



**KÖROĞLU KALDERA SİSTEMİ ERİYİK MAĞMA KISIMLARININ İKİ
BOYUTLU MANYETOTELLÜRİK ÖZDİRENÇ MODELLERİ İLE
BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Muzzammil AL MACKY

Danışman

Doç. Dr. Can BAŞARAN

İkinci Danışman

Öğr. Gör. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Haziran 2025

AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**KÖROĞLU KALDERA SİSTEMİ ERİYİK MAĞMA
KISIMLARININ İKİ BOYUTLU MANYETOTELLÜRİK
ÖZDİRENÇ MODELLERİ İLE BELİRLENMESİ**

Muzzammil AL MACKY

Danışman

Doç. Dr. Can BAŞARAN

İkinci Danışman

Öğr. Gör. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Haziran 2025

TEZ ONAY SAYFASI

Muzzammil AL MACKY tarafından hazırlanan “KÖROĞLU KALDERA SİSTEMİ ERİYİK MAĞMA KISIMLARININ İKİ BOYUTLU MANYETOTELLÜRİK ÖZDİRENÇ MODELLERİ İLE BELİRLENMESİ” adlı tez çalışması lisansüstü eğitim ve öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca 23 / 06 / 2025 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından **oy birliği** ile Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : Doç. Dr. Can BAŞARAN

İkinci Danışman : Öğr. Gör. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM

Başkan : Prof. Dr. Ömer ELİTOK
Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Üye : Doç. Dr. Can BAŞARAN
Afyon Kocatepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Özlem HACIOĞLU
Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi

Afyon Kocatepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu’nun
..... / / tarih ve
..... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

.....
Prof. Dr. Bekir YALÇIN

Enstitü Müdürü

BİLİMSEL ETİK BİLDİRİM SAYFASI
Afyon Kocatepe Üniversitesi

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

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

beyan ederim.

24 / 06 / 2025

İmza

Muzzammil Al MACKY

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

KÖROĞLU KALDERA SİSTEMİ ERİYİK MAĞMA KISIMLARININ İKİ BOYUTLU MANYETOTELLÜRİK ÖZDİRENÇ MODELLERİ İLE BELİRLENMESİ

Muzzammil AL MACKY

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Can BAŞARAN

İkinci Danışman: Öğr. Grv. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM

Köroğlu Kalderası'nın yer altı magmatik yapısı hakkında, özellikle kısmi ergime zonları ve olası artık magma rezervuarlarının varlığına ilişkin bilgiler oldukça sınırlıdır. Bu eksikliği gidermek amacıyla bu çalışma, yer altı kaldera ve kubbe gibi jeolojik yapıların belirlenmesi, ters çözümle elde edilen rezistivite modelleri üzerinden Rhyolite-MELTS termodinamik yaklaşımıyla eriyik oranı ve rezervuar geometrisinin tahmin edilmesi ve derin magmatik sistemin potansiyel jeotermal ısı kaynağı olarak değerlendirilmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir. Çalışma kapsamında, kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu dört profil boyunca yaklaşık 2–3 km aralıklarla yerleştirilen 36 geniş bantlı magnetotellurik (MT) istasyonundan zaman serisi verileri toplanmıştır. 0,032 ile 1000 saniye arasındaki periyotları kapsayan veriler, iki boyutlu rezistivite modellerine dönüştürülmüştür. Elde edilen modeller, yüzeye yakın dört adet iletken zon (C1–C4) ve daha derinlerde yer alan bir iletken gövdeyi (C5) ortaya koymaktadır. Bu sık iletken yapılar, hidrotermal akışkan yolları ve alterasyon zonları ile ilişkili olarak değerlendirilmiştir. C5 olarak adlandırılan derin iletken zon, 6–11 km derinlik aralığında, 5–10 $\Omega \cdot m$ öz direnç değerleriyle, 1–3 numaralı profillerde gözlemlenmiştir. Rhyolite-MELTS yazılımıyla yapılan termodinamik modelleme sonuçları, bu zonun kısmen kristalleşmiş felsik bir eriyik rezervuarı olduğunu ve %8,6–25 arasında eriyik fraksiyonuna, 740–846 °C sıcaklık aralığına ve %1–6 arasında çözünmüş su içeriğine sahip olabileceğini göstermektedir. Bölgedeki graben yapılarının, derin kökenli

hidrotermal akışkanların yükselmesine olanak tanıyan geçirgen yollar sunduğu düşünülmektedir. Bu bağlamda, C5 zonu, Afyonkarahisar bölgesindeki aktif jeotermal sistem için potansiyel bir ısı kaynağı olarak değerlendirilmektedir.

2025, x + 91 sayfa

Anahtar Kelimeler: Köroğlu Kalderası, Manyetotellürik, kısmi ergime, ters çözüm, Rhyolite-MELTS modellemesi



ABSTRACT

M.Sc. Thesis

DETERMINATION OF MOLTEN MAGMA PARTS OF THE KOROGLU CALDERA SYSTEM USING TWO-DIMENSIONAL MAGNETOTELLURIC RESISTIVITY MODELS

Muzzammil AL MACKY

Afyon Kocatepe University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Can BAŞARAN

Co-Supervisor: Dr. Özcan ÖZYILDIRIM

Subsurface magmatic conditions beneath the K ro lu Caldera remain poorly understood, particularly regarding the presence of partial melt zones and potential residual magma reservoirs. To address this gap, the present study aims to identify subsurface geological structures such as calderas and domes, estimate melt fraction and reservoir geometry using resistivity models derived from magnetotelluric (MT) inversion, and evaluate the role of deep magmatic systems as potential geothermal heat sources. A total of 36 broadband MT stations were deployed along four northeast–southwest-oriented profiles at intervals of approximately 2–3 km. Time-series data covering periods between 0.032 and 1000 seconds were processed to construct two-dimensional resistivity models. These models revealed four near-surface conductive zones (C1–C4) and one deeper conductive body (C5). The shallow conductive features are interpreted as hydrothermal fluid pathways associated with alteration zones. The deeper conductor, referred to as C5, was identified in profiles 1 to 3 at depths between 6 and 11 km, with resistivity values ranging from 5 to 10 $\Omega\cdot\text{m}$. Thermodynamic modeling using the Rhyolite-MELTS software indicates that this zone likely represents a felsic melt reservoir undergoing partial crystallization, with melt fractions of 8.6–25%, temperatures between 740 and 846 $^{\circ}\text{C}$, and dissolved water contents ranging from 1% to 6% by weight. It is thought that graben structures in the region provide permeable pathways for the ascent of deep-sourced hydrothermal fluids. In this context, the C5 zone is considered a potential heat source for

the active geothermal system in the Afyonkarahisar region.

2025, x + 91 pages

Keywords: Koroglu kaldera, Magnetotelluric, partial melting, inversion, Rhyolite-MELTS modelingIn this research



TEŞEKKÜR

Bu araştırmanın konusu, deneysel çalışmaların yönlendirilmesi, sonuçların değerlendirilmesi ve yazımı aşamasında yapmış olduğu büyük katkılarından dolayı tez danışmanlarım Sayın Doç. Dr. Can BAŞARAN ve Öğr. Gör. Dr. Özcan ÖZYILDIRIM'a her konuda öneri ve eleştirileriyle yardımlarını gördüğüm hocalarıma ve arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Bu çalışma 121Y021 numaralı TÜBİTAK projesi tarafından desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederim.

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

Muzzammil Al MACKY
Afyonkarahisar 2025

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

ÖZET	i
TEŞEKKÜR	v
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	ix
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR BİLGİLERİ	3
2.1 Manyetotellürik Yöntem	3
2.1.1 Manyetotellürik yöntem tanımı	3
2.1.2 Manyetotellürik sinyalin kaynağı	4
2.1.3 Elektromanyetik alan	5
2.1.4 Manyetotellürik yöntemin temel teorisi	6
2.1.5 Manyetotellürik verilerin boyutluluğu	12
2.2 Jeofizik Verilerin Ters Çözümü	21
2.2.1 İki boyutlu MT modelleme	21
2.2.2 MT verilerinin 2B ters Çözümü	23
2.3 Eriyik Oranı Tahmini	26
2.3.1 Mağmatik sistemde yığın öz direnci	27
2.3.2 Riyolitik magma için termodinamik model (Rhyolite-MELTS)	28
2.4 Çalışma Alanının Jeolojisi	31
2.4.1 Bölgesel tektonik	31
2.4.2 Araştırma sahasının jeolojisi	33
2.4.3 Köroğlu Kalderası ve Seydiler İgnimbritleri	36
2.5 Kalderalarda Uygulanan Jeofizik Yöntemler	41
3. MATERİYAL ve METOT	44
3.1 Manyetotellürik Verilerin Ölçülmesi	44
3.2 MT Verilerin işlenmesi	46
3.3 MT Verilerin Ters Çözümü	48
3.4 MELTS Modeli ile Eriyik Kısım Değerinin Hesaplanması	52
4. BULGULAR	56
4.1 Boyutluluk Analizi	56
4.2 MT verilerinin 2B ters çözümü	60
4.2.1 Model Doğrultu 1	60
4.2.2 Model Doğrultu 2	62
4.2.3 Model Doğrultu 3	64
4.2.4 Model Doğrultu 4	66
4.3 Kısmi Erime Bölgesinin Yorumlanması	67
4.4 Riyolit-MELTS modellemesi kullanılarak eriyik kısmı tahmini	70
5. TARTIŞMA ve SONUÇ	75
6. KAYNAKLAR	78

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

ω	Açısal hız
J	Akım yoğunluğu
P	Başınç
η	Çarpıklık parametresi
G_{ij}	Çekirdek matrisi
∇	Del operatörü
E	Elektrik alanı
TE	Transvers Elektrik
ε	Elektriksel geçirgenlik
D	Elektriksel yer değiştirme
Z	Empedans
$\emptyset$	Eriyik oranı veya gözeneklilik oranı
e	Euler sayısı
φ	Faz
f	Frekans
G	Gibbs enerjisi
q	Hacimsel yük yoğunluğu
σ	İletken
CO_2	Karbondioksit
∂	Kısmi türev
λ^{-1}	Lagrange çarpanı
B	Manyetik akı yoğunluğu
H	Manyetik alanı
TM	Transvers Manyetik
μ	Manyetik geçirgenlik
m_j	Model parametresi
ρ	Özdirenç
$\Omega \cdot m$	Ohm.metre
K	Rotasyonel değişmez tensor
i	Sanal birim
T	Sıcaklık
H_2O	Su içeriği
χ^2	Uyumsuzluk seviyesi
d_i	Yanıt (ölçülen veri)

Kısaltmalar

ASİ	Alt Seydiler İğnimbriti
AFD	Ayrık Fourier Dönüşümü
ÇFZ	Çobanlar fay zone
DYM	Dijital yükseklik modeli
EDİ	<i>Electrical Data Interchange</i>
EM	Elektromanyetik
GB	Güney-Batı

GD	Güney-Doğu
HFZ	Halımoru fay zone
IşFZ	Işıklar fay zone
KB	Kuzey-Batı
KD	Kuzey-Doğu
MT	Manyetotellürik
MAL	<i>Modified archie law</i> (Değiştirilmiş Archie Yasası)
MVP	<i>Magma volatile phase</i> (Magmatik uçucu faz)
NLCG	<i>Non-linear Conjugate Gradient</i> (Doğrusal Olmayan Eşlenik Gradyan)
RMS	<i>Root Mean Square</i>
ÜSİ	Üst Seydiler İgnimbiriti
1B	Bir boyut



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Güneş rüzgarı ve manyetosfer arasındaki etkileşimden kaynaklanan elektrik yükü ayrışması ve manyetosfer şeklinin diyagramı.	4
Şekil 2.2 Elektromanyetik dalga kavramı	6
Şekil 2.3 MT sinyal frekansı ve toprak direncinin bir fonksiyonu olarak deri derinliği..	11
Şekil 2.4 Faz tensörü elipsinin ve β , α , $\Phi_{\min}$, ve, $\Phi_{\max}$ değişmezlerinin grafiksel gösterimi	17
Şekil 2.5 İki boyutlu bir jeoelektirik yapı için EM alanlarının konfigürasyonu.	22
Şekil 2.6 Riyolit-MELTS yazılım parametreleri kullanılarak termodinamik olarak kısıtlanmış yeni kütle öz direnci hesabı	30
Şekil 2.7 Türkiye'nin tektonik yapısı	33
Şekil 2.8 Çalışma alanının jeoloji haritası	35
Şekil 2.9 Seydiler ignimbiritlerin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti	39
Şekil 2.10 (a) Karadağ stratovolkanının basitleştirilmiş jeolojik haritası. (b) 3B ters çözüm sonucu L1 ve L2 hatlarının öz direnç kesiti.....	42
Şekil 2.11 (a) Çiftlik ovası, Kapadokya volkanik alanı, Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesindeki jeolojik yapılarla MT ölçüm noktalarının konumunu gösteren DYM haritası. (b) 3B ters çözüm sonucu elde edilen öz direnç modelinden L-L' öz direnç kesiti sonuçları	42
Şekil 2.12 (a) Kuzeydoğu Çin'deki Jingpohu monogenetik volkanik alanının (JMVF) topografik haritası ve MT ölçüm noktalarının dağılımı (b) 3B MT ters çözümünden elde edilen kavramsal model sonuçları.	43
Şekil 3.1 Manyetotellürik ölçü alım teknikleri (a) L düzeni ve (b) + düzeni.....	45
Şekil 3.2 MT ölçüm noktalarının arazideki konumu	45
Şekil 3.3 (a) 208 (b) 307 ve (c) 106 istasyonlarından alınan EDI verileri	47
Şekil 3.4 105 istasyon verilerinin maskeleme ve yuvarlatma öncesi (a) ve sonrası (b) karşılaştırması.....	48
Şekil 3.5 Tüm profillere uygulanan 2B ters çözümde kullanılan örnek başlangıç model ağı.	50
Şekil 3.6 (A) Profil 1, (B) profil 2, (C) profil 3 ve (D) Profil 4 boyunca ölçülen ve hesaplanan TE ve TM modu yapma kesitlerin karşılaştırılması.....	50

Şekil 3.7 Profil-1’de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil-1’de yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.....	51
Şekil 3.8 Profil-2 ‘de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil 2 yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.....	51
Şekil 3.9 Profil-3 ‘de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil 2 yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.....	52
Şekil 4.1 Geniş bant MT verileri için yerelektrik doğrultuların gül diyagramı gösterimi.	56
Şekil 4.2 Tüm istasyonlar ve tüm frekanslar için strike ve azimut açısının gül diyagramı şeklinde sunumu.....	57
Şekil 4.3 Dijital Yükseklik Modeli üzerinde manyetotellürik ölçüm istasyonlarının dağılımı.....	58
Şekil 4.4 0,1s, 1s, 10s, 100s ve 1000s periyotları için topografya üzerinde faz tensör elipsleri.....	59
Şekil 4.5 Doğrultu 1, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli.....	62
Şekil 4.6 Doğrultu 2, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli.....	64
Şekil 4.7 Doğrultu 3, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli.....	65
Şekil 4.8 Doğrultu 4, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli.....	67
Şekil 4.9 Araştırma alanına ait DYM haritası.....	68
Şekil 4.10 Araştırma bölgesindeki eriyik kısım bölgesinin 3B gösterimi.....	69
Şekil 4.11 Riyolit-MELTS parametre modeli, 225 MPa sabit basınç için doymamışlık rejiminde hesaplanan yığın öz direnç konturlarıyla birlikte gösterimi.....	73

1. GİRİŞ

Mağma, yerkabuğundaki yüksek sıcaklık ve basınç koşulları nedeniyle oluşan, ana oksit elementleri ve eser elementler içeren akkor halindeki silikat çözeltisidir (Best ve Christiansen 2001). Volkanik sistemlerde magma, volkanik patlamalar sürecinde ve kalderalar ve kubbeler gibi jeolojik yapıların oluşumunda önemli bir rol oynar ve jeotermal sistemler için ana ısı kaynağı olarak rol oynar.

Yeraltı magmatik sistemlerini incelemeye yönelik birçok jeofizik yöntem kullanılır. Bu yöntemlerden biri de doğal kaynaklı bir yöntem olan Manyetotellürik (MT) yöntemidir. (Heise vd. 2007; Didana vd. 2014; Peacock vd. 2015; Cordell vd. 2022; Jenkins vd. 2023). MT yöntem, yeraltı özdirenç yapısını belirlemek için Dünya'nın elektrik ve manyetik alanlarındaki doğal değişimleri ölçen pasif bir elektromanyetik yöntemdir (Vozoff 1991). Kayaçların elektriksel özdirenç, kısmi eriyik varlığından güçlü bir şekilde etkilenir. Katı kayaçlar genellikle yüksek özdirençle sahipken, kısmi eriyik ve çözünmüş suyun varlığı özdirençte önemli bir düşüşe neden olur (Gaillard vd. 2004; Pommier 2014). Bu nedenle, MT yöntem yerkabuğu içindeki kısmi erime bölgelerinin belirlenmesinde çok etkilidir.

Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesinde yer alan Köroğlu kalderası, büyük ölçekli ignimbritlerin püskürmesi ve ardından bir resürjan kubbenin oluşmasıyla meydana gelen volkanik bir yapıdır (Aydar vd. 1998). Bu çalışma, bölgedeki baskın volkanik kayacın riyolit olduğunu ve kaldera yapısının oluşumunun bölgedeki genişleme tektonik aktivitesinden etkilendiğini belirtmektedir. Köroğlu kalderasının altında kalan magma koşullarının izini sürmek, magmatik evrimin tarihini anlamanın yanı sıra Türkiye'nin en umut verici jeotermal arama alanlarından biri olarak bilinen Afyonkarahisar bölgesindeki jeotermal kaynak potansiyelini değerlendirmek için de kilit önem taşımaktadır. Mağma sistemlerindeki kısmi eriyik zonları, kısmi ayrışma süreci, kimyasal bileşimdeki değişiklikler ve volkanik patlama potansiyeli de dahil olmak üzere magma dinamiklerinin kontrolünde merkezi bir role sahiptir (Hildreth 2004). Buna ek olarak, kalderaların altında kalan kısmi eriyik, ikincil jeotermal sistemler için sürdürülebilir bir ısı kaynağı olabilir.

Bu çalışmada, MT verilerine iki boyutlu (2B) çözüm uygulanarak yeraltı özdirenç modeli oluşturulmuştur. Düşük özdirençli bölgeler, kısmi erime içeren alanlar olarak yorumlanmıştır. Daha sonra, mağmadaki eriyik kısım, sıcaklık ve çözünmüş su içeriği gibi parametreleri tahmin etmek için kullanılan MATLAB tabanlı bir program olan Rhyolite-MELTS yazılımı (Cordell vd. 2022) ile termodinamik modelleme yapılmıştır. Jeofizik ve petrolojik yaklaşımları birleştiren bu çalışma, Köroğlu Kalderası'nın altındaki mağma rezervuarının gerçek koşullarını tanımlamayı amaçlamaktadır. Çalışmanın odak noktası, kısmi erime içeren bölgelerin belirlenmesi, eriyik kısımlarındaki seviyelerin, sıcaklıkların ve sistemdeki su içeriğinin tahmin edilmesi ile mağma kütlelerinin şekli, derinliği ve fiziksel özelliklerinin analiz edilmesidir. Bu çalışmanın bulguları, sistemin Afyonkarahisar bölgesindeki jeotermal potansiyeli desteklemede ısı kaynağı olarak ne ölçüde işlev görebileceğini değerlendirmek için de kullanılmaktadır.

mağma rezervuarlarının özellikleri hakkında daha derin bir anlayış sağlaması beklenmektedir. Bununla kalmayıp, bu bulgular, bu tür sistemlerin jeotermal enerji potansiyelini destekleyen ısı kaynakları haline nasıl gelebileceğini de ortaya çıkarabilir. Afyonkarahisar ilinde bulunan Köroğlu Kalderası'nın konumu, Türkiye'nin jeotermal enerji geliştirme öncelikli bölgelerinden biri olması nedeniyle bu araştırmayı daha da önemli hale getirmektedir. Kalderanın altındaki mağma rezervuarının koşullarını anlayarak, bölgedeki jeotermal enerji kaynaklarının fizibilitesini ve sürdürülebilirliğini değerlendirebiliriz. Ayrıca, bu çalışmanın sonuçları, sadece kaldera ortamlarında değil, Batı Anadolu'daki diğer graben sistemlerinde de jeotermal keşifler için bir kılavuz görevi görebilir.

2. LİTERATUR BİLGİLERİ

2.1 Manyetotellürik Yöntem

2.1.1 Manyetotellürik yöntem tanımı

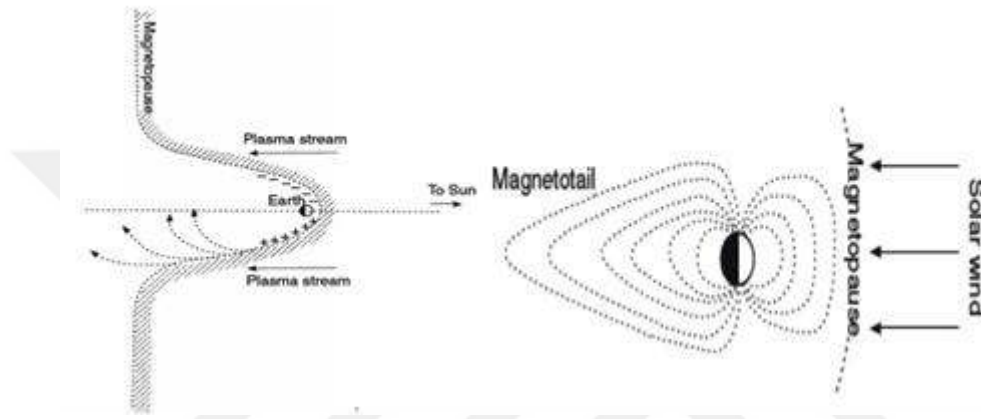
Manyetotellürik yöntemi, doğal elektromanyetik alanları kullanarak yeraltı öz direnç dağılımı elde etmek için kullanılan pasif bir jeofizik yöntemdir. Bu yöntem ilk olarak Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953) tarafından geliştirilmiş olup, yeraltı katmanlarının elektriksel özelliklerini belirlemek için yeryüzündeki elektrik ve manyetik alanların ölçülmesine ilişkin temel kavramları ortaya koymuştur. Doğal elektromanyetik alanlar yeryüzüne nüfuz eder ve kayaçların elektriksel öz direncine bağlı olarak değişikliklere uğrar. Elektrik ve manyetik alanlardaki değişiklikleri analiz ederek, yeraltının öz direnç yapısı haritalanabilir.

Manyetotellürik yöntemin temel prensibi, çeşitli frekanslarda elektrik alanı ile manyetik alan arasındaki oran olan empedansın hesaplanmasıdır. Yöntem, düşük frekanslar (0,001–1 Hz aralığı) onlarca kilometre derine nüfuz edebilirken, yüksek frekanslar (1–10.000 Hz aralığı) sığ tabakalar hakkında bilgi sağlar (Simpson ve Bahr 2005). Elde edilen veriler daha sonra veri işlem ve ters çözüm yapılarak 1B, 2B veya 3B öz direnç modelleri oluşturulur. Unsworth (2005; 2009)’a göre, bu yöntem jeotermal, mineral ve hidrokarbon kaynaklarının araştırılması ile tektonik ve volkanik çalışmalar için oldukça etkilidir.

MT yöntem, yapay enerji kaynaklarına bağlı olmadan jeolojik derin yapıları inceleyebilme avantajı sayesinde daha ekonomik ve çevre dostudur. Ancak bu yöntem, insan faaliyetlerinden kaynaklanan bozulmalara (antropojenik gürültü) ve yerel jeolojik koşulların değişikliklerine duyarlı olması gibi bazı zorluklarla karşı karşıyadır. Simpson ve Bahr (2005), MT verilerinin analizinin, elektromanyetik tepkilerin kapsamlı bir şekilde anlaşılmasının yanı sıra, modelleme sürecinde belirsizlik olasılığını azaltmak için uygun ters çözüm tekniklerinin uygulanmasını gerektirdiğini vurgulamaktadır. Tarihsel olarak, MT yöntemin gelişiminde, özellikle ölçüm cihazları ve veri işleme teknikleri açısından önemli ilerlemeler kaydetmiştir.

2.1.2 Manyetotellürik sinyalin kaynağı

Xiao (2004) göre, MT yöntem iki ana doğal elektromanyetik sinyal kaynağına sahiptir. Birincisi, genellikle ekvatorial bölgede sıkça meydana gelen yıldırım ve fırtına gibi atmosferik faaliyetler tarafından üretilen 1 Hz 'in üzerindeki frekanslara sahip elektromanyetik dalgalardır. Bu olaylar elektromanyetik alanda değişiklikler yaratır ve bu değişiklikler daha sonra Dünya'nın yüzeyine yayılır ve MT yöntemde kullanılan doğal kaynaklardan biri haline gelir (Çirkin 2007).



Şekil 2.1 Güneş rüzgarı ve manyetosfer arasındaki etkileşimden kaynaklanan elektrik yükü ayrışması ve manyetosfer şeklinin diyagramı, sırasıyla sol ve sağda gösterilmiştir (Simpson ve Bahr 2005).

İkinci kaynak, manyetosferdeki değişikliklerin neden olduğu Dünya'nın manyetik alanındaki dalgalanmalardan kaynaklanan 1 Hz frekansı altındaki sinyallerdir. Manyetosfer plazmadan oluşan karmaşık bir bölgedir ve sürekli olarak güneş rüzgarından gelen basınçtan etkilenir. Green'e (2003) göre, güneş rüzgarı dünyanın manyetosferiyle karşılaştığında, elektronlar ve protonlar zıt yönlerde saparak plazmada elektrik akımlarının artmasına ve manyetik alan etkilerinin oluşmasına neden olur. Manyetosfer ile güneş rüzgarı arasındaki sınır (manyetopoz), gelen güneş rüzgarının enerjisine bağlı olarak dinamik ve düzensiz bir şekilde hareket eder. Bu manyetopozda üretilen manyetik etkiler daha sonra Dünya yüzeyine nüfuz ettikçe zaman içinde değişir ve gözlemlenebilir.

Bu doğal elektromanyetik alan yeryüzüne ulaştığında, hava ve toprak katmanları arasındaki önemli direnç farkı nedeniyle yeryüzüne dikey olarak yayılır. Bu öz direnç

farkı, her iki alan bileşeninin, yani elektrik alanı ve manyetik alanın dikey sapmasına veya kırılmasına neden olur ve bunlar daha sonra yeryüzüne iletilir.

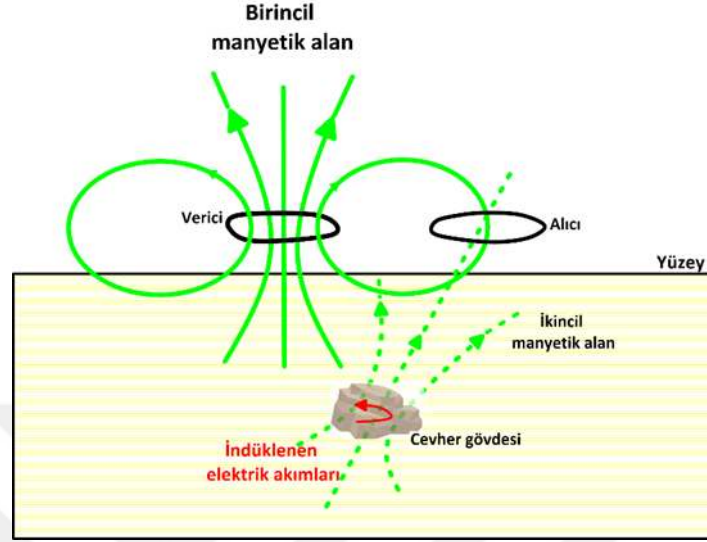
2.1.3 Elektromanyetik alan

MT yönteminin dayandığı elektromanyetik dalgalar, bu yöntemde birincil kaynak olan doğal elektromanyetik alan kavramıyla açıklanabilir. Şekil 2.2'de bu birincil elektromanyetik alanın atmosferden Dünya yüzeyine ulaşana kadar nasıl yayıldığı ve burada yüzey altı malzemelerle nasıl etkileşime girdiği gösterilmektedir. Elektromanyetik dalgalar yeryüzüne yayılırken, yüzeyin altındaki kayaların elektriksel özellikleri alanın iletilme ya da zayıflama şeklini etkiler (Unsworth 2009).

MT yöntemindeki kilit parametrelerden biri, yüzey altı ortamının elektriksel direncini temsil eden empedanstır. Bu empedans, elektrik alan ile karşılıklı dik manyetik alan arasındaki oran olarak tanımlanır. Bu öz direnç değeri sabit olmayıp, yeryüzüne giren elektromanyetik dalgaların frekansına bağlıdır. Başka bir deyişle, öz direnç elektromanyetik dalgaların frekansının veya periyodunun bir fonksiyonu olarak hesaplanabilir.

Dünya'nın manyetik alanının zamanla değiştiği ve bu değişimin çok küçük zaman ölçeklerinden çok büyük dönemlere kadar çok geniş bir zaman aralığını kapsadığı bilinmektedir. Elektromanyetik alan yeryüzüne yayılırken, cevher kütleleri veya yüksek elektrik iletkenliğine sahip jeolojik yapılar da dahil olmak üzere yeraltındaki iletken malzemelerle etkileşime girer. Bu etkileşim, malzeme içinde girdap akımları veya tellürik akımlar olarak bilinen elektrik akımlarını indükler. Bu akımlar daha sonra doğal kaynaktan gelen birincil elektromanyetik alana yanıt olarak ikincil bir elektromanyetik alan oluşturur. Dünya yüzeyinde, MT yönteminde kullanılan bir sensör veya alıcı, iki ana bileşenden oluşan toplam elektromanyetik alanı tespit edecektir: doğal kaynaklardan kaynaklanan birincil elektromanyetik alan ve yeraltındaki girdap akımları tarafından üretilen ikincil elektromanyetik alan. Bu iki alan arasındaki etkileşimi analiz ederek,

yeraltının elektriksel özellikleri incelenebilir ve yer altındaki farklı jeolojik katmanların elektriksel öz direncinin haritalanmasına olanak tanır (Unsworth 2009).



Şekil 2.2 Elektromanyetik dalga kavramı (Unsworth 2009'dan düzenlenmiştir).

2.1.4 Manyetotellürik yöntemin temel teorisi

2.1.4.1 Maxwell denklemleri

Maxwell denklemi, Maxwell'in kendisi tarafından yapılanlara ek olarak Faraday, Ampere, Gauss, Coulomb tarafından elde edilen elektrik- manyetik olaylar üzerine deneysel sonuçların (ampirik) bir sentezidir. Bu denklemlerin Manyetotellürik yöntemde kullanımı, özellikle elektromanyetik yöntemleri tartışan jeofizik yöntem makalelerinde yaygın olarak açıklanmıştır (Cagniard 1953; Ward ve Hohmann 1987; Simpson ve Bahr 2005). Diferansiyel formda, Maxwell'in frekans alanındaki denklemleri aşağıdaki gibi yazılabilir,

Faraday yasası:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2.1)$$

Maxwell'in yer değiştirme akımı terimi düzeltmesi ile Amper Yasası

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2.2)$$

Gauss'un elektrik ve manyetik yasaları:

$$\nabla \cdot D = q \quad (2.3)$$

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

Burada E V/m cinsinden elektrik alan şiddeti, H manyetik alan şiddeti (A/m), B manyetik akı yoğunluğu W/m², q hacimsel yük yoğunluğudur (C/m³). J akım yoğunluğu (A/m²), D ise elektriksel yer değiştirmedir (C/m²).

Denklem (2.1), manyetik akıdaki değişimlerin, buna neden olan manyetik akıdaki değişime zıt bir elektromotor kuvvete sahip bir elektrik alanına neden olduğunu belirten Faraday yasasından türetilmiştir. Denklem (2.2), yükün korunumu yasasını dikkate alarak Ampere teoreminin genelleştirilmesidir. Denklem, manyetik alanın iletim akımı ve yer değiştirme akımının neden olduğu toplam elektrik akısı nedeniyle ortaya çıktığını belirtir. Denklem (2.3) Gauss'un bir uzaydaki elektrik akısının o uzaydaki toplam yük ile orantılı olduğu yasasını ifade eder. Denklem (2.3) ile aynı olan denklem (2.4) manyetik alanlar için de geçerlidir, ancak bu durumda manyetik monopoller yoktur.

Ortamdaki alan yoğunluğu ve akı arasındaki ilişki aşağıdaki denklem ile ifade edilir:

$$B = \mu H \quad (2.5)$$

$$D = \epsilon E \quad (2.6)$$

$$J = \sigma E = \frac{E}{\rho} \quad (2.7)$$

Burada μ (H/m) cinsinden manyetik geçirgenlik, ϵ ise (F/m) cinsinden elektriksel geçirgenliktir. O halde σ (S/m) cinsinden iletkenliktir. ρ öz direnç tipidir ($\Omega \cdot m$). Genellikle vakumda $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m ve $\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ F/m değerindedir.

Problemi basitleştirmek için, ortamın fiziksel özelliklerinin zamana ve konuma göre değişmediği varsayılır (homogen izotropik). Böylece denklem (2.3)'te belirtildiği gibi yük birikimi meydana gelmez ve Maxwell denklemleri aşağıdaki gibi yeniden yazılabilir:

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (2.8)$$

$$\nabla \times H = \sigma E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (2.10)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (2.11)$$

Maxwell'in (2.8 - 2.11) denklemleri ile ifade edilen denklemlerinde sadece iki değişken vardır: elektrik alan E ve manyetik alan H. (2.8) ve (2.9) denklemleri üzerinde curl işlemi yaparak ve bilinen büyüklükleri yukarıdaki denklemlerde yerine koyarak, E ve H değişkenlerinin ayrılması sağlanır.

$$\nabla \times \nabla \times E = -\mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (2.12)$$

$$\nabla \times \nabla \times H = -\mu\sigma \frac{\partial H}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (2.13)$$

Vektör özdeşliği dikkate alınarak $\nabla \times \nabla \times \mathbf{x} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{x} - \nabla^2 \mathbf{x}$. Burada $\mathbf{x}$, E veya H'dir ve denklemler (2.10) ve (2.11) ile ifade edilen ilişkinin yanı sıra, elektrik alan ve manyetik alan için dalga denklemi (Helmholtz denklemi) aşağıdaki gibi elde edilir:

$$\nabla^2 E = \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (2.14)$$

$$\nabla^2 H = \mu\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (2.15)$$

Yukarıdaki denklemlerde E ve H değişkenlerinin konum ve zaman fonksiyonları olduğuna dikkat ediniz. Zamanla değişim sinüzoidal periyodik bir fonksiyonla temsil edilebiliyorsa:

$$E(r, t) = E_o(r)e^{i\omega t} \quad (2.16)$$

$$H(r, t) = H_o(r)e^{i\omega t} \quad (2.17)$$

Burada E_o ve H_o sırasıyla elektrik alan ve manyetik alanın genlikleridir ve ω EM dalganın frekansıdır. Böylece denklem (2.16 – 2.17) haline gelir:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu\sigma E - \omega^2\mu\epsilon E \quad (2.18)$$

$$\nabla^2 H = i\omega\mu\sigma H - \omega^2\mu\epsilon H \quad (2.19)$$

Jeofizik araştırmalarda yaygın olarak karşılaşılan koşullar altında (10^4 Hz'den düşük frekanslar, toprak ortamı) ϵ (elektriksel yer değiştirme) içeren terim σ (elektriksel iletim) içeren terime göre ihmal edilebilir çünkü $\mu = \mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m için $\omega\mu\sigma \gg \omega^2\mu\epsilon$ fiyatı Yaklaşım, dalga seyahat süresinin ihmal edildiği yarı durağan bir durumun yaklaşımıdır (Kaufman ve Keller, 1981). Denklem (2.20-2.21)'yi elde etmek için yapıldığı gibi alanın zamana bağımlılığının ortadan kaldırılması sadece denklemi basitleştirmek için değil, aynı zamanda yarı durağan durumun yaklaşımını daha da belirginleştirmek içindir. Böylece dalga denklemleri (2.18) ve (2.19) difüzyon denklemleri haline gelir:

$$\nabla^2 E = k^2 E \quad (2.20)$$

$$\nabla^2 H = k^2 H \quad (2.21)$$

Burada $k = \pm \sqrt{i\omega\mu\sigma}$, $\alpha = \beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$ ile $k = \pm (\alpha + i\beta)$ basit formunda ifade edilebilen dalga sayısıdır.

2.1.4.2 Deri kalınlığı

Helmholtz denkleminde K, ortamın iletkenliğine ve açısal frekansına bağlı olan dalga sayısıdır. Dalga sayısının gerçel ve sanal kısımları eşit olan karmaşık bir sayı olduğu görülebilir (Keller 1987). Bu denklemin gerçel kısmı alınırsa:

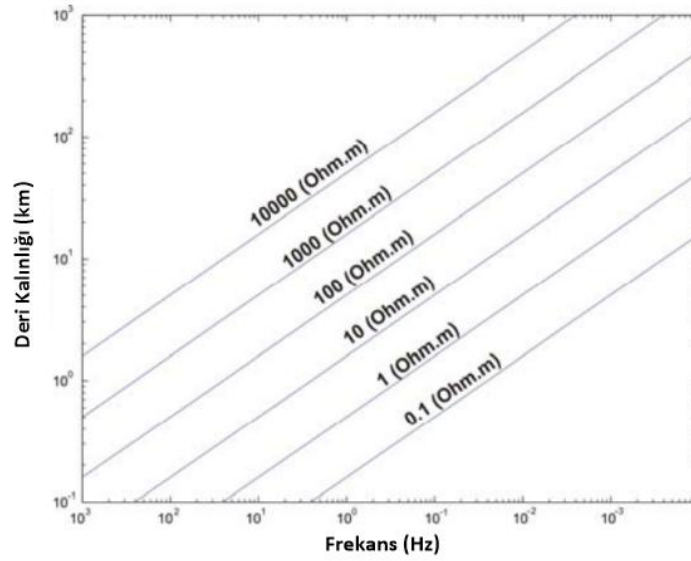
$$\frac{1}{\alpha} = \frac{1}{\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (2.22)$$

Manyetotellürik yöntemin uygulanmasında, manyetik alanın geçirgenliğinin serbest havanın manyetik geçirgenliği ile aynı olduğu varsayılır, böylece $\mu = \mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Böylece denklem (2.22) olur:

$$\sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = \sqrt{\frac{2}{(2\pi f) * (4\pi \times 10^{-7}) * (\frac{1}{\rho})}} = \sqrt{\frac{2\rho}{8\pi \times 10^{-7} f}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2.23)$$

Bu denklem, deri kalınlığı (δ) denklemdir; burada deri kalınlığı, elektromanyetik dalgaının genliğinin ortamın iletkenliği nedeniyle zayıflaması nedeniyle başlangıçtaki genliğinin üçte birine düştüğü mesafe olarak tanımlanır. Deri kalınlığı denklemi MT yönteminde çok önemlidir çünkü elektromanyetik sinyalin yeryüzünün ne kadar derinine nüfuz edebileceğini belirler.

Şekil 2.3, MT sinyal frekansı ve yeraltı ortamının öz direnci arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Yatay eksen logaritmik ölçekte frekansı temsil ederken, dikey eksen kilometre cinsinden deri kalınlığını göstermektedir. Grafikteki kontur çizgileri ohm.m cinsinden öz direnç (ρ) değerini temsil etmektedir. Gösterilen modelden, frekans azaldıkça deri derinliğinin arttığı görülebilir, bu da elektromanyetik dalgaların düşük frekanslarda daha derine nüfuz edebileceği anlamına gelir. Buna ek olarak, yüksek öz dirence sahip malzemeler, daha iletken olan ve enerjiyi daha hızlı emen düşük öz dirence sahip malzemelerden daha derin penetrasyona izin verir. Bu grafik MT araştırmalarda arama hedefinin derinliğine göre en uygun frekansı belirlemek için önemli bir referanstır.



Şekil 2.3 MT sinyal frekansı ve toprak direncinin bir fonksiyonu olarak deri derinliği (Xiao 2004)'ten düzenlenmiştir.

2.1.4.3 Görünür öz direnç ve faz

Görünür öz direnç ve faz, MT veri ölçümlerinden elde edilen öz direnç yapısı bilgilerini işlemek için kullanılan iki ana parametredir. Görünür öz direnci frekansın bir fonksiyonu olarak hesaplayarak, yüzey altı öz direnç değişimleri belirlenebilir. Manyetotellürik analizde, verilerin çoğu, manyetik alan ve Elektrik alanının fazör formunda sinüzoidal dalgaların karmaşık biçimde gösterimidir ve elektrik ile manyetik alanların frekans alanındaki analizini sadeleştirmek için kullanılır) maxwell denklemleri aracılığıyla ilişkilendirildiği frekans alanında olacaktır. Maxwell-Faraday denklemleri 2.24-2.25'ten, tüm alanların harmonik zamanda $e^{-i\omega t}$ değiştiğini varsayarsak, zamana göre türevin şekli şu şekilde değişir:

$$\nabla \times E = -\mu_o(-i\omega H) \quad (2.24)$$

$$\nabla \times E = i\omega\mu_o H \quad (2.25)$$

Bu yüzden manyetik alan genliği H'dir:

$$H = \frac{1}{i\omega\mu_o} \nabla \times E \quad (2.26)$$

Dünyanın içinde, elektrik ve manyetik alan genliğinin oranı şu şekilde yazılabilir:

$$E_x = E_o e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.27)$$

$$H_y = \frac{1}{i\omega\mu_o} E_o e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.28)$$

E_x elektrik alanı H_y manyetik alanına diktir. Yüzeydeki ($z=0$) ölçümlerden yeryüzünün özdirenç yapısı hakkında bilgi edinmek için, ölçülen manyetik alan H 'ye dik elektrik alan E 'nin oranı kullanılır ve empedans (Z) olarak tanımlanır:

$$Z = \frac{E}{H} \quad (2.29)$$

(2.27) E_x ve (2.28) H_y denklemlerinden Z_{xy} empedansı aşağıdaki gibi verilir:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega\mu_o\rho} \quad (2.30)$$

Özdirenç (ρ_{xy}) deri kalınlığı aynı mesafedeki toprağın hacimsel ortalama özdirencini temsil eder. Görünür özdirenç denklem 2.31'den çözülebilir

$$\rho = \frac{1}{\sqrt{\omega\mu_o}} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.31)$$

Faz (φ_{xy}), aşağıdaki formülle tanımlanan elektrik ve manyetik alan bileşenleri arasındaki faz farkını yansıtır

$$\varphi_{xy} = \arg(Z_{xy}) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{xy})}{\text{Re}(Z_{xy})} \right) \quad (2.32)$$

2.1.5 Manyetotellürik verilerin boyutluluğu

Manyetotellürik, birkaç on metreden yüzlerce kilometreye kadar değişen derinliklerde yeraltı özdirenç dağılımını belirleyebilen jeofizik yöntemlerden biridir. (Tikhonov 1950; Cagniard 1953). MT yöntemindeki boyutluluk, yeraltındaki iletkenlik farkını tanımlar.

Boyutluluk analizi, elektromanyetik aramada çeşitli sorunları çözmek için önemli bir araç haline gelmiştir. Manyetotellürik yöntemi, yeraltı elektrik öz direnç yapılarının yüzlerce kilometreye kadar haritalanmasını sağlar. Çeşitli anomali hedefleri nedeniyle, bu yöntemin özellikle jeolojik ve jeofizik çalışmalarda birçok uygulaması vardır. Elektrik iletkenliğinin sınırların varlığına karşı hassasiyeti, MT'yi aktif volkanların etrafındaki erimiş mağmanın tanımlanması gibi sınırların önemli bir rol oynadığı alanların araştırılmasında özellikle etkili kılmaktadır.

Manyetotellürik yöntemde, yüzeye yakın küçük ölçekli 3B anomaliler istenmeyen galvanik akımları tetikleyebilir, böylece elektrik alanını bozabilir ve 2B bölgesel yapıları gizleyebilir. Bu bozulma, 2B bir ortamdan kaynaklanmasına rağmen yerel frekanstan bağımsız tellürik bozulma nedeniyle 3B özellikler gösterebilen MT empedans tensörünü etkiler. Sonuç olarak, bu etki ele alınmazsa geçerli 2B yorumlama zordur.

3B küçük ölçekli anomalilerin veri üzerindeki etkisini ortadan kaldırmak için boyutluluk analizleri yapılır. Bu analizde yaygın olarak kullanılan bazı yöntemler arasında Skew (Swift 1967), Bahr parametrelemesi (Bahr 1988; 1991), Groom-Bailey ayrıştırması (Groom ve Bailey 1989; McNeice ve Jones 2001) ve faz tensör analizi (Caldwell vd. 2004) yer almaktadır.

2.1.5.1 Empedans tensörü

Empedans tensörü, Tikhonov (1950) ve Cagniard (1953) tarafından tanımlanan elektrik ve manyetik alanlar arasındaki doğrusal bir ilişkidir. Bu ilişki matris formunda aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.33)$$

Empedans tensörü Z , yeraltı ortamının doğal elektromanyetik alandaki değişimlere verdiği elektromanyetik tepkiyi yansıtır (Simpson ve Bahr 2005). Buna ek olarak, empedans tensörü, yerelektrik doğrultusu(strike) ve boyutluluğu hakkında da bilgi

sağlayabilir. Tek boyutlu bir yeryüzü modelinde, empedans tensörünün köşegen elemanları sıfırdır, köşegen dışı elemanlar ise zıt işaretlerle aynı büyüklüğe sahiptir.

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \text{ dan } Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (2.34)$$

İki boyutlu bir yeryüzü modelinde, iletkenlik değerleri derinlikle birlikte değişmenin yanı sıra yatay yönlerden biri boyunca da değişebilir. Bu durumda, empedans tensörünün köşegen elemanları aynı değere ancak zıt işaretlere sahipken, köşegen dışı elemanlar birbirinden farklı değerlere sahiptir.

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \text{ dan } Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (2.35)$$

Ölçümler strike yönüne paralel yapılırsa veya empedans tensörü üzerinde döndürme işlemi gerçekleştirilse bile köşegen elemanlar sıfır olacak, köşegen dışı elemanlar ise sırasıyla TE ve TM modlarını temsil edecektir. En gerçekçi durum olan üç boyutlu yeryüzü modelinde, empedans tensörünün tüm elemanları birbirinden farklı değerlere sahiptir ve hiçbiri sıfır değildir.

$$Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad (2.36)$$

Bu durumda iletkenlik her yönde değişir ve empedans tensörü matematiksel olarak döndürülerek diyagonal elemanlar sıfıra indirilemez.

2.1.5.2 Swift'in Çarpıklığı ve Bahr'ın Parametreleri

Swift'in Çarpıklığı ve Bahr'ın Parametreleri yöntemleri, MT verilerinin boyutluluğunun analizinde önemli bir rol oynamaktadır. Swift'in çarpıklığının kullanımı genellikle yeraltı yapılarının boyutluluğunu ve 2B yorumlamanın mümkün olup olmadığını belirlemek içindir. Swift'in çarpıklığı, empedans tensörünün köşegen elemanlarının toplamının empedans tensörünün köşegen dışı elemanlarının farkına oranı olarak tanımlanır (Swift 1967).

$$K = \frac{|Z_{xy} - Z_{yx}|}{|Z_{xy} + Z_{yx}|} \quad (2.37)$$

K rotasyonel olarak değişmez tensör (Bahr, 1991) ve aynı zamanda çarpıklık parametresidir, Z_{xy} ve Z_{yx} ise empedans tensörünün diyagonal olmayan elemanlarıdır. Düşük bir çarpıklık parametresi değeri veya $k \leq 0,1$, yeraltı yapısının büyük olasılıkla 2B veya 1B olduğunu gösterir. Çarpıklık parametresi değerinin yüksek $> 0,3$ olması ise yeraltı ortamının 3B olduğunu gösterir (Ledo 2002).

Öte yandan, Bahr'ın (1991) yöntemi, Swift'in yönteminin tellürik bozulma etkilerini de içerecek şekilde geliştirilmiş ve 3B yapıların varlığını değerlendirmede daha doğru hale getirilmiştir. Bahr'ın yöntemi, empedans tensörü ile ilgili ortamı yorumlamak için çeşitli boyutluluk parametrelerine sahiptir.

$$\mu = \frac{(|D_1, S_2| + |S_1, D_2|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|} \quad (2.38)$$

Yukarıdaki denklemde μ tek boyutlu bir parametredir:

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (2.39)$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (2.40)$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (2.41)$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (2.42)$$

$$[D_1, S_2] = \text{Im}(S_2 D_1^*) = \text{Re}(D_1) \text{Im}(S_2) - \text{Re}(S_2) \text{Im}(D_1) \quad (2.43)$$

$$[S_1, D_2] = \text{Im}(D_2 S_1^*) = \text{Re}(S_1) \text{Im}(D_2) - \text{Re}(D_2) \text{Im}(S_1) \quad (2.44)$$

Sembol * karmaşık eşleniği ifade eder. Bahr tarafından geliştirilen yaklaşımda, μ değeri sıfıra yakınsa, yeraltının 1B özelliklere sahip olduğu varsayılır. Tersine, μ sıfıra eşit değilse veya yeterince büyük bir değere sahipse, yeraltı yapısının 3B olduğu kabul edilir.

$\mu \approx 0$ olduğunda, empedans tensörü beş parametre kullanılarak tanımlanabilir; burada bir parametre tüm empedans tensörü elemanlarının ortak fazını temsil ederken, diğer dört parametre bozulma matrisinden türetilir (Bahr 1991).

Buna ek olarak, yeraltı ortamının 2B veya 3B olup olmadığını ayırt etmek için Bahr (1991) tarafından bölgesel çarpıklık parametresi (η) de tanımlanmıştır.

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{\frac{1}{2}}}{|D_2|} \quad (2.45)$$

Bölgesel çarpıklık (η) = 0 ise, boyutluluk 2B olarak yorumlanırken, bölgesel çarpıklık (η) > 0.3 ise, yeraltı ortamı 3B olur.

Bahr'ın yönteminde, Σ değeri ortamın ne kadar güçlü 2B olduğunun göstergesi olan bir parametredir. Eğer $\Sigma > 0.1$ ise ortam 2B veya daha yüksek olarak kabul edilebilir:

$$\Sigma = \frac{(D_{12} + S_{22})}{(D_{22})} \quad (2.46)$$

2.1.5.3 Faz tensörü

Empedans tensörü (Z), MT'de elektrik ve manyetik alan bileşenleri arasındaki ilişkiyi temsil eden 2×2 'lik bir matristir. Bununla birlikte, bu empedans tensörü galvanik bozulmadan (statik bozulma) etkilenebilir ve potansiyel olarak yeraltı yapılarının yorumlanmasını engelleyebilir. Bu engelin üstesinden gelmek için Caldwell vd. (2004) MT veri analizinde daha iyi bir çözüm olarak Faz Tensörü kavramını önermiştir.

$$Z = D_A \cdot Z_R \quad (2.47)$$

$$Z = X + iY \quad (2.48)$$

D_A 2×2 distorsiyon matrisidir ve bölgesel alan indislerde R ile temsil edilir.

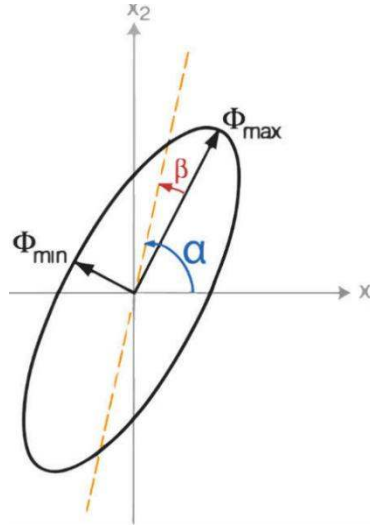
Faz Tensörü (Φ), yalnızca empedans tensörünün fazına bağlı olan 2 x 2 matrisidir, bu nedenle galvanik bozulmadan etkilenmez. Denklemi şu şekilde tanımlanır:

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (2.49)$$

X^{-1} empedans tensörü $\text{Re}(Z)$ 'nin gerçek kısmının ters değeridir. Y empedans tensörü $\text{Im}(Z)$ 'nin hayali kısmıdır. $\Phi = (D_A X_R)^{-1}(D_A Y_R) = X_R^{-1} D_A^{-1} D_A Y_R = X_R^{-1} Y_R = \Phi_R$. Bu durum, gözlemlenen faz tensörü ile bölgesel yapıdan türetilen faz tensörünün özdeş olduğunu ve bozulma içermediğini göstermektedir. Empedans tensörünün reel ve sanal bileşenleri, faz tensörünü matris formunda temsil etmek için kullanılabilir (Caldwell vd. 2004).

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} \quad (2.50)$$

Caldwell ve diğerleri (2004) faz tensörünü temsili bir elips olarak sunmaktadır (Şekil 2.4). Bu elips, minimum faz ($\Phi_{\min}$), maksimum faz ($\Phi_{\max}$), çarpık açı (β) ve değişmeyen açı (α) olmak üzere cebirsel olarak tanımlanmış dört faz tensörü elemanından oluşur.



Şekil 2.4 Faz tensörü elipsinin ve β , α , $\Phi_{\min}$, ve, $\Phi_{\max}$ değişmezlerinin grafiksel gösterimi (Caldwell vd. 2004'ten alınmıştır)

Faz tensörünün izi aşağıdaki şekilde yazılır:

$$\text{tr}(\Phi) = \Phi_{11} + \Phi_{22} \quad (2.51)$$

Trace (tr), Φ matrisinin ana köşegen elemanlarının toplamıdır, bu değer faz tensörünün ilk değişmezini temsil eder ve genellikle ortalama dönme büyüklüğünü belirlemek için kullanılır. Daha sonra faz tensörünün çarpıklığı yazılır:

$$Sk(\Phi) = \Phi_{12} - \Phi_{21} \quad (2.52)$$

Çarpıklık (sk), faz tensörünün ne ölçüde asimetri veya 3B etkiler sergilediğini ölçer. Daha sonra, faz tensörünün determinantının dönmeye ve statik bozulmaya karşı değişmez olduğu faz tensörünün değişmezleri vardır, bu da onu önemli bir parametre haline getirir.

$$\det(\Phi) = \Phi_{11}\Phi_{22} - \Phi_{12}\Phi_{21} \quad (2.53)$$

Bu nedenle, bir elipsi tanımlayan tüm değişmezler aşağıdaki gibidir:

birinci sabit

$$\Phi_1 = \frac{\text{tr}(\Phi)}{2} \quad (2.54)$$

ikinci sabit

$$\Phi_2 = \sqrt{\det(\Phi)} \quad (2.55)$$

üçüncü sabit

$$\Phi_3 = \frac{sk(\Phi)}{2} \quad (2.56)$$

$$\text{Eğim açısı } (\beta) = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \text{ ve değişmez olmayan açı } (\alpha) = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right)$$

Minimum ve maksimum faz tensör denklemleri:

$$(\Phi_{min}) = (\Phi_{12} + \Phi_{23})^{1/2} - (\Phi_{12} + \Phi_{23} - \Phi_{22})^{1/2} \quad (2.57)$$

$$(\Phi_{max}) = (\Phi_{12} + \Phi_{23})^{1/2} + (\Phi_{12} + \Phi_{23} - \Phi_{22})^{1/2} \quad (2.58)$$

İzotropik ve homojen bir ortamda, β parametresinin değeri sıfıra yakın olacaktır, bu nedenle faz tensörü elipsi dairesel olma eğilimindedir. 2B koşullarda, faz tensörü simetriktir ve α parametresi strike yönünü belirlemek için kullanılır. Bununla birlikte, ortamın iletkenlik dağılımı hem 2B hem de 3B sistemlerde daha karmaşık hale geldiğinde, faz tensörü elipsi strike yönüne göre uzayacaktır. Daha büyük β değeri, yeraltı öz direnç yapısının daha güçlü 3B özelliklerini gösterir. Faz tensörünü bir elips olarak temsil ederek, α ve β parametreleri arasındaki ilişki aracılığıyla strike yönünü belirleyebiliriz (Caldwell vd. 2004).

2.1.5.4 Empedans tensörü rotasyonu

Vozoff (1972) empedans tensörünün rotasyonunun MT verilerin yorumlanmasında, özellikle de verilerin iki boyutlu bir modele basitleştirilmesinde önemli bir role sahip olduğunu açıklamıştır. Manyetotellürik yöntemde, gözlenen veriler empedans tensörünün köşegen elemanlarında sıfır olmayan değerler gösterir. Veri gürültüsü, galvanik etkiler ve üç boyutlu yapıların varlığı, iki boyutlu bir yaklaşımın uygulanmasında bir engel olabilir. Bununla birlikte, doğrultu yönünü belirlemek ve gözlemlenen verileri daha anlaşılır iki boyutlu bir modele dönüştürmek için empedans tensörü ideal koşullar altında matematiksel olarak döndürülebilir.

Empedans tensörünün köşegen elemanı sıfır değerine ulaşana kadar koordinat sistemi (x, y)'den (x', y')'ye döndürüldüğünde, köşegen dışı eleman maksimum değere ulaşacaktır. Döndürülmüş koordinat sistemi ile orijinal koordinat sistemi arasındaki ilişki aşağıdaki gibi ifade edilebilir:

$$E^R = R.E \text{ dan } H^R = R.B \quad (2.59)$$

rotasyon matrisi R:

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (2.60)$$

Döndürme işleminden sonra, yeni empedans tensörü şu şekilde yazılabilir

$$Z^R = R \cdot Z \cdot R^T \quad (2.61)$$

O zaman empedans döndürme elemanı

$$Z'_{xx} = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} - Z_0 \left(\theta - \frac{\pi}{4} \right) \quad (2.62)$$

$$Z'_{yy} = \frac{Z_{yy} + Z_{xx}}{2} + Z_0 \left(\theta + \frac{\pi}{4} \right) \quad (2.63)$$

$$Z'_{yx} = \frac{Z_{yx} - Z_{xy}}{2} - Z_0(\theta) \quad (2.64)$$

Z_0 değeriyle

$$Z_0(\theta) = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} \cos 2\theta - \frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \sin 2\theta \quad (2.65)$$

θ döndürülmüş veri ile gözlemlenen veri arasındaki açıdır. $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ minimum yapan değer çarpma açısını verecektir. Burada çarpma açısı şu şekilde tanımlanır.

$$\tan(4\theta) = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} - Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (2.66)$$

Swift (1967) ve Vozoff'a (1972) göre, ortaya çıkan dönme açısı 90° 'lik bir belirsizlik içerebilir ve ayrıca zamana bağlıdır. Bu nedenle, belirli bir empedans tensör elemanı için TE ve TM modlarını belirlemeden önce, gerçek yerelektrik doğrultusunu (strike) belirlemek önemlidir.

2.2 Jeofizik Verilerin Ters Çözümü

2.2.1 İki boyutlu MT modelleme

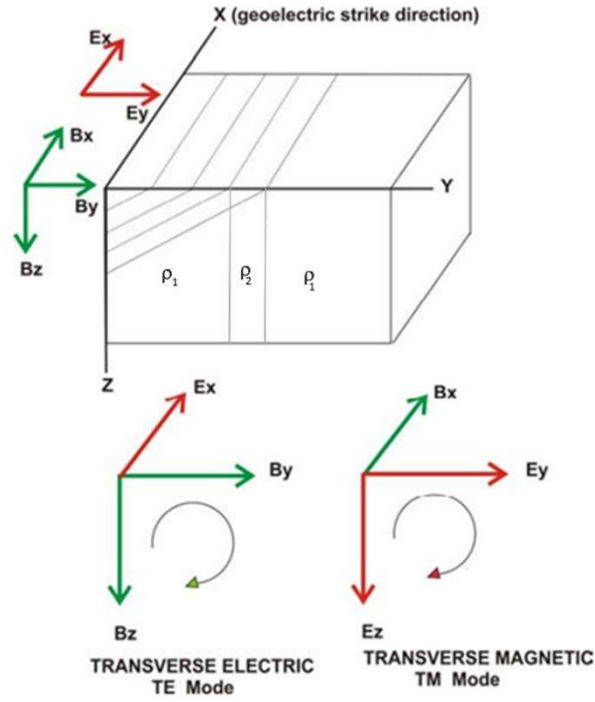
Homojen ve yatay katmanlı bir ortamda, görünür öz direnç elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin ölçüm yönünden etkilenmez. Ancak, 2B veya 3B yapılarda bu durum geçerli değildir. Görünür öz direncin anizotropisi, görünür öz direnç değerinin ölçülen elektrik ve manyetik alan bileşenlerinin yönüne bağlı olarak değişmesine neden olur. Bu nedenle, karmaşık yeraltı ortamlarında tek boyutlu MT verilerin analizi yanlış yorumlara neden olabilir. Bu yüzden genellikle literatürde 2B veya 3B modelleme ve ters çözüm yapılır.

Son yirmi yılda 2B ve 3B MT verilerinin modellenmesi ve ters çözümünde önemli ilerlemeler kaydedilmiştir (Mackie vd. 1993; Rodi ve Mackie 2001). Bununla birlikte, ölçülen veriler bir hat boyunda ölçülmüşse ve üç boyutlu etkiler ihmal edilebilir düzeydeyse, 2B modelleme ve ters çözüm uygun bir seçenek olabilir. Örneğin, Şekil 2.5'te, yerelektrik yönü x eksenine paralel olduğu durumlarda 2B modelleme etkin bir şekilde uygulanabilir.

Tek boyutlu bir öz direnç modelinde, düzgün veya katmanlı bir yarı uzaydaki empedans bileşenleri, birbirine diklikleri nedeniyle birbirlerine eşit olacaktır. Bununla birlikte, yeryüzündeki gerçek koşulları tanımlamak için, özellikle farklı öz direnç değerlerine sahip iki yapıyı ayıran dikey bir süreksizlik olduğunda, daha karmaşık modeller gereklidir (Şekil 2.5). Bu tür süreksizliklerdeki indüksiyon, akım yoğunluğunun belirli bir ilişki ile belirlendiği akım koruma ilkesine dayanır. İki ortam arasındaki sınırda denklem (2.7) gibi, akımın korunumu ilkesi de iletkenlikte bir değişiklik olduğunda elektrik alanında bir süreksizlik olmasını gerektirir. Bu arada, elektromanyetik alanın diğer bileşenleri sürekli kalır.

3B ortamında, elektrik ve manyetik alanların altı bileşeni de birbirine bağlıdır. Bununla birlikte, 2B ortamda, ölçülen elektromanyetik alan Elektrik alan paralel (TE) modu ve manyetik alan paralel (TM) modu olarak iki moda ayrılarak ayrılabilir. TE modu, strike

yönü boyunca elektrik akımıyla ilgili olan E_x , H_y ve H_z alan bileşenlerini içerir. TM modu ise H_x , E_y ve E_z alan bileşenlerinden oluşur (Xiao 2004). Optimize edilmiş iki boyutlu modelde, elektrik ve manyetik alanlar arasındaki diklik nedeniyle iki farklı mod ortaya çıkmaktadır. Birinci modda elektrik alanı süreksizlik düzlemine paralelken, ikinci modda elektrik alanı düzleme diktir.



Şekil 2.5 İki boyutlu bir jeoelektrik yapı için EM alanlarının konfigürasyonu (Xiao, 2004).

Elektrik akımı süreksizlik düzlemine paralel olarak aktığında, elektrik alanı düzleme paralel olurken, manyetik alan çarpma yönüne dik olacaktır. Bu durum TE modu veya E-polarizasyon modu olarak bilinir; burada elektrik alanı yayılma yönünün enine doğrudur. TE modu, Maxwell denklemlerine göre elektrik ve manyetik alanlar arasındaki ilişkiyi tanımlayan bir denklem aracılığıyla tanımlanabilir.

$$\frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \quad (2.67)$$

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \quad (2.68)$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial B_y}{\partial t} = \mu_o \sigma E_x \quad (2.69)$$

Diğer modda, elektrik akımı süreksizlik düzlemine dik olarak aktığında, manyetik alan düzleme paralel olurken, elektrik alanı çarpma yönüne dik olur. Bu durum, manyetik alanın yayılma yönüne enine olduğu TM modu veya B-polarizasyon modu olarak adlandırılır. TM modu aşağıdaki denklemle tanımlanır

$$\frac{\partial B_x}{\partial y} = \mu_o \sigma E_z \quad (2.70)$$

$$-\frac{\partial B_x}{\partial t} = \mu_o \sigma B_y \quad (2.71)$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega B_x \quad (2.72)$$

Bu nedenle, E_y bileşenini içeren empedans süreksiz olacaktır ve temel iki boyutlu modeldeki sıfır olmayan bileşen, hesaplanan görünür öz direnç değerlerinde süreksizliklere neden olur. Sonuç olarak, TM modundan elde edilen öz direnç değerleri yanal iletkenlik değişimlerini tespit etmede daha etkili olurken, TE modu düşey sınırlara yanıt vermede daha hassastır.

2.2.2 MT verilerinin 2B ters Çözümü

Manyetotellürik verilerin ters çözümünde, ölçülen verilerle iyi bir uyum içinde olan bir yeraltı öz direnç modelinin tepkisini elde etme sürecidir. Rodi ve Mackie (2001), ters çözüm işlemi sırasında veri belirsizliğini ve çözüm benzersizliğini dikkate almanın önemini vurgulamıştır. Bu arada, Siripunvaraporn (2012) ters çözümü, gözlemlenen verileri yeraltı yapısının daha anlamlı bir modeline dönüştürmek için kullanılan matematiksel bir araç olarak tanımlamaktadır. 1B ters çözüm, yeryüzünün homojen

olduğu varsayımıyla gerçekleştirilir, bu nedenle yeraltı öz direnç değeri yalnızca derinlikle değişir. 1B ters çözümünün karmaşık yeraltı koşullarını tanımlamak için çok basit olduğu düşünülse de 3B ters çözümünün da uzun hesaplama süresi ve büyük CPU bellek gereksinimleri gibi kendi zorlukları vardır. Bu nedenle, 2B yeraltı modeli varsayımıyla ters çözüm etkili bir alternatif olabilir (Baranwal vd. 2005). Hesaplama yaklaşımı için ters çözüm denklemi şu şekilde basitleştirilir:

$$d_i = G_{ij}m_j \quad (2.73)$$

d_i yanıt veya ölçülen veri, m_j aranacak fiziksel parametre ile ilgili bir fonksiyon olan model parametresi, G_{ij} ise veri çekirdek (*Jacobian*) matrisidir.

2.73 denklemi doğrusal olan problemlerin ters çözümünde genel bir çözüm olarak kullanılır. Ancak MT problemi doğrusal olmayan bir problemdir. Bu yüzden MT ters çözüm problemleri için daha uygun bir çözüm, bir amaç fonksiyonunu minimize ederek iteratif yöntemler kullanmaktır. Manyetotellürik verilerde, ölçülen verilere uyan bir model üretmek için iteratif olarak minimize edilmesi gereken iki ana kısıtlama fonksiyonu türü vardır. Bu fonksiyonlardan (Lagrange fonksiyoneli) biri aşağıdaki gibidir:

$$U(m, \lambda) = \lambda^{-1} \{ (d - F[m])^T C_d^{-1} (d - F[m]) - \chi^2 \} + (m - m_o)^T C_m^{-1} (m - m_o) \quad (2.74)$$

m M boyutlu öz direnç modeli, m_o önceki model, C_m model kovaryans matrisi, d N boyutlu gözlem verisi ise $F(m)$ modelleme operatörü, C_d veri kovaryans matrisi, χ^2 istenen uyumsuzluk seviyesi ve λ^{-1} Lagrange çarpanıdır (Constable vd. 1987).

Diğer fonksiyon $W(m)$ 'dir ve genellikle amaç fonksiyonu olarak adlandırılır. Fonksiyon denklemi aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$W(m) = \lambda^{-1} (d - F[m])^T C_d^{-1} (d - F[m]) + (m - m_o)^T C_m^{-1} (m - m_o) \quad (2.75)$$

λ , veri uyumsuzluğunu veya model normalizasyonunu (model normu) kontrol eden bir parametredir.

2.74 ve 2.75 denklemleri arasındaki temel fark, ters çözüm sürecindeki rolleridir. $U(m, \lambda)$ fonksiyonu, veri uyumsuzluğunu belirli bir hedef değerde (χ^2) tutarken model normunu en aza indirmek için kullanılan bir Lagrange fonksiyonudur. Başka bir deyişle, bu fonksiyon uyumsuzluk kısıtlamasını içerir, böylece elde edilen çözüm belirlenen hata tolerans sınırlarını aşmaz. Buna karşılık, $W(m)$ klasik bir amaç fonksiyoneldir ve yalnızca veri uyumsuzluğu ile modelin düzgünlüğü arasında denge kurar. $W(m)$ fonksiyonunda uyumsuzluk için hedef sınır yoktur, bu nedenle ters çözüm sonucu tamamen λ parametresinin değeri tarafından kontrol edilir ve bu parametre iki bileşen arasında dengeyi sağlamaktadır (Constable vd. 1987).

Büyük λ değerleri için, ortaya çıkan model daha düzgün olma eğilimindedir. λ 'nın küçük bir değeri için, ortaya çıkan model daha kaba olacaktır. Bazı algoritmalarda λ değeri önceden belirlenebilir. Bununla birlikte, sabit bir λ değeri belirlemeyen, bunun yerine ters çözüm işlemini büyük bir λ değeriyle başlatan ve ardından değeri küçük olana kadar kademeli olarak azaltan ters çözüm algoritmaları da vardır. Bu yaklaşım, hesaplama sürecini hızlandırmak ve gereken süreyi azaltmak için yapılır.

Teknik olarak model arama, her bir ters çözüm çalışmasında λ 'nın önceden tanımlanmış çeşitli değerleri denenerek gerçekleştirilir. Hesaplanan ve ölçülen veri uyumsuzluğu istenen seviyeye ulaştığında ters çözüm durur. Daha sonra, norm hesaplanır ve hangi modelin en küçük norma sahip olduğunu belirlemek için karşılaştırılır.

Bu tezde, kullanılan ters çözüm, Doğrusal Olmayan Eşlenik Gradyan (“Non-Linear Conjugate Gradient” NLCG) yöntemidir. Bu yöntem, doğrusal Eşlenik Gradyan yöntemini doğrusal olmayan problemlere genişleten iteratif bir optimizasyon tekniğidir. Özellikle MT verilerin yorumlanması gibi jeofiziksel ters çözüm işlemlerinde kullanışlıdır; burada amaç, veri uyumsuzluğu ve model düzenleme bileşenlerinden oluşan doğrusal olmayan bir amaç fonksiyonunu en aza indirmektir. NLCG yöntemi, eşlenik yönü takip ederek modeli verimli bir şekilde günceller ve en dik iniş yönteminden daha

hızlı yakınsama sağlar (Constable vd. 1987; Rodi ve Mackie 2001). Yöntemde, model denklemi şu şekilde değişir:

$$m_{k+1} = m_k + \alpha_k u_k \quad (2.76)$$

$u_k = M_k^{-1}(-\nabla W(m_k))$ ile; m_k sistem ön koşullayıcısıdır.

Denklem kullanılarak modelin güncellenmesi sürecinde, öncelikle $W(m_k + \alpha_k u_k)$ fonksiyonunu minimize eden α değerinin bulunması gerekir. Bu algoritma büyük bir matrisin oluşturulmasını gerektirmezken, J veya JT sonucunu gerektirir. Bu algoritmanın hesaplama verimliliği iterasyon sayısı (Ncg) ile kontrol edilir. Siripunvaraporn ve Egbert (2007) tarafından yapılan araştırma, Ncg'nin λ 'nın bir fonksiyonu olduğunu göstermektedir. Büyük bir λ değeri küçük bir Ncg gerektirecektir. Ancak, λ 'nın küçük bir değeri büyük bir Ncg gerektirecektir.

Verimliliği artırmak için, Laplacian operatörü ile ilişkili Hessian yaklaşımına dayalı bir ön koşullayıcı geliştirilebilir. Bir ön koşullandırıcı kullanarak, istenen oranda yakınsama elde etmek için gereken iterasyon sayısı önemli ölçüde azaltılabilir, yani yakınsama daha az iterasyonla elde edilebilir. NLCG algoritmasında ön koşullandırıcı kullanmanın avantajı Rodi ve Mackie (2001) tarafından kanıtlanmıştır. Araştırmalarına dayanarak, NLCG algoritmasında ön koşullandırıcı kullanımının ters çözüm sürecini önemli ölçüde hızlandırabileceği sonucuna varılmıştır.

2.3 Eriyik Oranı Tahmini

Jeolojide eriyik oranı, eriyik hacminin veya kütesinin kaya sisteminin toplam hacmine veya kütesine oranını ifade eder ve kayanın yaşadığı kısmi erime derecesini tanımlar (McKenzie, 1984). Cordell vd 'ye (2022) göre eriyik oranı, sıcaklık, basınç ve çözünmüş su içeriğinden etkilenen eriyik hacminin toplam mağma hacmine oranıdır. Eriyik kısmının hesaplanmasının sadece ampirik yaklaşımlara değil, termodinamik ilişkilere dayanması gerektiğini vurgulamaktadırlar. Eriyik kısmını, kayaçlar kısmi erimeye uğradığında oluşur; bu, katı kayacın bir kısmının dekompresyon, ısı ilavesi veya akı varlığı nedeniyle sıvıya dönüştüğü bir süreçtir (Asimow vd. 2004).

Jeolojik sistemlerde kısmi erimeyi tetikleyen ısı kaynağı, kayanın içinde bulunduğu tektonik ve jeodinamik ortama bağlı olarak değişir. Bu ısı kaynakları, Okyanus Ortası Sırtı ve Sıcak Nokta'da olduğu gibi manto konveksiyonundan, dalma-batma bölgelerindeki mağma intrüzyonundan, volkanik yaylardan, temas erimesinden veya kıtasal kabuktaki radyoaktiviteden üretilen ısıdan gelebilir.

Eriyik kısım tahmin yöntemleri, birçok bilim insanı tarafından ilgi görmektedir (McKenzie 1984; Waff ve Faul 1992; Katz vd. 2003; Asimow vd. 2004; Gualda vd. 2012; Cordell vd. 2022). Bunun nedeni, eriyik kısmının tahmininin, eriyik kısmının değerlerinin Dünya'nın mantosunun termodinamik koşulları ve bileşiminin yanı sıra manto konveksiyonu ve plaka tektoniği gibi süreçlerle ilişkisi hakkında bilgi sağladığı manto jeodinamiği çalışmaları gibi çeşitli önemli uygulamalara sahip olmasıdır. Ayrıca, eriyik kısmının tahmini, ısı kaynağı göstergelerini ve rezervuarları anlamak için jeotermal sistemler gibi jeolojik kaynak araştırmalarında da yararlıdır (Asimow 1999). Volkanolojide eriyik kısmı, Peacock vd. (2015) çalışmasında olduğu gibi volkanik aktiviteyi ve patlama potansiyelini tahmin etmek için kullanılır.

2.3.1 Mağmatik sistemde yığın özdirenci

Yığın özdirenci, bir malzemenin hem katı hem de gözeneklerde bulunan sıvı olmak üzere tüm bileşenlerini dikkate alarak elektrik akımının akışını engelleme yeteneğini tanımlayan bir elektriksel özelliktir (Reynolds 2011). Yığın özdirenci mağma sistemleriyle yakından ilişkilidir çünkü kayaçların ve mağmanın elektriksel özellikleri bileşim, sıcaklık, sıvı içeriği ve malzeme fazı (katı, sıvı veya gaz) gibi çeşitli faktörlerden etkilenir. Mağma, çözülmüş iyonların içeriği ve yüksek sıcaklıklar nedeniyle genellikle çevresindeki katı kayadan daha düşük bir özdirence sahiptir, bu nedenle yığın özdirenci, mağma odaları da dahil olmak üzere mağma sistemlerinin varlığını ve özelliklerini belirlemek için bir gösterge olarak kullanılabilir.

Volkanoloji için jeofizik çalışmaların geliştirilmesinde, 2B veya 3B özdirenç modelleri üzerinde MT verilerin ters çözüm işlemi ile yığın özdirenç değerleri elde edilebilir. Cumming ve Mackie (2010), Heise vd. (2010), ve Yang vd. (2021) tarafından yapılanlar

gibi birçok çalışma, mağma odalarının varlığını belirlemek için MT verilerinden elde edilen yığın özdirencini kullanmıştır. Kaya kısmi erimeye uğradığında, katı kayadan daha düşük bir özdirence sahip olan eriyik kısımdaki artış nedeniyle sistemin yığın özdirenci azalacaktır. Bu nedenle, yığın özdirenci büyük ölçüde eriyik kısmına ve eriyik özdirencine bağlıdır.

Glover vd. (2000) tarafından yapılan çalışmada, Değiştirilmiş Archie Yasası'nın kısmen erimiş kayalar gibi iki iletken fazdan, yani matris fazı (katı kayaç) ve eriyik fazından (mağma) oluşan sistemlere nasıl uygulanabileceği tartışılmıştır. Archie Yasası, her iki elektriksel özelliği, yani kütle iletkenliği ve eriyik özdirencini dikkate alarak eriyik kısmının tahmin edilmesini sağlar. Bu durum, yalnızca iletken tek fazlı sistemler için geçerli olduğundan geleneksel Archie yasası ile yapılamaz. Kullanılan denklem aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\sigma_{eff} = \sigma_1(1 - \phi)^p + \sigma_2\phi^m \quad (2.77)$$

m eriyik faz bağlantısı için archie üssü ve p matris faz bağlantısı için archie üssüdür. P ve m üslerinin ilişkisi aşağıdaki gibidir:

$$p = \frac{\log(1-\phi^m)}{\log(1-\phi)} \quad (2.78)$$

Bu denklem, sadece bir iletken faz için geçerli olan geleneksel Archie yasasının aksine hem katı kütlenin hem de eriyiğin iletken olduğunu dikkate alır. Eriyik oranı arttıkça, eriyik boyunca iletken yol giderek daha fazla bağlandığı için yığın özdirenci azalacaktır. Değiştirilmiş Archie yasası, alt kabuk veya üst manto gibi yüksek sıcaklık ve basınç koşullarında matrisin ihmal edilemez iletkenliğini hesaba kattığı için eriyik kısmının daha gerçekçi bir şekilde hesaplanmasına olanak tanır.

2.3.2 Riyolitik mağma için termodinamik model (Rhyolite-MELTS)

Riyolit-MELTS (Gualda ve Ghiorso 2015; Gualda vd. 2012) gibi termodinamik modeller genellikle sıcaklık, basınç ve toplam nem içeriği parametrelerini dikkate alarak belirli bir

kaya bileşimindeki mağmatik eriyik ve mineraller arasındaki denge koşullarını tahmin etmek için kullanılır. Temel olarak, riyolit-MELTS, silika bakımından zengin ve sıvı içeren mağma sistemlerindeki faz dengesini simüle etmek için özel olarak tasarlanmış MELTS modelinin bir modifikasyonudur. Model, termodinamiğin temel ilkelerine dayanır ve belirli basınç, sıcaklık ve kimyasal bileşim koşulları altında faz dengesini tahmin etmek için Gibbs serbest enerji yaklaşımını kullanır (Gualda vd. 2012).

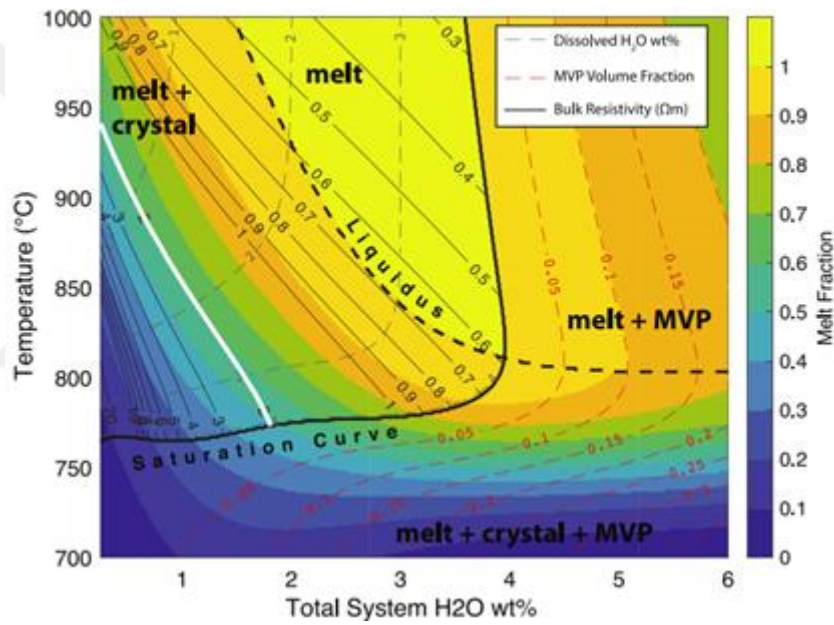
Rhyolite-MELTS, en kararlı faz konfigürasyonunu bulmak için sistemin toplam Gibbs serbest enerjisini minimize ederek çalışır. Gibbs enerjisi (G) değerinin kendisi şu şekilde tanımlanır:

$$G(p,T) = H - TS \quad (2.79)$$

G, basınç (p) ve sıcaklık (T) değişkenlerinin bir fonksiyonu olarak Gibbs enerjisi, H entalpi, T sıcaklık ve S entropidir.

Model, silikat eriyiği, kristal mineral ve sıvı faz gibi çeşitli fazlar için Gibbs enerjisini hesaplar ve ardından belirli bir koşulda sistemin toplam Gibbs enerjisini en aza indiren faz dağılımını belirler. Cordell vd. (2022) tarafından geliştirilen Rhyolite-MELTS Termodinamik Modeli, kayaç bileşimi, sıcaklık, basınç ve sistemdeki toplam su içeriğine bağlı olarak eriyik ve mineral fazları arasındaki termodinamik dengeyi hesaplamak için kullanılır. Rhyolite-MELTS modeli, termodinamik denge ilkesine dayanarak bir sistemde ne kadar mağmanın eridiğini belirleyebilmektedir. Rhyolite-MELTS'in çıktısı, eriyik kısmını ve bileşimini, eriyik fazındaki çözünmüş uçucuların içeriğini ve eğer doymuş koşullar altındaysa, dengede bulunan su ağırlıklı serbest uçucu faz (MVP) miktarını içerir. Bu analizde, mevcut uçucu fazın su (H₂O) olduğu varsayılırken, CO₂ gibi diğer uçucuların etkisinin sıg riyolitik sistemlerde eriyik bölümün tahmini üzerinde ikincil bir etkiye sahip olduğu düşünüldüğünden göz ardı edilmiştir. (Cordell vd. 2022) MT verilerinden eriyik kısımlarını tahmin etmeye yönelik çalışmaların çoğunda herhangi bir termodinamik kısıtlama uygulanmadığını düşündüğü için bu yöntemi geliştirmiştir. Ayrıca, bu yöntem yaklaşımı, ana odak noktası mevcut mağma depolama koşulları olan silisik (riyolitik) mağmatik sistemler için yapılmıştır, bu nedenle riyolitik mağmanın

varsayılan kökenine ilişkin verilere ihtiyaç yoktur. Model, magma rezervuarının kapalı termodinamik dengede olduğunu varsayar ve yeni magma karışımı veya uçucu sıvı göçünün etkisini önemli ölçüde dikkate almamaktadır. Eriyik ayrışması veya bölgesel farklılaşma gibi denge dışı süreçler meydana gelebilse de, bu yaklaşımda modellenmezler (Cordell vd. 2022). MELTS modellemesinde, çeşitli parametreler arasındaki termodinamik ilişkilerle ilişkili bağımsız ve bağımlı değişkenler vardır. Sıcaklık, basınç ve sistemin toplam su içeriği (ağırlıkça %) bu modellemedeki bağımsız değişkenler iken, eriyik kısmı, eriyikteki çözünmüş su içeriği (ağırlıkça %) ve uçucu kısım (su içeriği eriyiğin çözünürlüğünü aşarsa doymuş bir sistemi gösterir) MELTS tarafından hesaplanan termodinamik süreçlerden kaynaklanan bağımlı değişkenlerdir.



Şekil 2.6 Riyolit-MELTS yazılım parametreleri kullanılarak termodinamik olarak kısıtlanmış yeni kütle öz direnci hesabı (Cordell vd. 2022)

Şekil 2.6, 100 MPa sabit basınçta sistemin sıcaklık ve toplam su içeriğinin bir fonksiyonu olarak riyolit-MELTS parametreleştirmesi kullanan termodinamik olarak kısıtlanmış bir yığın direnç modelidir (Cordell vd. 2022). Kontur renkleri MELTS'den tahmin edilen eriyik oranını göstermektedir. Kalın kesikli çizgi ve kalın düz çizgi sırasıyla likidüs sıcaklığı eğrisi (>99% eriyik) ve su doygunluğu eğrileridir ve uzayı eriyik, kristaller ve magmatik uçucu fazdan (MVP) oluşan bir, iki ve üç fazlı sistemlere ayırır. MELTS'in az doymuş rejimdeki çözünmüş su içeriği (% eriyik ağırlığı) çıktısı gri kesikli çizgi olarak ve doymuş rejimdeki MVP çıktısının hacim oranı kırmızı kesikli çizgi olarak

gösterilmiştir. Düz siyah çizgi, diğer tüm değişkenlerin bir fonksiyonu olarak az doymuş rejimde hesaplanan yığın direncidir. Eriyik oranı, sıcaklık ve 2 Ω .m konturu (beyaz çizgi) boyunca çözünmüş su içeriği değerleri Şekil 2.6'da parametre uzayına yansıtılmıştır.

Şekil 2.6'da verilen model, Mono Havzası (Peacock vd. 2015), Newberry Yanardağı (Bowles-Martinez ve Schultz 2020) ve Laguna del Maule Volkanik Alanı (LdMVF) (Cordell vd. 2022) olmak üzere üç vaka çalışması üzerinde test edilmiştir. Bu çalışmaların sonuçları, geliştirilen yığın öz direnç modelinin daha iyi termodinamik tutarlılığa sahip olduğunu, dolayısıyla yüksek sıcaklığın düşük eriyik bölümüyle ilişkilendirilmesi gibi gerçekçi olmayan ödüneşimlerle sonuçlanmadığını göstermektedir. Bu yaklaşım sadece eriyik kısım, sıcaklık ve çözünmüş su içeriğinin tahminini kısıtlamakla kalmaz, aynı zamanda mevcut mağma sistemindeki suya doymuş koşulların sınırını da belirler. Buna ek olarak, model geçmiş püskürme ürünlerinden elde edilen sıcaklık ve su içeriği tahminlerine dayanmaz, bu da geçmiş ve mevcut mağma rezervuar koşulları arasında daha doğru bir karşılaştırma yapılmasına olanak tanır.

2.4 Çalışma Alanının Jeolojisi

2.4.1 Bölgesel tektonik

Anadolu, milyonlarca yıl boyunca gerçekleşen ve bugün hâlâ aktif olan tektonik süreçler nedeniyle karmaşık bir jeolojik yapıya sahiptir. Bu durum, çeşitli bölgelerinde sık sık meydana gelmiş depremler ve volkanik faaliyetler nedeniyle anlaşılmaktadır. Anadolu iki eski kıta arasında yer almaktadır: kuzeyde Laurasia - şimdi Avrasya'nın bir parçası ve güneyde Afrika ile Arabistan'ı içeren Gondwana. Paleozoik dönemden Tersiyer döneminin başlarına kadar Neo-Tethys Okyanusu doğudan batıya uzanarak Avrasya'yı Gondwana'dan ayırmıştır (Şengör ve Yılmaz 1981).

Anadolu'nun oluşumu, başlangıçta Avrasya ve Gondwana'dan ayrılmış olan birkaç kıta parçasının birleşmesiyle meydana gelmiştir (Güncüoğlu, 2010). Paleozoik ve Mezozoik çağlar boyunca, Gondwana'nın parçaları ayrılmış, kuzeye doğru hareket etmiş ve sonunda Avrasya ile bütünleşmiştir. Parçalar daha sonra Mezozoik ve Senozoik dönemlerinde

birleşmiş ve nihayetinde Oligo-Miyosen döneminde bugün bilinen haliyle Anadolu'yu oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz 1981; Okay ve Tüysüz 1999). Bu karmaşık jeolojik süreçler, Türkiye bölgesinde mağmatik kayalar, tortullar, karmaşık ofiyolitler ve akresyonel oluşumlar gibi çeşitli kayalar türleri üretmiştir (Okay 2008).

Anadolu'nun tektonik yapısı, Şekil 2.7'de gösterildiği gibi, Avrasya, Arap ve Afrika plakaları arasındaki etkileşimden güçlü bir şekilde etkilenmektedir. Neotektonik dönemde Arap ve Avrasya plakaları arasındaki çarpışma, Doğu Anadolu'da kabuk kısalmasına neden olmuş ve bu da Anadolu Bloğu'nun batıya doğru hareketini teşvik etmiştir. Bu hareket, dekstral Kuzey Anadolu Transform Fayı (KAFZ) ve sinistral Doğu Anadolu Transform Fayı (DAFZ) gibi büyük fay sistemleri aracılığıyla gerçekleşmiştir (McKenzie 1972). Bu hareket sonunda Ege Denizi'ndeki Helen makaslama zonunda durmuş ve bu da Batı Anadolu'da kuzey-güney doğrultulu genişleme kuvvetlerine neden olmuştur. Sonuç olarak, kabuk incilmesi, mağmanın mantodan yüzeye yükselmesi için ana yol haline gelen Neojen havzasının oluşumunu tetiklemiştir (Aydar vd. 1998).

Anadolu tektoniği, Batı Anadolu da dahil olmak üzere bölgedeki volkanik faaliyetlerin kontrolünde de önemli bir rol oynamaktadır. DAFZ boyunca sinistral hareket, mağma yollarına katkıda bulunan graben ve normal fayların oluşumunu sağlayan tektonik gerilme üretir (Bozkurt 2001). Örneğin, Afyon'daki volkanik aktivite, Batı ve Orta Anadolu arasında tektonik bir dönüşüm sınırı görevi gören ve alkali mağmanın mantodan göçüne izin veren Kırka-Afyon-Isparta yapısal sisteminden etkilenmektedir (Savaşın ve Oyman 1998). Paleomanyetik çalışmalar, Afyon ve çevresindeki volkanik kompleksin, makaslama fayları ve uzanım sistemleri arasındaki etkileşim nedeniyle diferansiyel rotasyon geçirdiğini göstermektedir. Bu etkileşim, bölgedeki volkanik aktivitenin patlama paternini ve dağılımını etkilemektedir (Gürsoy vd. 2003).

Afyon ve Köroğlu Kalderası'ndaki volkanizma, genişleme dinamiklerinden etkilenen mağmatik bir evrim sürecinin parçası olarak gelişmiştir. Orta ve Geç Miyosen'de (yaklaşık 8,5-14,5 milyon yıl önce) oluşan Afyon Stratovolkani, potasik ila ultrapotasik mağmatik bir karaktere sahiptir.



Şekil 2.7 Türkiye'nin tektonik yapısı (Aydar vd. 1998 ve Gürsoy vd. 2003'ten değiştirilmiştir. Sarı kare, çalışma alanını göstermektedir. Oklar, levha hareketlerinin yönünü belirtmektedir).

Bu karakterin Hellenik yayda Afrika Levhasının dalmasıyla tetiklenen manto metasomatizması nedeniyle ortaya çıktığı düşünülmektedir. Bu alandaki volkanizma aktivitesi trakitik lav püskürmeleri ile başlar, bunu büyük ignimbrit püskürmeleri nedeniyle kaldera oluşumu izler ve trakitik lav akıntıları ve lamprofitik dike intrüzyonları üreten kaldera sonrası bir faz ile devam eder. Bu arada, yaklaşık 17 milyon yaşında daha yaşlı olan Köroğlu Kalderası, Seydiler İgnimbritleri yataklarını üreten patlayıcı bir ignimbrit patlamasıyla oluşmuştur. Bu çökeller patlama merkezinden 50 km uzaklığa kadar yayılmıştır. Dolayısıyla, levha hareket dinamikleri ve genişleme kuvvetleri Batı Anadolu'daki volkanik aktivitenin yerini ve özelliklerini belirlemede önemli bir rol oynamaktadır. Afyon'daki volkanizma, yüksek potasyum içerikli mağmalar üreten dalma-batma kaynaklı manto metasomatizmasından daha fazla etkilenmektedir. Öte yandan, Köroğlu Kalderası'ndaki volkanik aktivite daha çok bölgedeki kabuk incilmesi sürecinin başlamasıyla birlikte meydana gelen alt kabuk anatomik süreciyle ilişkilidir (Aydar vd. 1998).

2.4.2 Araştırma sahasının jeolojisi

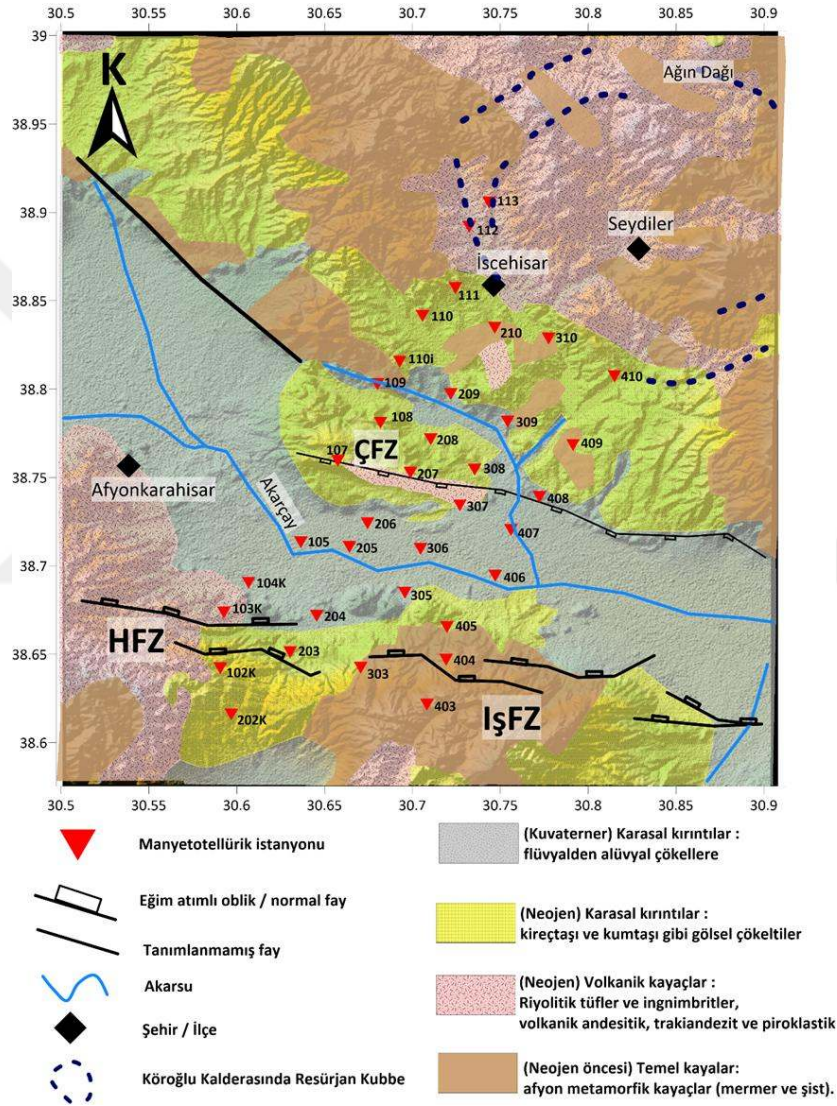
Köroğlu Kalderası, Afyon şehrinin yaklaşık 40 km kuzeyinde, genişleme tektoniğinin hakim olduğu Batı Anadolu bölgesi ile blok deformasyonun hakim olduğu Orta Anadolu arasında yer almaktadır (Aydar vd. 1998). Bu tezin araştırma alanı, Köroğlu Kalderası'nın merkezinde yer alan diri kubbenin güneybatı kesimindedir.

Tektonik olarak, Köroğlu Kalderası bölgesi iki büyük fay sisteminden etkilenmektedir. Birincisi, Köroğlu Kalderası'nın volkanizmasından önce oluşan ve bir zamanlar su akış yolu (nehir veya flüvyal sistem) olarak hizmet eden daha eski KD-GB eğilimli faydır. İkincisi, büyük olasılıkla Neojen (Miyosen-Pliyosen) veya daha genç bir dönemde, ignimbirit p sk rmesinden sonra gelişen ve kaldera sonrası mağma yükselme yolları olarak işlev gören aktif KB-GD uzanımlı faylardır (Aydar vd. 1998).

Özkaymak ve diğerlerine (2017) göre, çalışma alanı, özellikle MT veri koleksiyonunun orta kısmı, Neojen ve Kuvaterner dönemlerinde volkanik bir geçmiŐe sahip olan Afyon-Akşehir Graben bölgesinin bir parçasıdır. Genel olarak, Afyon-Akşehir Grabeni'nin tektonik yapısına, uzanım rejiminin bir parçası olarak normal faylar hakimdir ve bölgesel deformasyonu etkileyen bazı makaslama ve transtansiyonel fay unsurları vardır (Gürsoy vd. 2003). Jeoloji haritasında (Şekil 2.8), batı-kuzeybatı - güneydoğu-kuzeydoğu (BKB-DGD) uzanımlı  obanlar Fay Zonu ( FZ) yer almaktadır. Bu fay, ağırlıklı olarak düşey hareket eden normal bir fay (e im atımlı normal fay) olarak sınıflandırılır.  FZ Pliyosen-Kuvaterner döneminden beri gelişmiştir ve kuzeydeki ana graben sınırlarından biri olarak işlev görür. Buna ek olarak, IŞıklar fay zone (IŞFZ) ve Halımoru fay zone (HFZ) bulunmaktadır. Bu fay zone da batı-kuzeybatı - güneydoğu-kuzeydoğu do rultuludur (BKB-DGD). Zon, grabene doğru tabakalı bir geometri oluşturan birkaç paralel veya yarı paralel fay segmenti ile bir dizi normal ve e ik kayma fayından oluşur. IŞFZ Holosen'de, HFZ ise Plestosen'de gelişmiştir (Emre vd. 2011) ve Afyon-Akşehir Grabeni'nin güney kısmının ana sınırını oluşturarak grabenin tektonik evriminde önemli bir rol oynamaktadır. Kuzeydeki  obanlar Fay Zonu ( FZ) ile birlikte, bu iki fay zone bölgedeki graben deformasyonunu ve sismik aktiviteyi kontrol etmektedir ( zkaymak vd. 2017). Çalışma alanındaki kayaçlar yaŐlarına ve oluşum süreçlerine göre kategorize edilebilir. Neojen  ncesi kayaçlar, düşük metamorfizma seviyesine sahip metamorfik kayaçların h kimiyetindedir ( zkaymak vd. 2017). Bu kayaçlar, ignimbirit p sk rmesinden önce ma manın girdiği taban olarak işlev g rm Őtir. Bu durum, ignimbritlerde mağma ve ana kaya arasındaki etkileşime işaret eden bazı metamorfik ksenolitlerin bulunduğu jeokimyasal kanıtlarla desteklenmektedir (Aydar vd. 1998).

Ayrıca, Afyon-Akşehir Grabeni bölgesinde Neojen kayaçları volkanik ve karasal kırıntılar oluşmaktadır. Gürsoy vd. (2003) jeolojik haritasına göre, Afyon'un güneyindeki

volkanik kayalar andezitik aglomeralar, trakiandezitler ve piroklastikler tarafından domine edilirken, Afyon'un kuzeyinde riolititik tüfler ve ignimbritler bulunmaktadır. Bu bulgu, Afyon'un kuzeyinde riolititik lavlarla serpiştirilmiş kalın t f ve ignimbrit tabakalarının bulunduğunu ve bunların latit, trakit ve fonolitik tefritlerle devam ettiğini belirten Keller ve Villari (1972) araştırmalarıyla uyumludur. Güneyde ise volkanik kayalar l sit, fonolit ve lamproitten oluşmaktadır.



şekil 2.8 çalışma alanının jeoloji haritası (Aydar vd. 1998, Emre vd. 2011 ve  zkaymak vd. 2017 jeolojik haritasının sadeleştirilmesi ve düzenlenmesi sonucu oluşturulmuştur).

Neojen döneminde Köroğlu Kalderası, ignimbritleri oluşturan riolititik patlamalarla başlayan, trakitik ve bazaltik-trakitik lav akıntılarının yanı sıra potasik-ultrapotasik lavlar

üreten geç aktivite ile devam eden çeşitli volkanik aktivite evreleri yaşamıştır. Bu dönemin kırıntılı çökelleri, Köroğlu Kalderası'nın gölsel çökelleri ile ilişkilidir ve esas olarak volkanik faaliyet sırasında oluşan nehir ve göl çökellerinden türemiştir (Aydar vd. 1998).

Son olarak, kuvaterner kırıntılı tortul kayaçlar bulunmaktadır. Bu bölgedeki Pliyosen-Kuvaterner çökelleri, tektonik aktivite ve sedimantasyon nedeniyle gelişen modern graben havzalarının dolguları olarak işlev görmektedir. Grabenin merkezindeki ince fasiyes, alüvyal yelpazelerin ve nehir çökellerinin distal kısımlarından oluşmaktadır (Özkaymak vd. 2017).

Buna ek olarak, kuvaterner'de Köroğlu kalderasındaki volkanik aktivite zayıflamıştır. Bununla birlikte, Şekil 4.9'da gösterildiği gibi yeniden dirilen bir kubbenin varlığıyla desteklenen, yükselme geçirmiş kaldera sonrası intrüzif ve volkanik kayaçlar vardır. Aydar vd. (1998)'e göre, dike veya lav akıntıları gibi kaldera sonrası kayaçların KB-GD fay sistemi ile bir ilişkisi vardır. Lav akıntıları, Ağın Dağı'nda olduğu gibi bazı yerlerde lav akıntıları ve dikenler şeklinde bulunan trakiandezitin varlığının da gösterdiği gibi, kaldera halka kırıkları ve KB-GD faylarından çıkmıştır.

2.4.3 Köroğlu Kalderası ve Seydiler İgnimbiritleri

Aydar vd. (1998)'e göre, Köroğlu Kalderası metamorfik kayaçlardan oluşan bir taban üzerinde gelişmiş bir kalderadır. Köroğlu Kalderası'nın volkanolojisi ve evrimi dört ana aşamadan geçerek oluşmuştur:

2.4.3.1 Yükselme Aşaması

Bu aşama, sıg kabuğa riyolitik mağmanın enjekte edilmesiyle başlar ve metamorfik temel kayaçlarda bir kabartma veya şişkinlik (*tumescence*) oluşmasına neden olur. Jeolojik kanıtlar, bu yükselmenin, kaldera içindeki (1450 m) ve dışındaki (1050 m) kloritoid izogradı arasındaki yükseklik farkı ile karakterize edildiğini göstermektedir. Merkezdeki uplift bölgesinde daha yüksek bir kot gözlemlenmektedir (Erkan vd. 1996).

2.4.3.2 Patlama ve Kaldera Çökme Aşaması

Köroğlu Kalderası'nın gelişimi sırasında meydana gelen volkanik aktivitenin ürünleri, geniş alanlara yayılan riyolitik volkanizmaya ait piroklastik fasiyesler ve riyolitik aktivitenin hemen ardından oluşan ignimbiritleri içeren ultrapotassik volkanizmaya ait lav fasiyeslerinden oluşmaktadır (Aydar vd. 1998). Seydiler bölgesinde gerçekleşen volkanizmaya ait piroklastik fasiyesler, Alt Seydiler İgnimbriti ve Üst Seydiler İgnimbriti olarak bilinen iki ana ignimbirit sekansını oluşturmaktadır.

Bu iki birim, volkanik aktivitenin bir süre durakladığını gösteren ikincil volkanoklastik sediman tabakası ile ayrılmaktadır. Proksimal bölgede toplam ignimbirit kalınlığı 400 metreye ulaşmakta olup, ignimbritler kaynak noktasından itibaren 50 km mesafeye kadar yayılım göstermektedir (Aydar vd. 1998).

Alt Seydiler İgnimbirit (ASİ)

Alt Seydiler İgnimbrite, ana birim olan AS-B1 ve küçük bir birim olan AS-B2 olmak üzere iki püskürme biriminden oluşmaktadır. AS-B1 biriminin kalınlığı ve yayılım alanı, AS-B2 birimine göre daha geniştir. Kaynağa daha yakın olan ignimbirit kısımları genellikle yoğun bir şekilde kaynaşmış (*welded*) olup, iyi gelişmiş fiamme dokusu sergilemektedir. İgnimbritlerdeki fiamme dokusu, volkanik cam malzemesinin yoğun kaynaşma süreci nedeniyle deformasyona uğradığını göstermektedir. Fiamme, piroklastik akış içindeki sıcak pomza parçalarının üzerlerindeki birikintilerin basıncı ve yüksek sıcaklık nedeniyle yassılaşıp uzaması sonucu oluşur (McPhie ve diğerleri, 1993). Bu doku, genellikle Köroğlu Kalderası'ndaki Alt Seydiler İgnimbriti'nde gözlemlendiği gibi yoğun şekilde kaynaşmış ve ötakstitik ignimbritlerle ilişkilendirilir. AS-B1 biriminin kaynaşması, kaldera kenarını oluşturan birimin üst kısımlarında da gözlemlenmiştir. AS-B1 biriminin üst kısımlarında, yassılaşmamış pomzalar boyunca iyi gelişmiş sütunumsu (kolumnar) eklemler bulunmaktadır. AS-B1 biriminde, çoğunlukla metamorfik ana kayalardan oluşan litik fragmanlar da mevcuttur (Aydar vd. 1998).

Öte yandan, AS-B2 birimi, Köroğlu Kalderası'nın kuzeybatısında, güneyinde, güneydoğusunda ve batısında yüzeylenmektedir. Bu birimin kalınlığı 1,5 metreye kadar ulaşmakta ve uyumlu bir şekilde AS-B1 birimini örtmektedir. AS-B2 biriminin alt kısmı,

ince taneli bir kül tabakasından (*ash fall deposits*) oluşmakta olup, bunun üzerine ince taneli piroklastik akış birikintileri yerleşmiştir. Bu birimdeki pomza (*pumis*) tanelerinin boyutu genellikle 1 cm'den küçüktür. AS-B2 biriminin temel özelliklerinden biri, altındaki AS-B1 birimi ile oldukça yüksek frekansta kaynaşma göstermesidir. Bu durum, Alt Seydiler İgnimbriti'nin aşamalı bir püskürme süreciyle oluşan tek bir soğuma birimi (*cooling unit*) olduğunu işaret etmektedir. ASİ biriminin dış kısımları, özellikle AS-B2, sıklıkla tüflü gölsel (*tuffaceous lacustrine*) birikintilerin üzerinde yer almaktadır. Genel olarak, ignimbiritin alt kısımlarında kil oluşumu (argillizasyon) ve zeolit oluşumu gibi alterasyon izleri gözlemlenirken, üst kısımları taze durumdadır. Bu durum, gölsel ortamın ignimbirit birikiminden sonra oluştuğunu ve ignimbiritin önceden var olan bir göle çökmediğini göstermektedir (Aydar vd. 1998).

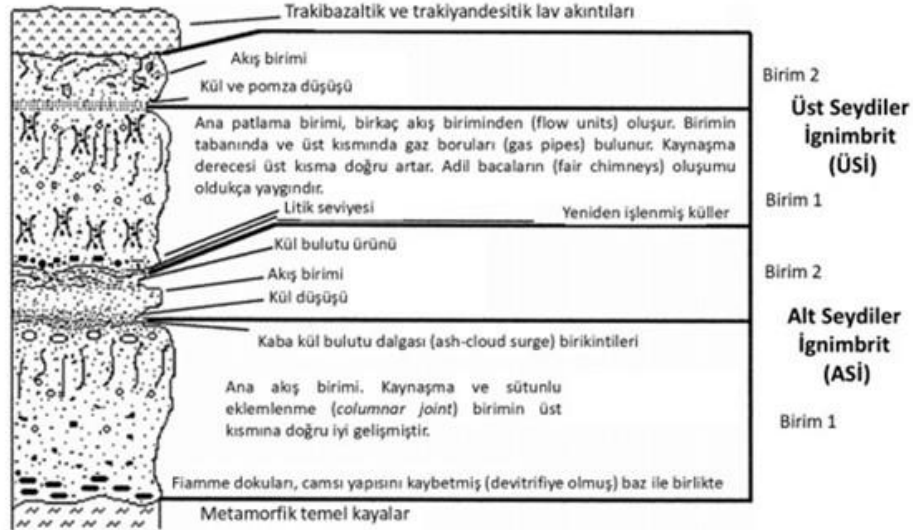
Üst Seydiler İgnimbirit (ÜSİ)

Bu birim, yeniden işlenmiş ASİ tuf tabakası ile ayrılmaktadır. Bu tabakada paleosol (eski toprak) bulunmamaktadır. ÜSİ ayrıca, her biri çoklu püskürme ve basit püskürme ile ilişkili olan ÜS-B1 ve ÜS-B2 olmak üzere iki birimden oluşmaktadır. ÜS-B1 birimi, Üst Seydiler İgnimbriti'nin bir parçasıdır ve bir dizi piroklastik akış ile oluşmuştur. Bu birim, her biri ince kül tabakaları ile ayrılan en az dört akış katmanından oluşmaktadır. Bu piroklastik akışlar, pomzalı hava düşüşü birikintileri (*pumiceous air fall deposits*) tarafından öncelenmektedir.

ÜS-B1'in taban kısmı, metamorfik ana kayalardan gelen ksenolitler de dahil olmak üzere litik kayaç fragmanları açısından zengin bir tabaka ile karakterize edilir. ÜS-B1 ayrıca, kaynaşmamış (*non-welded*) kısımlarda "peri bacaları" ve kaynaşmış (*welded*) alanlarda zirveler gibi çeşitli morfolojik özellikler sergilemektedir. Bu birim, kaldera tabanının yeniden yükselme evresinden de etkilenmiştir, bu da ÜS-B1 birikintilerinde yüksek düzeyde silisifikasyona neden olmuştur. Silisifikasyon yoğunluğu, resurgent kubbe merkezine doğru artmaktadır.

Hem ÜS-B1'in taban hem de üst kısımları, zirve yapılarına yakın bölgelerde gelişmiş olan gaz çıkış borularını göstermektedir. Bu borular, yüksek oksidasyon seviyesine sahip bir bölge olan kalderanın güney kısmında sıklıkla bulunmaktadır. Ayrıca, bu alanda şişit kayalarından oluşan zırhlı lapilli (*armoured lapilli*) yaygın olarak gözlemlenmektedir.

Gaz boruları, zırlı lapilli ve akarsal konglomeraların varlığı, ignimbirit birikiminden önce bir akarsal sistemin var olduğunu işaret etmektedir.



Şekil 2.9 Seydiler ignimbiritlerinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti (ölçeksiz) (Aydar vd. 1998)'den düzenlenmiştir

ÜS-B2 birimi, Üst Seydiler İgnimbriti'nin bir parçasıdır ve özellikle Köroğlu Kalderası'nın güney ve güneybatısında ile kalderanın iç kısımlarında yüzeylenmektedir. Bu birimin kalınlığı, proksimal alanlarda 115 metreye kadar ulaşmaktadır. ÜS-B2 ile ilişkili Plinian düşüş birikintileri, 8 cm ile 1,2 metre arasında değişen kalınlıklara sahip olup, ince taneli kül ve pomza içermektedir. Bu birimde, her biri 1-4 cm kalınlığında ince kül tabakalarıyla ayrılan üç ana pomza katmanı tanımlanmıştır.

ÜS-B2, tek bir püskürme (basit püskürme) ile oluşmuş olup, tekrarlayan püskürmeler (bileşik püskürme) sonucu oluşan ÜS-B1'den farklıdır. Bu birimin dağılımı ve kalınlığı, onu oluşturan piroklastik akışların yüksek enerjiye sahip olduğunu ve soğuma ve birikim öncesinde geniş bir alana yayılabildiğini göstermektedir.

2.4.3.3 Yeniden Domlaşma Aşaması (Yeniden Dirilen Kubbe Oluşumu)

Köroğlu Kalderası'nda yeniden yükselme aşaması, kalderanın çöküşünden sonra gerçekleşmiş olup, daha önce boşalmış olan mağma odasına yeni mağma enjeksiyonu ile kaldera tabanının tekrar yükselmesi ile karakterize edilir. Bu süreç, yükselen kubbe

oluşumuna neden olmuş, sıcaklık artışı ile birlikte zengin element içeren akışkanların göçünü tetiklemiş ve ignimbritlerde mineralojik değişimler ve silislenme meydana gelmiştir. Bu aşamadan önce, kalderanın dış kesimlerinde tüfit karbonatlar ve kil içeren lakustrin çökelleri birikmiştir. Kaldera tabanının yükselmesi, aktif magmatik sistemdeki basınç ve sıcaklık artışına bağlı olarak gerçekleşmiştir (Aydar vd. 1998). Yeniden yükselme süreci, kubbe çevresindeki ignimbritlerde deformasyon ve silislenmenin artmasına neden olmuştur. Kubbenin doğu kesiminde ignimbritler yerinde breşlenme sergilemekte olup, bu durum yoğun tektonik ve hidrotermal aktivitenin varlığına işaret etmektedir. Ayrıca, kubbenin alt kesimlerinde hematit oluşumu gözlemlenmiş, bu durum ileri düzeyde hidrotermal alterasyon ve silislenme ile ilişkilendirilmiştir.

Yeniden yükselen kubbeyi gösteren jeolojik yapılar arasında Plinian tipi kül düşme tabakalarının ters eğimi bulunmaktadır; bu durum, kubbenin topoğrafyasına uygun şekilde deforme olduğunu göstermektedir. Benzer bir olgu, kubbenin güney kesiminde de gözlemlenmiş olup, silislenmiş ignimbirit fragmanları ve üzerlerinde karbonatlı sedimanların varlığı ile karakterizedir (Aydar vd. 1998). Yeniden yükselen kubbenin sınırları, deformasyon ve rekristalizasyon nedeniyle net bir şekilde belirlenmemektedir. Uplift breşlenmesi, yani artan iç basınç nedeniyle ignimbiritlerin parçalanması, bu sürecin önemli bir göstergesidir. Yeniden yükselen kubbe ayrıca, dayk ve genç mağma intrüzyonlar ile ilişkilendirilmiş olup, potasik-ultrapotasik lav akıntıları şeklinde yüzeye ulaşmıştır.

2.4.3.4 Kaldera Sonrası Lav Çıkışı Aşaması

Lav ekstrüzyon aşaması, Köroğlu Kalderası'nın volkanik gelişimindeki son aşamadır ve iki ana nesil lav akıntısının oluşumu ile karakterize edilir. Bu lavlar kaldera halkasının çatlaklarından akar ve KB-GD doğrultulu büyük bölgesel fayları takip eder (Aydar vd. 1998).

Eski Lav Kuşağı: Doğrudan kaldera aktivitesi ile ilgilidir, kaldera çevresinde ve içinde dayk ve lav akıntıları oluşturur. Bu lavlar kaldera çevresindeki ignimbiritlerin ve daha uzak bölgelerdeki sedimanter kayaçların üzerini örter. İgnimbritler ve tortul kayaçlar arasındaki temas genellikle katmanlara kırmızımsı rengini veren bir oksidasyon sürecinden geçer.

Genç Lav Kuşağı: Çalışma sahasının güney kesiminde yer alır ve kaldera sisteminden bağımsız olarak oluşmuştur. Bu lavlar ignimbrit patlamasından sonra gelişen KB-GD fay sistemi ile ilişkilidir. Genç lavlar sedimanter fasiyes tabakasını örter ve bu sürecin kaldera sonrası çökmeden sonra gerçekleştiğini gösterir.

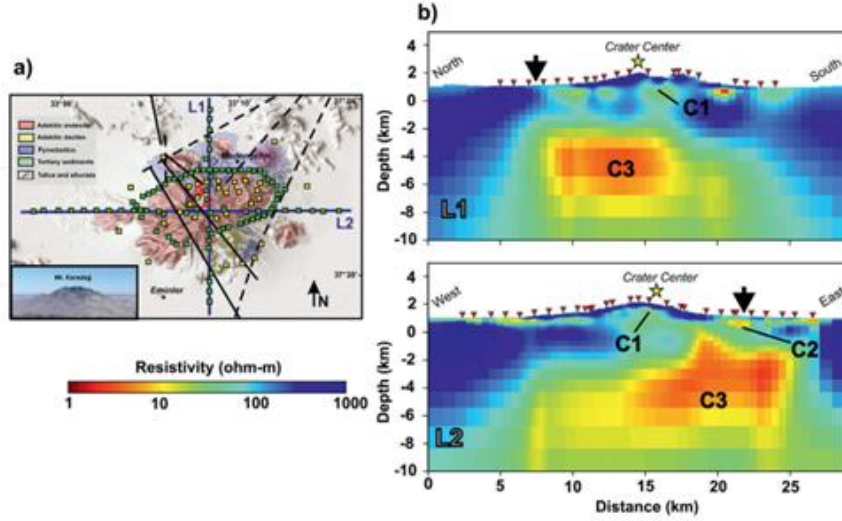
2.5 Kalderalarda Uygulanan Jeofizik Yöntemler

Mağma odalarının, mağma hareket yollarının ve gizli kaldera yapılarının varlığını tanımak ve doğasını anlamak için çeşitli jeofizik teknikler kullanılmıştır. Gravite ve sismik tomografi gibi yöntemler yeraltı yapılarının görüntülerini sağlayabilir, ancak birçok yaklaşım arasında MT yöntemin kendine özgü avantajları vardır. Yapay enerji kaynaklarına ihtiyaç duymadan kayaların elektrik öz direncindeki değişimleri hem dikey hem de yanal olarak, hatta onlarca kilometre derinliğe kadar derin ve kapsamlı bir şekilde haritalayabilmektedir. Bu yöntemin bir diğer avantajı da sıcaklık değişimlerine, kısmi eriyik varlığına ve sıvı içeriğine duyarlı olmasıdır; bu da onu genellikle mağma kütleleri ve kaldera sistemleriyle ilişkili iletken bölgelerin belirlenmesinde çok etkili kılmaktadır (Chave ve Jones 2012).

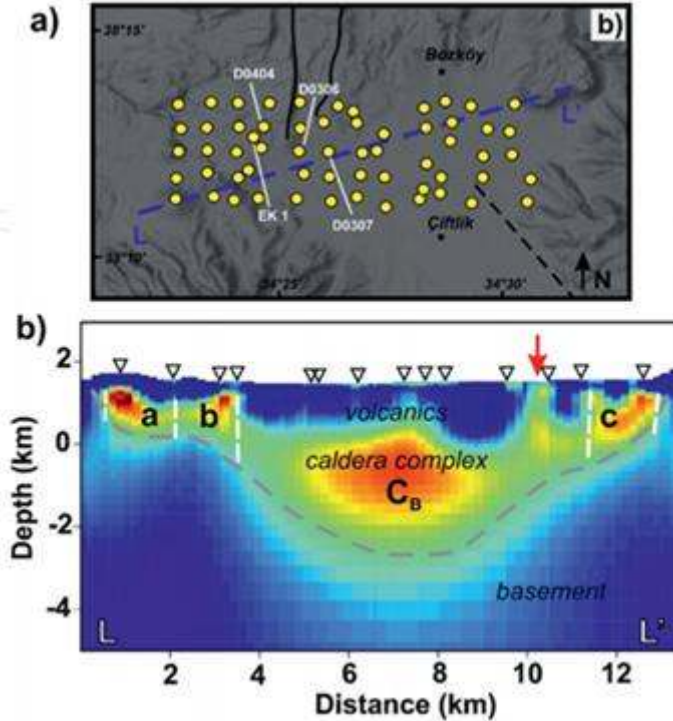
MT verilerinin ters çözümüyle elde edilen öz direnç değerlerinin dağılımı, genellikle yüksek eriyik oranına sahip eriyik veya lapa şeklindeki mağma kütlelerinin varlığıyla ilişkili olan düşük öz dirençli anomali bölgeleri ortaya çıkarmıştır. Örneğin, Karadağ, Türkiye'deki statovulkanik kompleks üzerinde yapılan bir MT çalışmasında, andezitik eriyik içeren sığ mağma rezervuarları olarak kategorize edilen 3-7 km derinliklerde iletken bölgeler tespit edilmiştir (Başokur vd. 2022). Şekil 2.10'daki düşük öz direnç değerleri C1, C2 ve C3 ile gösterilmiştir.

Benzer koşullar, dasitik mağmanın ve buna eşlik eden hidrotermal sistemlerin varlığının 2 ila 7 km derinliklerde 6 ila 15 $\Omega \cdot m$ arasında değişen düşük dirençli bölgelerle gösterildiği Orta And Dağları'nın Socompa bölgesinde de bulunur (Guevara vd. 2023). MT yönteminin, büyük patlamalardan sonra kara yüzeyinin çökmesi ve mağmanın yanal hareketi ile oluşan kaldera yapılarını ortaya çıkarmada etkili olduğu kanıtlanmıştır. Kapadokya'nın volkanik bölgesinde, yaklaşık 12 km çapında ve 3 km'ye kadar derinlikte bulunan gömülü bir kalderanın 3B MT ters çözüm modeli kullanılarak haritalandığı bir

örnek bulunmaktadır (Hacıoğlu vd. 2023). Net yapılarla sınırlanan düşük öz dirençli bölge, geçmişteki volkanik faaliyetlerin oluşturduğu eski bir kalderanın izlerini göstermektedir (Şekil 2.11).

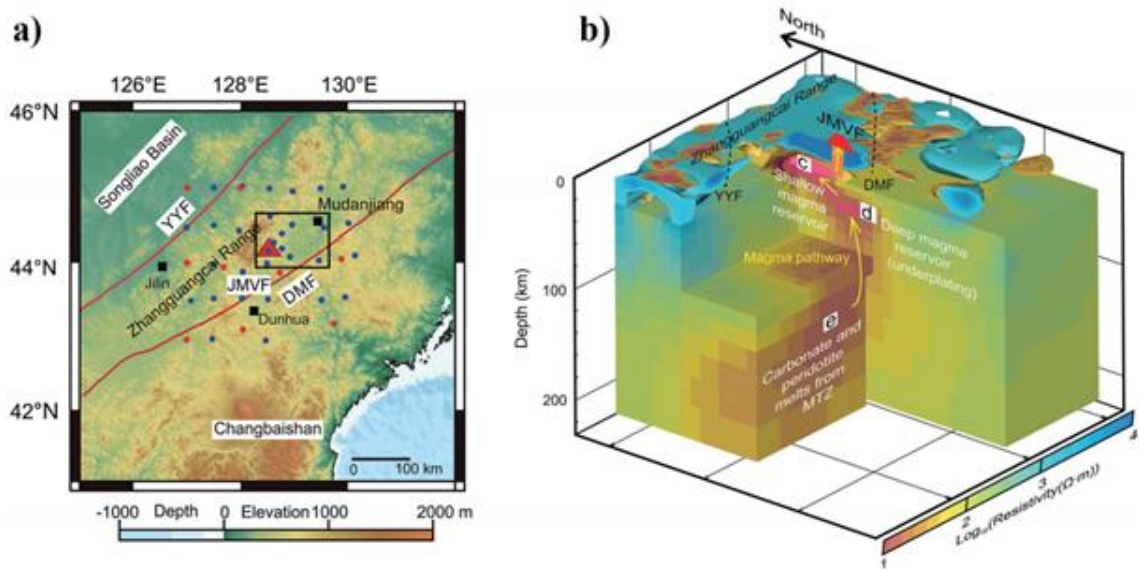


Şekil 2.10 (a) Karadağ stratovulkanının basitleştirilmiş jeolojik haritası. (b) 3B ters çözüm sonucu L1 ve L2 hatlarının öz direnç kesiti (Başokur vd. 2022).



Şekil 2.11 (a) Çiftlik ovası, Kapadokya volkanik alanı, Türkiye'nin Orta Anadolu bölgesindeki jeolojik yapılarla (siyah çizgiler) MT ölçüm noktalarının (sarı noktalar) konumunu gösteren DYM haritası. (b) 3B ters çözüm sonucu elde edilen öz direnç modelinden L-L' öz direnç kesiti sonuçları (Hacıoğlu vd. 2023).

Buna ek olarak MT, aktif fay zonlarıyla ilişkili dayk ve kanallar da dahil olmak üzere mağma tesisat sistemlerini haritalamak için de yaygın olarak uygulanmıştır. Örneğin, kuzeydoğu Çin'deki Jingpohu volkanik alanında MT verileri, astenosferden yüzeye mağma göç yolları sağlayan iletken sistemleri ($1-2 \Omega \cdot m$) ortaya çıkarmıştır (Yabin vd. 2021). Bu durum, MT yöntemlerinin tektonik ve mağmatik süreçler arasındaki bağlantıyı tespit etmedeki önemli rolünü göstermektedir.



Şekil 2.12 (a) Kuzeydoğu Çin'deki Jingpohu monogenetik volkanik alanının (JMVF) topografik haritası ve MT ölçüm noktalarının dağılımı (kırmızı renk) (b) 3B MT ters çözümünden elde edilen kavramsal model sonuçları, mağma kanalları sarı oklarla gösterilmiştir ve c, d ve e harfleri düşük öz direnç anomalilerini işaret etmektedir (Hacıoğlu 2024).

Manyetotellürik yöntemlerin kapsamlı bir şekilde uygulanması yalnızca mağma kütlelerini ve kaldera sistemlerini tanımlamakla kalmaz, aynı zamanda altta yatan volkanik dinamiklerin anlaşılmasını da sağlayabilir. MT tabanlı jeofiziksel çalışmalar, öz direnç veri bilgilerini petroloji ve jeokimya gibi diğer bilimlerle birleştirerek mağmatik sistemlerin evriminin daha kapsamlı bir şekilde yorumlanmasını sağlayacaktır (Hacıoğlu, 2024). Andes'tan Orta Anadolu'ya ve Çin'e kadar dünyanın çeşitli bölgelerindeki vaka çalışmalarında MT'nin mağma sistemlerinin evrimini, kaldera yapılarını ve yüzeyin altında gizlenen potansiyel volkanik tehlikeleri anlamada güçlü bir araç olduğu kanıtlanmıştır. Volkanik ortamlardaki MT uygulamaları sadece bilimsel değil, aynı zamanda afet azaltma ve jeotermal keşif bağlamında stratejiktir (Hacıoğlu 2024).

3. MATERYAL ve METOT

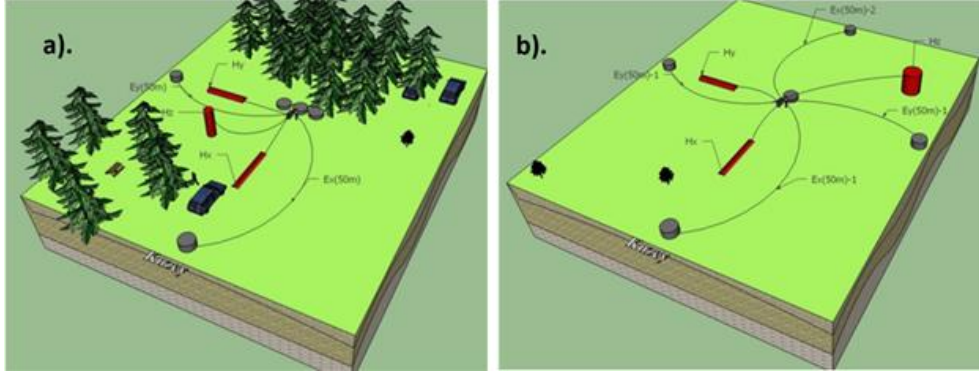
3.1 Manyetotellürik Verilerin Ölçülmesi

Temel olarak, Manyetotellürik araştırmalarda veri toplama elektromanyetik alanın zamansal değişimlerini izlemek için yapılır. Bu ölçüm süreci yatay elektrik alan bileşenlerinin (E_x , E_y) ve dikey manyetik alan bileşenlerinin (H_x , H_y , H_z) eşzamanlı olarak kaydedilmesini içerir. Tüm bu bileşenler- üç manyetik (H_x , H_y , H_z) ve iki elektrik (E_x , E_y) tek bir alıcı ünitesi aracılığıyla elde edilir ve sonraki veri işleme aşamaları için dijital depolama ortamında saklanır.

Manyetotellürik araştırmalarda, elektrik alan ölçümlerinde ortogonal olarak (kuzey-güney ve doğu-batı yönlerinde) yerleştirilmiş bakır-bakır sülfat (Cu-CuSO_4) veya kurşun-kurşun klorür (Pb-PbCl_2) elektrotları gibi polarize olmayan dört elektrot kullanılır. Bu arada, manyetik alan ölçümlerinde kuzey-güney, doğu-batı ve dikey olarak yönlendirilmiş üç indüksiyon bobini kullanılır (Cumming ve Mackie, 2010). Saha uygulamasında, elektrotlar tipik olarak L şeklinde veya çapraz (+) konfigürasyonda (Şekil 3.1) düzenlenir ve sahaya özgü koşullara bağlı olarak elektrotlar arası mesafe 50 ila 200 metre arasında değişir.

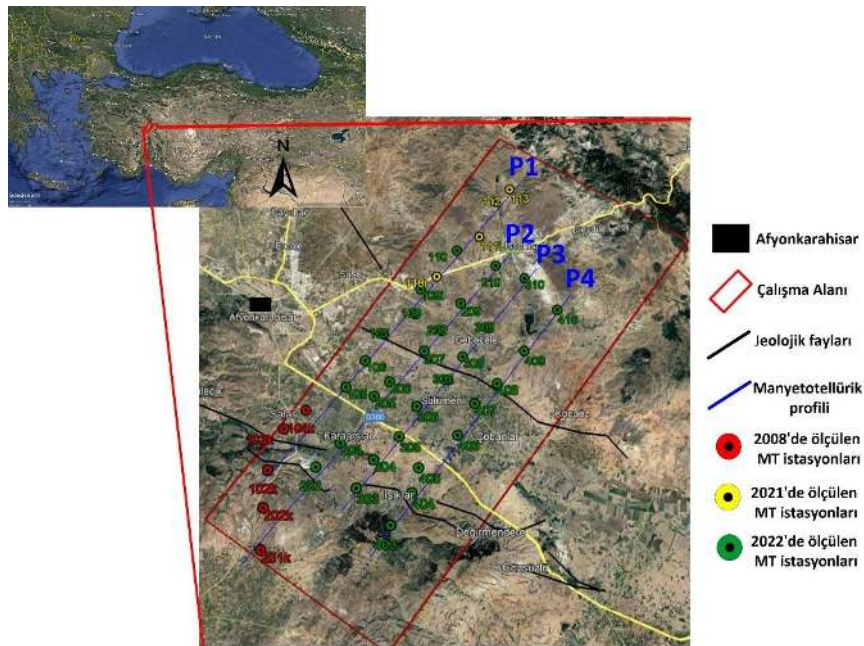
Manyetotellürik araştırmalarda elektrotlar, harici art efektleri en aza indirmek ve optimum veri toplama kalitesini korumak için tipik olarak yer altına gömülür (Simpson ve Bahr, 2005). Bu arada, manyetik bobinler rüzgarın ve mekanik titreşimlerin etkilerini azaltmak için belirli derinliklere (30-50 cm) yerleştirilir ve böylece daha az gürültü ile daha temiz manyetik alan verileri elde edilir (Chave ve Jones 2012).

Bu çalışmadaki manyetotellürik istasyonlar, Afyonkarahisar'ın güneybatı kesiminden İscehisar'ın kuzeydoğu bölgesine kadar 45 km $\times$ 25 km'lik bir alanı kapsayacak şekilde dağılmıştır. Çalışma alanı, Afyon-Akşehir Grabeni (Özkaymak vd. 2017) ve Köroğlu Kalderası'nın (Aydar vd. 1998) bazı kısımlarını içermekte olup, sınır Şekil 3.2'de kırmızı bir kutu ile işaretlenmiştir.



Şekil 3.1 Manyetotellürik ölçü alım teknikleri (a) L düzeni ve (b) + düzeni (Özyıldırım 2010).

Bu çalışmada kullanılan MT verileri, zaman serisi analizi ve fourier dönüşümü sonrasında elde edilen standart EDI formatındaki dosyalardan oluşmaktadır. Şekil 3.2, manyetotellürik istasyonların ölçüm yıllarına göre gruplandırıldığını göstermektedir. Bu istasyondaki ölçümlerin bir kısmında, manyetik alan bileşenlerini (H_x , H_y , H_z) ölçmek için manyetik bobinler (MTC-150) ve elektrik alan bileşenlerini (E_x , E_y) ölçmek için Pb-PbCl₂ elektrotlar ile iki Phoenix (MTU-5A) cihazı kullanılmıştır. Buna ek olarak, manyetotellürik istasyonların bir kısmı Metronix ADU07 cihazları kullanılarak ölçülmüştür ve ortalama frekans aralığı yaklaşık 0.0034 ila 8000 Hz arasındadır. Bu geniş frekans aralığı, çeşitli derinliklerdeki yeraltı yapılarının tanımlanmasını sağlar.



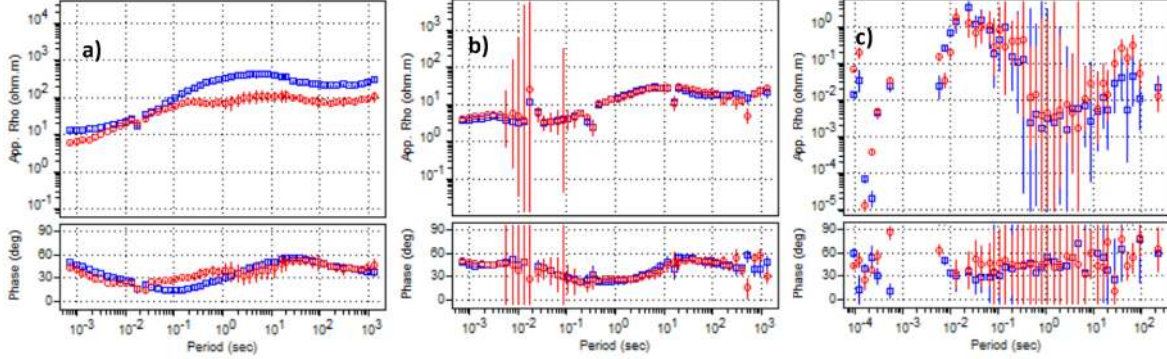
Şekil 3.2 MT ölçüm noktalarının arazideki konumu (Google earth)

Bununla birlikte, 107, 108, 109, 110, 203, 204, 206, 207, 310, 405 ve 406 gibi birkaç istasyonda, çok düşük frekanslarda bozukluk olduğu için, en düşük frekans 0,01 ile 0,04 Hz arasında değişen aralıkta alınmıştır. MT istasyonlarının dağılımı Şekil 3.2'de gösterildiği gibi dört manyetotellürik profil hattı halinde düzenlenmiştir. Her bir profil boyunca ölçüm noktaları arasındaki aralık 2 ila 3 km arasında değişirken, bitişik profiller arasındaki mesafe yaklaşık 3 ila 4 km'dir. Bu profiller, kuzeybatı-güneydoğu (KB-GD) yönelimiyle karakterize edilen çalışma alanının baskın yapısal eğilimine kabaca dik olan kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) yönündedir (Şekil 2.8).

3.2 MT Verilerin işlenmesi

MT veri işleme, güvenilirliği ve doğruluğu artırmak için tipik olarak gürültü azaltmayı hedefler. MT veriler, Fourier dönüşümünü takiben manyetotellürik ölçümleri frekans ortamında standart olan EDI (Electrical Data Interchange) formatında saklanmıştır (Wight 1987). Ters çözüm işleminden önce, veri kalitesini değerlendirmek için tüm EDI dosyaları görünür özdirenç ve faz grafikleri aracılığıyla incelenmiştir. Bu değerlendirmede hata çubukları, özdirenç ve faz eğrileri arasındaki tutarlılık ve genel veri tutarlılığı dikkate alınmıştır (Simpson ve Bahr 2005). Şekil 3.3a'da gösterildiği gibi, 208 istasyon verileri, özellikle kısa periyotlarda (0,001-0,01 s) hem görünür özdirenç hem de faz grafiklerinde nispeten küçük hata çubukları ile iyi kalite sergilemektedir. Daha uzun periyotlarda (10-1000 s), hata çubukları artar ve TE (kırmızı) ve TM (mavi) modları arasında olası gürültü veya yeraltı anomalilerini düşündüren bir farklılık ortaya çıkar. Görünür özdirenç eğrisi kademeli bir artış eğilimi gösterirken, faz görece sabit bir şekilde azalır. Chave ve Jones'a (2012) göre, uzun periyotlu MT verileri genellikle daha zayıf kaynak alanlarından ve daha yüksek gürültü seviyelerinden etkilenir. Bu durumda, gözlemlenen TE-TM ayrışması derin iletken bölgelere veya heterojen özdirençli yapılara işaret edebilir ve hem yorumlama zorluklarını hem de değerli yeraltı içgörülerini vurgulayabilir. 307 istasyon verileri (Şekil 3.3b) kısa periyotlarda (0,001-0,01 s) sıkı, düşük hata çubukları gösterirken, 0,01-0,1 s arasında hata artar ve daha değişken hale gelir, bu da potansiyel gürültü veya zayıf sinyallere işaret eder. Genel olarak, XY ve YX bileşenleri, daha uzun periyotlarda küçük sapmalarla birlikte benzer eğilimler göstermektedir. Faz eğrileri genel olarak tutarlıdır, ancak iki aykırı değer

gözlemlenmiştir: biri TM (YX) bileşeninde 10-100 s'de ve diğeri TE (XY) bileşeninde 100-1000 s'de.



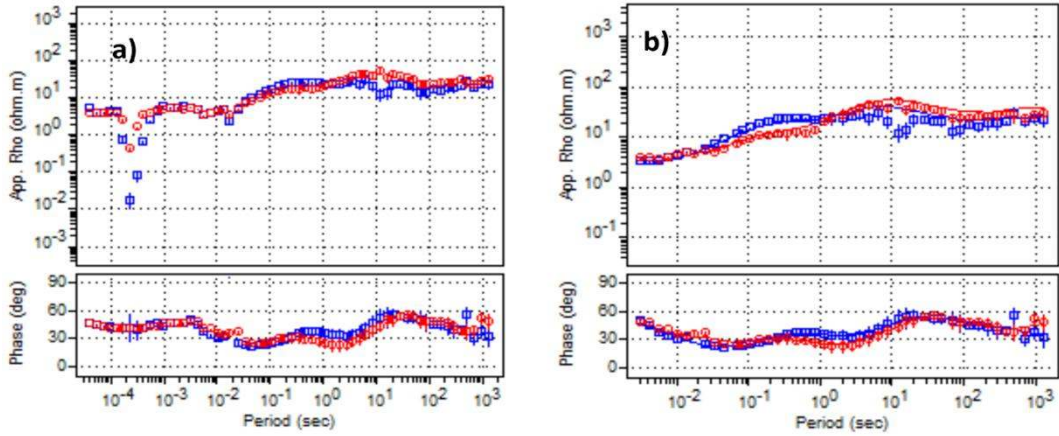
Şekil 3.3 (a) 208 (b) 307 ve (c) 106 istasyonlarından alınan EDI verileri (üstte görünür özdirenç grafiği ve altta faz grafiği (0-90° aralığında). Her iki grafikteki X eksen periyodu göstermektedir).

Ters çözümünden önce verilerdeki gürültülü veya güvenilir olmayan verileri hariç tutmak için kullanılan bir filtreleme tekniği olan maskeleme yoluyla giderilmiştir (GEOSYSTEM SRL, 2022). Bu şekilde, elde edilecek yeraltı modeline yalnızca yüksek kaliteli verilerin katkıda bulunmasını sağlanır. Bu çalışmada, eğri güvenilirliğini artırmak için WingLink yazılımı kullanılarak tüm istasyonlarda maskeleme uygulanmıştır.

Şekil 3.3c, kısa periyotlarda ($<10^{-2}$ s) oldukça düzensiz görünür özdirenç eğrileri sergileyen ve önemli gürültüye işaret eden 106 istasyon verilerini sunmaktadır. Daha uzun periyotlarda bir miktar istikrar görünse de, birkaç aykırı değer varlığını sürdürmektedir. Özellikle hem TE hem de TM bileşenlerinde hata çubuklarının büyük olması, muhtemelen kültürel gürültü veya galvanik bozulma gibi dış müdahalelerden kaynaklanan yüksek belirsizliğe işaret etmektedir. İkincisi faylar, dayklar veya iletken mercekler gibi yüzeye yakın heterojenliklerden kaynaklanabilir (Groom ve Bahr 1992). Düşük periyotlardaki faz grafikleri de dağınık görülmesi, kötü veri kalitesinin klasik bir işaretidir. Özdirenç ve faz arasındaki tutarsız ilişki ve çok sayıda düzeltilemeyen anomali nedeniyle, bu veri seti ters çözüm işleminden çıkarılmıştır. Aşırı maskeleme, yapılması ise verileri aşırı derecede azalttığı için ters çözümü kısıtlı ve güvenilirmez hale getirebilmektedir.

Verilere uygulanan maskelemeye ek olarak, görünür özdirenç ve faz eğrilerindeki dağınık noktaları en aza indirerek veri kalitesini artırmak için yuvarlatma da uygulanır. Bu adım,

verilerin daha tutarlı bir eğilim izlemesine yardımcı olarak daha sonra maskeleme yoluyla aykırı değerlerin belirlenmesini ve kaldırılmasını kolaylaştırır. Verilerin yuvarlatılmasında Sutarno Faz Düzgünleştirme yöntemi kullanılmıştır. Sutarno ve Vozoff (1991) tarafından geliştirilen bu yöntem, yüzeye yakın etkilerin üstesinden gelmek için karmaşık bir alanda iteratif ağırlıklı en küçük kareler yaklaşımına dayanır. Bu yöntem, gürültülü faz verilerinin dengelenmesine yardımcı olur ve öz direnç tahmininin güvenilirliğini artırır. Hilbert dönüşümünü uygulayarak, yöntem ayrıca faz ve öz direnç arasında tutarlı bir ilişki sağlar. Veri işlem sonrası eğriler TE (kırmızı) ve TM (mavi) bileşenleri daha düzgün ve daha kararlı hale gelir. Şekil 3.4b'deki işlenmiş veriler daha tutarlı ve ters çözüm için daha uygundur, çünkü görünür öz direnç ve faz eğrileri daha net ve jeolojik olarak makul bir eğilim izlemektedir.



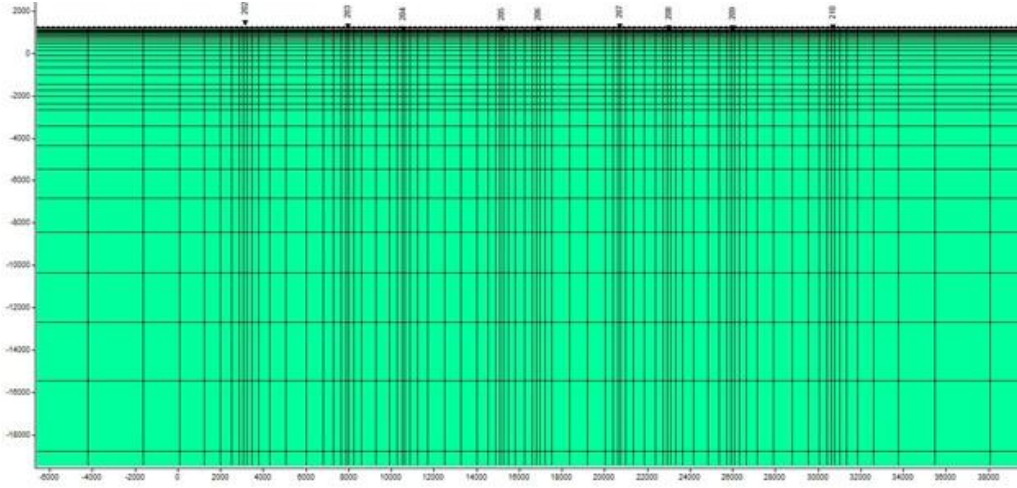
Şekil 3.4 105 istasyon verilerinin maskeleme ve yuvarlatma öncesi (a) ve sonrası (b) karşılaştırması

3.3 MT Verilerin Ters Çözümü

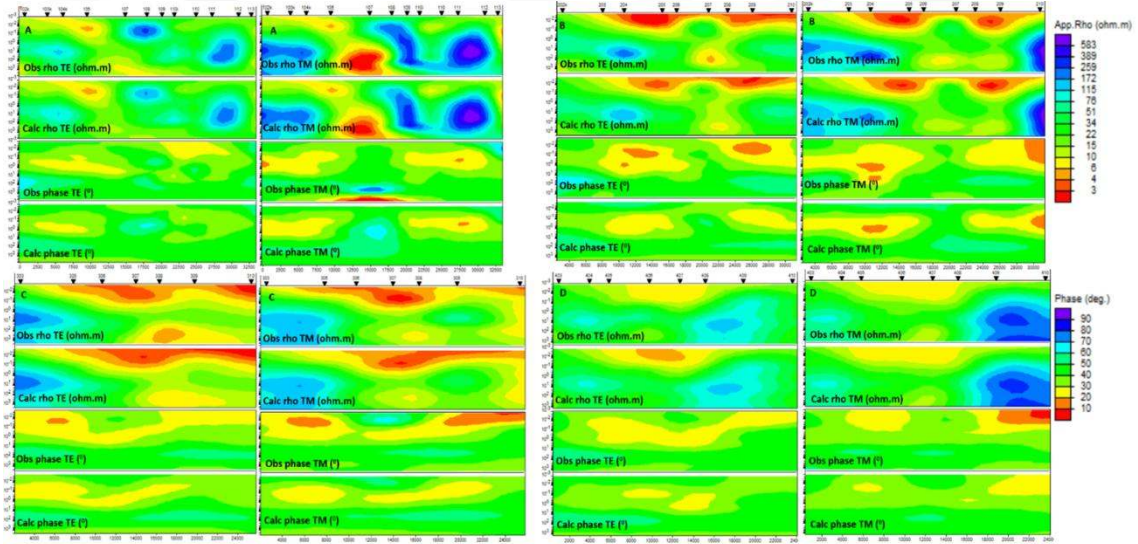
2B ters çözümde ilk adım, gözlemsel verilerle uyumlu bir başlangıç modelinin oluşturulmasını içerir. Bu çalışmada, Rodi ve Mackie (2001) tarafından geliştirilen ve WinGLink yazılımı kullanılarak uygulanan NLCG yöntemi uygulanmıştır. Ters çözüm işlemi, değerlendirilen istasyon verileri girdi olarak kullanılarak her profil için ayrı ayrı gerçekleştirilmiştir. Başlangıç modeli, topografik bilgileri de içermektedir. Dört profil halinde gruplandırılmış 38 manyetotellürik istasyondan toplam 36'sı kullanılmıştır (Şekil 3.2). 2B MT ters çözümünde iletken ve yalıtkan yapılara farklı duyarlılıkları olan TE ve TM modu verileri birlikte kullanılmıştır. İletken kısmi erime bölgelerini hedef alan

çalışmada, derin araştırmalar için uygun ve önceki kısmi erime çalışmalarıyla tutarlı olan 0,001 Hz'lik minimum frekans kullanılmıştır (Unsworth 2005; Heise vd. 2007). Kullanılan verilerde Frekans aralığı 5 logaritmik dönem (0.001-100 Hz) ve her logaritmik dönemde onlukta 6 frekans kullanılmıştır.

Ters çözüm sürecindeki veri belirsizliği, hata tabanı parametresi aracılığıyla düzenlenir. Bu mekanizma, modellerin aşırı ayrıntılı hale geldiği ve gürültüye uyarak kararsızlaştığı aşırı uyumu önlemek için veri ağırlığını kontrol eder (Siripunvaraporn ve Egbert 2000). Örneğin, öz direnç (ρ) üzerinde %15'lik bir hata tabanı, gözlenen değerlerden $\pm\%15$ 'lik bir varyasyona izin verir. Dolayısıyla, 100 $\Omega\cdot m$ olarak ölçülen bir öz direnç 85-115 $\Omega\cdot m$ aralığına izin verecektir. Hata tabanı değerleri, her istasyonun veri karmaşıklığına göre ayarlanan ρ (TE ve TM) için %10-15 ve faz (TE ve TM) için %5-10 arasında değişen profiller arasında farklılık gösterir. 2B ters çözüm başlangıç modeli olarak, Şekil 3.5'te gösterildiği gibi 100 $\Omega\cdot m$ öz dirençli homojen bir model kullanılmıştır. Önceki çalışmalarda sabit bir başlangıç modeli, yeraltı yapısal bilgileri bilinmediğinde ortalama ölçülen görünür öz direnç alınarak seçilmiştir. (Unsworth 2005; Comeau vd. 2015). Model ağında yatay büyüme faktörü 1.5, düşey büyüme faktörü 1.2, seçilmiştir. Ters çözüm işlemi, RMS hatasında düşük azalma veya minimum olana kadar devam edilmiş ve yaklaşık 50 iterasyonda sonuçlara ulaşılmıştır. TE ve TM modu MT verileri arası ölçülen ve hesaplanan veriler arası için çakışmayı göstermek amacı ile Şekil 3.6'da yapma kesitler sunulmuştur. Her profil boyunca ölçülen veriler, TE ve TM modu görünür öz direnç ve faz kesitleri olarak dört bölüme ayrılmıştır. (App. Rho Original-App. Rho Calculated-Phi Original-Phi Calculated). TE modu strike yönüne dik olduğundan yatay öz direnç değişimlerine daha duyarlıyken, TM modu dikey öz direnç değişimlerine daha duyarlı bir yanıt sağlar (Martí, 2014). Örneğin, 3. hattın yapma kesitinde (Şekil 3.6 c) TE ve TM eğrilerinde 100-1000 s'lik büyük periyotta sarı iletken anomalide farklılıklar olmasına rağmen, 307-308 numaralı istasyonun altındaki TM eğrisinde iletken anomali hem ölçülen hem de hesaplanan TM'de tutarlı bir şekilde kalır. Ancak genel olarak, App. Rho Orijinal ve App. Rho'da hem TE hem de TM modlarında hesaplanan görünür öz direnç modeli oldukça iyi bir eşleşme göstermektedir.



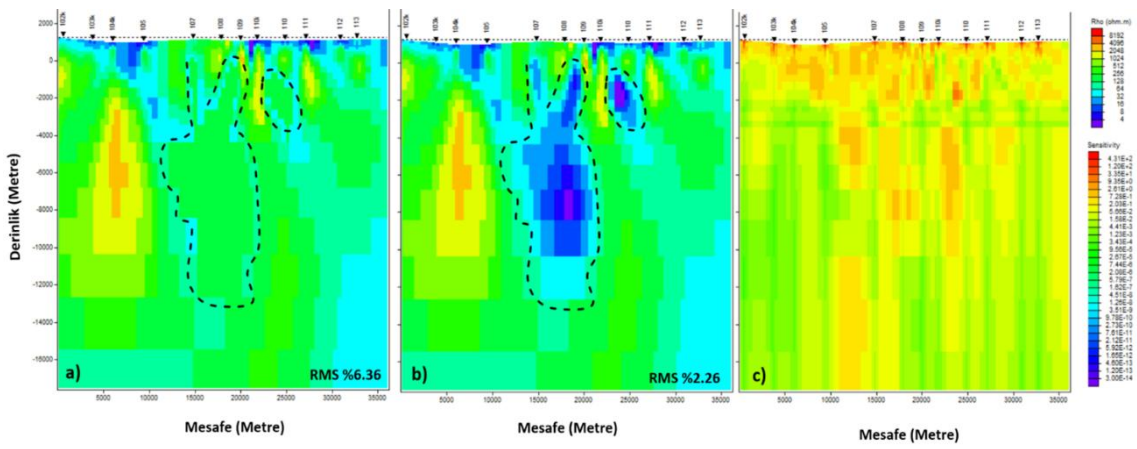
Şekil 3.5 Tüm profillere uygulanan 2B ters çözümde kullanılan örnek başlangıç model ağı.



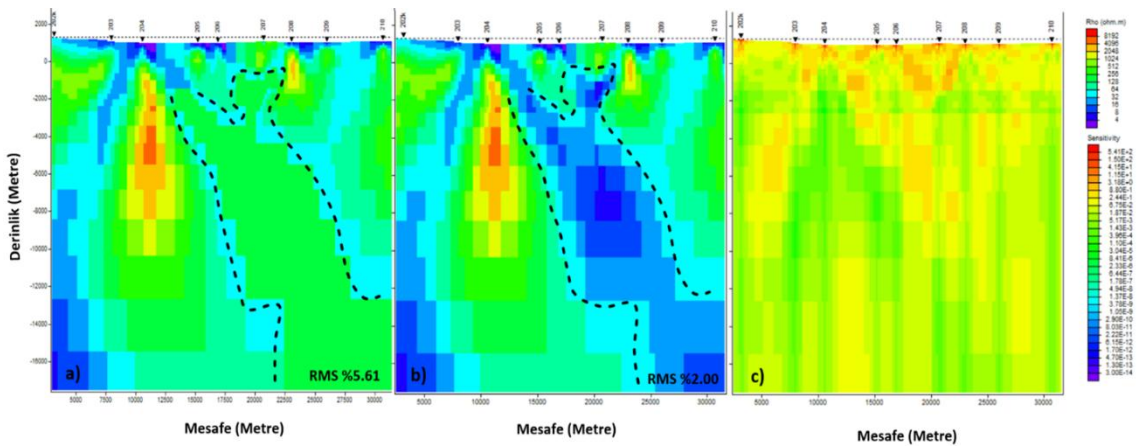
Şekil 3.6 (A) Profil 1, (B) profil 2, (C) profil 3 ve (D) Profil 4 boyunca ölçülen ve hesaplanan TE ve TM modu yapma kesitlerin karşılaştırılması

Bu çalışmada, ters çözüm sonucu elde edilen iki boyutlu öz direnç modelinin, ne kadar duyarlılıkla bulunduğunu ve güvenilirliğini değerlendirmek amacıyla kapsamlı bir duyarlılık analizi uygulanmıştır (Brasse vd. 2002; Ledo vd. 2004). Bu kapsamda, 1., 2. ve 3. profillerde yer alan iletken anomaliler maskeleye yöntemiyle test edilmiştir. Söz konusu iletken yapılar, yapay olarak daha yüksek öz direnç değerleri ile değiştirilmiş ve ardından düz çözüm gerçekleştirilerek modelde meydana gelen RMS hata değişimleri gözlemlenmiştir.

RMS hata değeri 2 ila 3 katlık bir artış gözlemlendiğinde, bu durum ilgili iletken yapıların modelde güvenilir ve anlamlı bir şekilde temsil edildiğini göstermektedir. Bu çalışmada, düz çözüm sonucu elde edilen RMS hata değeri yaklaşık %5,47 ile %6,36 arasında değişmektedir. Yaklaşık %3'lük bu artış, modelleme ağı (mesh) yapısının kararlı olması ve tüm profillerde duyarlılık matrislerinin genel olarak yüksek değerler göstermesi nedeniyle anlamlı kabul edilmektedir. Şekil 3.7-3.9'nun c bölümünde, Winglink programından elde edilen duyarlılık haritası gösterilmektedir. Kısmi türevler dizeyinin eşleniği ile çarpımında elde edilen kare dizeyin köşegen elemanları model ağında çizdirilerek duyarlılık dizeyi elde edilmektedir (Mackie 2001).

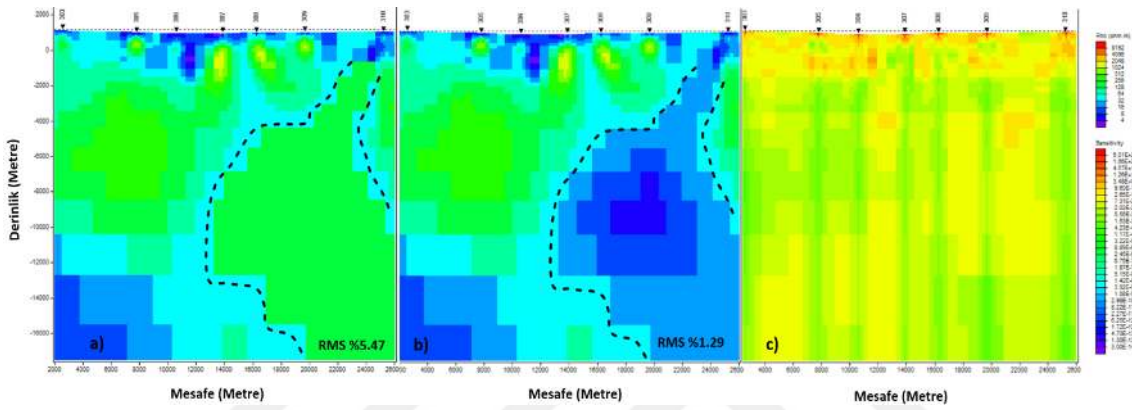


Şekil 3.7 Profil-1’de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil-1’de yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.



Şekil 3.8 Profil-2 ‘de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil 2 yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.

Yüksek duyarlılık değeri, verinin model parametrelerini çok sınırladığını gösterir. Tersine, düşük duyarlılık bölgesinde model parametreleri veriyi çok etkilemeden değişebilir, bu da onu daha az güvenilir hale getirir (Oldenburg ve Li 1999). Winglink programında kırmızı ve sarı renkler, iyi bir duyarlılık değeri ve verilerin hala yeterince güvenilir olduğu anlamına gelir. Bazı araştırmalara göre, duyarlılık matrisi değeri $>0,0001$ olan yapılar, tamamlanmış/güvenilir özellikler olarak kabul edilir (Ledo vd. 2004; Alumbaugh ve Newman 2000).



Şekil 3.9 Profil-3 ‘de elde edilen öz direnç modeli için duyarlılık kesitleri. (a) Düşük anomali veren yerlerde modelin değiştirilmesiyle elde edilen RMS değişimi, (b) Ters çözüm sonucu elde edilen RMS değişimi, (c) Profil 2 yapılan Winglink ile hesaplanan duyarlılık kesiti.

3.4 MELTS Modeli ile Eriyik Kısım Değerinin Hesaplanması

Riyolit-MELTS modellemesinde, çeşitli parametreler arasındaki termodinamik ilişkilerle ilişkili bağımsız ve bağımlı değişkenler vardır. Sıcaklık, basınç ve sistemin toplam su içeriği (ağırlıkça %) bu modellemedeki bağımsız değişkenler iken, eriyik bölüm, eriyikteki çözünmüş su içeriği (ağırlıkça %) ve uçucu kısım (su içeriği eriyiğin çözünürlüğünü aşarsa doymuş bir sistemi gösterir) riyolit-MELTS tarafından hesaplanan termodinamik süreçten kaynaklanan bağımlı değişkenlerdir.

Riyolit-MELTS modellemesi, magma rezervuar koşullarını, kayaçların elektriksel tepkisine dayalı olarak yeraltı yapılarını haritalayan jeofiziksel bir yöntem olan manyetotellürik verilerden elde edilen kütle öz direnci ile ilişkilendirmek için yapılmıştır. Cordell vd. (2022)’ye göre modelleme süreci, manyetotellürik verilerin ters çevrilmesinden elde edilen yığın kaya bileşiminin girilmesiyle başlar. Manyetotellürik

verilerin hem 2B hem de 3B ters çözüm sonuçları, kısmi erime bölgelerinin varlığını tanımlar; bu bölgeler genellikle düşük (iletken) direnç değerlerinin varlığı ile karakterize edilir (Jones 1992).

Cordell vd. (2022), ilk olarak riyolitik mağmaları temsil etmek için GEOROC veri tabanından riyolit cam bileşimini kullandıkları yığın kaya bileşimini dahil etmiştir. Bu çalışmada, Riyolitik mağma seçilmesinin sebebi, mağma türünün genellikle yüksek SiO₂ içeriğine sahip olan ve benzer öz direnç anomalisi gösteren Mono Havzası ve Laguna del Maule gibi silisik volkanik sistem olmasıdır. Başlangıç parametreleri olarak 1200°C ile 660°C arasındaki sıcaklık değerleri, 100- 300 MPa arası basınç (50 MPa aralıklarla) ve %0,25 aralıklarla %0,5 - 6 toplam sistem su içeriği seçilmiştir. (Cordell vd. 2022). Bu basınç aralığı, orta ve derin kabuktaki mağma rezervuarlarının tipik koşullarını temsil ederken, H₂O sistemi aralığı, Liu vd (2005) modeline dayanan silikat eriyiklerindeki suyun çözünürlük sınırı ile uyumlu olacak şekilde tasarlanmıştır.

Bir sonraki adımda, MATLAB tabanlı Rhyolite-MELTS v.1.1.0 yazılımını kullanarak kapalı sistem denge kristalizasyon simülasyonu çalıştırılmıştır. Yazılım çalıştırılmadan önce çalışma alanında, mono havzası gibi iki fazlı bir modelleme yaklaşımı mı yoksa Laguna del maule ve Newberry volkanı örneklerinde olduğu gibi üç fazlı bir yaklaşım mı kullanılacağına belirlenmesi gerekmektedir (Cordell vd. 2022). Çalışma alanındaki sistemde su doygunluğuna ulaştığı ve mağmatik uçucu fazın (MVP) oluşmaya başlayacağı durumlar haricinde kristalleşme sürecinde gaz kaybı olmamasını sağlayacağı için üç ana parametre hesaplanmıştır. Bu parametreler bütün sıcaklık, basınç ve su içeriği değerleri için eriyik bölümü, kristal bölümü ve uçucu bölümdür. MELTS ile ayrıca eriyikteki suyun çözünürlüğü dikkate alınır, böylece mağmadaki çözünmüş su içeriği tarafından belirlenen çözünürlük sınırını aşılmamaktadır (Liu vd. 2005). Basınç da modelleme girdisine dahil edilecek bir değerdir. Bu araştırma için basıncı derinlikten veya jeostatik prensiplerden elde edilen basınç değerlerinden hesaplama yaklaşımını kullanılmıştır (Turcotte ve Schubert 2002). Böylece, manyetotellürik modellerine dayanarak belli bir derinlikte kısmi eriyik zonunun varlığını bildiğimizde, basınç değeri belirlenebilir.

Eriyik bağlantı parametresi de yazılıma bir diğer girdisidir (Glover vd. 2000). Değiştirilmiş Archie Yasası ile hesaplanan eriyik bağlantı parametresinin değeri silisik

eriyikler için $1 < c < 1,5$ 'tir. Bu nedenle, çalışma alanının jeolojik koşullarına hangisinin uygun olduğunu bulmak için $1 < c < 1,5$ aralığındaki her bir eriyik kısım sonucundan bir model uyum test yapılmaktadır. Model uyum testi, yığın özdirencini eriyik kısmının eriyik özdirenci ve eriyik bağlantı parametreleriyle ilişkilendiren denklemleri kullanır. Bu bağlamda, yığın özdirenci artık bağımsız bir değişken olarak kabul edilmez..

$$\rho_{\text{Bulk}} = \rho_{\text{melt}} \times (\phi_m)^{-n} \quad (3.1)$$

Eriyik direncini belirlemek için, Guo vd. (2016) eşitliği kullanmıştır.

$$\rho_{\text{melt}} = f(T, W_{\text{dissolved H}_2\text{O}}) \quad (3.2)$$

Denklem 3.2, sıcaklık ve çözünmüş su içeriğinin eriyikteki iyonların, özellikle Na^+ 'nın hareketliliğini nasıl etkilediğini göstermektedir, böylece yüksek sıcaklık ve büyük su içeriğine sahip eriyikler daha düşük özdirence sahip olacaktır. Yukarıdaki yöntemlere ek olarak, c-değerleri mono havzasında olduğu gibi çalışma alanındaki kayaçların yapısı, püskürme tipi, petrolojisi ve jeokimyasına ilişkin bilgileri verebilmektedir (Cordell vd. 2022).

Bir sonraki adım, elde edilen sonuçları, sıcaklık, çözünmüş su içeriği ve eriyik bölümün bağımsız değişkenler olarak hareket ettiği, yığın direncinin ise bağımlı değişken haline geldiği bir parametre uzayına (grafiğe) yansıtmaktır. Böylece, gerçekçi senaryoları gerçekçi olmayanlardan ayırarak termodinamik sınırların belirlenmesi sağlanır. Örneğin, belirli yığın özdirenci anomalileri süper sıvı koşulları (örneğin $>1000^\circ\text{C}$ sıcaklıklar) veya çok düşük eriyik kısımları gerektirebilir ve bu durum jeolojik olarak makul değildir. Bu bağlamda, MT verilerinden elde edilen kütle özdirencinin yorumlanmasının termodinamik denge ilkeleriyle gerçekten uyumlu olup olmadığının test edilmesi sağlanır. Son olarak, doymuş eriyikler söz konusu olduğunda, eriyikten ayrılan uçucu fazın yığın özdirencini önemli ölçüde etkileyebileceği MVP'nin katkısı da dikkate alınmaktadır (Cordell vd. 2022). Üç fazlı Değiştirilmiş Archie Yasasını kullanarak, yığın özdirencinin eriyik, kristaller ve MVP bileşimine nasıl bağlı olduğunu hesaplanabilir. MVP'nin kendisi, tuzluluğuna bağlı olarak değişen özdirencilere sahip olabilir - düşük tuzluluğa sahip MVP'ler daha özdirencili olma eğilimindeyken, tuz bakımından zengin olanlar (ağırlıkça %16 NaCl'ye kadar) çok daha iletkenlerdir. Bu nedenle, MELTS

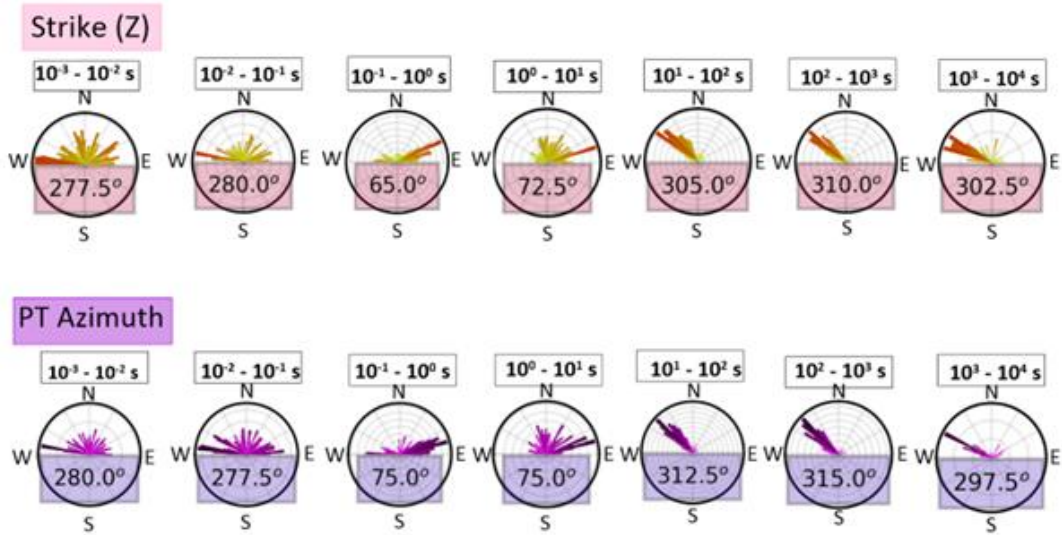
modellemesi yalnızca sıcaklık, su ve eriyik arasındaki ilişkileri vermekle kalmaz, aynı zamanda uçucu fazların ve eriyik bağlantısının yığın direncini nasıl etkilediğine dair fikir verir (Cordell vd. 2022).



4. BULGULAR

4.1 Boyutluluk Analizi

Empedans tensöründen görünür öz direnç ve fazın hesaplanmasını takiben, manyetotellürik veri işlemedeki bir sonraki adım boyutluluk analizidir. Bu çalışmada, doğrultusu (Z strike) Swift'in yöntemi (1967) ve Caldwell'in yaklaşımına (2004) dayalı olarak hesaplanan Faz Tensörü azimutu (PT Azimutu) kullanılarak analiz edilmiştir. Şekil 4.1 ve 4.2 'de Kirkby (2019) tarafından geliştirilen Python tabanlı bir algoritma kullanılarak MT verilerinden hesaplanan Z doğrultu ve PT azimut analizinin görsel sonuçlarını sunulmaktadır.

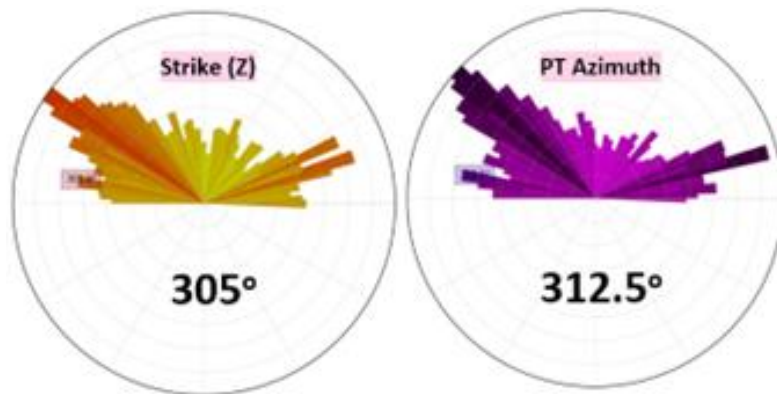


Şekil 4.1 Geniş bant MT verileri için yerelektrik doğrultuların gül diyagramı gösterimi.

Şekil 4.1, manyetotellürik akım penetrasyonunun derinliğini yansıtan Z- doğrultu ve PT Azimut'un periyotla nasıl değiştiğini göstermektedir. Kısa periyotlarda (10^{-3} - 10^{-2} s ve 10^{-2} - 10^{-1} s), Z- doğrultu değerleri yaklaşık 277,5° ila 280° arasında değişir. Bu durum, muhtemel küçük kırıklar veya litolojik heterojenliklerle bağlantılı sığ yüzey altı tepkilerini gösterir (Berdichevsky ve Dmitriev 2008). Orta periyot aralığında (10^{-1} - 10^0 s ve 10^0 - 10^1 s), hem Z- doğrultu hem de PT Azimutunda önemli kaymalar gözlenmektedir. Strike yönünün 280°'den (KB-GD) yaklaşık 65°'ye (KD-GB) ani değişimi, üst ve alt kabuk arasındaki bir sınırı veya zıt öz dirençli bir bölgeyi temsil edebilecek bir geçiş bölgesine işaret etmektedir. Daha uzun periyotlarda (10^1 - 10^2 s ila 10^3 - 10^4 s), Z- doğrultu

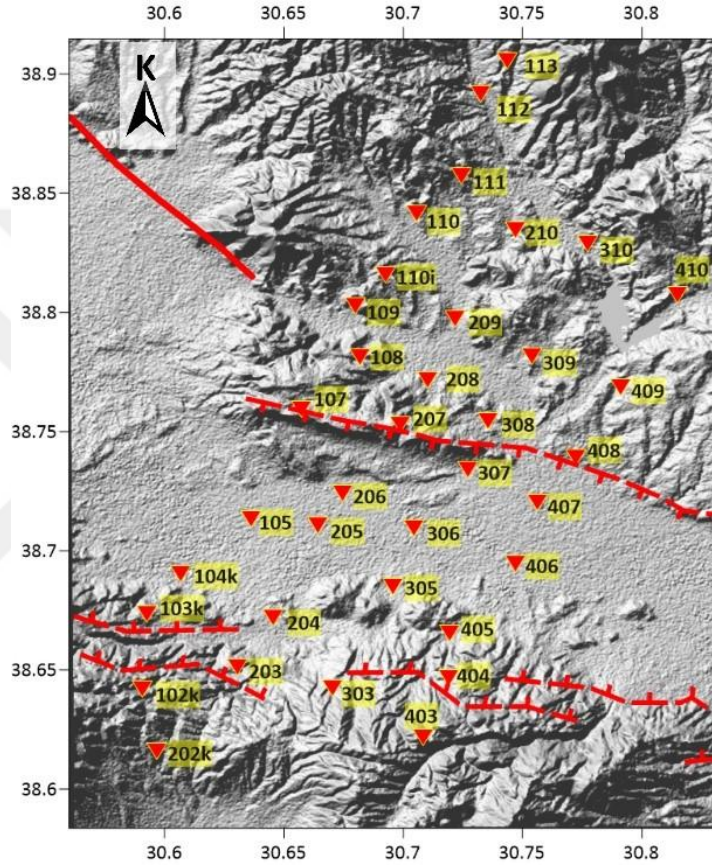
daha tutarlı hale gelir ve 305° ile 310° arasında dengedir. Bu durum, KB-GD yönünde hizalanmış derin jeolojik yapıların varlığına işaret etmektedir. Bu yorum, Köroğlu Kalderası bölgesinin KB-GD ve KD-GB gidişli faylarla kesiştiğini bildiren Aydar vd. 1998 ile uyumludur. KD-GB fayları volkanik aktiviteden önceye dayanır ve kalderayı etkilemezken, KB-GD fayları ignimbrit patlamasından sonra gelişmiştir ve mağmanın kaldera dışına çıkması için yol görevi görür. Kısa periyotlarda, PT Azimut yönü Z-doğrultu ile yakından hizalanır. Bununla birlikte, periyot orta aralığa yükseldikçe, PT Azimutu yaklaşık 75° 'ye kayar, bu da yerel jeolojik yapılardan veya geçiş öz direnci bölgelerinden etkilenen ikincil elektrik akımlarının varlığını düşündürmektedir. Daha uzun periyotlarda, PT Azimutu $312,5^{\circ}$ ile 315° civarında sabitlenir ve KB-GD yönelimli derin yerleşimli, büyük ölçekli bir iletkenlik farkı yorumunu güçlendirir.

Şekil 4.2, tüm veriler için hem Z-doğrultu hem de PT Azimut'un toplam değerlerini sunmaktadır. Ortaya çıkan 305° 'lik Z-doğrultu değeri, çalışma alanında büyük bir bölgesel yapının varlığına işaret eden baskın bir KB-GD jeolojik eğilimine işaret etmektedir. Bu yönelim, bölgede Çobanlar Fay Zonu, Halımoru Fay Zonu ve Işıklar Fay Zonu dahil olmak üzere, tümü yüzeyde açığa çıkan birkaç KB-GD eğilimli fay zonu tanımlayan Özkaymak vd. (2017) bulgularıyla tutarlıdır. $312,5^{\circ}$ 'lik PT Azimut değeri de KB-GD süreksiksizliklere karşılık gelmektedir. PT Azimut, bozulmamış elektrik akımı akışının yönünü temsil eder ve yeraltı yapısını yansıtır. PT Azimutu Z-doğrultu yönüyle yakından eşleştğinde, iletken yapıların veya önemli derinliklere uzanan tutarlı anizotropik öz direnç modellerinin varlığını desteklemektedir (Caldwell 2004).



Şekil 4.2 Tüm istasyonlar ve tüm frekanslar için strike ve azimut açısının gül diyagramı şeklinde sunumu.

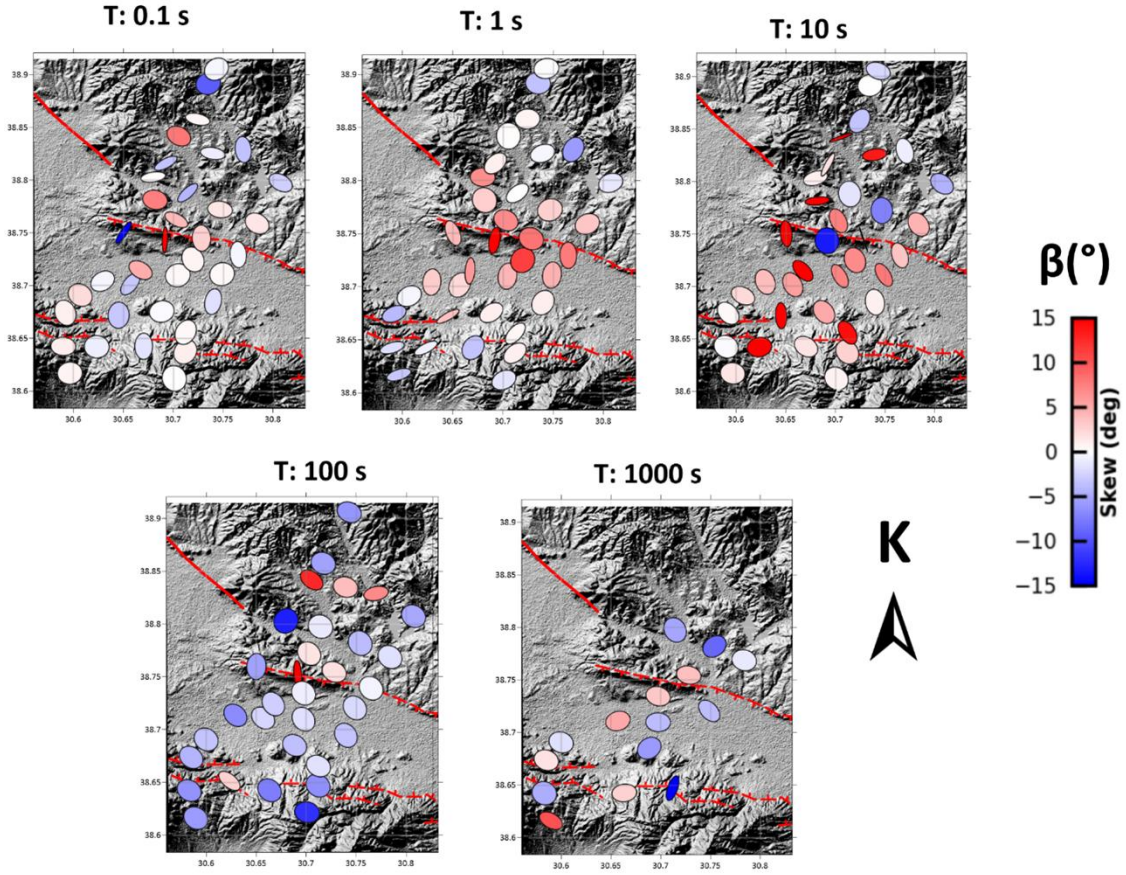
Manyetotellürik empedans tensörünü döndürmek için 305°'lik bir yerelektrik doğrultu değeri uygulanmıştır. Bu döndürme, verilerin koordinat sistemini yeraltı jeolojik yapılarının yönü ile hizalayarak empedans tensörünün ana eksenlerinin baskın jeolojik eğilime karşılık gelmesini sağlar. Bu hizalama, 2B ters çözüm işlemleri sırasında TE ve TM modlar arasındaki mod ayrımının doğruluğunu artırmak için gereklidir (Berdichevsky ve Dmitriev 2008).



Şekil 4.3 Dijital Yükseklik Modeli (DYM-USGS'den alınmıştır) üzerinde manyetotellürik ölçüm istasyonlarının dağılımı (MT istasyonları kırmızı ters üçgenlerle işaretlenmiştir)

Şekil 4.3 'de kırmızı çizgiler, bölgesel jeolojik haritadan yorumlanan jeolojik yapıları göstermektedir (Özkaymak vd. 2017). 2B ters çözüm için seçilen geniş bant manyetotellürik veriler, Şekil 4.4'te gösterildiği gibi faz tensörü analizi, faz tensörü elipsleri ve çarpıklık açısı (Φ) ile görselleştirilmektedir. Faz tensörü analizi ile, yeraltındaki yapıların boyutluluğu ve anizotropisinin değerlendirilmesi sağlanır. Böylece, karmaşık yer elektrik yapıların ve elektrik iletkenliğinin baskın yönünün daha net bir

şekilde tanımlanmasını sağlarken, yerel galvanik bozulmanın etkisini etkili bir şekilde görselleştirilir (Caldwell vd. 2004).



Şekil 4.4 0,1s, 1s, 10s, 100s ve 1000s periyotları için topografya üzerinde faz tensör elipsleri

İki boyutlu öz direnç yapısına sahip izotropik ve homojen bir yeraltı ortamında, β (çarpıklık) parametresi tipik olarak sıfıra yaklaşır ve bu da bir daireye çok benzeyen bir faz tensörü elipsi ile sonuçlanır (Caldwell 2004). Bu çalışmada, ortamın boyutluluğu çarpıklık parametresi β kullanılarak değerlendirilmektedir. β -5° ile 5° aralığının dışında kaldığında, Candansayar vd. (2024) tarafından önerilen ve saha verilerindeki potansiyel ölçüm hatalarını da hesaba katan yaklaşım izlenerek yapı 3B olarak sınıflandırılmaktadır.

Çarpıklık parametresi, 0,1 ila 1000 saniye arasında bir periyot aralığında değişen faz tensörü elipsleri aracılığıyla görselleştirilir (Şekil 4.4). Sığ derinliklere karşılık gelen kısa periyotlarda (0,1-1 s), çoğu çarpıklık değeri -5° ile 5° aralığında kalmaktadır. Bu durum, yüzeye yakın öz direncin oldukça homojen olduğunu gösteren 2B yapıların ve nispeten simetrik elipslerin baskın olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, birkaç elips bu aralığın ötesinde eğrilik değerleri sergilemekte ve çarpık görünmektedir. Bu küçük

bozulmalar muhtemelen Groom ve Bailey (1989) tarafından tanımlandığı gibi, yanal heterojenliklerden veya akım akışı üzerindeki yerel rotasyonel etkilerden kaynaklanabilecek bükülme veya kesme etkileriyle ilişkilidir.

Eliptik bozulmalar ve 3B yapıların belirtileri çoğunlukla çalışma alanının orta kısmında gözlenmektedir. Bu tür anomaliler 0,1 saniyelik bir periyotta 107, 108, 110, 207, 208 ve 209 numaralı istasyonlarda görülmektedir. 1 saniyelik periyot için, 107, 108, 206, 207, 208, 307 ve 308 numaralı istasyonlarda benzer modeller tespit edilmiştir. Bu gözlemler, Şekil 4.4'te kırmızı çizgilerle gösterildiği gibi, çalışma alanının orta kısmını kesen ve etkilenen istasyonların yakınından geçen Çobanlar Fay Zonu'nun varlığı ile desteklenmektedir. Çalışma alanının orta kısmında kırmızı veya mavi renklerle işaretlenmiş 10 saniyelik bir periyotta, gözlemlenen bozulmuş birkaç elips, büyük olasılıkla mağma cepleri veya heterojen litolojik kontaklar gibi karmaşık iletken bölgelerle ilişkili üç boyutlu yapıların göstergesidir. 100 sn periyotundaki bazı istasyonlarda çarpıklık değerlerinin $\pm 5^\circ$ 'yi aştığı görülmektedir. Bu durum, kısmi olarak bazı bölgelerde karmaşık jeolojik yapıları ve ortamın 3B olduğunu göstermektedir. Genellikle ise 100 ve 1000 sn periyotlarında ise ortam çarpıklık değerinin durumları incelendiğinde belirli derinliklerden sonra homojen ve 1B hale geldiğini ve çarpıklığın da buna oranla sıfıra yaklaştığı söylenebilir. 1000 sn periyotlarda bazı istasyonlarda veri olmadığı için tensör elipsleri çizdirilmemiştir.

Alternatif bir yorumla, daha derindeki yüksek öz dirençli bir bölge elektromanyetik tepkiyi zayıflatarak elips boyutunu küçültebilir ve minimum yanal öz direnç değerleri nedeniyle bozulmaları gizleyebilir (McNeice ve Jones 2001). Bir başka deyişle dağınık olarak yüksek periyotlarda gözlemlenen kırmızı ve mavi faz tensör elipsleri daha derinlerde, çok karmaşık jeolojik yapı arasındaki etkileşimlerin devam ettiğini gösterebilir ancak bunlar elektromanyetik dalganın sönümlenmesi nedeni ile 1B özellik gösterebilir.

4.2 MT verilerinin 2B ters çözümü

4.2.1 Model Doğrultu 1

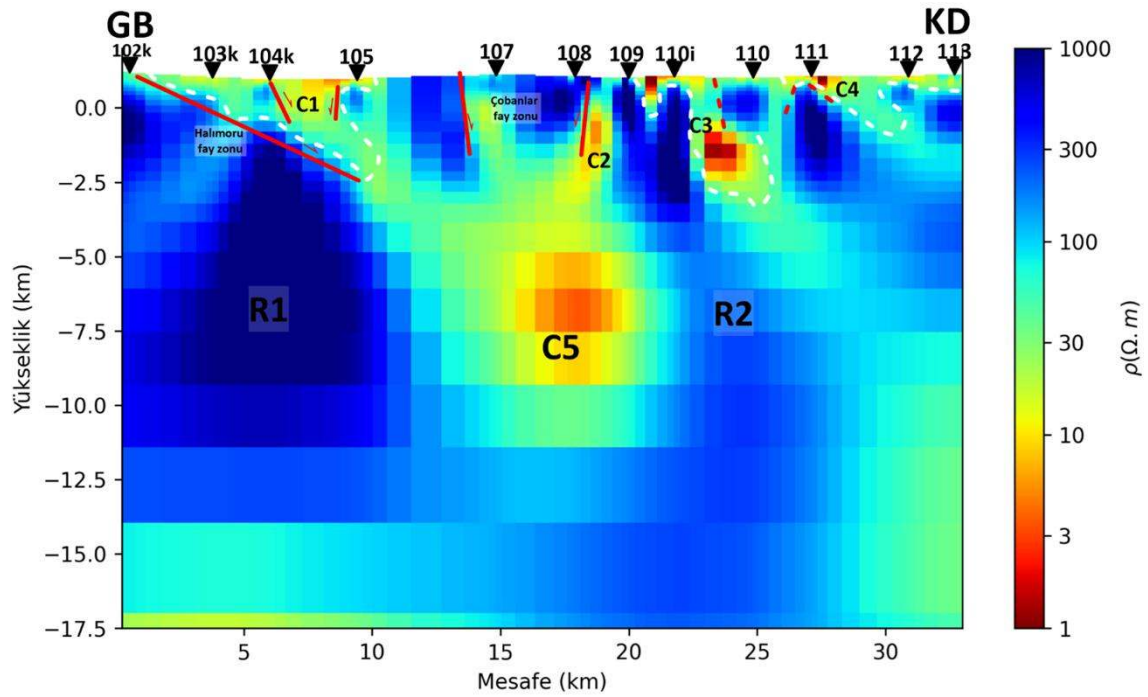
MT ölçümleri doğrultu 1 boyunca 12 istasyonda alınmıştır. 106 verisi düşük kalitesi nedeniyle ters çözüm sürecine dahil edilmemiştir. Ters Çözüm için kullanılan diğer

istasyonlarda TE ve TM verileri 0.001- 1000 s periyot aralığında kalitelidir. Ters çözümünden elde edilen 2B öz direnç modeli Şekil 4.5'te gösterilmektedir. Model %2,26'lük bir RMS hatası ile bulunmuştur.

Doğrultu 1'de, genel olarak, düşük öz dirençli alanlar ($< 25 \Omega \cdot m$) C1-C4 ile gösterilen sığ iletken zonlar olarak yorumlanır. 102-105 istasyonlarının altındaki -500 m'lik sığ derinliğe sahip C1 zonu yüzeye yakın görünmektedir ve yüzeyde haritalanmış normal bir fay olan Halımoru Fay Zonu (HFZ) ile ilişkilidir (jeolojik harita şekil 2.8). Halımoru fayı jeolojik haritada 102-103 istasyonları arasında görünürken (Emre vd. 2011), Öz direnç kesitinde 104-105 istasyonlarının altında yüzeylenmeyen ve küçük graben yapıları oluşturan Halımoru fayının kolları olarak yorumlanmaktadır. İletken zon C1, fay hattı boyunca düşük öz direnç değerlerine ($10-25 \Omega \cdot m$) sahip neojen sedimanter kaya birimleri, neojen volkanik kaya birimleri ve alüvyon birimleri içinde yer almaktadır. 109-110 numaralı istasyonun altındaki C3 zonu ve 111-113 numaralı istasyondaki C4 zonu $3 \Omega \cdot m$ 'ye kadar en küçük öz direnç değerlerine sahiptir. Yüzeyde jeolojik haritada haritalanmış herhangi bir fay yoktur, ancak DYM ve jeoloji harita verilerine göre bir dere yatağının (Şekil 2.8) veya vadinin varlığı (Şekil 4.3) gömülü fay zonlarının varlığını işaret etmektedir. Bu kısım, kesikli kırmızı çizgi ile gösterilmiştir ve buradaki iletken kısım bölgesel fay eğilimi ile uyumludur. C3 zonu, Neojen tortul biriminin altında görünen sığ bir iletkenliktir (yaklaşık -1,5 km derinliğinde), -500 metreye kadar derinliğe sahip C4 zonu ise Neojen volkanik kaya biriminin üzerinde yer almaktadır. C2 zonu ($7-15 \Omega \cdot m$), yaklaşık -2 km'lik orta derinliklerde ortaya çıkan ve Çobanlar Fay Zonu'nun (ÇFZ) hemen üzerinde yer alan yüzeye kadar uzanan iletken bir anomalidir. C2'nin derinlerden C5 ile anomalisi ile ısınıp yükselen bir sıvı yolunu temsil edebileceğini göstermektedir. C2 anomalisinin altında, daha derin bir iletken bölge (-6 km ila -9 km) olarak yorumlanan C5 bölgesi ($5-10 \Omega \cdot m$) bulunmaktadır. Bu zonun konumu, DYM verilerinde tanımlanan morfolojik çıkıntılarla (Şekil 4.3) mekansal olarak çakıştığı ve Çobanlar Fay Zonu gibi aktif fay zonlarının üzerinde olduğu için özellikle ilginçtir.

R1 ve R2 gibi yüksek öz dirençli zonlar nispeten derinde yer almaktadır ve muhtemelen jeolojik haritanın güneybatı ve kuzeydoğu kısımlarında açığa çıkan Neojen öncesi metamorfik birimler gibi daha kompakt ana kayayı temsil etmektedir (Özkaymak vd.

2017). Öz dirençli anomali geometrisine (R1 ve R2) jeolojik harita ve bölgesel yapısal modellerle korelasyon içinde bakıldığında, 102k ila 109 yörüngeleri graben zonları olarak güçlü yapısal özellikler göstermektedir. Bu zon, graben sınırını oluşturan iki normal fay HFZ ve ÇFZ ile sınırlandırılmış olup, merkez göreceli olarak çökmeye maruz kalmış ve iletken malzeme ile doldurulmuştur. Bu yorum, Batı Anadolu'daki bölgesel uzanım modelleri (Bozkurt 2001) ve Afyon-Akşehir Grabeni'nin varlığı (Özkaymak vd. 2017) ile uyumludur.



Şekil 4.5 Doğrultu 1, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli

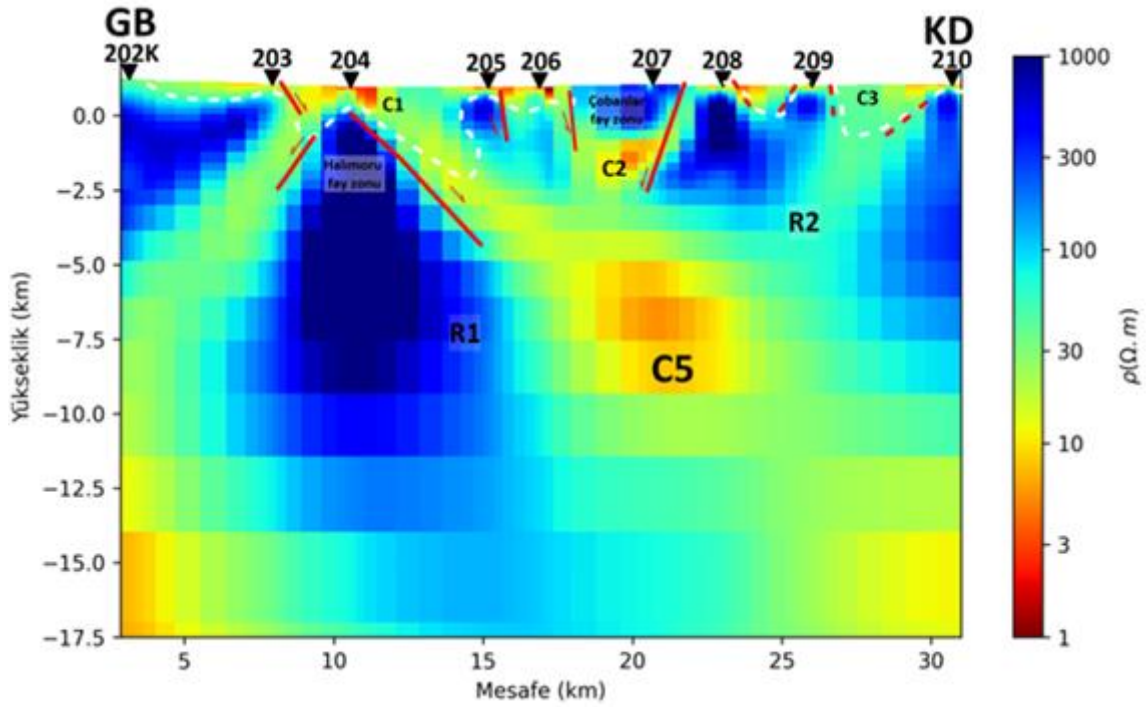
4.2.2 Model Doğrultu 2

MT ölçümleri doğrultu 2 boyunca 9 istasyonda alınmıştır. 201k verisi düşük kalitesi nedeniyle ters çözüm sürecine dahil edilmemiştir. Diğer istasyon verileri ters çözümde kullanılmıştır ve TE ve TM verileri 0.001 - 1000 s periyot aralığında kalitelidir. Ters çözümünden elde edilen 2B öz direnç modeli Şekil 4.6'da gösterilmektedir. Model %2,0'lük bir RMS hatası ile bulunmuştur. C1 bölgesi sığ derinliklerde (-200 m ila -1000 m) bulunan düşük öz direnç anomalilerini ($< 20 \Omega \cdot m$) göstermektedir. Bu zon tam olarak jeolojik haritada (şekil 2.8) neojen tortul birimlerle ilişkili 202-205 numaralı istasyonlar

ile gölssel ve alüvyal ovaların çevresinde yer almaktadır. Buna ek olarak, C1 zonunun kesitte kırmızı çizgilerle işaretlenmiş iki fay tarafından kontrol edildiği yorumlanmaktadır (203-204 istasyonları arasında batıda Halımoru fay zone ve 205-206 civarında doğuda ilişkili bir fay). Bu faylar, daha büyük bir graben sisteminin parçası olan lokalize alt grabenler olarak yorumlanmaktadır. Bu küçük graben zone muhtemelen doğrultu 1'den (Şekil 4.5) doğrultu 2'ye kadar yanal olarak devam etmekte ve bölgesel olarak tutarlı bir yapısal modele işaret etmektedir.

Öte yandan, 208-209 istasyonları civarındaki C3 zone ($< 20 \Omega \cdot m$) yaklaşık - 230 m'lik sığ bir derinliğe sahiptir. Bu zone kuvaterner sedimanter-alüvyon birim kayalar ile ilişkilidir. Kesikli kırmızı çizgi gömülü bir jeolojik yapı olarak yorumlanmaktadır. Kuzeydoğuda yer alan ve 208-209 nolu istasyonlarla aynı özdirenç değerine sahip C3 zone (210 nolu istasyon) ise neojen volkanik kaya birimleri ile metamorfik anakaya arasında ilişkilidir. 2,5 km derinliğe kadar uzanan bu zone noktalı kırmızı çizgi ile işaretlenmiş bir fay olarak yorumlanmıştır, bunun nedeni litolojik bir süreksizliğe veya fay olabilecek bir yapıya işaret eden keskin bir özdirenç geçişinin olmasıdır. Şekil 2.8 de verilen jeolojik haritaya göre, daha derin bir düşük özdirenç C2 zone ($7-15 \Omega \cdot m$) (yaklaşık - 1 km ila -2,5 km), neojen aktivitesinden kaynaklanan tortul kaya birimleri arasında açığa çıkan volkanik kaya birimleri ile ilişkili Çobanlar fay zone ile kesilmektedir. Doğrultu 2 ve doğrultu 1'in C2 zonları, muhtemelen Afyon-İscehisar kaldera sisteminde Aydar vd. 1998 tarafından tanımlandığı gibi eski veya aktif bir post-magmatik hidrotermal sistemle ilişkili aynı veya birbirine bağlı akışkan kanal sistemi olarak birbirini desteklemektedir.

İletken C5($5-10 \Omega \cdot m$) anomalisi, -5 km ila -10 km arasında bir derinlikte yer almaktadır. Yapısal olarak C5, güneybatıda R1 ($100-1000 \Omega \cdot m$) ve kuzeydoğuda R2 ($50-500 \Omega \cdot m$) olmak üzere her biri büyük bir fay yapısıyla ilişkili iki ana özdireci yüksek bölge ile sınırlanmaktadır. R1, Halımoru fay zone ile ilişkiliyken R2, Çobanlar fay zone ile ilişkili görünmektedir, bu yapılar muhtemelen ısı ve sıvı akışına yanal bariyerler olarak hareket etmektedir. Bu yüksek dirençli bölgeler (R1 ve R2) daha masif ve yoğun metamorfik kaya birimlerini temsil eder ve muhtemelen sıvı geçişine elverişsizdir.

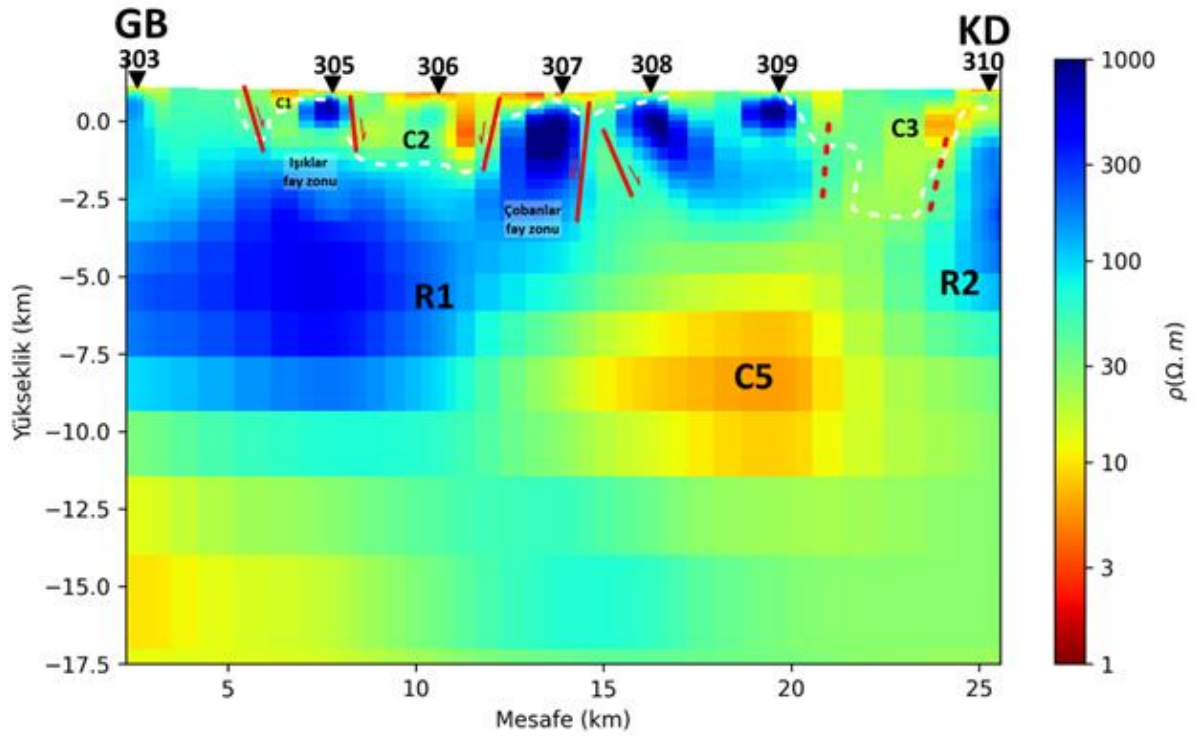


Şekil 4.6 Doğrultu 2, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının özdirenç modeli

4.2.3 Model Doğrultu 3

MT ölçümleri doğrultu 3 boyunca 7 istasyonda alınmıştır. Verilerin tamamı ters çözümde hesaba katılmıştır ve TE ve TM verileri 0.001 - 1000 s periyot aralığında kalitelidir. Ters çözümünden elde edilen 2B özdirenç modeli Şekil 4.7'de gösterilmektedir. Model %1,29'lük bir RMS hatası ile bulunmuştur.

C1 zonu 305 numaralı istasyonun yakınında, sıg derinlikte (yaklaşık -300 m), düşük özdirençli (10-20 $\Omega \cdot m$) ve Neojen tortul kayaçlar ve kuvaterner alüvyon tabakalarıyla ilişkili olarak ortaya çıkmaktadır (Şekil 2.8). C1 zonu, muhtemelen akışkanın yüzeye çıkması için Işıklar fayının üzerinde yer almaktadır. Bu anomali, yine aktif faylara yakın olan ve düşük özdirençli 1 ve 2 numaralı doğrultulardaki C1 zonu ile benzerdir. C2 zonu, 306-307 istasyonları arasında 3-20 $\Omega \cdot m$ özdirenç değerleri arasında Çobanlar fay zone ile sınırlanmaktadır. Çobanlar fayı, jeolojik haritanın orta kısmına hakim olan Neojen Volkanik çökeltileri kesmekte ve iletken akışkanların sıkışması veya fay boyunca hareket etmesi olasılığını artırmaktadır. Bu anomalinin doğrultu 1 ve 2 ile tutarlılığı, bu yapının doğası gereği bölgesel olduğunu göstermektedir.



Şekil 4.7 Doğrultu 3, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının öz direnç modeli

C3 bölgesi, 309-310 istasyonları civarında görülen bir başka sığ iletken anomalidir. C3, yüzeyde tam olarak açığa çıkmamış küçük bir fay veya kırıkla ilişkili görünmektedir. Kesitin doğu tarafındaki C3 (310 numaralı istasyon civarında), düşük öz direnç değerleri ($10-20 \Omega \cdot m$) gösterir ve jeolojik haritada neojen volkanik oluşumlar ile daha genç tortul-piroklastik kayalar arasındaki geçişi temsil eden bir alanda yer alır. Bu bölge, C3 alanındaki iletken zonla ilişkili büyük fayların ikincil kırıkları olabilecek sahada açığa çıkmamış jeolojik yapıların olduğu yorumlanan 2. profildeki sığ anomaliye ($< 2km$) benzerdir.

C5 anomalisi 307 - 309 numaralı istasyonlar arasında uzanan, yüzeyin 6-11 km derinliğinde, $5-10 \Omega \cdot m$ öz dirençte sahip büyük bir iletken anomalidir. Bu anomali hem derinlik hem de şekil hem de R1 ve R2'ye göre konumu açısından 2. profildeki C5'e çok benzer özelliklere sahiptir. Işıklar-Çobanlar fay sisteminin altındaki konumu, bu fay hatlarının derinlikten ısı ve sıvı geçişi için uygun olabileceğini düşündürmektedir. Bu anomali, jeolojik haritada Neojen volkanik kaya oluşumları ve yüzeydeki daha genç piroklastik kayalarla ilişkilidir.

R1 ve R2, C5 zonunu sınırlayan yüksek özdirençli zonlardır ($> 100 \Omega \cdot m$). Jeoloji haritasına göre R1 ve R2'nin çalışma alanının güneybatı kesiminde açığa çıkan metamorfik ana kaya oluşumlarıyla ilişkili olduğu yorumlanmaktadır.

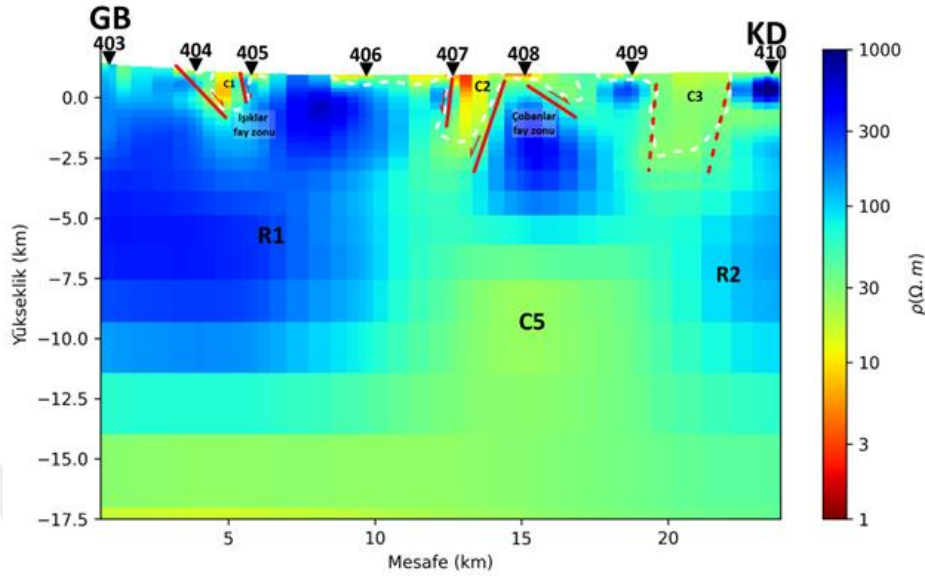
4.2.4 Model Doğrultu 4

MT ölçümleri doğrultu 4 boyunca 8 istasyonda alınmıştır. TE ve TM verileri 0.001 - 1000 s periyot aralığında kalitelidir ve ters çözümde kullanılmıştır. Ters çözümünden elde edilen 2B özdirenç modeli Şekil 4.8'de gösterilmektedir. Model %1,43'lük bir RMS hatası ile bulunmuştur. C1 zonu anomalisi 404-405 istasyonu yakınlarında, yaklaşık - 1 km derinlikte ve $<15 \Omega \cdot m$ özdirençtedir. Bu zon Işıklar fay zonunun yakınında yer almaktadır ve jeolojik haritada bu zon metamorfik ana kaya ve neojen sedimanter kaya birimleri ile kaplıdır. Daha derin iletken zonlarla bağlantı olmaması, C1'in fay yapıları tarafından sınırlandırılmış ve lokal olduğunu göstermektedir. C2 zonu ($3-10 \Omega \cdot m$), Çobanlar fay hattı boyunca (407 ve 408 numaralı istasyonların yakınında) sığ derinliklerde (100m ila 2km) görülür. Bu zon kuvaterner alüvyon kaya birimleri ile ilişkilidir. Doğu tarafındaki C2 anomalisi (istasyon 408 yakınında) hala Çobanlar fay zonu yapısının etkisi altında olarak yorumlanmıştır.

C3 zonu, kesitin en doğu tarafında, 409- 410 istasyonları arasında yer almaktadır. Bu zon sığdır ve özdirenci kısmen yüksektir ($28- 50 \Omega \cdot m$ özdirenç değerleri), ancak çevresindeki birimleri daha yalıtkan olması göze çarpmaktadır. Bölgenin, kesikli kırmızı çizgi ile gösterildiği gibi sahada açığa çıkmayan jeolojik yapılara sahip olduğu ve jeolojik haritaya (şekil 2.8) göre C3'ün nispeten geçirgen bir litolojinin (neojen tortul biriminde) üzerinde olduğu yorumlanmaktadır.

Doğrultu 4 üzerindeki R1, kesitin batı kısmında 200 ohm-m'den yüksek özdirenç değerlerine sahip büyük bir blok olarak görünmektedir. Bu bölge orta ila derin derinliklerde (- 12,5 km'ye kadar) yer almaktadır. Diğer yandan R2 zonu, $>70- \Omega \cdot m$ özdirenç değerleri ile kesitin doğu tarafındaki mavi bloğun tamamını kapsamaktadır. R2 zonu batıda C2 ve üst merkezde C3 iletken zonları ile sınırlandırılmıştır. Bu özdirenç anomalilerinin her ikisi de metamorfik ana kaya ve muhtemelen daha uzun süre maruz

kalmış sert çamurtaşı veya piroklastik kaya blokları ile ilişkilidir, bu nedenle yapısal olarak güçlendirilmiş olabilirler.



Şekil 4.8 Doğrultu 4, 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının özdirenç modeli

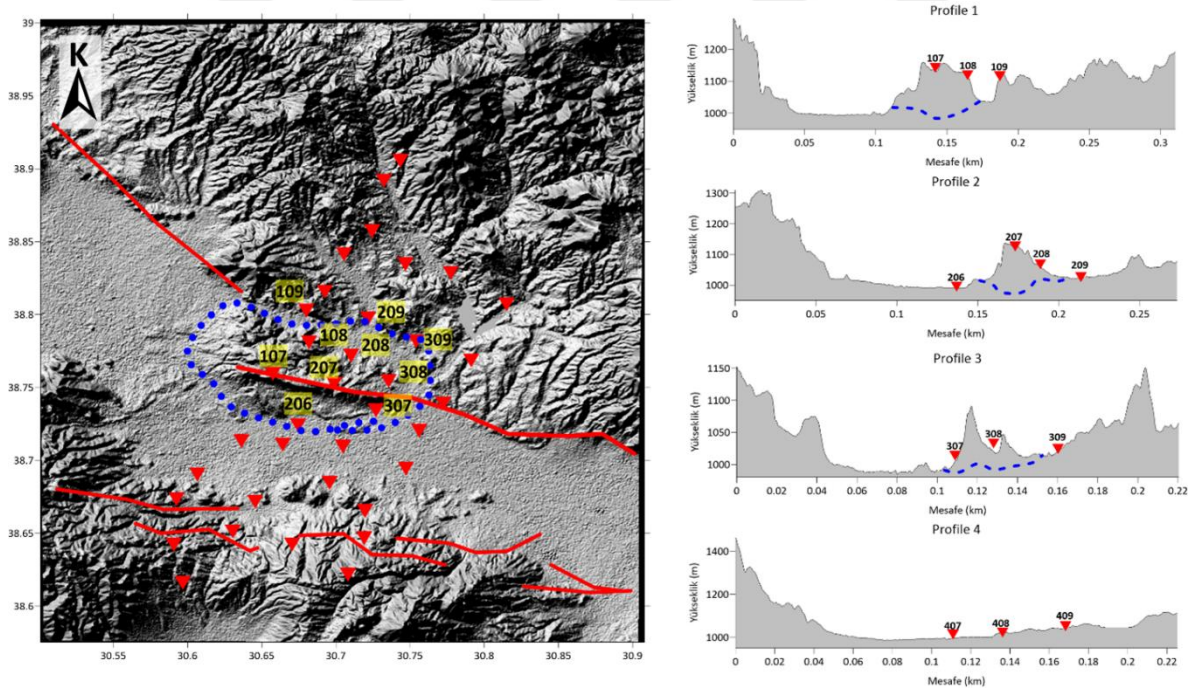
Doğrultu 4 özdirenç kesitinde, iki dirençli bölge R1 ve R2 arasında zayıf iletken anomali C5 ($23 - 30 \Omega \cdot m$) bölgesi bulunur. Bu zayıf C5 iletken anomali, güneydoğudaki jeolojik haritada (şekil 2.8) volkanik kubbenin kaybolmasıyla uyumlu olarak yorumlanmaktadır. Bu da C5'in mekânsal olarak sınırlı olduğunu, küçük kubbe yapısıyla yakından ilişkili olduğunu ve doğrultu 4'e kadar uzanmadığını göstermektedir.

4.3 Kısmi Erime Bölgesinin Yorumlanması

Dört profil boyunca ölçülen iki boyutlu manyetotellürik verilerin yorumlanması, Köroğlu kaldera komşuluğunun altında yanal ve dikey olarak dağılmış derin iletken anomalilerin varlığını ortaya koymuştur. Derin iletken bölge (C5), 6 ila 11 km arasındaki derinliklerde bulunan düşük direnç değerleri ($5-10 \Omega \cdot m$) ile 1 ila 3 numaralı doğrultulardaki özdirenç modellerinde belirgindir. Doğrultu-4 özdirenç modelinde ise, 6-12 km derinlikte, C5 iletken anomali nispeten daha yüksek bir özdirençli (yaklaşık $23-30 \Omega \cdot m$) diğer doğrultulara göre daha az iletkenidir. Bu durum, C5 bölgesinin yerel olduğu göstermekte ve C5 bölgesinin mekânsal dağılımı USGS Earth Explorer'dan elde edilen Dijital Yükseklik Modeli (DYM) verilerinden tanımlanan küçük kubbe morfolojisinin varlığı ile uyumludur.

Şekil 4.9'da DYM haritası üzerinde bir kubbe şekli işaretlenmiştir (mavi çizgi ile daire içine alınmıştır). Bu küçük kubbe şekli, kaldera çöküşünden sonra mağmanın yükselmesi nedeniyle dışbükey bir yapı olan bir diriliş kubbesinin tipik yapısal özelliklerini göstermektedir (Lipman 1984). Köroğlu kalderasının evriminin bir parçası olarak Aydar vd. (1998) tarafından da desteklenmektedir. Aydar vd. (1998), Köroğlu bölgesindeki yeniden canlanan kubbenin, ignimbritlerin püskürmesinden sonra yeni mağma enjeksiyonu nedeniyle oluştuğunu ve bunun da kalderanın bir kısmının yükselmesini ve deformasyonunu tetiklediğini belirtmektedir. Buna ek olarak, merkezde dağılmış kırmızı ve mavi anomalilerin (209, 307, 308 ve 309 vb.) yüksek yanal ve dikey öz direnç kontrastı nedeniyle 3 boyutlu bir yapısal desen oluşturduğu 100-1000 s periyodundaki faz tensör elipsinin sonuçları (Şekil 4.4) iletken bir zon olasılığına işaret edebilir (Bibby vd. 2005).

İletken C5 zonunun varlığı ve yeniden canlanan kubbenin hemen altındaki konumu, bu anomalinin büyük olasılıkla aktif bir mağmatik sistemin kalıntısını veya hatta bugün hala var olan eriyik taşıyan bir zonü temsil ettiğine dair önemli bir ipucudur.

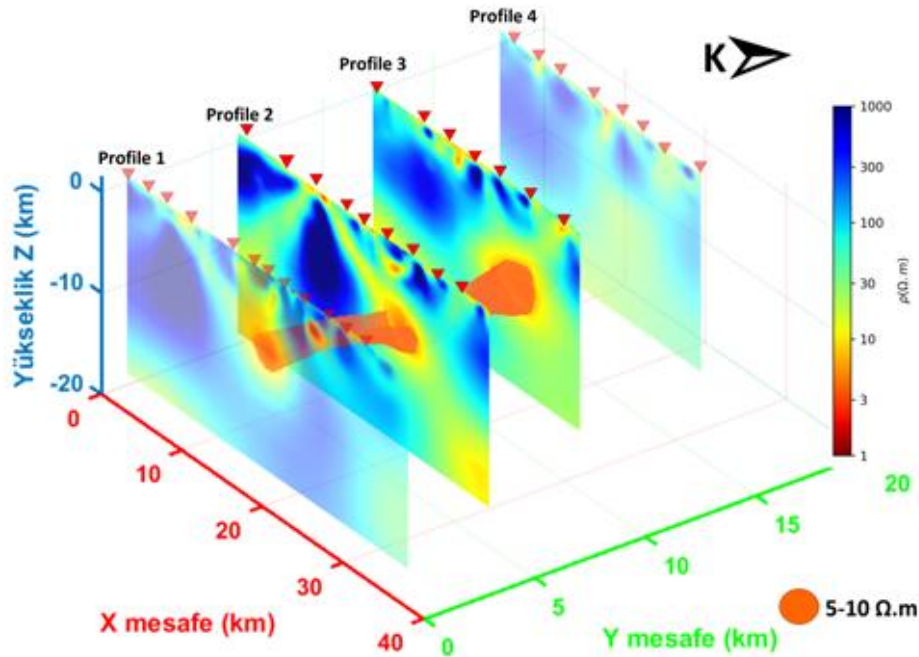


Şekil 4.9 Araştırma alanına ait DYM haritası (mavi çizgi küçük kubbe (dome) olarak yorumlanmıştır)

Ayrıca, derin iletken zon (C5) ile güneydoğu-kuzeybatı (GD-KB) yönelimli bölgesel fay yapıları arasındaki uzamsal ilişki de tektonik yapıların sıvı geçiş yolları veya kubbe

oluşum yolları olduğunu işaret etmektedir. Bu fayların mağma intrüzyon geometrisi üzerinde kontrol görevi gördüğü veya kubbe oluşumuna ve yükselmeye izin veren kabuk zayıflığı bölgeleri olduğu düşünülmektedir.

Dijital Yükseklik Modeli ve Aydar vd. (1998)'e dayanan jeolojik verilerden elde edilen bilgiler, termal olarak aktif bir kalıntı volkanik sistemin parçası olduğu düşünülen çalışma alanının altındaki orta derinliklerde kısmi bir erime bölgesinin varlığını tanımlamak için bir temel sağlar. 2B manyetotellürik ters çözüm sonuçlarının yorumlanmasını desteklemek için kesitler 3B bir görselleştirilmiştir (Şekil 4.10). Bu modelde, $10 \Omega \cdot m$ 'den daha düşük öz direnç değerleri, çeşitli literatürlere atıfta bulunarak kısmi erime bölgelerini tanımlamak için sınırlandırılmıştır (Didana vd. 2014; Peacock vd. 2015; Yang vd. 2021). Yeniden yapılandırma sonuçları, 5 ila $10 \Omega \cdot m$ arasında direnç değerlerine sahip turuncu bir izo-surface olarak modellenen iletken bir anomali göstermektedir (Şekil 4.10). Bu anomaliler, küçük kubbe yapısının hemen altında, 6-11 km derinlikte 1 ila 3 profiller arasında birbirine bağlı görünmektedir. 4. profil üzerindeki C5 zonu iletken bir zona sahip olmasına rağmen, öz direnç değeri kısmi erime mağma zonunun varlığını gösteremeyecek kadar yüksektir, bu da bu zonu kısmi erime zonu olarak daha az belirgin ve alan olarak daha sınırlı hale getirmektedir.



Şekil 4.10 Araştırma bölgesindeki eriyik kısım bölgesinin 3B gösterimi.

Düşük öz dirençli anomali, küçük kubbe yapısının hemen altında, 6-11 km derinlikte 1 ila 3 profiller arasında birbirine bağlı görünmektedir. 4. profil üzerindeki C5 zonu iletken bir zona sahip olmasına rağmen, öz direnç değeri kısmi erime magma zonunun varlığını gösteremeyecek kadar yüksektir, bu da bu zonu kısmi erime zonu olarak daha az belirgin ve alan olarak daha sınırlı hale getirmektedir. Kısmi eriyik zonunun varlığı ile yüzeydeki küçük kubbe morfolojisi arasındaki korelasyon, bunun Miyosen sonunda, yaklaşık 8 ila 10 milyon yıl önce kalderanın çöküş sonrası magma enjeksiyonundan kaynaklandığını göstermektedir (Aydar vd. 1998). Bu çökme süreci, kaldera havzasını oluşturan büyük bir riolititik ignimbritin patlamasına yanıt vermiştir. Köroğlu'ndaki yeniden canlanan kubbe yapısı, daha sonra orta derinliklerde yeni magma birikimi nedeniyle ortaya çıkmış ve bu da yükselmeyi teşvik etmiştir (Aydar vd. 1998).

Çobanlar Fayı civarında yer alan volkanik kubbe, büyük normal faylardan biriyle sınırlanan Afyon-Akşehir Grabeni'nin kuzey kısmına bitişik bir alandır. Çobanlar Fayı, yaklaşık 5 milyon yıl önce erken Pliyosen'den beri gelişmiş nispeten genç bir tektonik yapıdır (Özkaymak vd. 2017) ve hala aktivite göstermektedir. Bu fayın varlığının, kaldera çökmesi olayından sonra oluşan zayıf zonların yeniden aktif hale gelmesinin bir sonucu olduğu veya Batı Anadolu bölgesindeki aktif bir genişlemeli tektonik rejimin (Bozkurt, 2001) etkisiyle tetiklenebileceği ve bunun da kaldera alanında bölgesel stresin değişmesine ve yeniden dağılmasına neden olduğu düşünülmektedir.

Bu nedenle, Çobanlar yapısal zonu aynı zamanda derinlikten yukarıdaki kubbeye bir magma göç yolu olarak da işlev görebilir. Kısmi erime zonunun varlığı ile yüzeydeki küçük kubbe morfolojisi arasındaki korelasyon, yükselmenin yalnızca yapısal deformasyondan değil, aynı zamanda kalan magma intrüzyonunun birikmesi ve basıncından da kaynaklandığını göstermektedir. Bu durum yüzeyde volkanik aktiviteye yol açmasa da, çalışma alanının altında aktif bir termal sistem olduğunun göstergesidir.

4.4 Riylit-MELTS modellemesi kullanılarak eriyik kısmı tahmini

Köroğlu kaldera bölgesindeki magmanın riolititik olduğu belirtilmekte; Alt Seydiler ve Üst Seydiler ignimbritlerine ait kimyasal analizler, %70'in üzerinde SiO₂ içeriği ile yüksek silika değerleri göstermektedir (Aydar vd. 1998). Ayrıca, birçok ignimbrit örneği

silikat kayaçlar için %30-50 arasında değişen yüksek normatif kuvars içeriğine sahiptir. Bu bulgular, Keller ve Villari (1972) araştırmasıyla da örtüşmektedir. Bu bilgi, erime değerini tahmin etmek için riyolit mağmaları için kullanılan MELTS modellemesini kullanmanın temelini oluşturur. Kısmi eriyiklerin iletkenlik değerleri bileşime, sıcaklığa, su içeriğine ve basınca bağlıdır (Tyburczy ve Waff 1983; Li vd. 2003). Kısıtlamasız modelleme yaklaşımında, eriyik kısmı değerlerinin hesaplanması genellikle püsküren lavın petrolojik analizinden çözünmüş su içeriği ve sıcaklığın tahmin edilmesini gerektirir, ancak MELTS-kısıtlı yaklaşımda her ikisi de serbest parametrelerdir (Cordell vd. 2002).

Riyolit-MELTS yöntemi, olası eriyik bölümleri, sıcaklıklar ve çözünmüş su içerikleri aralığını termodinamik olarak denge kristalleşmesi ile tutarlı olacak şekilde kısıtlar. Özdirenç modellerinden elde edilen kısmi erime bölgesindeki özdirenç değeri, MELTS sistemindeki sıcaklık, H₂O sistemi ve erime bölümü kombinasyonunun seçimi için kullanılan girdi olarak kullanılmaktadır. Girdi özdirenç (5-10 $\Omega \cdot m$) değeri, termodinamik olarak tutarlı koşulları belirlemek için bir kısıt olarak kullanılmıştır.

Şekil 4.10'da kısmi erime bölgesi yaklaşık 6-11 km derinliktedir ve jeostatik basınç yaklaşımı (Fowler 1990) kullanılarak kaya yoğunluğu ortalama 2700 kg/m³ kıtasal kabuk kayası olacak şekilde 225 Mpa ortalama değeri elde edilmiştir. Ana kaya özdirenç değeri 1000 $\Omega \cdot m$ 'dir (Hashim vd. 2013). Mono basin, New berry ve LdMVF gibi riyolit mağma modellerinde kullanıldığı üzere (Cordell vd. 2022), eriyik için bağlantı parametresi c'nin değeri (Guo, vd. 2016) 1 ile 1.5 arasında değişmektedir. Bu çalışmada kullanılan değer, MELTS çıktısının (T, H₂O, eriyik kısım) çalışma alanındaki jeolojik ve jeokimyasal kanıtlarla tutarlı olduğu 1.2'dir. Örneğin, Koroğlu kaldera bölgesi, kuvars, sanidin, plajiyoklaz ve biyotitin ana mineraller olduğu, plajiyoklazın alt seydliler ignimbritinden üst seydliler ignimbritine doğru arttığı ve biyotitin azaldığı ignimbritin yüksek kristalizasyonuna işaret etmektedir (Aydar vd. 1998). Bu kristalleşme, eriyik kısmının çok yüksek olmayabileceğini, dolayısıyla yüksek c değerlerinin kullanılmasının çok hareketli ve fazla tahmin edilmeye eğilimli eriyik değerlerine yol açacağını göstermektedir.

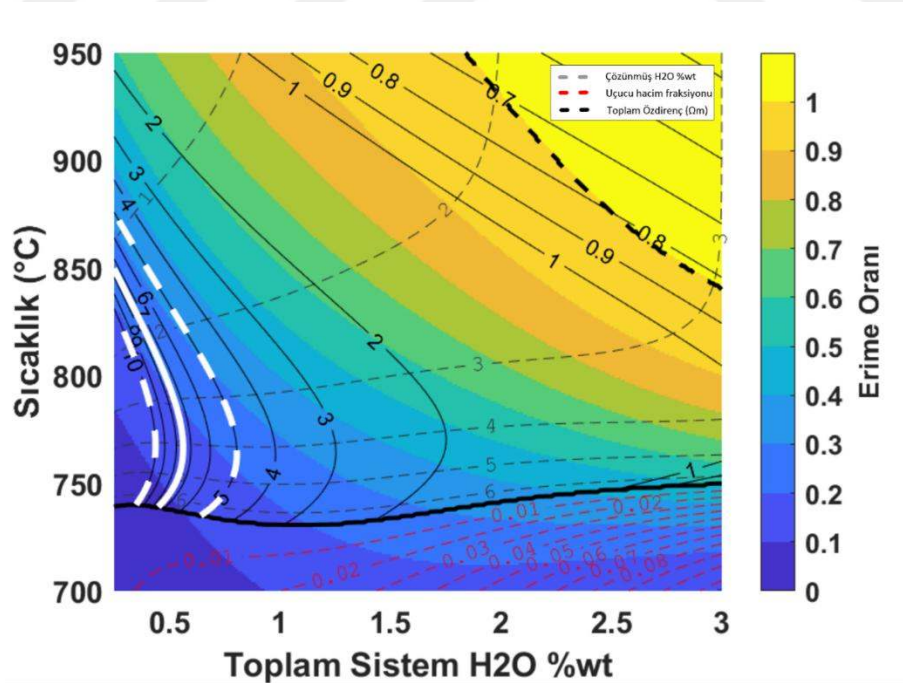
Hesaplamalarda, gazın çoğunun geçmişteki ignimbrit patlamaları sırasında zaten salındığını öne süren jeolojik yorumlara dayanan ayrı bir faz olarak Mağmatik Uçucu Fazın (MVP) varlığını göz ardı edilmektedir. Üst Seydiler İgnimbritinin, özellikle kalderanın güneyinde gaz giderme boruları şeklindeki jeolojik kanıtların yanı sıra yüksek oksidasyon ve zırlı lapilli bölgeleri, patlama sırasında veya hemen sonrasında yoğun gaz salınımına işaret etmektedir (Aydar vd. 1998). Buna ek olarak, ignimbrit çökellerinden önce var olan flüviyal sistem gaz akışı için bir kanal olmuş olabilir. Şu anda gazdan arınan aktif bir mağma sistemine dair herhangi bir belirti yoktur. Ayrıca, orijinal piroklastik dokunun tamamını silecek kadar yoğun devitrifikasyon ve kristalizasyon geçiren Afyon ignimbritlerinin durumundan gelmektedir (Keller ve Villari 1972), bu da patlamadan kısa bir süre sonra önemli bir gaz giderimine işaret etmektedir.

Samrock vd. (2021) tarafından yapılan yığın iletkenlik evrimi modellemesine dayanarak, yaklaşık %13'ten büyük eriyik kısımları, uçucuların elektrik iletkenliği üzerindeki nispeten küçük ve ihmal edilebilir etkisini açıklamaktadır. Buna karşılık, eriyik kısım %13'ün altında veya daha küçük olduğunda, uçucu gaz giderme nedeniyle iletkenlikte önemli bir düşüş, yüksek kristalleşme oranlarına karşılık gelen 730 ° C'nin altındaki sıcaklıklarda görülmeye başlar ve mağma uçucularının elektriksel özelliklere katkısı artmaya başlar. Serbest gazın varlığı genellikle yığın iletkenliğini azaltır (veya direnci artırır), çünkü gaz eriyikten çok daha düşük bir elektrik iletkenliğine sahiptir. Bununla birlikte, bu çalışmada gözlemlenen %8.6-25 eriyik oranı aralığında, uçucu mağmanın etkisi küçük kalmakta ve sıcaklık, eriyik içeriği ve çözünmüş su içeriği gibi mağmatik sistemin termokimyasal koşullarının ana yorumunu etkilememektedir. Bu yaklaşım, Mono havzasında yaptıkları çalışmada Cordell vd. (2022) tarafından da benimsenmiştir.

Doymamış mağma için yorum 7,5 Ω .m konturu boyunca sınırlandırılmıştır. Sıcaklık veya çözünmüş su içeriği ile ilgili ek kısıtlamalar olmaksızın, bu durum eriyik kısmın %8.6 ile %25 arasında tahmin edilmesini sağlar. MELTS kısıtlı yaklaşımında en yüksek sıcaklığa (846 °C) ve en düşük çözünmüş su içeriğine (yaklaşık ağırlıkça %1) karşılık gelirken, en düşük erime oranı en düşük sıcaklığa (740 °C) ve en yüksek çözünmüş su içeriğine (yaklaşık ağırlıkça %6) karşılık gelmektedir. Bu durum, 7.5 Ω .m anomalisinden türetilen mağma depolama koşullarının termodinamik olarak tutarlı olduğunu göstermektedir.

Sistemin toplam su içeriğinin 7.5 $\Omega \cdot m$ 'lik bir yığın öz direnciyle tutarlı olması için ağırlıkça yaklaşık %0.5'ten az olması gerekir. Şekil 4.11'deki beyaz çizgi, beyaz çizgiden uzaktaki durumların tutarlı olmayacağı parametre uzayı için termodinamik sınırı göstermektedir. Beyaz çizginin aralığı yığın öz direnç değerlerine (5-10 $\Omega \cdot m$) genişletilirse, eriyik kısım tahminleri, sıcaklık ve çözünmüş su içeriğine karşılık gelen ilişkiler ve ağırlıkça %1,0'den daha az toplam sistem su içeriği ile %6,5 ila %33 hacim arasında daha geniş bir aralıkta olur.

Yığın öz direnç verilerine dayalı MELTS modellemesinin sonuçları, Köroğlu Kalderası'ndaki magmatik sistemin, eriyiğin tamamen baskın olmadığı, ancak kayaların yoğunluk, öz direnç ve sismik dalga hızı gibi fiziksel özelliklerini değiştirmede oldukça etkili olduğu bir kristal lapa bölgesi tarafından domine edildiğine dair bir öngörü sunmaktadır. Bu özellikler, Yeni Zelanda'daki Taupo Volkanik Zonu (Heise vd. 2007) ve Bolivya'daki Altiplano-Puna Mağma Kütlesi (APMB) (Comeau vd. 2015) gibi kristal lapasının baskın olduğu diğer bölgelerdeki gözlemlerle uyumludur. Burada düşük direnç anomalileri (<10 ohm-m), eriyik bileşimine ve uçucu içeriğine bağlı olarak %5-25 arasında bir eriyik kısmın varlığıyla ilişkilidir.



Şekil 4.11 Riyolit-MELTS parametre modeli, 225 MPa sabit basınç için doymamışlık rejiminde hesaplanan yığın öz direnç konturlarıyla birlikte gösterimi.

Ayrıca, öz direnç ve erime oranı sonuçları, Aydar vd. (1998) tarafından elde edilen petrolojik verilerle uyumludur ve bölgenin eski bir silisik magma odası kalıntısı olduğunu desteklemektedir. Şu anda, magma rezervuarı termal olarak stabilize edilmiştir, ancak hala az miktarda eriyik içermektedir. Elde edilen eriyik bölüm değerleri sadece aktif magma kalıntılarının varlığını doğrulamakla kalmaz, aynı zamanda bu bölgedeki magmatik evrimin aşamasını da yansıtır. Eriyik oranı %25'in altında olan sistem, genellikle %50'den fazla eriyik oranı gerektiren tam aktif veya patlamaya hazır durumda değildir, ancak aşamalı bir donma evresine girmiştir (Smith vd. 2004). Bu yorum, yeniden canlanan kubbe özellikleri, kaldera sonrası lav ekstrüzyonu ve yoğun gaz giderme kanıtı sergileyen Köroğlu Kalderası'nın jeolojik karakteriyle uyumludur ve magmatik sistemin faaliyetinin zirvesini geçtiğini ve şimdi giderek donmuş bir magma odasına doğru ilerlediğini göstermektedir.

Eriyik oranı %8,6-%25 ve sıcaklıkları 740-846°C arasında olan bu kalıntı magma odası, küçük eriyik kategorisine ait olmasına rağmen hala önemli miktarda termal enerji depolamaktadır. Bu kısmi eriyik zonları, potansiyel olarak jeotermal sistemler oluşturan üstteki hidrotermal sıvıların ısınmasını destekleyen ana ısı kaynağı olarak hizmet ederdir. Kuzeydeki Çobanlar Fayı ve güneydeki Halimoru-Isık Fayı gibi graben fay yapıları (Özkaymak vd. 2017) yalnızca kabuğun yerel olarak çökmesine neden olmakla kalmaz, aynı zamanda sıcak sıvıların derinlikten yüzey katmanına geçişini kolaylaştıran geçirgenlik yolları oluşturarak hidrotermal sistemlerin gelişimini destekler.

5. TARTIŞMA ve SONUÇ

Köroğlu kaldera bölgesindeki sıvı mağma bölümünü araştırmak için 36 MT istasyonu kullanılarak, jeolojik bilgiler ve manyetotellürik yöntemler arasında bütünleştirici bir yaklaşımla manyetotellürik veri analizi ve 2B ters çözümü yapılmıştır. Kaldera sonrası evrim, kısmi mağma kütlelerinin varlığı ve potansiyelleri hakkında yeni bilgiler elde edilmiştir.

Köroğlu kalderası karmaşık bir tektonik ve jeolojik bölgede yer almaktadır, ancak elde edilen MT verilerinin faz tensörü ve boyutluluk analizi, yeraltı yapılarının güvenilirliği hakkında net bilgi sunmaktadır. Verilerin çoğu, özellikle küçük kubbenin merkezi bölgesinde orta 2B ila orta 3B davranış göstermektedir. Baskın yerelektrik doğrultusu, kuzeyde Çobanlar Fay Zonu, güneyde Halımoru Fay Zonu ve Işıklar Fay Zonu gibi jeolojik bilgilerden elde edilen fay yönünün ana eğilimiyle tutarlı olan KB-GD yönünde 305°'dir.

Çarpık faz tensör değerleri genellikle < 50 olup, MT verilerinin 2B modelleme için geçerli olduğunu doğrulamaktadır. Ayrıca, özellikle Çobanlar Fay Zonu yapısının geçtiği küçük kubbede (107, 108, 207, 208, 307, 308 ve 309 numaralı istasyonlar) yüksek eliptik çarpık tensör değerleri ve özellikle büyük periyotlarda (100-1000'ler) tutarlı maksimum vektör yönelimi vardır, bu da sıvı veya eriyik etkisi nedeniyle iletken bölgelerle ilişkili olabilecek anizotropik bölgelerin varlığına işaret etmektedir.

Doğrultu 1'den 4'e adan olan doğrultularda elde edilen 2B öz direnç kesitleri tutarlıdır. Ancak modellerde yerel değişkenliklerde dikkat çekmektedir. Dört sıg iletken bölge (C1-C4), profil boyunca sistematik olarak, genellikle 5-25 $\Omega \cdot m$ arasındaki dirençlerle < 1 km derinliklerde görülür. Bu bölgeler, alterasyon bölgeleri ve özellikle faylar veya kaldera çatlakları boyunca derinlikten ısı akışı ile ilişkili hidrotermal sıvı sirkülasyon yolları olarak yorumlanabilir. Jeolojik olarak bu sıg iletken zonlar neojen volkanik kaya birimleri, neojen karasal kırıntılar birimleri ve kuaterner karasal kırıntılar birimleri ile ilişkilidir. Doğrultu 1 ve 2'de olduğu gibi bazı yerlerde, C2 zonu orta derinliklerde de (~ 2

km) görülür ve derin iletken zona bağlanır, bu da derin erimiş mağma bölümü zonundan sıvı göçü için potansiyel bir yol olduğunu gösterir.

İletken bölge (C5) bu çalışmanın özgün değerini gösteren en önemli bulgudur. C5, 1, 2, ve 3 numaralı doğrultularda görülmekte, ancak muhtemelen o bölgede yeniden canlanan küçük kubbe yapılarının bulunmaması nedeniyle 4 numaralı doğrultuda açıkça görülmemektedir. C5 zonu 5-10 $\Omega \cdot m$ arasında bir öz dirençte, yüzeyden -6 ila -11 km derinlikte bulunur ve geometrik olarak çalışma alanının yükselme küçük kubbesinin hemen altında yer alır. DYM verilerinden elde edilen uzamsal korelasyon, C5'in henüz tam olarak katılaşmamış bir kalıntı erimiş mağma kütlesi için güçlü bir aday olduğunu ve muhtemelen çevredeki hidrotermal sistemin ana ısı kaynağı olarak hareket ettiğini göstermektedir. Eliptik ila yarı mercekli geometrinin yanı sıra faylar ve akışkan zonlarla olan ilişkisi, bu zonun çalışma alanındaki kısmi bir eriyik zonu olduğu varsayımını desteklemektedir.

C5, riyolitik mağma sistemi için MELTS deneysel parametreleriyle (Cordell, D. vd., 2022) entegre edildiğinde; yaklaşık 225 MPa'lık hidrostatik basınç ve ortalama 7,5 $\Omega \cdot m$ gözlemlenen bulk rezistivite değeri (C5 aralığı olan 5–10 $\Omega \cdot m$ 'den türetilmiştir) esas alınarak, tahmini eriyik kısım %8,6 ile %25 hacimsel arasında hesaplanmıştır. MELTS sınırlı yaklaşımlarına göre, en yüksek eriyik oranı yaklaşık 846 °C sıcaklık ve en düşük %1 civarında çözünmüş su içeriğiyle ilişkiliyken; en düşük eriyik oranı, yaklaşık 740 °C sıcaklıkta ve yaklaşık %6 çözünmüş su içeriğinde elde edilmiştir. Bu eriyik oranı aralığı, söz konusu mağmatik zonun henüz tamamen kristalleşmediğini ve hâlâ eriyik özelliklerini koruduğunu göstermektedir.

Eriyik oranının %25'ten az olması Köroğlu bölgesindeki mağmatik sistemin tam olarak aktif durumda olmadığını, bunun yerine donma aşamasına girdiğini göstermektedir. Bu durum, büyük ignimbritlerin patlaması ve kaldera oluşumundan sonra, kalıntı mağmadan kaynaklanan iç basınç nedeniyle kubbe yükselmesinin meydana geldiğini gösteren Köroğlu mağmatik sisteminin evriminin yeniden yapılandırılmasıyla uyumludur. Kaldera sonrası lav ekstrüzyon aktivitesi ve gaz salınımı izleri (degajman) de en yüksek aktivite aşamasını geçmiş bir mağmatik sisteme işaret etmektedir.

Zamanla mağma kütlesinin bir kısmı katılaşır, ancak bir kısmı erime noktasını düşüren yüksek su içeriği nedeniyle sıvı halde kalır. Bu bölge, C1-C4 bölgelerinde yansıtıldığı gibi bir hidrotermal sistem oluşturan sıcak sıvı konveksiyonu üretir. Bu nedenle, bu sistem kaldera sonrası felsik mağmatik sistem olarak sınıflandırılabilir. Kısmi erime oranı %8,6-%25 ve sıcaklıkları 740 ila 846°C arasında değişen C5 Bölgesi, jeotermal sistemi harekete geçiren ısı kaynağının merkezi olma potansiyeline sahiptir. Bu potansiyel, sıcak akışkanların derinlikten yüzeye taşınmasına olanak tanıyan geçirgen yollar sağlayan graben yapısı içindeki çalışma sahasının jeolojik koşulları ile daha da güçlenmektedir.

Bu çalışmanın sonuçları Köroğlu kalderasının yeraltı mağmatik sistemi hakkında iyi bir başlangıç görüşü sağlamaktadır. Ancak, daha detaylı ve ayrıntılı bir resim elde etmek için çalışmanın daha da geliştirilmesi gerekmektedir. Mağmatik sistemin hacimsel olarak, derinlik başına ve yanıl yayılma, litolojik heterojenlik ve fay yapısı karmaşıklığı dahil olmak üzere görüntülenebilmesi için 3B manyetotellürik ters çözüm yaklaşımı önerilmektedir. Bu durum, kısmi erime zonlarının tanımlanmasını güçlendirecektir.

Petroloji ve jeokimya açısından, mağmadaki çözünmüş su içeriği, uçucu gaz içeriği (CO₂, Cl, S) ve kristalleşme basıncı ve sıcaklığı gibi mağmanın başlangıç koşullarının yeniden yapılandırılmasında kilit rol oynayacak olan riyolitik ignimbrit fenokristallerinin eriyik içerme analizi gerçekleştirilebilir. Bu veriler, özellikle mağma evrimi üzerindeki uçucu faz akışını dikkate almak için riyolit-MELTS termodinamik modelinin desteği ve kontrolü olacaktır. jeokimyasal eriyik içerme sonuçları, C5 kısmi eriyik bölgesi yorumunun geçerliliğini test etmek için MT direnç modeli ile de ilişkilendirilebilir. Bu nedenle, jeofizik, jeolojik ve petrolojik-jeokimyasal yaklaşımların entegrasyonu, sürdürülebilir jeotermal keşif için fırsatlar sunarken, kaldera sonrası mağmatik evrimin dinamiklerini daha kapsamlı bir şekilde ortaya çıkarma potansiyeline sahiptir.

6. KAYNAKLAR

- Alumbaugh D L, Newman G A, 2000, Image appraisal for 2-D and 3-D electromagnetic inversion. *Geophysics*, 65(5), 1455–1467.
- Asimow P D, 1999, Melting the Mantle. In *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 55–68). Academic Press.
- Asimow P D, Dixon J E, Langmuir C H, 2004, A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(1).
- Aydar E, Bayhan H, Gourgaud A, 1998, Koroglu caldera, mid-west Anatolia, Turkey: volcanological and magmatological evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 83–98.
- Bahr K, 1988, Interpretation of the Magnetotelluric Impedance Tensor: Regional Induction and Local Telluric Distortion. *Journal of Geophysics*, 62(1), 119–127.
- Bahr K, 1991, Geological Noise in Magnetotelluric Data: a Classification of Distortion Types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1–2), 24–38.
- Baranwal V C, Franke A, Börner R U, Spitzer K, Sharma S P, 2005, 2D inversion for plane wave EM methods using an adaptive unstructured grid finite element approach, formulation, calculation of sensitivities and first results. In *Protokollband Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung* (pp. 164–172).
- Başokur A T, Koçyiğit A, Hacıoğlu Ö, Arslan H İ, Meqbel N, 2022, Magnetotelluric imaging of the shallow-seated magma reservoir beneath the Karadağ stratovolcano, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 427, 107567.
- Berdichevsky M N, Dmitriev V I, 2008, *Models and methods of magnetotellurics*. Springer Science & Business Media.
- Best M G, Christiansen E H, 2001, *Igneous Petrology* (2nd ed.). Blackwell Science.

- Bibby H M, Caldwell T G, Brown C, 2005, Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, 163(3), 915–930.
- Bowles-Martinez E, Schultz A, 2020, Composition of magma and characteristics of the hydrothermal system of Newberry volcano, Oregon, from Magnetotellurics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(3), e2019GC008831.
- Bozkurt E, 2001, Neotectonics of Turkey — a synthesis. *Journal of the Geological Society, London*, 158(3), 505–532.
- Brasse H, Lezaeta P, Rath V, Schwalenberg K, Soyer W, Haak V, 2002, The Bolivian altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), EPM-4.
- Cagniard L, 1953, Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605–635.
- Caldwell T G, Bibby H M, Brown C, 2004, The Magnetotelluric Phase Tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469.
- Candansayar M E, Karaoğlu Ö, Demirci İ, Özyıldırım Ö, Yıldız A, Başaran C, 2024, Resistivity structure of the Kula Volcanic Area (Turkey) inferred from three-dimensional magnetotelluric data inversion. Abstract, 26th EM Induction Workshop, Beppu, Japan.
- Chave A D, Jones A G (Eds.), 2012, *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Çirkin B, 2007, Jeotermal Aramalarında Manyetotellürik Yöntemin Kütahya-Gediz-Şaphane Sahasına Uygulanması. Niğde Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Comeau, M. J., Unsworth, M. J., Ticona, F., & Sunagua, M. (2015). Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: Implications for magma dynamics. *Geology*, 43(3), 243-246.

- Constable S C, Parker R L, Constable C G, 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289–300.
- Cordell D, Naif S, Troch J, Huber C, 2022, Constraining magma reservoir conditions by integrating thermodynamic petrological models and bulk resistivity from magnetotellurics. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23(9), e2022GC010455.
- Cumming W, Mackie R, 2010, Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history. *Proceedings World Geothermal Congress* (pp. 25–29). Bali, Indonesia.
- Didana Y L, Thiel S, Heinson G, 2014, Magnetotelluric imaging of upper crustal partial melt at Tendaho graben in Afar, Ethiopia. *Geophysical Research Letters*, 41(9), 3089–3095.
- Emre Ö, Duman T Y, Özalp S, Olgun Ş, Elmacı H, 2011, 1:250,000 scale active fault map series of Turkey, Afyon (NJ 36-5) Quadrangle. Serial number: 16, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.
- Erkan Y, Bayhan H, Tolluoğlu A U, Aydar E, 1996, Geological, Petrographical and Geochemical Investigations of Afyon Metamorphic and Volcanic Rock Suites. Project report of TUBITAK-YBAG-0044rDPT.
- Fowler C M R, 1990, *The solid earth: an introduction to global geophysics*. Cambridge University Press.
- Gaillard F, Pichavant M, Scaillet B, 2004, Evidence for present-day partial melting in the deep crust beneath the Central Volcanic Zone of the Andes. *Geophysical Research Letters*, 31(18).
- Glover P W J, Hole P J, Pous J, 2000, A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3–4), 369–383.
- Göncüoğlu M C, 2010, *Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic evolution of the pre-Alpine and Alpine terranes*.

- Green A M, 2003, Magnetotelluric crustal studies in Kenai, Alaska: Golden, Colorado, Colorado School of Mines, M.S. thesis, 78 p.
- Groom R W, Bailey R C, 1989, Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensor in the Presence of Local Three-dimensional Galvanic Distortion. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1913–1925.
- Groom R W, Bahr K, 1992, Corrections for near surface effects: decomposition of the magnetotelluric impedance tensor and scaling corrections for regional resistivities: a tutorial. *Surveys in Geophysics*, 13(4), 341–379.
- Gualda G A, Ghiorso M S, Lemons R V, Carley T L, 2012, Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems. *Journal of Petrology*, 53(5), 875–890.
- Gualda G A, Ghiorso M S, 2015, MELTS-Excel: a Microsoft Excel-based MELTS interface for research and teaching of magma properties and evolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 315–324.
- Guevara L, Apaza F D, Favetto A, 2023, Conductivity distribution beneath Socompa volcano, northwestern Argentina, from 3-D magnetotelluric characterization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 441, 107889.
- Gürsoy H, Piper J D A, Tatar O, 2003, Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia: palaeomagnetic study of the Afyon region, central Turkey. *Tectonophysics*, 374(1–2), 57–79.
- Guo X, Zhang L, Behrens H, Ni H, 2016, Probing the status of felsic magma reservoirs: Constraints from the P-T-H₂O dependences of electrical conductivity of rhyolitic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 433, 54–62.
- Hacıoğlu Ö, Başokur A T, Meqbel N, Arslan H I, 2023, Magnetotellurics unveils a hidden caldera complex beneath the Cappadocia Volcanic Province, Central Anatolia, Türkiye, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 442, 107877.
- Hacıoğlu Ö, 2024, Imaging Subvolcanic Structures by Magnetotellurics. A Comprehensive Study of Volcanic Phenomena, Némethi Károly, Editör, IntechOpen.

- Hashim, L., Gaillard, F., Champallier, R., Le Breton, N., Arbaret, L., & Scaillet, B. (2013). Experimental assessment of the relationships between electrical resistivity, crustal melting and strain localization beneath the Himalayan–Tibetan Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 20–30.
- Heise W, Bibby H M, Caldwell T G, Bannister S C, Ogawa Y, Takakura S, Uchida T, 2007, Melt distribution beneath a young continental rift: the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 34(14).
- Heise W, Caldwell T G, Bibby H M, Bannister S C, 2010, Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 173(2), 740–750.
- Hildreth W, 2004, Volcanological perspectives on long-lived magmatic systems. *GSA Today*, 14(4), 4–11.
- Jenkins A P, Rust A C, Blundy J, Biggs J, 2023, Magnetotelluric investigations at Andean volcanoes: partial melt or saline magmatic fluids. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 440, 107852.
- Jones A G, 1992, Electrical conductivity of the continental lower crust. In D. M. Fountain, R. J. Arculus, & R. W. Kay (Eds.), *Continental Lower Crust* (pp. 81–143). Elsevier.
- Katz R F, Spiegelman M, Langmuir C H, 2003, A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9).
- Kaufman A A, Keller G V, 1981, *The Magnetotelluric Sounding Method*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Keller G V, 1987, Rock and Mineral Properties. In M. N. Nabighian & J. D. Corbett (Eds.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory*.
- Keller J, Villari L, 1972, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon (Central Anatolia). *Bulletin Volcanologique*, 36, 342–358.

- Kirkby A L, Zhang F, Peacock J, Hassan R, Duan J, 2019, The MTPy software package for magnetotelluric data analysis and visualisation. *Journal of Opensource Software*, 4(37), 1358.
- Ledo J, Jones AG, Ferguson IJ, Wolyne L, 2004, Lithospheric structure of the Yukon, northern Canadian Cordillera, obtained from magnetotelluric data. *J Geophys Res: Solid Earth* 109(B4)
- Ledo J, 2005, 2-D Versus 3-D Magnetotelluric Data Interpretation, *Surveys in Geophysics*, 26:511–543
- Li X H, Li Z Xi Ge W, Zhou H, Li W, Liu Y, Wingate M T D, 2003, Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?, *Precambrian Research* 122, 45–83.
- Lipman P W, 1984, The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8801–8841.
- Liu Y, Zhang Y, Behrens H, 2005, Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O–CO₂ solubility in rhyolitic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1–3), 219–235.
- Martí A, 2014, The role of electrical anisotropy in magnetotelluric responses: From modelling and dimensionality analysis to inversion and interpretation. *Surveys in Geophysics*, 35, 179–218.
- McKenzie D, 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109–185.
- McKenzie D, 1984, The generation and compaction of partially molten rock. *Journal of Petrology*, 25(3), 713–765.
- Mackie R L, Madden T R, 1993, Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 115(1), 215–229.
- McNeice G W, Jones A G, 2001, Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158–173.

- Okay A I, Tüysüz O, 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 156(1), 475–515.
- Okay A I, 2008, Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt*, 21, 19–42.
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64(2), 403-416.
- Özkaymak Ç, Sözbilir H, Tiryakioğlu İ, Baybura T, 2017, Bolvadin'de (Afyon-Akşehir Grabeni, Afyon) gözlenen yüzey deformasyonlarının jeolojik, jeomorfolojik ve jeodezik analizi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 60(2), 169–189.
- Özyıldırım Ö, 2010, Manyetotellürik yönteminde frekans düzgünleştirilmiş empedans ayrıştırma analizi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.
- Peacock J R, Mangan M T, McPhee D, Ponce D A, 2015, Imaging the magmatic system of Mono Basin, California, with magnetotellurics in three dimensions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(11), 7273–7289.
- Pommier A, 2014, Electrical properties of magma. In *Encyclopedia of Volcanoes* (2nd ed.). Academic Press.
- Reynolds J M, 2011, An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons.
- Rodi W, Mackie R L, 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174–187.
- Samrock F, Grayver A V, Bachmann O, Karakas Ö, Saar M O, 2021, Integrated magnetotelluric and petrological analysis of felsic magma reservoirs: Insights from Ethiopian rift volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters*, 559, 116765.
- Savaşçın M Y, Oyman T, 1998, Tectono-Magmatic Evolution of Alkaline Volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta Structural Trend, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7(3), 201–214.
- Simpson F, Bahr K, 2005, Practical magnetotellurics. Cambridge University Press.

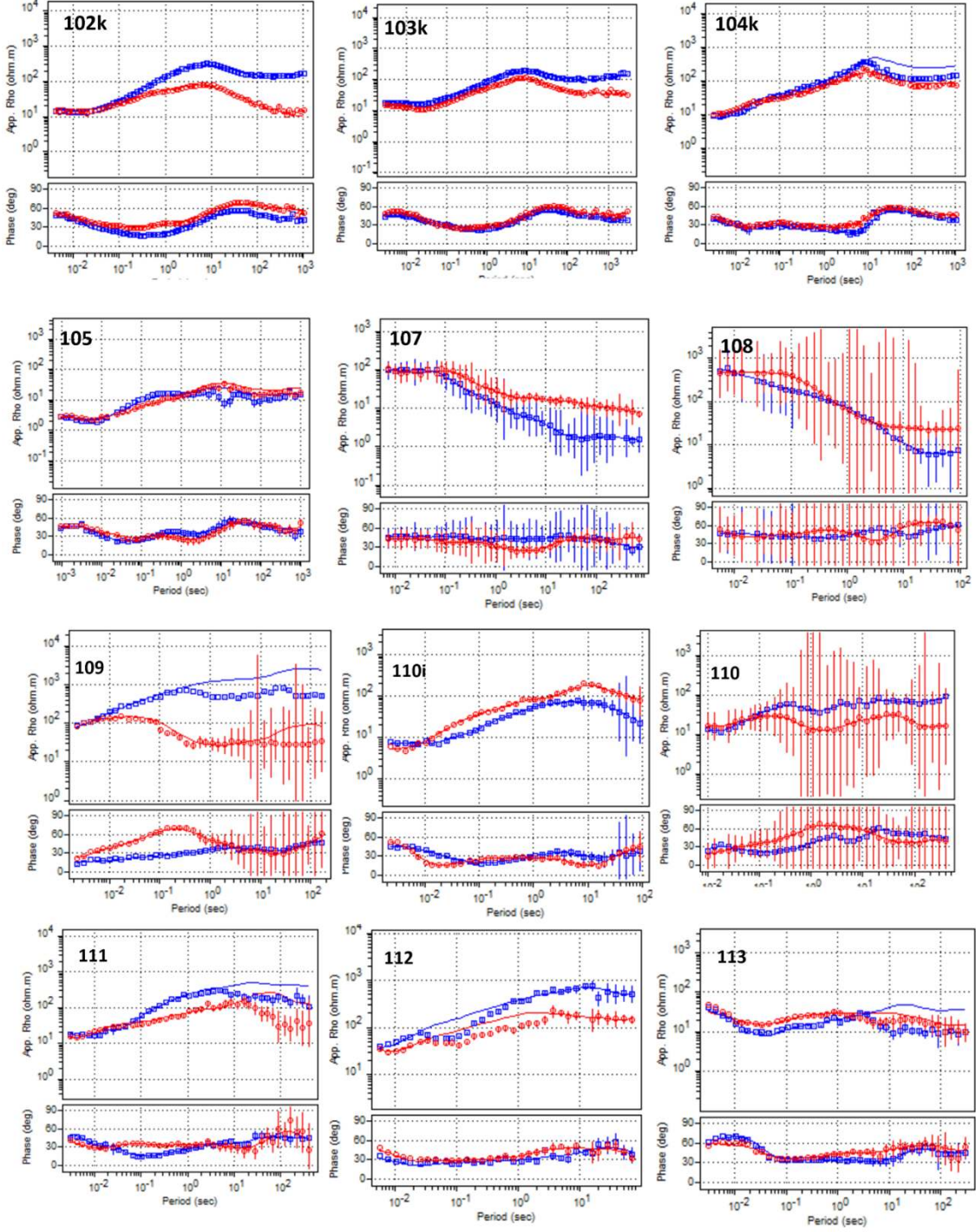
- Siripunvaraporn W, Egbert G, 2000, An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791–803.
- Siripunvaraporn W, Egbert G 2007, Data space conjugate gradient inversion for 2-D magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, 170(3), 986–994.
- Siripunvaraporn W, 2012, Three-Dimensional Magnetotelluric Inversion: an Introductory Guide for Developers and Users. *Surveys in Geophysics*, 33(1), 5–27.
- Smith R L, Bailey R A, Ross C S, 2004, Structural evolution of resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3(1–2), 5–26.
- Sutarno D, Vozoff K, 1991, Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions. *Geophysics*, 56(12), 1999–2007.
- Swift C M Jr, 1967, A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the South-western United States. Ph.D. Thesis, M.L.
- Şengör A C, Yilmaz Y, 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3–4), 181–241.
- Tikhonov A N, 1950, On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Doklady*, 73(2), 295–297.
- Turcotte D, Schubert G, 2002, *Geodynamics*. Cambridge University Press, 636 p.
- Tyburczy J A, Waff H S, 1983, Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: geophysical significance and implications for charge transport and melt structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B3), 2413–2430.
- Unsworth M, 2005, New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods. *CSEG Recorder*, 30(4), 34–38.
- Unsworth M, 2009, *Lecture Materials on Electromagnetic Methods*.
- Vozoff K, 1972, The Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins. *Geophysics*, 37(1), 98–141.

- Vozoff K, 1991, The Magnetotelluric Method, Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B, Misac N. Nabighian, John D. Corbett
- Waff H S, Faul U H, 1992, Effects of crystalline anisotropy on fluid distribution in ultramafic partial melts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B6), 9003–9014.
- Ward S W, Hohmann G W, 1987, Electromagnetic Theory for Geophysical Applications. In M. N. Nabighian & J. D. Corbett (Eds.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory*.
- Wight D E, 1987, Society of Exploration Geophysicists MT/EMAP Data Interchange Standard.
- Xiao W, 2004, Magnetotelluric exploration in the Rocky Mountain Foothills, Alberta. Master Thesis.
- Yabin L, Aihua W, Xu W, Zou Z, 2021, Translithospheric magma plumbing system of intraplate volcanoes as revealed by electrical resistivity imaging, *Geology* 49(11).
- Yang B, Lin W, Hu X, Fang H, Qiu G, Wang G, 2021, The magma system beneath Changbaishan-Tianchi Volcano, China/North Korea: Constraints from three-dimensional magnetotelluric imaging. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419, 107385.

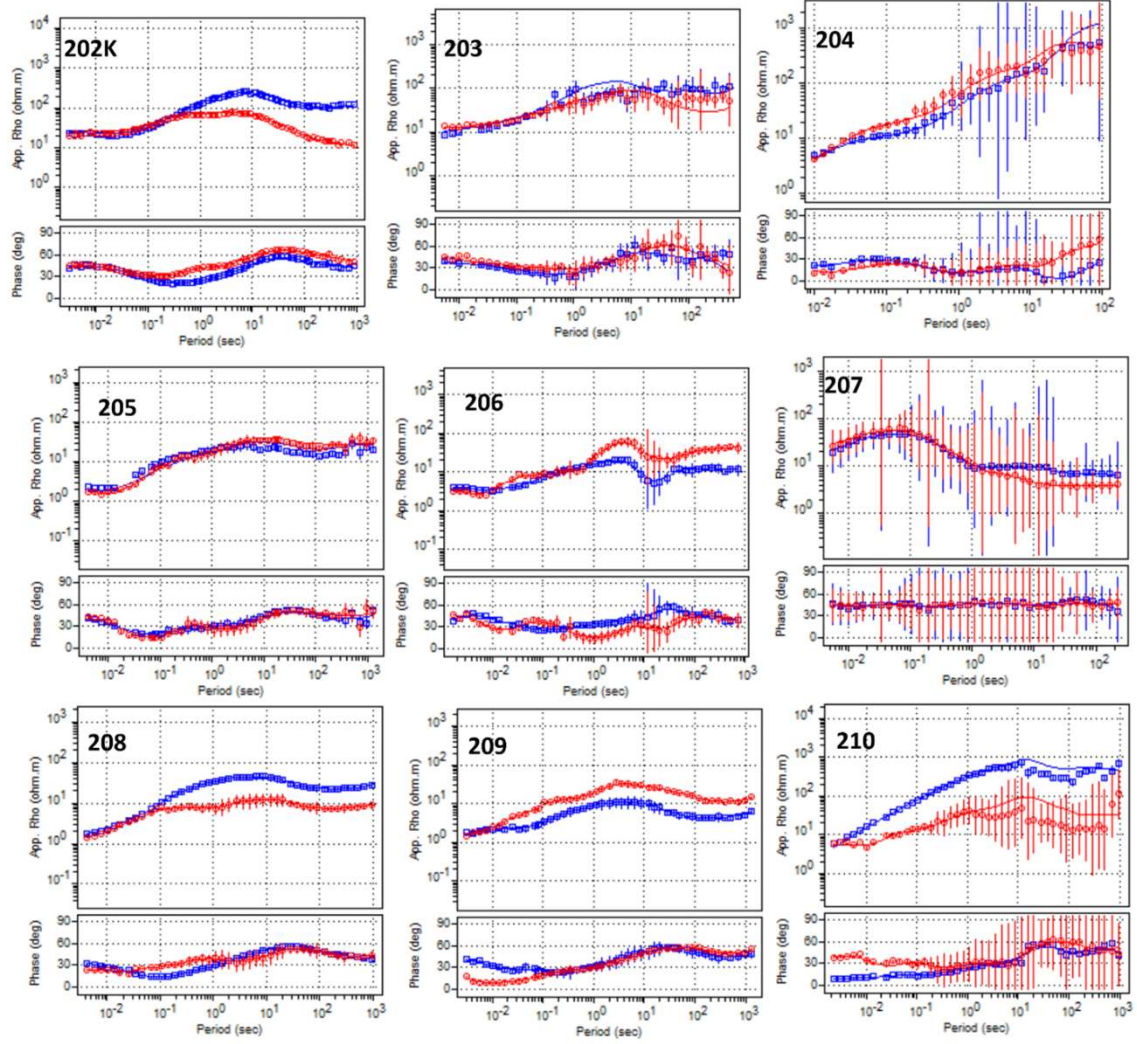
EKLER

EK 1. Ölçülen MT verilerinin maskelenmiş ve yumuşatılmış şekli

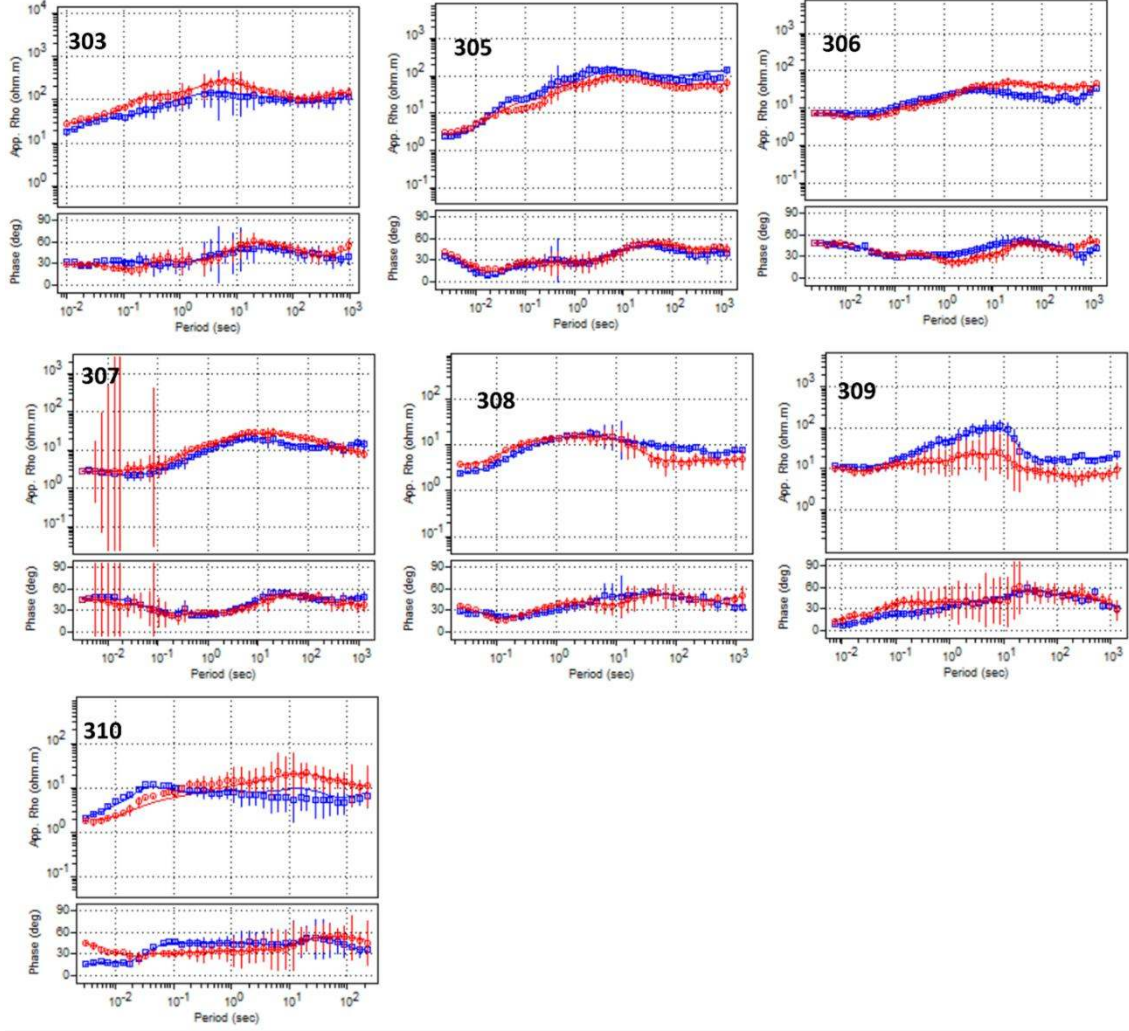
a) Doğrultu-1



b) Doğrultu-2



c) Doğrultu-3



d) Doğrultu-4

