin belirlenmesinde daha başarılı olduğunu göstermektedir. Ayrıca 3B dağılımının olduğu bir ortamda 2B ters çözüm sonuçları yapıların doğru konumlarını göstermeyecektir.

3B ters çözüm ile 2B ters çözüm arasında özellikle fay yapılarının konumlarındaki farklılıkların bu etkiden kaynaklandığı düşünölmektedir. Fayların farklı konumlarda bulunmasının nedenlerinden biri de sabit kayma etkisinin giderilmemesi olduğu düşünölmektedir. Bunlara ek olarak 3B modelde gözlenemeyen bazı fayların, konumlarındaki istasyonlara uygulanan yumuşatma veya atılan noktalar sonucunda verinin o kısımlarının yetersiz kalması da fayların özölmemesine neden olabilir.

KAYNAKLAR

- Avdeev, Dmitry B., 2005. Three-dimensional electromagnetic modelling and inversion from theory to application. *Surveys in Geophysics* 26.6: 767-799.
- Avdeeva, A. & Moorkamp, M. & Avdeev, Dmitry & Jegen, M. & Miensoopust, Marion. 2015. Three-dimensional inversion of magnetotelluric impedance tensor data and full distortion matrix. *Geophysical Journal International*. 202. 10.1093/gji/ggv144.
- Bahr K. 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics* 62: 119–27
- Becken, M., & Ritter, O. 2012. “Magnetotelluric studies at the San Andreas Fault Zone: implications for the role of fluids”. *Surveys in geophysics*, 33(1), 65-105.
- Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P. A., & Weckmann, U. 2011. “Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault”. *Nature*, 480(7375), P 87-90.
- Becken, M., Ritter, O., Park, S. K., Bedrosian, P. A., Weckmann, U., & Weber, M. 2008. “A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield, California”. *Geophysical Journal International*, 173(2), 718-732.
- Berdichevsky, M.N., 1999. Marginal notes on magnetotellurics, *Surveys in Geophysics* 20(3–4), 341–37.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I., 2008. *Models and methods of magnetotellurics*. Springer Science & Business Media.
- Bertrand, E. A., Caldwell, T. G., Hill, G. J., Wallin, E. L., Bennie, S. L., Cozens, N., & Wameyo, P. (2012). Magnetotelluric imaging of upper-crustal convection plumes beneath the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 39(2).
- Bertrand, E., Unsworth, M., Chiang, C. W., Chen, C. S., Chen, C. C., Wu, F. & Hill, G. 2009. “Magnetotelluric evidence for thick-skinned tectonics in central Taiwan”. *Geology*, 37(8), 711-714.
- Brown, C. 2016. Magnetotelluric tensors, electromagnetic field scattering and distortion in three-dimensional environments, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 7040-7053.
- Cagniard L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, V.18, P. 605-635.
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor, *Geophysical Journal International*, 158, 457-469.
- Candansayar, M. E. 2002. Sönümlü en küçük kareler ve eşlenik türev algoritmalarının ardışık kullanımı ile manyetotellürik verilerin düzgünleştiricili iki-boyutlu ters çözümü. 7-10.
- Candansayar, M. E., C. Kaya, N. Konak, A.R. Kılıç, Ü. Dikmen, vd. 2009. “Investigation of crustal structure along Zonguldak-Akşehir transect with magnetotellurics method”. 2nd International Symposium on the Geology of the

Black Sea Region, Congress Center of MTA Ankara, TURKEY, 5-9 October 2009.

- Candansayar, M. E., C. Kaya, Ü.Dikmen v.d. 2010 “Crustal structure of Northwestern Turkey, revealed by magnetotelluric surveys with the help of Seismology, Gravity and Magnetic Data”. IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth 20th Workshop Abstract, Giza, Egypt , September 18-24, 2010.
- Candansayar, M.E. vd. 2012. “Deep Crustal Structure of Thrace Region Revealed by 2D Inversion of Magnetotelluric Data”. Extended Abstract, 21st EM Induction Workshop, Darwin, Australia, July 25-31, 2012.
- Candansayar, M.E., 2008. Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms. *Geophys. Prospect.* 56, 141–157. doi:10.1111/j.1365 2478.2007.00668.
- Candansayar, M.E., Kaya C., Gürer A., v.d., 2008. "NW_Anatolia_CSGM Project: an investigation of N-W Anatolian Crust Structure by using Geophysical Methods". IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth, Beijing, China, October 23- October 29, 2008.
- Candansayar, M.E., Kaya C., Yılmaz, H., vd. 2011. Kuzey Batı Anadolunun Derin Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle Araştırılması Ve Bölgenin Depremselliği Açısından Yorumlanması. TÜBİTAK 1007 KAMAG projesi (01.07.2006-04.08.2011).
- Chave, A., & Jones, A., 2012, Introduction to the magnetotelluric method. In A. Chave & A. Jones (Eds.), *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*, Appendix 4 Magnetotelluric Electromagnetic Methods, Cambridge: Cambridge University Press, P. 1-16.
- Chave, A.D. and Smith, J.T.: 1994, On electric and magnetic galvanic distortion tensor decomposition, *J. Geophys. Res.* 99, 4669–4682.
- Cherevatova, M., Smirnov, M., Korja, T., Kaikkonen, P., Pedersen, L. B., Hübert, J., .. & Kalscheuer, T., 2014. Crustal structure beneath southern Norway imaged by magnetotellurics. *Tectonophysics*, 628, 55-70.
- deGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990. Occam’s inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55, 1613–1624. doi:10.1190/1.1442813.
- Erdoğan, E. 2018. Gediz Grabeni Jeotermal Yapısının Manyetotellürik Verilerin 2B Ve 3B Ters Çözümü ile Araştırılması. 12-17.(Doktora Tezi, Yayınlanmamış).
- Erdoğan, E. and M. Emin Candansayar, 2017. "The conductivity structure of the Gediz Graben geothermal area extracted from 2D and 3D magnetotelluric inversion: Synthetic and field data applications." *Geothermics* 65 (2017): 170-179.
- Garcia, X., Boerner, D., Pedersen, L.B. 2003. Electric and magnetic galvanic distortion decomposition of tensor CSAMT data. Application to data from the Buchans Mine (Newfoundland, Canada), *Geophysical Journal International*, 154, 957-969.
- Göncüoğlu MC, Yalınz MK and Tekin U.K (2006b) Geochemical features and radiolarian ages of volcanic rocks from the Izmir-Ankara Suture Belt, western

- Turkey. Mesozoic ophiolite belts of the northern part of the Balkan Peninsula, International Symposium, Belgrade-Banja Luka, p. 41–44.
- Göncüoğlu MC, Yalınz MK, Tekin UK (2006a) Geochemistry, tectonomagmatic discrimination and radiolarian ages of basic extrusives within the Izmir-Ankara Suture Belt (NW Turkey): time constraints for the Neotethyan evolution. *Ofioliti* 31,25–38.
- Göncüoğlu, M.C., 2010. Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic evolution of the pre-Alpine and Alpine Terranes. MTA, 1-69.
- Jones, A. 2012. Distortion of magnetotelluric data: Its identification and removal, *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*, Cambridge: Cambridge University Press, 219-302.
- Jones, A.G., 2011. Three-dimensional galvanic distortion of three-dimensional regional conductivity structures: Comment on “Three-dimensional joint inversion for magnetotelluric resistivity and static shift distributions in complex media” by Yutaka Sasaki and Max A. Meju, *Journal of Geophysical Research*, 116, B12104.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K., 1977. Two-dimensional magnetotelluric inversion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 50, 333–352. doi:10.1111/j.1365-246X.1977.tb04177.x
- Karcioğlu, G., Tank, S. B., Gürer, A., Çiftçi, E. T., Kaya, T., & Tunçer, M. K., 2013. Upper crustal electrical resistivity structures in the vicinity of the Çatalca Fault, Istanbul, Turkey by magnetotelluric data. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57(2), 292-308.
- Kaya, C., 2010. Deep crustal structure of northwestern part of Turkey. *Tectonophysics*, 489(1), 227-239.
- Kaya, T., Kasaya, T., Tank, S. B., Ogawa, Y., Tunçer, M. K., Oshiman, N. & Matsushima, M., 2013. Electrical characterization of the North Anatolian Fault Zone underneath the Marmara Sea, Turkey by ocean bottom magnetotellurics. *geophysical journal international*, ggt025.
- Kaya, T., Tank, S. B., Tunçer, M. K., Rokoityansky, I. I., Tolak, E., & Savchenko, T., 2009. Asperity along the North Anatolian Fault imaged by magnetotellurics at Düzce, Turkey. *Earth, planets and space*, 61(7), 871-884.
- Kelbert, A., Egbert, G. D., 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophysical Journal International*, Volume 189, Issue 1, April 2012, Pages 251–267, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x>
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., & Tandon, K. 2014. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66, 40-53.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C., 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford.
- Keller, V.G., 1988. Physical Laws, Electromagnetic Induction and Rock Properties. *Soc. Explor. Geophys. Electromag*, 13–51.
- Ketin, I., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: *MTA Derg.*, 66, 23-34, Ankara.
- Ketin, I., 1976. A comparison between the San Andreas and the North Anatolian Faults. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19(2), P. 149-154.

- Konak N. and Çakmakçođlu A. 2009. The Late Cretaceous–Early Tertiary Events in Menderes Massif and Tavas Nappe. 62nd Geological Kurultai of Turkey.
- Mackie, R.L., Smith, J.T. and Madden T.R. 1994. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: The magnetotelluric example, *Radio Science*, 29, 923-935.
- Mitsuhata, Yuji, Koichi Matsuo, and Masato Minegishi. "Magnetotelluric survey for exploration of a volcanic- rock reservoir in the Yurihara oil and gas field, Japan." *Geophysical Prospecting* 47.2 (1999): 195-218.
- Newman, G.A. and Alumbaugh, D.L. 2000. Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients, *Geophysical Journal International*, 140, 410- 424.
- Okay, A. I., Şengör, A. M. C, Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, 22,267-270.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75,181-241.
- Okay, A.I., 1985, Metamorphic belts in northwest Anatolia (in Turkish). In: *Ketin Symposium Book*, Publication of the Geological Society of Turkey, Ankara, 83-92.
- Okay, A.I., 2008; *Geology of Turkey: A synopsis*. *Anschnitt*, 21, 19-42.
- Okay, A.I., Tüysüz, O. 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. Durant, B., Jolivet, F., Horvath, F., Seranne, M. (ed.). *The Mediterranean basin: Tertiary extension within the Alpine orogen*. *Geological Society Special Publication* 156, 475–515.
- Pankratov, O.V. and Kuvshinov, A.V. 2010. Fast Calculation of the Sensitivity Matrix for Responses to the Earth's Conductivity: General Strategy and Examples, *Physics of the Solid Earth*, 46, 788-804.
- Park, S.K. 1983. Three-Dimensional Magnetotelluric Modelling and Inversion 1983. Massachusetts Institute of Technology, PhD. thesis.
- Patro, Prasanta K. "Magnetotelluric studies for hydrocarbon and geothermal resources: Examples from the Asian region." *Surveys in Geophysics* 38.5 (2017): 1005-1041.
- Ren, Z., Kalscheuer, T., Greenhalgh, S. and Maurer, H. 2014. A hybrid boundary element-finite element approach to modelling plane wave 3D electromagnetic induction responses in the earth: *Journal of Computational Physics*, 258, 705-717.
- Ren, Z., Kalscheuer, T., Greenhalgh, S. and Maurer, H. 2013. A goal-oriented adaptive finite-element approach for plane wave 3-D electromagnetic modelling, *Geophysical Journal International*, 194(2), 700-718.
- Robertson, K., Thiel, S. & Meqbel, N. 2020. Quality over quantity: on workflow and model space exploration of 3D inversion of MT data. *Earth Planets Space* 72, 2(2020). <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1125-4>
- Rodi, W. and Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics* 66, 174–187. doi:10.1190/1.1444893
- Sasaki, Y. 2001. Full 3-D inversion of electromagnetic data on PC, *Journal of Applied Geophysics*, 46, 45-54.

- Siripunvaraporn W., G. Egbert, Y. Lenbury and M. Uyeshima, 2005a, Three-Dimensional Magnetotelluric: Data Space Method, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 3-14.
- Siripunvaraporn W., G. Egbert and M. Uyeshima, 2005b, Interpretation of 2-D Magnetotelluric Profile Data with 3-D Inversion: Synthetic Examples, *Geophys. Jour. Inter.*, 160, 804-814.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., Lenbury, Y., & Uyeshima, M. 2005. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. *Physics of the Earth and planetary interiors*, 150(1), 3-14.
- Şengör, A. M. C., Satır, M., and Akkök, R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- Smith, J.T. and Booker, R.B. 1991. Rapid Inversion of Two- and Three-Dimensional Magnetotelluric Data, *Journal of Geophysical Research*, 96, 3905-3922.
- Tank, S. B., 2012. Fault zone conductors in Northwest Turkey inferred from audio frequency magnetotellurics. *Earth, planets and space*, 64(9), 729-742.
- Tank, S. B., Honkura, Y., Ogawa, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tunçer, M. K., & Işıkara, A. M., 2005. Magnetotelluric imaging of the fault rupture area of the 1999 Izmit (Turkey) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1), 213-225.
- Tikhonov, A. N., 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the earth's crust: *Dok. Akad. Nauk. SSSR*, 73, 295-297.
- Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Y., 1977. *Solution of ill-posed problems*. V.H. Winst. Sons.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F., & Çağlar, İ. 2015. Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 241, 1-14.
- Türkoğlu, E., Unsworth, M., Çağlar, İ., Tuncer, V., & Avşar, Ü., 2008. Lithospheric structure of the Arabia-Eurasia collision zone in eastern Anatolia: Magnetotelluric evidence for widespread weakening by fluids?. *Geology*, 36(8), 619-622.
- Ulugergerli, E. U., Seyitoğlu, G., Başokur, A. T., Kaya, C., Dikmen, U., & Candansayar, M. E., 2007. The geoelectrical structure of northwestern Anatolia, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 164(5), 999-1026.
- Varilsuha, Deniz, 2019, Sonlu farklar ve sonlu elemanlar melez düz çözümü ile MT verilerinin hızlı 3B ters çözümü / Fast three dimensional inversion of Magnetotelluric data based on finite difference and finite element hybrid forward modeling. (Doktora Tezi, YÖK Tez No: 595843)
- Varilsuha, Deniz, and Mehmet Emin Candansayar, 2018. "3D magnetotelluric modeling by using finite-difference method: Comparison study of different forward modeling approaches." *Geophysics* 83.2 (2018): WB51-WB60.
- Zeng, S., Hu, X., Li, J., Xu, S., Fang, H., & Cai, J., 2015. Detection of the deep crustal structure of the Qiangtang terrane using magnetotelluric imaging. *Tectonophysics*, 661, 180-189.