

**ANKARA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**PETROL ARAMA AMAÇLI ÖLÇÜLEN MANYETOTELLÜRİK
VERİLERİNİN SÖNÜMLÜ EN KÜÇÜK KARELER VE QUASI-NEWTON
YÖNTEMİ İLE İKİ-BOYUTLU MELEZ TERS ÇÖZÜMÜ**

Yiğit DİNÇER

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**ANKARA
2007**

Her hakkı saklıdır

TEZ ONAYI

Yiğit Dinçer tarafından hazırlanan “**Petrol Arama Amaçlı Ölçülen Manyetotellürik Verilerinin Sönümlü En Küçük Kareler ve Quasi-Newton Yöntemi ile İki-Boyutlu Melez Ters Çözümü**” adlı tez çalışması 09/12/2007 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : *Yrd. Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR*

Jüri Üyeleri

Başkan : *Yrd. Doç. Dr. Cemal KAYA (Cumhuriyet Üniversitesi)*

Üye : *Yrd. Doç. Dr. Selma KADIOĞLU (Ankara Üniversitesi)*

Üye : *Yrd. Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR (Ankara Üniversitesi)*

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof.Dr.Ülkü MEHMETOĞLU

Enstitü Müdürü

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

PETROL ARAMA AMAÇLI ÖLÇÜLEN MANYETOTELLÜRİK VERİLERİNİN SÖNÜMLÜ EN KÜÇÜK KARELER VE QUASI-NEWTON YÖNTEMİ İLE İKİ-BOYUTLU MELEZ TERS ÇÖZÜMÜ

Yiğit DİNÇER

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR

Petrol aramalarında, eğer petrol ve gaz üretim potansiyeli olan sedimanter kayalar, bazaltlar ile örtülü ise, kaliteli sismik veri alınamamaktadır. Bu durumlarda Sismik yönteme alternatif olarak en çok Manyetotellürik (MT) yöntem kullanılmaktadır. Ülkemizde özellikle Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde, bazalt örtüleri üzerinde yapılan petrol aramalarında doğrultular boyunca MT ölçüleri alınmaktadır. Ölçülen bu veriler ise iki-boyutlu ters çözüm algoritmaları ile yorumlanmaktadır.

Bu tez çalışmasında, Candansayar (2007) tarafından geliştirilen, MT verilerinin 2B ters çözümünü yapan programı, kısmi türevler dizeyi Broyden güncellemesi (Quasi-Newton) ile hesaplanacak şekilde düzenlenmiştir. Yuvarlatıcılı sönümlü en-küçük kareler ters çözümünde (YSEKK), kısmi türevler dizeyinin Broyden güncellemesi ile hesaplandığı ters çözüm algoritmaları Quasi-Newton algoritması olarak bilinmektedir. Bu tez çalışmasında, yuvarlatılmış sönümlü-en küçük kareler, Quasi-Newton ve ikisi ardışık kullanılarak (Melez) yapılan ters çözüm sonuçları yapay veri ve arazi verisi için karşılaştırılmıştır.

Yapay veriler için, petrol aramalarında karşılaşılan klasik modeller hesaplanmıştır. Yapay verilerin ters çözüm sonuçları ile melez ters çözümün YSEKK algoritması kadar iyi sonuç verdiği gösterilmiştir. Melez ters çözüm daha hızlı sonuç üretmektedir. Ardahan’ da petrol arama amaçlı bir doğrultu boyunca ölçülen verilerin ters çözüm sonuçları da yukarıda sözü edilen üç yöntem için tartışılmıştır.

2007, 57 sayfa

Anahtar Kelimeler: Petrol, Manyetotellürik, 2B, Ters Çözüm, Melez, Quasi-Newton, YSEKK

ABSTRACT

M. Sc. Thesis

TWO-DIMENSIONAL HYBRID INVERSION OF MAGNETO TELLURIC DATA COLLECTED FOR OIL EXPLORATION BY USING DUMPED-LEAST SQUARES AND QUASI-NEWTON METHODS

Yiğit DİNÇER

Ankara Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Supervisor: Yrd. Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR

In Oil exploration, if sedimentary rocks beneath the basalt group have potential for oil and gas production, the overlying layered basalts effectively mask seismic reflections. In these situations Magnetotelluric (MT) method is used as an alternative method to Seismic method. In Turkey, especially in East and South east Anatolian Regions; MT measurements are taken on basalt crystal along various lines. Measured data are interpreted by a two dimensional inversion algorithm.

In this thesis, Candansayar's (2007) program, which gives a solution to the two-dimensional inversion of MT data, modified to calculate partial derivative matrix by Broyden's Update algorithm. In smoothing damped least-square solution, if partial derivative matrix calculated with Broyden's Update algorithm, the inversion algorithm called as "Quasi-Newton" algorithm. In this thesis, smoothing damped-least square solutions, Quasi-Newton and hybrid inversion results are compared for both synthetic data and real data.

Synthetic data are calculated for classical models encountered at oil exploration. Inversion results of synthetic data showed that the hybrid solutions yields as better results as smoothing damped-least squares inversion and give faster result. The suggested algorithm and the above-mentioned algorithms inversion results for the field data collected along a line in Ardahan site for oil exploration were also compared each other and results are discussed.

2007, 57 page

Key Words: Oil, Magnetotelluric, 2D, Inversion, Hybrid, Quasi-Newton, Damped Least-Squares

TEŞEKKÜR

Bu tezin oluşturulmasında sonsuz yardımlarını, zamanını, en önemlisi içtenliğini ve insanlığını benden esirgemeyen hocam, Sayın Yrd. Doç. Dr. M. Emin CANDANSAYAR' a en içten teşekkürlerimi sunarım.

Bu çalışmanın konusu olan melez algoritmanın gerçek arazi denenmesinde TPAO' nın Ardahan – Göle' de yaptırdığı MT çalışması yer almaktadır. Bu verilerin kullanılmasına izin veren Petrol İşleri Genel Müdürlüğüne ve TPAO' ya teşekkürü bir borç bilirim.

Yiğit DİNÇER

Ankara, Aralık 2007

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR	v
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ	vii
1. GİRİŞ	1
2. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM (MT).....	2
2.1 Manyetotellürik Yönteme Giriş	2
2.2 Temel Bağıntılar	3
2.3 Deri Kalınlığı (Skin Depth)	4
2.4 Görünür Özdirenç ve Empedans Faz Tanımları	5
3. EMPEDANS VERİLERİNİN ANALİZİ	8
3.1 Manyetotellürik Yöntemde Kullanılan Boyutluluk Parametreleri	8
3.1.1 Empedans oranlarına göre boyutluluk belirlenmesi	8
3.1.2 Tipper Büyüklüğü (Tipper Magnitude)	9
3.1.3 Kutup Diyagramları (Polar Plots)	10
3.1.4 Elipsellik (Ellipticity)	11
3.1.5 Çarpıklık (Skew)	12
3.1.6 Döndürme İşlemi (Rotation)	12
3.2 Ayırıştırma (Decomposition)	15
3.3 Durağan Kayma (Static Shift).....	15
4. MANTOTELLÜRİK VERİLERİN İKİ-BOYUTLU TERS ÇÖZÜMÜ	16
4.1 Giriş	16
4.2 MT Yöntemde 2B Düz Çözüm	17
4.3.1 Sönümlü En-Küçük Kareler Ters Çözüm	18
4.3.2 Quasi-Newton Ters Çözümü	19
4.3.3 Melez Ters Çözüm.....	20
5. YAPAY VERİ UYGULAMASI	22
5.1 Model-1	22
5.2 Model-2	26
6. ARAZİ VERİSİ	29
6.1 Bölgenin Jeolojisi.....	29
6.2 Ölçülen Veriler	31
6.3 Verilerin Boyutluluk Parametrelerinin İncelenmesi	31
6.4 Durağan Kayma Düzeltmesi (Static Shift).....	40
6.5 Ardahan-Göle’ de ölçülen MT verilerinin 2B Ters Çözümü	41
7. SONUÇLAR	45
KAYNAKLAR	46
ÖZGEÇMİŞ	49

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1 Kayaçların özdirenç değişimini gösteren tablo Butler' den (2005) Türkçeye çevrilerek alınmıştır.	2
Şekil 2.2 Deri kalınlığının, özdirenç ve frekansa göre değişimi (Xiao, 2004).....	5
Şekil 2.3 TE- ve TM-modu için şematik gösterim.....	7
Şekil 3.1 Tipper veri örneği	10
Şekil 3.2 Kutupsal Diyagram (Polar Plot) veri örneği (Reddy et al, 1977)	11
Şekil 3.3 Çarpıklı veri örneği.....	12
Şekil 3.4 Döndürme Eksenleri (Ulugergerli, E. U. Ve Özürlan G., 2005)	14
Şekil 5.1 Yapay verinin ters çözüm sonuçları.....	24
Şekil 5.2 Ters çözüme sokulan (ölçülen) veri ile Melez ters çözümü sonucu (Şekil 5.1d) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri.....	25
Şekil 5.3 Yapay Verinin Ters Çözüm Sonuçları.....	27
Şekil 5.4 Ters çözüme sokulan (ölçülen) veri ile melez ters çözümü sonucu (Şekil 5.3d) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri.....	28
Şekil 6.1 Çalışmanın yapıldığı sahanın Türkiye' deki konumu (google earth).....	29
Şekil 6.2 Jeolojik Dizilim (Geosystem, 1998)	30
Şekil 6.3 Ardahan-Göle çalışmasının profilleri (Geosystem, 1998).....	30
Şekil 6.4 A236 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	32
Şekil 6.5 A236 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	32
Şekil 6.6 A240 No' lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	33
Şekil 6.7 A240 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	34
Şekil 6.8 A241 No' lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	35
Şekil 6.9 A241 No'lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	35
Şekil 6.10 A247 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	36
Şekil 6.11 A241 No'lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	37
Şekil 6.12 A200 No' lu istasyona ait tipperi çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	37
Şekil 6.13 A200 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	38
Şekil 6.14 A246 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri.....	39
Şekil 6.15 A246 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar	39
Şekil 6.16 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltmesi yapılmamış örnek	40
Şekil 6.17 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltmesi yapılmış örnek	40
Şekil 6.18 A245 istasyonuna ait durağan kayma düzeltmesi yapılmamış örnek	41
Şekil 6.19 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltmesi yapılmış örnek	41
Şekil 6.20 Arazi Verisinin Ters Çözüm Sonuçları.....	42
Şekil 6.21 TPAO' nın raporundaki Ardahan-Göle Batı-Doğu Profilinin: (a) NLCG algoritmasından elde edilen 2B yer-elektrik kesiti, (b) MT ters çözümünden basitleştirilerek elde edilen elde edilen yer elektrik kesiti, (c) Yer elektrik kesitinin yorumlanmasından elde edilen tahmini jeolojik model (Geosystem, 1998).	43

Şekil 6.22 Ardahan' da ölçülen veri ile Melez ters çözümü sonucu (Şekil 6.22c) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri	44
--	----

1. GİRİŞ

Manyetotellürik (MT) yöntem en yaygın olarak kullanılan jeofizik elektromanyetik yöntemdir (Cagniard 1953, Tikhonov 1950). MT yönteminde kullanılan frekanslara göre, birkaç yüz metreden kilometre mertebesinde bir aralık taranabilir. MT yöntemi, araştırma derinliğinin büyük olması nedeniyle yer için kabuk yapısı, okyanusal ve kıtasal kabuklar arasındaki süreksizliklerin incelenmesi, kabuk ve manto girişimlerinin ayrıştırılmasının incelenmesi, fay yapılarının belirlenmesi gibi geniş uygulanabilmektedir (Candansayar, 2002). Petrol ve doğalgaz üretim potansiyeli olan sedimanter kayaçların üzeri Bazalt birimleri ile örtülü ise, böyle ortamlarda kaliteli sismik yansıma verisi toplanamaz. Bu durumlarda sismik yönteme yardımcı olarak çeşitli elektromanyetik yöntemler kullanılmaktadır. Petrol arama amaçlı uygulamalarda en çok kullanılan elektromanyetik yöntem ise “Manyetotellürik (MT)” yöntemidir. (Christopherson 1991, Beamish and Travassos 1992, Morrison et al. 1996, Nagy 1996, Mitsuata et al. 1999, Corcione and Seriani 2000).

Ülkemizde özellikle doğu ve güneydoğu Anadolu bölgelerinde, bazalt örtü birimleri üzerinde yapılan petrol aramalarında MT ölçüleri alınmaktadır. MT verileri genellikle bir doğrultu boyunca belirlenen istasyonlarda ölçülmektedir. Ölçülen veriler 2-Boyutlu ters çözüm algoritmaları ile yoruma hazırlanmaktadır. Günümüzde kullanılan ters çözüm algoritmaları daha çok yuvarlatılmış model bulan OCCAM yöntemini kullanmaktadır. Bu çalışmada ise, Candansayar (2007) tarafından geliştirilen ters çözüm programı, MT verilerinin Sönümlü En Küçük Kareler (SEKK) ve Quasi-Newton yöntemi ile iki-boyutlu melez ters çözümünü yapacak şekilde yeniden düzenlenmiştir. Bu algoritma çeşitli yapay verilerle ve petrol arama amaçlı ölçülen arazi verisi ile denenmiş ve elde edilen sonuçlar tartışılmıştır.

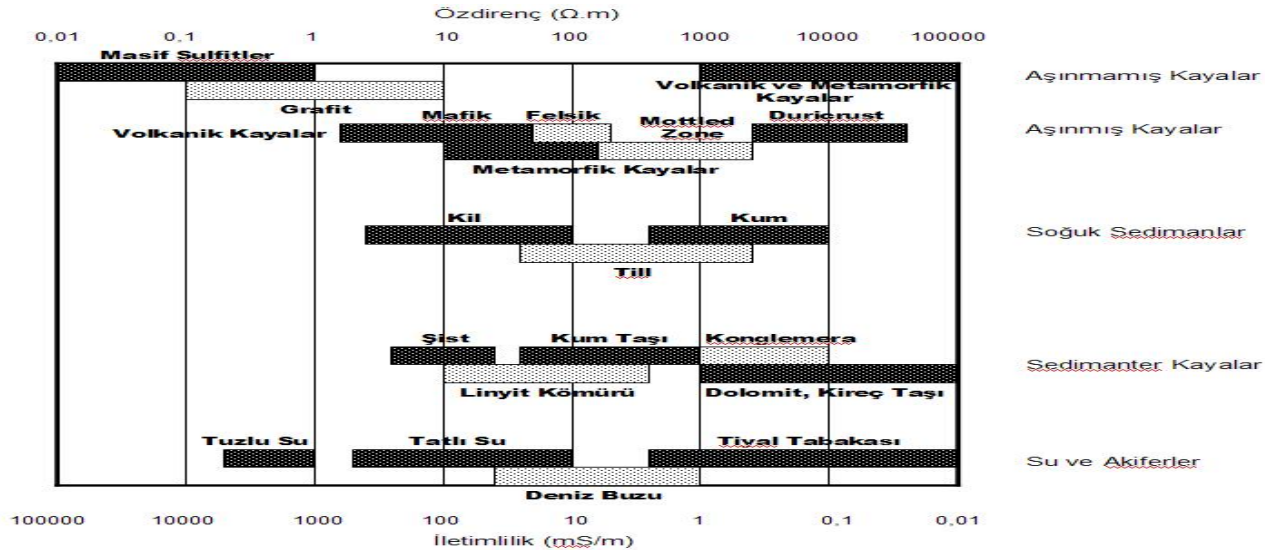
2. MANYETOTELLÜRİK YÖNTEM (MT)

2.1 Manyetotellürik Yönteme Giriş

MT yöntemini birbirlerinden bağımsız olarak ilk ortaya atanlar Cagniard (1953) ve Tikhonov (1950)' dur. Yeraltı iletkenlik değişimleri kullanılarak, yer içinin araştırılması için önermişlerdir. MT yöntemi sedimanter havzaların belirlenmesi, petrol ve jeotermal kaynakların araştırılması, maden yataklarının bulunması ve yeraltının derin yapısının araştırılmasında kullanılır. Kayaçlar üzerindeki gösterdiği öz direnç, taşınan yükün yoğunluğuna ve akım yolunun geometrisine bağlıdır. Kayalara ait öz dirençleri belirlemek için "Archie Kanunu" (Archie, 1942) olarak bilinen ve aşağıdaki gibi verilen deneysel (ampirik) bir formül kullanılabilir. (Xiao, 2004)

$$\rho = a \rho_w \phi^{-m} s_w^{-n} \quad (2.1)$$

Bu denklemdaki a , n ve m ampirik katsayılardır. Bu katsayılar pekiştirme (konsolidasyon) derecesine bağlıdır. ρ_w formasyon sıvısının öz direncini, ϕ gözenekliliği, s_w suya doygunluğunu gösterir.



Şekil 2.1 Kayaçların öz direnç değişimini gösteren tablo Butler' den (2005) Türkçeye çevrilerek alınmıştır

Atmosfer, iyonosfer ve manyetosferde oluşan çeşitli değişimlerin yer manyetik alanı üzerindeki etkisine Manyetotellürik olaylar denir. Manyetotellürik olaylar,

$10^{-5} - 10^5 \text{ Hz}$ frekans aralığında yeriçinde değişen doğal elektromanyetik alanlardır. Uzun mesafelerde sönmülenerek iyonosfer ve yeryüzü arasında yayılmaktadır. Yayılan bu dalgalar fiziksel olarak düzlem dalga yapısında davranırlar. Bu davranışı gösteren manyetotellürik alanlar yere nüfus ederek tellürik akımları oluşturmaktadır.

2.2 Temel Bağıntılar

Manyetotellürik yönteminin kuramı Maxwell denklemleriyle açıklanır. Maxwell denklemleri, dört adet denklemin bir araya getirilmesinden oluşturulmuştur. E , elektrik alan şiddeti (V/m), H , manyetik alan şiddeti (A/m), B , manyetik akı yoğunluğu (W/m^2), q , hacimsel yük yoğunluğu (C/m^3), σ , iletkenlik (S/m), ε , dielektrik sabiti (F/m) olmak üzere Maxwell denklemleri,

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\nabla \times H = \sigma E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot E = q / \varepsilon \quad (2.4)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (2.5)$$

Şeklinde verilebilir. Denklem 2.3' deki ifadeler homojen ve yön bağımsız (izotrop) ortam için $J = \sigma E$ ve $B = \mu H$ şeklinde tanımlanır ve element denklemleri (material equations) olarak bilinirler. Bu ifadeleri denklemde yerlerine koyarsak;

$$\nabla \times B = \mu J + \mu \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (2.6)$$

elde edilir. Burada, J , akım yoğunluğu (A/m^2), μ , manyetik geçirgenlik (H/m) dir. MT yönteminde, serbest hava için manyetik geçirgenlik olarak serbest havanın manyetik geçirgenliği

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Henry / metre ,}$$

kullanılır. Buna göre (2.3) ve (2.6) kullanılarak,

$$\nabla^2 E = \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu\varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (2.7)$$

elde edilir. Düşük frekans değerleri için ($f < 10^5$ Hz), ε değerinin çok küçük olduğu kabul edilir (yarı-duraylı durum “quas-static limit”) ve yukarıdaki eşitliğin sağ tarafındaki ifade ihmal edilirse, elektrik alan için dalga denklemi aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$\nabla^2 E - \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad (2.8)$$

Dünyanın geçirgen bir ortam olduğundan söz edebilir. Bu yüzden difüzyon denklemi olarak da bilinen yukarıdaki denklem MT veri analizlerinde kullanılabilir. Yukarıdaki denklemin frekans ortamında karşılığı ,

$$\nabla^2 E + i\omega\mu\sigma E = 0 \quad (2.9)$$

olarak elde edilebilir. Benzer yolla manyetik alan için frekans ortamında elektromanyetik dalga denklemi aşağıdaki gibi verilebilir

$$\nabla^2 H + i\omega\mu\sigma H = 0 . \quad (2.10)$$

Denklem (2.9) ve (2.10) Helmholtz denklemleri olarak bilinir ve 2B ve 3B düz çözüm’ de bu denklemler çözülür.

2.3 Deri Kalınlığı (Skin Depth)

Deri kalınlığı, iletken ortamda elektromanyetik alanın genliğinin sönümlenmesi ile açıklanabilir. Alanın yüzeydeki genliğinin $1/e$ değerine yani %33’ üne indiği derinliktir. Buradan hareketle aşağıdaki gibi yazılabilir;

$$e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}z} = e^{-1} . \quad (2.16)$$

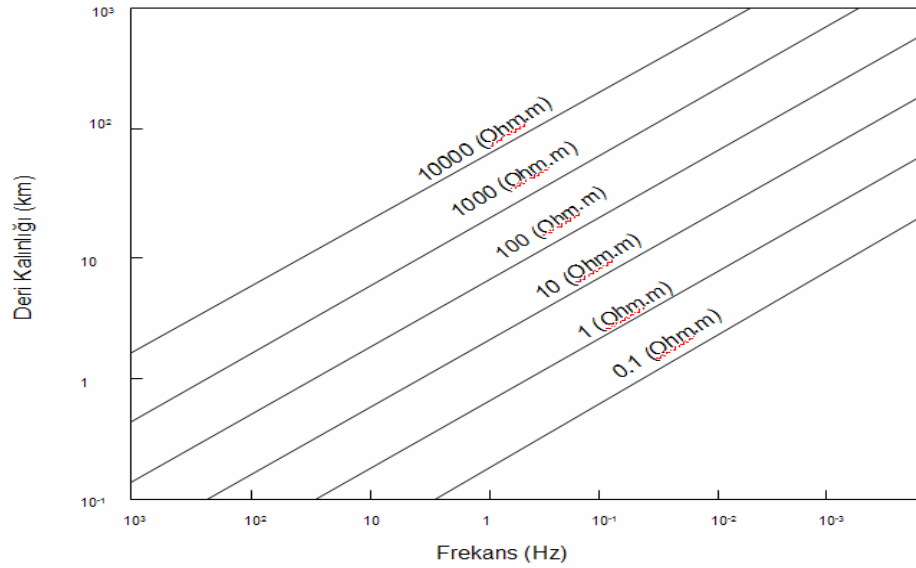
Buradan da deri kalınlığı;

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad (2.17)$$

olarak elde edilir. $\omega = 2\pi f$ ve μ yerine μ_0 alınırsa denklem (2.17)

$$\delta \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \text{ (metre)} \quad (2.18)$$

olarak yazılabilir.



Şekil 2.2 Deri kalınlığının, öz direnç ve frekansa göre değişimi (Xiao 2004)

2.4 Görünür Öz direnç ve Empedans Faz Tanımları

Elektromanyetik dalganın manyetik alan şiddeti, zaman sinüzoidal $H = H_0 e^{-i\omega t}$ şeklinde yazılabilir. Denklem 2.2' den hareketle;

$$H = \frac{1}{i\omega\mu_0} \nabla \times E \quad (2.19)$$

Elektrik alan şiddeti ile Manyetik alan şiddeti karşılaştırılırsa,

$$E_x = E_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.20)$$

$$H_y = \frac{1}{i\omega\mu_0} E_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \quad (2.21)$$

Burada elektrik alan (E_x) ve manyetik alan (H_y) birbirine diktir (ortogonal).

YBirbirine dik E ve H alanlarının oranından elde edilen büyüklük empedans olarak isimlendirilir. Denklem 2.20 ve denklem 2.21' kullanılarak Z_{xy} empedans değerini

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega\mu_0\rho} \quad (2.22)$$

Şeklinde tanımlanır. Genel olarak MT verisi görünür özdirenç ve empedans fazı büyüklükleri ile sunulur. Denklem 2.22' den Görünür Özdirenç ρ_{xy} , ve faz (ϕ_{xy}) çözülebilir;

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (2.23)$$

$$\phi_{xy} = \frac{\text{Sanal}(Z_{xy})}{\text{Gerçel}(Z_{xy})} \quad (2.24)$$

Tabakalı bir ortamda ölçülen görünür özdirenç değerleri elektrik ve manyetik alanlarının yönlerine bağımlı değildir. İki-boyutlu ve üç-boyutlu ortamlarda ise durum tabakalı ortamlara göre değişiklik gösterir. Eğer bir yatay eksen boyunca (burada x-ekseni alınmıştır) ortamın özdirenci sabit ise birbirinden ayrı iki elektromanyetik mod vardır (Şekil 2.3). Bunlar TE modu (TE-Transverse Electric veya E-paralel) ve TM modudur (TM-Transverse Magnetic veya H-paralel).

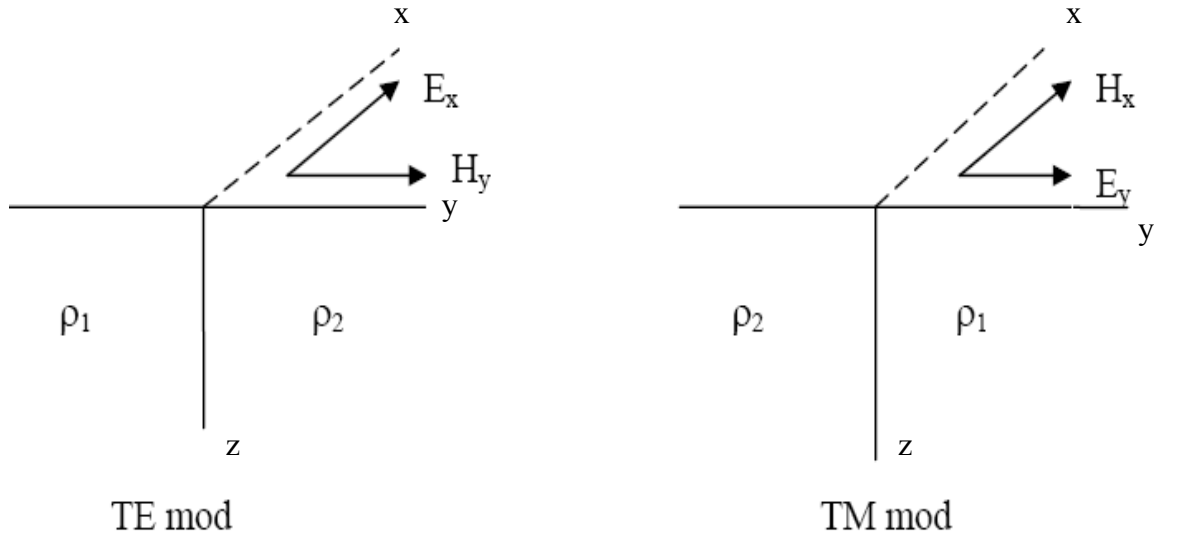
Şekil 2.3' de x-ekseni jeolojik doğrultuyu gösterdiğinden, TE-Modu için görünür özdirenç ve faz değerleri yukarıdaki (2.23) ve (2.24) denklemleri ile hesaplanırlar. TM-Modu' nda H_y bileşeni jeolojik doğrultuya paraleldir. Bu durumda empedans, görünür özdirenç ve faz aşağıdaki formüllerle hesaplanır:

$$Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad (2.25)$$

$$\rho_{yx} = \frac{1}{w\mu_0} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2, \quad (2.26)$$

$$\phi_{yx} = \frac{\text{Sanal}(Z_{yx})}{\text{Gerçel}(Z_{yx})} \quad (2.27)$$

MT verilerinin 2B ters çözümü için bu tez çalışmasında, TE- ve TM-modu için hesaplanan görünür öz direnç ve faz değerleri kullanılır.



Şekil 2.3 TE- ve TM-modu için şematik gösterim

3. EMPEDANS VERİLERİNİN ANALİZİ

Empedans değerlerinin çözümünde karşılaşılan iki temel problem, verilerdeki 3-boyutluluk ve sabit kaymadır (static shift). 2-B' lu yorum yapılmadan önce bu iki temel problemin etkisinin veriden giderilmesi gerekir. Verilerdeki 3-boyutluluğun giderilmesi için bazı parametrelerin hesaplanması gerekir.

3.1 Manyetotellürik Yöntemde Kullanılan Boyutluluk Parametreleri

3.1.1 Empedans oranlarına göre boyutluluk belirlenmesi

Z_{ij} ile E ve H arasında bir ilişki dizeyi aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ H_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{xy} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

1-B ortamda empedans,

$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ve $Z_{xy} = Z_{yx} \neq 0$ koşullarını sağlar.

2-B ortamda empedans,

$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ ve $Z_{xy} \neq Z_{yx}$

$Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq 0$ olduğunda ölçümün yapı doğrultusunda olmadığı düşünülür.

Buradan $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ olduğu yön bulunabilir.

3-B ortamda empedans,

$Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$ koşulunu sağlar.

3.1.2 Tipper Büyüklüğü (Tipper Magnitude)

Tipper, düşey manyetik alan ölçüsünün, yatay manyetik alan ölçüsüyle normalize edilmesidir. Bir Boyutlu ortamda, düşey manyetik bileşen sıfırdır. Genel olarak yeriçi çok boyutludur bu durumda düşey bileşen, H_z ,

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y$$

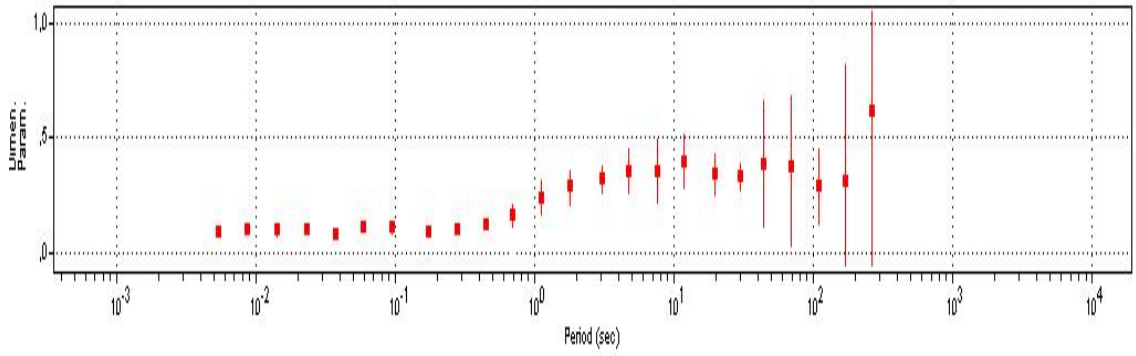
olarak verilir. Buradaki T tipper şeklinde adlandırılır. Tipper büyüklülüğü aşağıdaki gibi verilir;

$$|T| = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2} . \quad (3.2)$$

2-B 'lu bir yapı için x yönünü yok sayarsak denklem,

$$H_z = T_y H_y \quad (3.3)$$

şeklini alır. Tipper doğrultu yönündeki belirsizliklerin çözülmesine ve geçirgenliğin hangi tarafta daha yüksek olduğunun belirlenmesine yardımcı olur (Vozoff 1991). Yani yerdeki iletkenlik değişimi hakkında bilgi verir. Tipper Büyüklüğü çok nadiren 1' den büyük olur, genel olarak 0.1 ile 0.5 aralığındadır ve bu durum ortamın iki boyutlu olduğunun göstergesidir. Değerin 0.1'den düşük olduğu yerlerde gürültü içeriğinden bahsedilir (Green 2003).



Şekil 3.1 Tipper veri örneği

3.1.3 Kutup Diyagramları (Polar Plots)

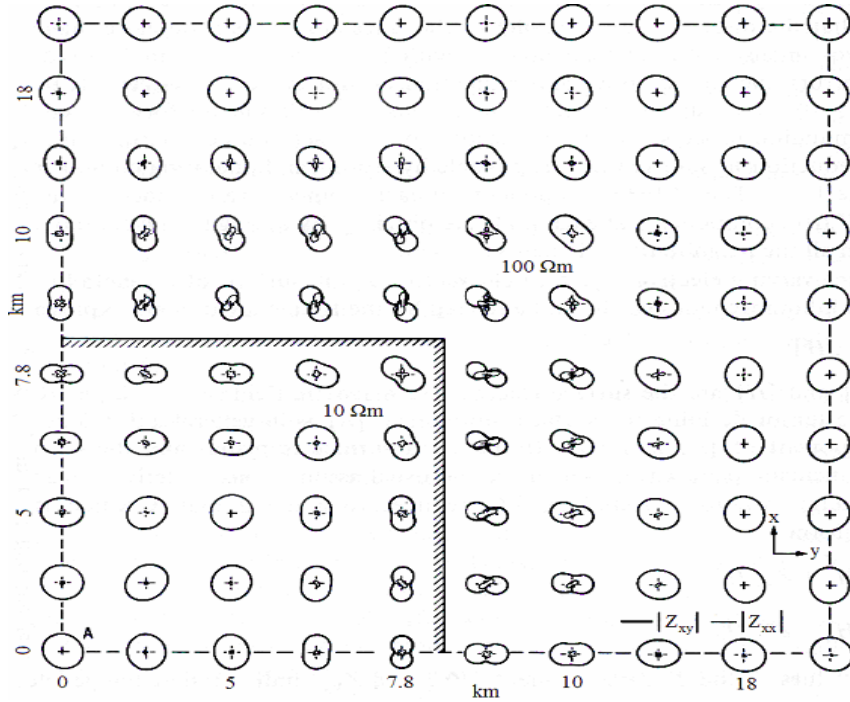
Kutup diyagramları MT verilerindeki boyutluluğun belirlenmesinde kullanılır. Kutupsal diyagram empedans tensörünün bileşenlerinin fonksiyonu, farklı dönme açısı θ ($0 < \theta < 2\pi$) ve farklı frekanslar için gösterilir,

$$\begin{aligned} Z_{xy}(\theta) &= Z_{xy} \cos^2 \theta + (Z_{yy} - Z_{xx}) \sin \theta \cos \theta - Z_{yx} \sin^2 \theta \\ Z_{xx}(\theta) &= Z_{xx} \cos^2 \theta + (Z_{xy} - Z_{yx}) \sin \theta \cos \theta + Z_{yy} \sin^2 \theta \end{aligned} \quad (3.4)$$

Denklem (3.4)' de, Z_{xy}, Z_{yx} birincil (principal) empedanslar, Z_{xx}, Z_{yy} ikincil empedanslar olarak isimlendirilir (Reddy et al. 1977). Direnç olan yerlerde birincil empedansı Z_{xy} diyagramı dikine uzama şeklinde yönelir, geçirgen olan ortamlarda kutuplaşma doğrultu yönüne paralel yönelme gösterir. Z_{xx} ikincil empedansı 2-B yapıların bulunduğu yerlerde simetrik şekilli yonca yaprağı görünümünde olurken 3-B yapılarda Z_{xx} sadece bir yönde uzanım gösterir. Kutup diyagramları, süreksizlik bölgesine yaklaştıkça ortamın durumuna göre paralel veya dikine uzama gösterirler (Reddy et al. 1977) .

Şekil 3.2' de verilen örnekte kutup diyagramlarının ortam içindeki davranışları gösterilmiştir. Diyagramlar üzerindeki kalın çizgili kısım Z_{xy} birincil empedansı, Z_{xx} ikincil empedansıdır. Şekilde, öz direnç değişim sınırına yaklaştıkça Z_{xy} birincil

empedanslar yüksek öz dirençli bölgede geçiş sınırına dik, öz direnci düşük olan bölgede geçiş sınıra paralel uzanım göstermektedir. Z_{xx} ikincil empedansı ise sınır bölgesine yaklaşıldıkça değişim göstermekte ortamın boyutluluğu veya gürültü içeriği hakkında bilgi vermektedir (Reddy *et al.* 1977).



Şekil 3.2 Kutupsal Diyagram (Polar Plot) veri örneği (Reddy *et al.*, 1977)

3.1.4 Elipsellik (Ellipticity)

Elipsellik aşağıdaki denklem ile hesaplanır;

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xy}(\theta) + Z_{yz}(\theta)} \quad (3.5)$$

Bu denklem eğer sıfır değerini alırsa ortam 1-B veya 2-B dur. Elipsellik sıfırdan farklı değer alırsa ortam 3-B' dur (Vozoff 1991).

3.1.5 Çarpıklık (Skew)

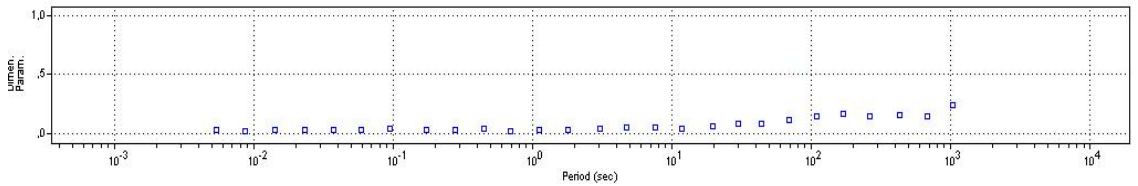
Boyutluluk analizinde ve gürültünün saptanmasında kullanılan başka bir parametrede Çarpıklık(Skew) aşağıdaki gibi verilir (Vozoff 1991);

$$Z_{xx} + Z_{yy} = c_1,$$

$$Z_{xy} + Z_{yx} = c_2,$$

$$Skew = \left(\frac{c_1}{c_2} \right) \quad (3.6)$$

Eğer veri gürültülü değilse 1-B ve 2-B ortamlarda çarpıklık sıfır olmalıdır. Çarpıklık değeri 0.2' nin altında düşük gürültü varlığını, 0.2' nin üstünde 3-B yapı veya yüksek gürültü varlığını belirtir.



Şekil 3.3 Çarpıklı veri örneği

3.1.6 Döndürme İşlemi (Rotation)

Arazi çalışmalarında MT verileri her istasyon için manyetik veya coğrafik kuzey doğrultusunda alınır. Bu ölçümler daha sonra istenilen doğrultuya döndürülebilir. Yani döndürme işlemi, ölçülen doğrultu ile jeolojik doğrultu arasındaki açı kadar eksenleri döndürme işlemidir. Eğer elektrik alan vektörünü E , $+\theta$ açısıyla saat yönünde döndürülürse döndürülmüş elektrik alanlar x- ve y-yönünde

$$E'_x = \cos\theta E_x + \sin\theta E_y \quad (3.7)$$

$$E'_y = -\sin\theta E_x + \cos\theta E_y \quad (3.8)$$

eşitlikleri ile hesaplanır. Bu iki denklemi Dizey şeklinde yazarsak,

$$E' = RE \quad (3.9)$$

Burada R,

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Benzer şekilde x- ve y-yönünde döndürülmüş manyetik alanlar,

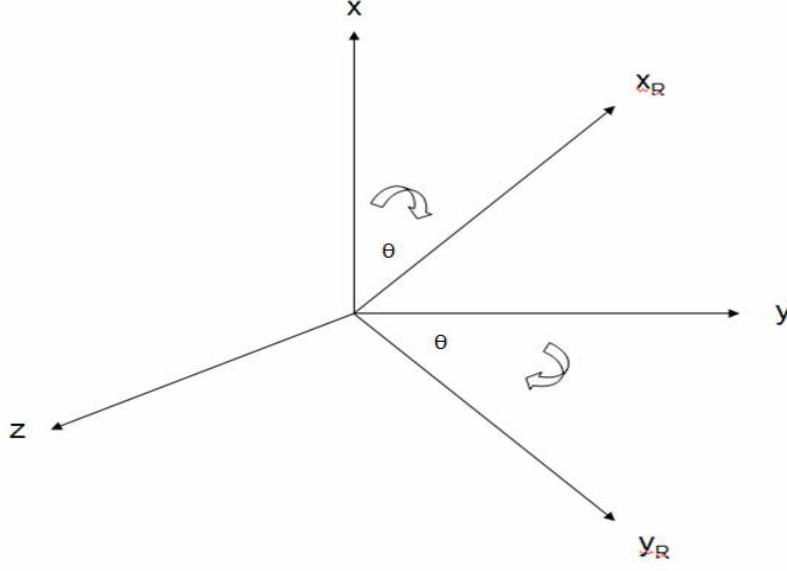
$$H' = RH \quad (3.11)$$

Döndürülmüş empedans aşağıdaki gibi hesaplanır;

$$Z' = RZR^T. \quad (3.12)$$

Burada, R^T , R 'nin devriğidir (transpoze).

Döndürme işlemi sonunda elde edilen empedansın ölçüm aşamasında aynı yönde yapılmış ölçüm değerine eşit olduğu kabul edilir (Vozoff 1991).



Şekil 3.4 Döndürme Eksenleri (Ulugergerli ve Özürkan 2005)

2-B' lu ortamlarda Z_{xx} ve Z_{yy} 0' a yaklaşıyorsa ölçüm hatlarımız Jeolojik doğrultu ile aynı doğrultuda olur. Bu durumda; $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ ' yi minimum yapan açı aranabilir. Bu konu ile ilgili bir formül aşağıdaki gibi verilebilir (Swift 1967).

$$4\theta = \tan^{-1} \left[\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \right]. \quad (3.13)$$

Bu formülde elde edilen açı değeri ideal koşullarda elektriksel uzanım doğrultusunu verecektir. Bu formülde empedansların sadece genlikleri işleme girdiği için bazı durumlarda açı farklı değer alabilir. Döndürme işlemi her bir frekans için diğerlerinden bağımsız olarak yapılır. Bu durumda önerilen jeolojik haritadan ve yön analizlerinden elde edilen en uygun tek bir açının seçilmesi ve bütün verilerin bu açı ile döndürülmesidir.

3.2 Ayrıştırma (Decomposition)

Empedans tensörü istendiği gibi ideal iki boyutlu değildir. Yani, empedans tensörünü döndürerek Z_{xx} ve Z_{yy} 'leri sıfır yapan bir koordinat absisi yoktur (Groom ve Bailey, 1989). Bu duruma neden olarak veri hataları veya yeryüzünde var olan “galvanic akımlar” gösterilebilir. Elektrik yükleri yüzeye yakın olan üç boyutlu iletken yapıların içinde, yalıtkan yapıların ise dışında kümelenirler. Bu durumların giderilmesinde ayrışma yöntemi kullanılır. Bu ortamın boyutluluğuna göre gerek duyulması halinde çalışmada La Torraca Ayrıştırma (WinGLink manual) yöntemi kullanılmıştır.

3.3 Durağan Kayma (Static Shift)

MT verilerinin analizinde karşılaşılan en büyük sorun durağan kaymadır. Bu olay doğrudan olarak görünür öz direnç eğrilerinde gözlemlenir. Bu etki nedeniyle görünür öz direnç eğrileri y-ekseni boyunca aşağı veya yukarı kayar. Problemin nedeni olarak ölçüm yapılan elektrotların hemen yakınlarında olan bozucu cisimler ve elektrotların farklı jeolojik birimlerde olmasından kaynaklandığı şeklinde açıklanır. Durağan kaymayı denklem olarak (Vozof, 1991)

$$E_T = E + \Delta E \quad (3.14)$$

şeklinde verilebilir.

E_T : Ölçülen elektrik alan

E : Gerçek elektrik alan

ΔE : Küçük ölçekli cisimlerin yarattığı etki

Veri üzerinden durağan kayma etkisinin giderilmesi için birçok yöntem önerilmiştir. Bu çalışmada Geçici elektromanyetik(TEM) yöntem’ den yararlanarak MT verilerinden bu etki giderilmiştir (Pellerin *et al.*1990).

4. MANTETOTELLÜRİK VERİLERİN İKİ-BOYUTLU TERS ÇÖZÜMÜ

4.1 Giriş

Yaşadığımız yerküre tam olarak homojen bir yapıya sahip değildir. Bu durum jeofizik ve jeoloji çalışmalarda yeryüzünden toplanan veriler yer içini tam olarak yansıtamaz. Yani yer içi birbiriyle aynı birimlerden oluşmamaktadır. Düşey ve yanal yönde değişiklik gösteren birbirlerinden farklı öz direnç yapılarından oluşmaktadır. Bu yapıların arasında veriyi bozabilecek, veri üzerinde gürültü oluşturabilecek 3-boyutlu cisimler bulunabilir. Doğal yolla oluşabilen gürültüler olabileceği gibi yapay yani insan kaynaklı oluşabilen gürültülerde vardır. Bunlar ölçüm esnasında yapılan hatalar, veri toplanan bölgenin yakınındaki karayolları, elektrik şebekesi vb. nedenlerle veri üzerinde gürültüler oluşabilmektedir. Toplanan ölçülerin doğru yorumlanabilmesi için veri üzerinden bu tür etkilerin giderilmesi gerekmektedir. Yapılan bu işleme yani ölçülen veriden parametre değerlerinin hesaplanmasına ters çözüm denir.

Düz ve ters çözüm yapabilmek için, jeofizik veri ile jeolojik modeli tanımlayan fiziksel parametreleri ilişkilendiren bir model bağıntısı olmalıdır. Bu bağıntıyı açıklamak için;

$$d = f(m) \quad (4.1)$$

m model parametrelerini, f düz çözüm operatörünü, d veriyi ifade eder. d 'nin hesaplanma işlemine düz çözüm denir. Bu denklemden m 'yi çözersek;

$$m = f^{-1}(d) \quad (4.2)$$

Bu işlem ters çözüm olarak tanımlanır. Elektromanyetik alan denklemlerinin (4.2) ile çözümü “inverse scattering problem” olarak bilinir (Tarantola 1987).

4.2 MT Yöntemde 2B Düz Çözüm

Düz Çözüm var olan bir jeolojik yapının jeofizik yöntemlerle belirlenmesi amacıyla bu yapının matematiksel olarak anlamlandırılmasına denir. Bir başka deyişle yapıları matematiksel denklemlerle tanımlanmasına denir (Başokur, 2003).

Manyetotellürik yöntemlerde (MT), analitik 2-B düz çözüm karmaşık durumlar için çözümsüz olduğundan sayısal yöntemler kullanılır. En çok tercih edilen sayısal yöntemler sonlu elemanlar (SE) ve sonlu farklar(SF) Yöntemleridir. Bu tez çalışmasında denklem (2.9) ve (2.10) Helmholtz denklemleri Sonlu Farklar ile çözülmüştür (Candansayar 2002).

4.3 Ters Çözüm

MT yönteminde ters çözüm problemi doğrusal değildir. Bu nedenle MT verilerinin ters çözümünde Yinemeli-Doğrusallaştırılmış(YD) (iterated-linearized) yöntem kullanılır. (Rodi and Mackie 2001).

Jupp ve Vozoff (1977), Zhang ve Hobbs (1992) sönümlü en-küçük kareler (SEKK) yöntemini 2-B yer elektrik modelinin çözümünde kullanmışlardır. Gupta *et al.* (1999) ise uygulamalarında ters çözüme Hessian düzeyini de katmışlardır. Sasaki (1989) YSEKK ile MT ve doğru akım öz direnç verilerinin 2-B birleşik ters çözümünü yapmıştır. deGroot-Hedlin and Constable (1990), Smith and Booker (1991) YSEKK ile MT verilerinin 2B ters çözümünü yapmıştır. Uchida (1993, 1997) YSEKK ters çözümünde ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) en küçüklemesini kullanmıştır. 2-B yer modelinin Tikhonov düzgünleyicisi yöntemi ile ters çözümünü ise Jiracek et al.. (1987), Madden and Mackie (1989), Rodi (1989), deLugao et al. (1997), Sipirunvaraporn and Egbert (2000), Rodi and Mackie (2001) yapmıştır.

Bu çalışmada YSEKK ve quasi-Newton yöntemleri birlikte kullanılmıştır.

4.3.1 Sönümlü En-Küçük Kareler Ters Çözüm

Jeofizik problemlerde kuramsal veri ile ölçülen veriler tam olarak çakışması istenmez. Kaliteli verilerin çakışması istenir. Bundan dolayı veriler arasında her zaman bir e hata değeri bulunur, d ayrı noktalarda farklı frekanslar için ölçülmüş verileri içeren $(N \times 1)$ boyutlu sütun vektörü, f , düz çözüm operatörü ve $\mathbf{m}$ model parametrelerini içeren $(M \times 1)$ boyutlu sütun vektör olsun. Gauss-Newton veya En Küçük Kareler çözümü aşağıdaki gibi verilebilir

$$\Delta m = (A^T A)^{-1} A^T \Delta d \quad (4.3)$$

Bu denklemdeki, Δd ölçülen ve kuramsal veriler arasındaki farkı içeren sütun vektör, Δm model parametreleri ön kestirim parametreleri arasındaki farkları içeren ve bilinmeyen parametreleri değiştirim vektörü ve A Jacobian dizeyi, verinin ön kestirim parametrelerine göre kısmi türevlerini içeren $(N \times M)$ boyutlu dizeydir. Bu tez çalışmasında karşılıklı teorisi (reciprocity theorem) kullanılarak bu dizey hesaplanmıştır (McGillivray *et al.* 1994, Candansayar 2002).

Denklem (4.3)' de $(A^T A)^{-1}$ 'nın tekil değer içermesinden dolayı tersi alınamayabilir. Bu dizeyin tekilliğini yok etmek için denkleme sönüm faktörü (durağanlaştırıcı parametresi) (λ) eklenir. Sönüm faktörünün eklenmesiyle denklem aşağıdaki şekli alır;

$$\Delta m = (A^T A + \lambda I)^{-1} A^T \Delta d \quad (4.4)$$

Bu çözüm, doğrusal olmayan problemlerin Levenberg-Marquard (Levenberg 1944, Marquard 1963, 1970) veya SEKK çözümü olarak bilinir. Bu denklemlerde, çözüm yinelemeli olarak yapılır. Ters çözüm işlemine bir başlangıç modeli ile başlanır. MT verilerinin 2B ters çözümünde genelde homojen ortam başlangıç modeli alınır. Daha sonra her yinelemede model düzeltme vektörü, aşağıdaki gibi model parametre vektörüne eklenerek ters çözüm işlemine devam edilir.

$$\mathbf{m}_{i+1} = \mathbf{m}_i + \Delta \mathbf{m}, \quad i = 1, 2, \dots, \text{IMAX}$$

Burada IMAX en büyük yineleme sayısıdır. Ters çözüm işlemi bu yinelemeye kadar devam eder. Algoritma, her yinelemede aşağıdaki gibi hesaplanan karekök hata (RMS-Root mean square error) değerinin bir tolerans değerine ulaşmasıyla veya IMAX' a ulaşılmadan sonlandırılır.

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (W_d d_i - W_d f(m))_i^2}$$

MT verilerinin ters çözümünde en çok kullanılan yöntem ise aşağıdaki gibi verilen “Yuvarlatıcılı Sönümlü-En Küçük-Kareler” ters çözüm tekniğidir (Zhdanov 2003, Candansayar 2002, 2007):

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{A}^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \mathbf{A} + \lambda \mathbf{C}^T \mathbf{C})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \Delta \mathbf{d} - \lambda \mathbf{C}^T \mathbf{C} \mathbf{m}_i) \quad (4.5)$$

Bu denklemde, $\mathbf{m}_i$, i-ninci yinelemede model vektörü ve $\mathbf{W}_d$ ise $N \times N$ boyutunda diagonal veri ağırlık dizeyidir $\mathbf{C}$, türevleri içeren dizey. Veri ağırlık dizeyinin köşegen elemanları, her veri için hata tahminlerinin tersine eşittir. Bu tez çalışmasında (4.5) denklemi çözülmüştür. Çalışmada λ değeri, yumuşatma yaklaşımı ile (cooling approximation) hesaplanmıştır (Newman and Alumbaugh 1997, Zhdanov 2003, Candansayar ve Tezkan 2006, Candansayar 2007). Bu yaklaşımda başlangıç değeri olarak büyük bir λ değeri alınmış ve her yinelemede bu değer yarıya bölünmüştür.

4.3.2 Quasi-Newton Ters Çözümü

Geleneksel Gauss-Newton yönteminde Jacobian dizeyi, $\mathbf{A}$, her yineleme için tekrar hesaplanır. MT verilerinin 2B ve 3B ters çözümünde ise $\mathbf{A}$ dizeyinin hesaplanması çok zaman alan bir işlemdir. Bu dizeyi yeniden hesaplanması yerine, güncelleştirilerek bir yaklaşımı ($\mathbf{B}$) elde edilebilir ve bu güncelleştirilen değer gerçek Jacobian ($\mathbf{A}$) nın her

yinelemedeki davranışını taklit edebilir (Nocedal and Wright, 1999). Dolayısıyla, her yinelemede **A** yerine **B** kullanılabilir.

En başarılı güncelleme yöntemi “Broyden Güncellemesi” (Broyden’ s Update) olarak bilinir ve her yinelemede **B** dizeyi aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$\mathbf{B}_{i+1} = \mathbf{B}_i + \frac{(\mathbf{y}_i - \mathbf{B}_i \mathbf{s}_i) \mathbf{s}_i^T}{\mathbf{s}_i^T \mathbf{s}_i}. \quad (4.6)$$

Bu denklemde,

$$\mathbf{y}_i = \mathbf{f}(\mathbf{m})_i - \mathbf{f}(\mathbf{m})_{i-1}$$

ve

$$\mathbf{s}_i = \mathbf{m}_i - \mathbf{m}_{i-1}$$

şeklinde hesaplanır. Son iki denklemde $\mathbf{f}(\mathbf{m})_i$ ve $\mathbf{f}(\mathbf{m})_{i-1}$, (i) ve (i-1)’ inci yinelemelerde ((Nx1) boyutlu) hesaplanan veri vektörleri, $\mathbf{m}_i$ ve $\mathbf{m}_{i-1}$, (i) ve (i-1)’ inci yinelemelerde model vektörleridir ((Mx1) boyutlu).

Denklem (4.5)’ de **A** yerine, **B** dizeyi kullanılarak yinelemeli çözüm yapılan algoritmaya quasi-Newton yöntemi denmektedir. Quasi-Newton yönteminde ilk yinelemede **B** değeri, **A**’ ya eşit alınır ve sonraki yinelemelerde (4.6) denklemi kullanılarak hesaplanır.

Quasi Newton yöntemi doğru akım öz direnç verilerinin 2B ve 3B ters çözümünde ilk olarak Loke and Barker (1996a, 1996b) tarafından kullanılmıştır. MT verilerini 2B ters çözümünde ise bir çalışmaya raslanmamıştır.

4.3.3 Melez Ters Çözüm

Bu tez çalışmasında, (4.5) denkleminin çözümü, YSEKK yöntemi ve (4.5) in çözümünde **A** dizeyi yerine, **B** dizeyinin kullanılarak yapıldığı ters çözüme “quasi-Newton” yöntemi denmiştir. Önceki çalışmalarda bilindiği gibi quasi-Newton yöntemi

karmaşık modeller için iyi sonuç vermemektedir (Loke and Barker 1996a, Loke and Dahlin 2002). Bu tez çalışmasında, quasi-Newton ve YSEKK yöntemleri ardışık kullanılmıştır ve bu çözüme “Melez Ters Çözüm” denmiştir. Bu ters çözümde, ardışık 3 yinelemede “quasi-Newton” yöntemi ve her 3 yinelemede bir YSEKK yöntemi kullanılmaktadır. Yapay veri ve arazi verisi bölümünde Melez ters çözümün diğerlerinden daha iyi sonuç verdiği gösterilmiştir.

5. YAPAY VERİ UYGULAMASI

Tüm ters çözümlerde, başlangıç modeli olarak homojen ortam alınmıştır. Homojen ortamın öz direnci olarak, tüm istasyonlarda, tüm frekanslar için TE- ve TM-modu için elde edilen görünür öz direnç değerlerinin ortalaması alınmıştır.

5.1 Model-1

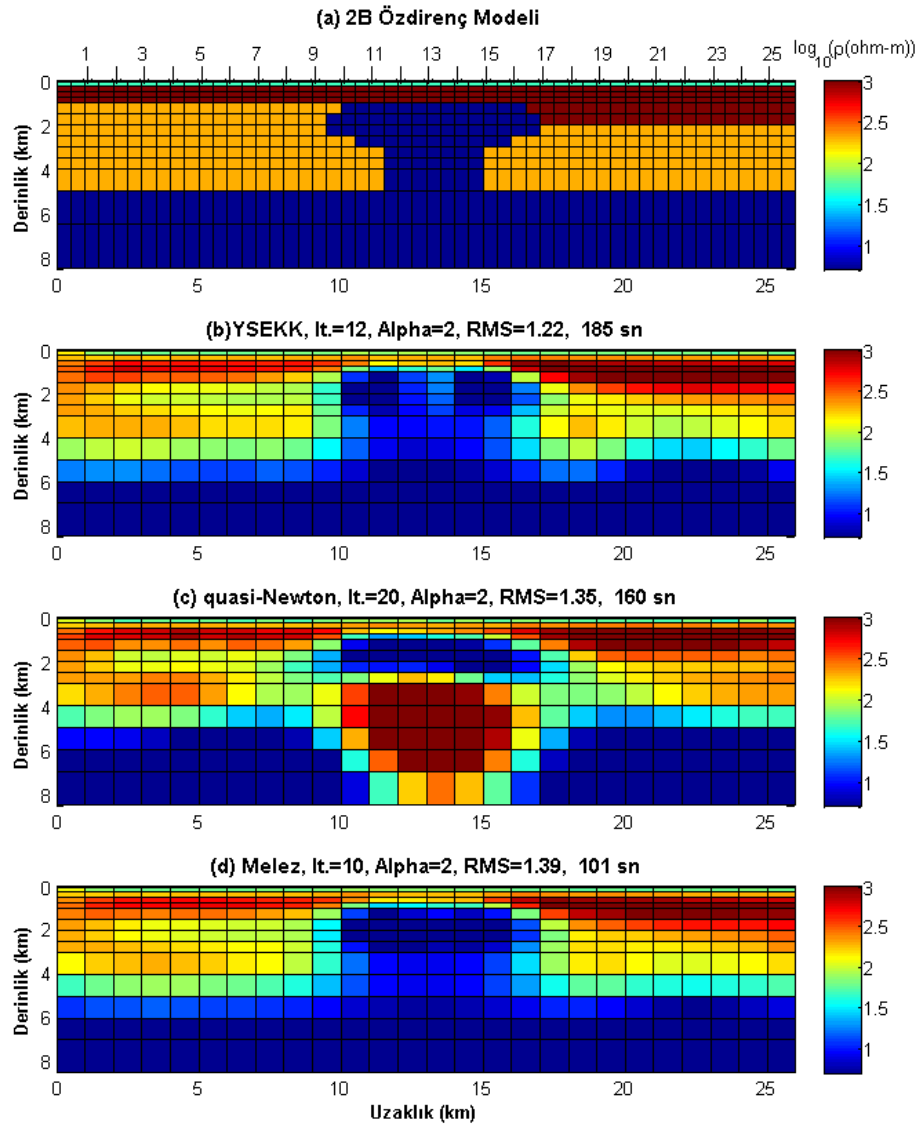
Yapılan Çalışma, petrol aramalarında MT kullanımı amaçladığından, İlk model olarak petrol saklama yapılarından tuz domu seçilmiştir (Şekil 5.1.a). İlk 250 m' lik bölüm Sedimanter havzayı temsil eden 50 ohm-m öz dirençli tabaka, altında bazalt yapılarını temsil eden alt sınırı 750-2500 metre derinliklerinde değişen 1000 ohm-m öz dirençli birim. Petrol saklama yapısı olarak konuşlandırılan tuz domu yapısı 750 metreden 8000 metreye kadar ilerlemektedir. Tuz domunun öz direnci 5 Ohm-m seçilmiştir. Tuz domunun çevresinde öz direnci 200 Ohm-m' lik, sediman yapı bulunmaktadır.

Bu model için 2B düz çözüm 1km aralıklı 25 istasyonda, 63 Hz-0.01 Hz frekans aralığında 10 frekans için hesaplanmıştır. Hesap ağında x-yönünde ilk ve son istasyon arasında blok kalınlıkları 0.5 km alınmıştır. Z-yönünde blok kalınlıkları ise “Bostic” derinlik dönüşümünden yararlanarak hesaplanmıştır (Ulugergerli ve Candansayar, 2002). Bu verilere %5 Gaussian gürültü eklenerek ters çözüme sokulmuştur. Ters çözümde, homojen ortam ön-kestirim modeli olarak kullanılmıştır. TE- ve TM-modu görünür öz dirençlerinin ortalaması homojen ortamın öz direnci olarak alınmıştır. Ters çözümde, x-yönünde ilk ve son istasyonlar arasına 1 blok konmuştur. Blok kalınlıkları z-yönünde, yapay verilerin hesaplanmasında kullanılan model ağındaki ile aynı alınmıştır.

Şekil 5.1' de, YSEKK, quasi-Newton ve Melez ters çözüm sonuçları görülmektedir. Her ters çözüm sonucunun üstünde, yineleme sayısı, RMS ve toplam CPU zamanları verilmiştir. Burada, YSEKK ve Melez ters çözüm sonuçlarının gerçek modele daha çok benzediği görülmektedir. Quasi-Newton yöntemi en çok yinelemeyi gerektirmiştir. Toplam CPU zamanlarına bakıldığında, SEKK' de tek yineleme için 15 sn gerekirken, quasi-Newton yönteminde 8 sn gerekmektedir (Şekil 5.1.b ve c). Quasi-Newton

yöntemi, SEKK yöntemine göre iki kat hızlıdır. Diğer iki ters çözüme göre, Melez ters çözüm ise en az yineleme ve dolayısıyla en az CPU zamanında çözümü bulmuştur (Şekil 5.1.d).

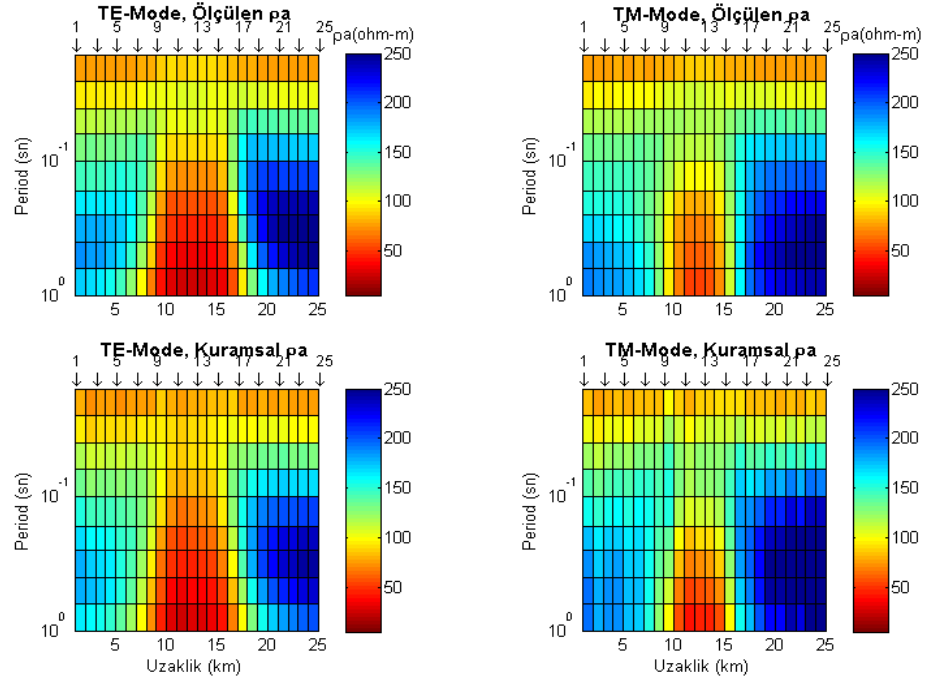
Şekil 5.2' de TE- ve TM-modları için ölçülen ve kuramsal verilerin görünür öz direnç ve empedans fazı yapma kesitleri görülmektedir. Burada ölçülen (gürültü eklenerek ters çözüme sokulan) veri ile kuramsal verilerin (Şekil 5.1.d' deki model kullanılarak hesaplanan) uyum içinde olduğu görülmektedir.



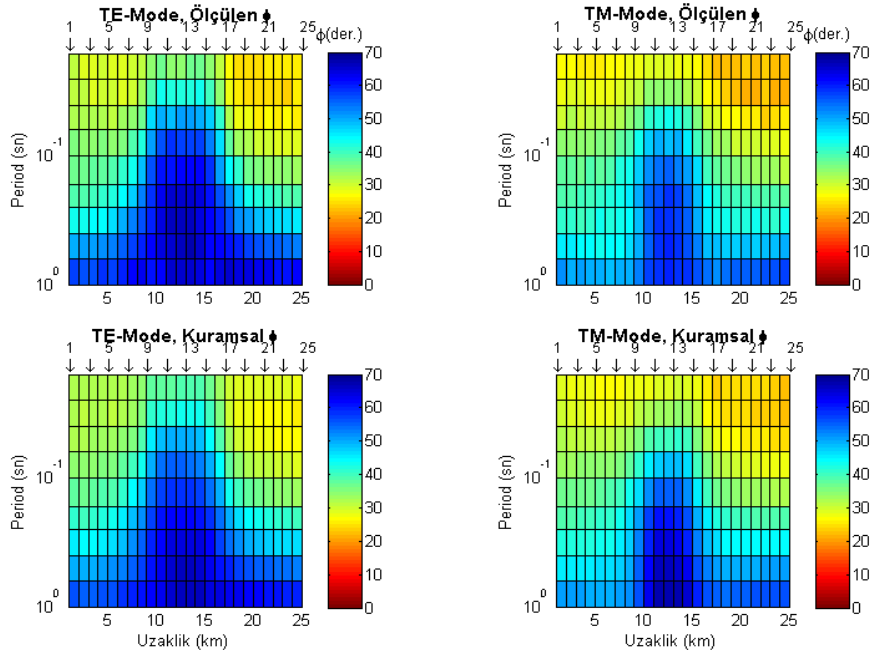
Şekil 5.1 Yapay verinin ters çözüm sonuçları

- a) 2-Boyutlu Özdirenç Modeli, b) YSEKK Ters Çözüm sonucu, c) Quasi-Newton Ters Çözüm sonucu, d) Melez Ters Çözüm sonucu

(a)



(b)



Şekil 5.2 Ters çözüme sokulan (ölçülen) veri ile Melez ters çözümü sonucu (Şekil 5.1d) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri.

(a) Sol tarafta TE-modu ve sağ-tarafta TM-modu görünür öz direnç yapma-kesitleri. (b) Sol tarafta TE-modu ve sağ-tarafta TM-modu faz yapma-kesitleri.

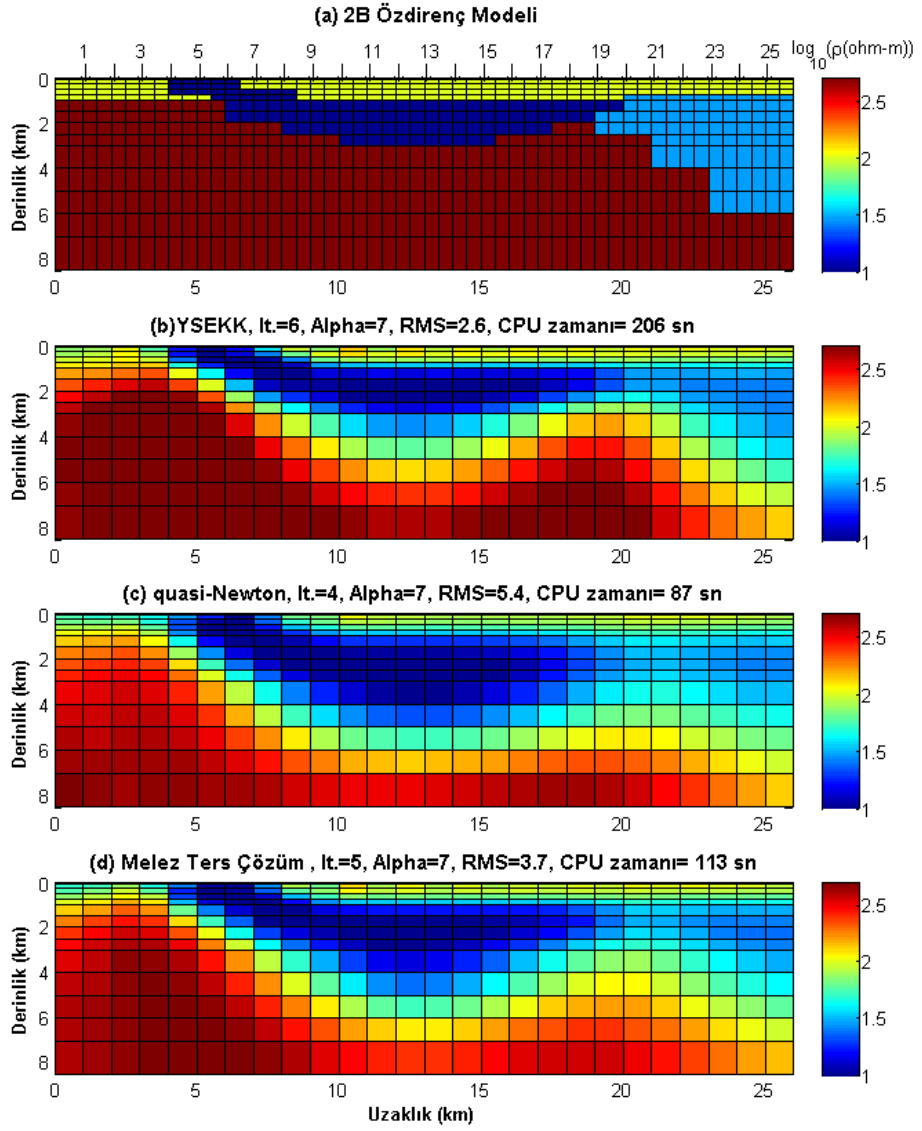
5.2 Model-2

Yapay veri uygulamasında, ikinci model olarak sonraki bölümde verilecek arazi çalışmasında elde edilen modele benzer bir model seçilmiştir (Şekil 5.3.a). Bu modelde, yüzeyde 100 ohm-m öz dirençli volkanikleri temsil eden bir birim vardır. Bu birimin alt derinliği 0.4-0.75 km arasında değişmektedir. Bunun hemen altında 5 ohm-m öz dirençli bir iletken vardır. Bu iletken 4-6 nolu istasyonlar altında yüzeye mostra vermiştir. Yine bu birimle yaklaşık aynı derinliklerde olan ve 19. istasyonda bu birimi kesen 20 ohm-m öz dirençli bir iletken daha bulunmaktadır. Bu iletkenin alt derinliği ise 5 km' ye kadar inmektedir. Modelin en altında ise 500 ohm-m öz dirençli bir yalıtkan temel vardır.

Bu model için 2B düz çözüm 1km aralıklı 25 istasyonda, 63 Hz-0.01 Hz frekans aralığında 20 frekans için hesaplanmıştır. Kullanılan frekanslar, sonraki bölümde sunulan arazi verilerinin elde edildiği frekanslarla aynıdır. Yapay verileri oluşturulurken kullanılan model ağı ve ters çözümde kullanılan model ağı ise bir önceki bölümde anlatıldığı gibi yapılmıştır.

Şekil 5.3' de, YSEKK, quasi-Newton ve Melez ters çözüm sonuçları görülmektedir. Her ters çözüm sonucunun üstünde, yineleme sayısı, RMS ve toplam CPU zamanları verilmiştir. Burada elde edilen sonuçlarda 1. model için elde edilen sonuçlara benzerdir. Sonuçta, diğer iki ters çözüme göre, Melez ters çözüm en az yineleme ve dolayısıyla en az CPU zamanında çözümü bulmuştur (Şekil 5.3.d).

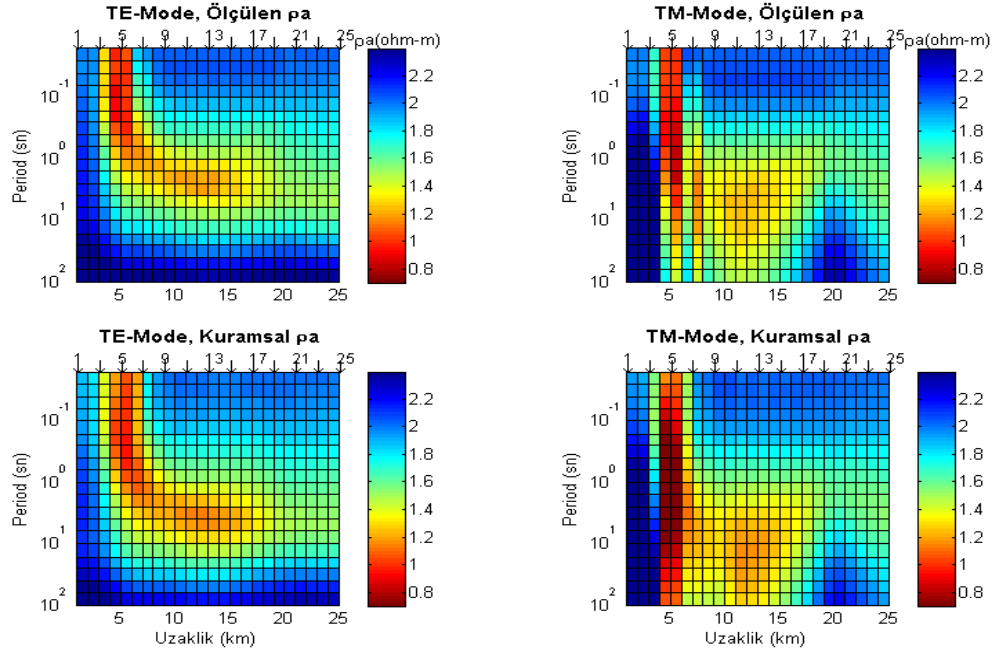
Şekil 5.4' de TE ve TM modları için ölçülen ve kuramsal verileri arasındaki uyum görülmektedir.



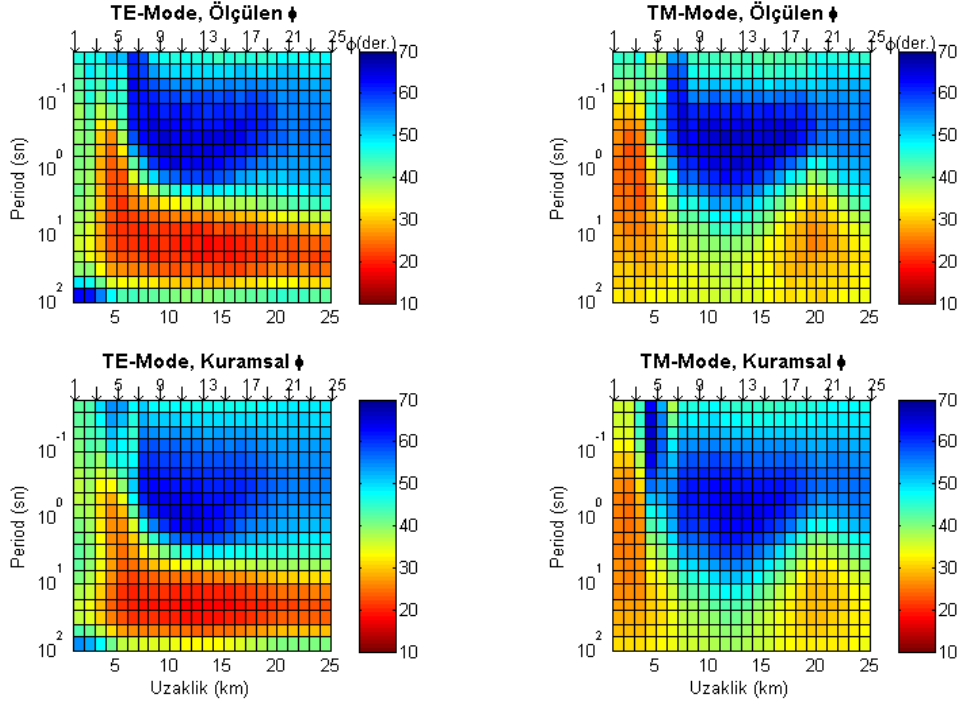
Şekil 5.3 Yapay Verinin Ters Çözüm Sonuçları

a) 2-Boyutlu Özdirenç Modeli, b) YSEKK ters çözüm sonucu, c) Quasi-Newton Ters Çözüm Sonucu, d) Melez Ters Çözüm Sonucu

(a)



(b)



Şekil 5.4 Ters çözüme sokulan (ölçülen) veri ile melez ters çözümü sonucu (Şekil 5.3d) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri

(a) Sol tarafta TE-modu ve sağ-tarafta TM-modu görünür öz direnç yapma-kesitleri. (b) sol tarafta TE modu ve sağ-tarafta TM-modu faz yapma-kesitleri.

6. ARAZİ VERİSİ

Arazi verisi olarak, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığının (TPAO), Geosystem UK Ltd.' ye 1998 yılında, Ardahan-Göle' de ölçtirdüğü MT verileri TPAO' nun izni ile kullanılmıştır. Bu alanda birbirine dik iki hat boyunca ölçüler alınmıştır. Bu tez çalışmasında doğu-batı doğrultulu hat boyunca ölçülen veriler kullanılmıştır.

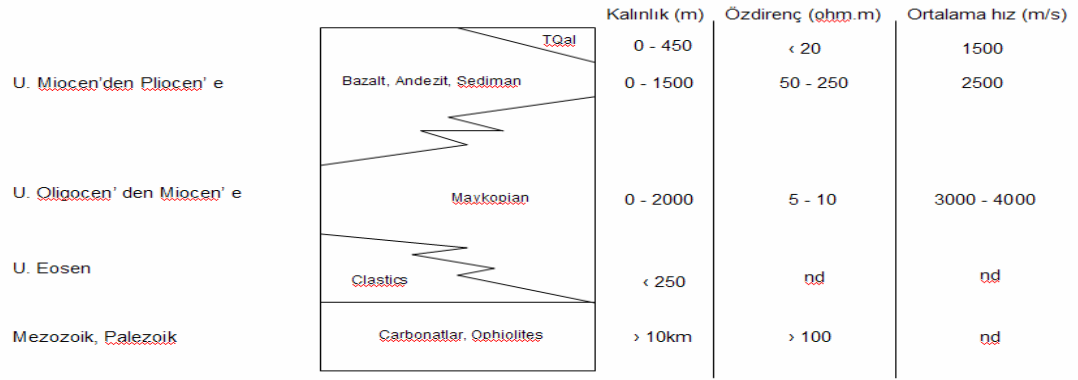
6.1 Bölgenin Jeolojisi

Bölgenin jeolojisi, Geosystem' in raporundan (1998) derlenerek buraya alınmıştır. Araştırma yapılan alan, Kars platosunun kuzeyinde , Allahuekber dağlarıyla sınırlanan bölgededir (Şekil 6.1). Bu çalışmayla eş olarak yapılan sismik çalışma haricinde daha önce bu alanda bu amaçla başka herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Bölge dağların geçiş kısımlarındadır ve çeşitlilik gösteren bir topografyaya sahiptir.

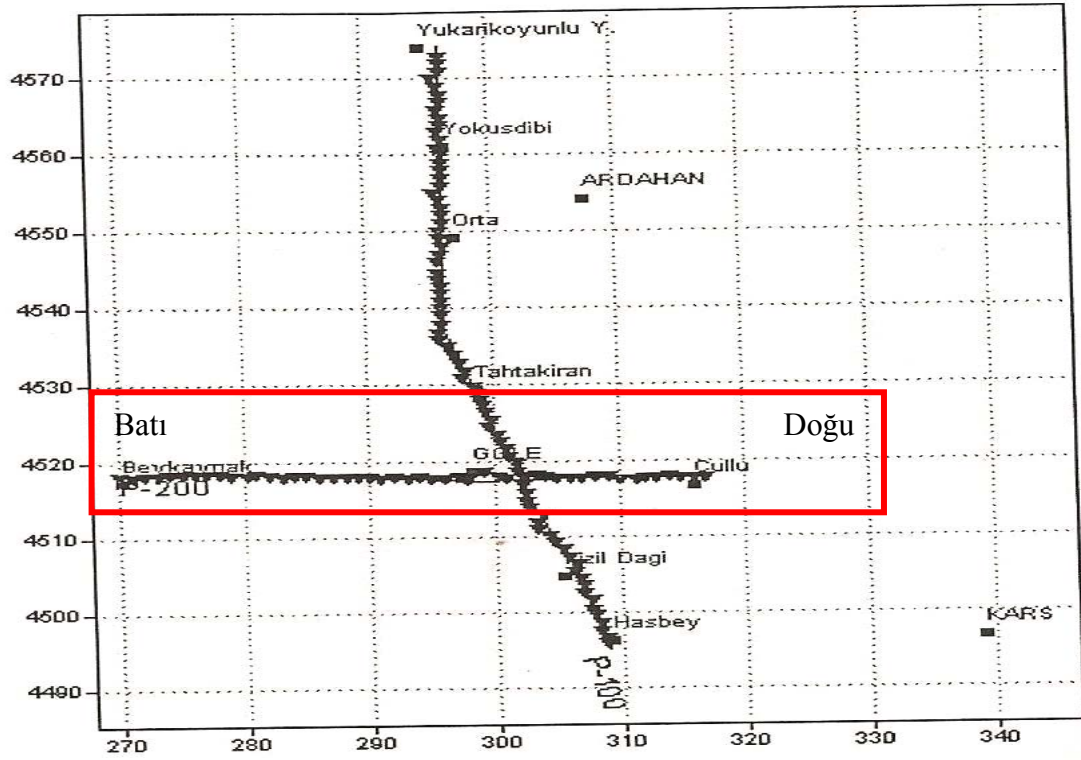


Şekil 6.1 Çalışmanın yapıldığı sahanın Türkiye' deki konumu (google earth)

Jeolojik olarak bölgenin miyosenden, Volkanik Pliocene doğru yükselir (Şekil 6.2). En son alüvyon ile sonlanır. MT araştırmasıyla alt volkanik jeoloji görüntülenmek istenmektedir. Bu çalışmada, doğu-batı doğrultusu boyunca ölçülen MT verilerinin 2-B ters çözümü yapılmıştır (Şekil 6.3)



Şekil 6.2 Jeolojik Dizilim (Geosystem, 1998)



Şekil 6.3 Ardahan-Göle çalışmasının profilleri (Geosystem, 1998)

6.2 Ölçülen Veriler

Çalışmada zaman serisi çıkış parametreleri E_x , E_y , H_x , H_y , H_z elektrik ve manyetik sensörler ile ölçülmüştür. Ölçülen parametreler 5 band için kaydedilmiştir. Ölçülen beş bileşen arasındaki ilişkilerden hesaplanan fonksiyonlar empedans ve tipperdir. Verilerin yorumlanabilmesi için gereken parametrelerde bu beş birleşen kullanılarak hesaplanmıştır. Bunlar aşağıda belirtilenlerdir.

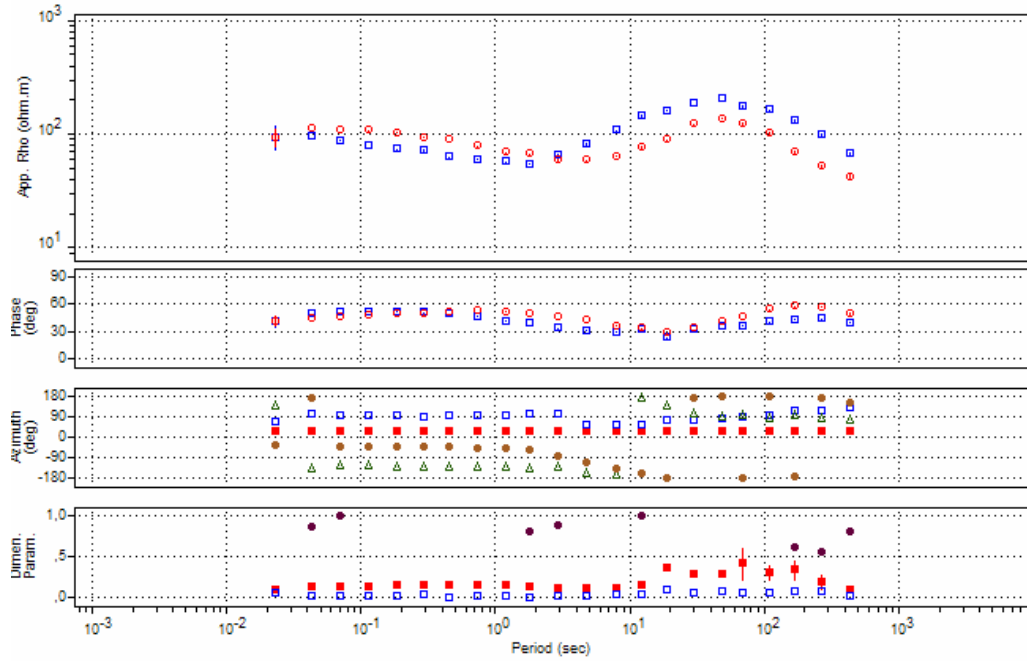
- Görünür Özdirenç,
- Empedans Fazı,
- Tipper Manyetüdü,
- Empedans Çarpıklığı
- Empedans Ellipselliği
- Polar diyagramlar

6.3 Verilerin Boyutluluk Parametrelerinin İncelenmesi

Verilerin toplandıkları ortamın boyutluluğunun bilinmesi yapılacak yorumu doğrudan etkilemektedir. Özellikle bozucu etkilerin bulunduğu yerlerin tespiti ve bu bozucu etkilerin veriden giderilmesi gerekmektedir. Bunların belirlenmesinde kullanılan parametreler, bu parametrelerin teorik oluşumları ve parametreleri yorumlama teknikleri 3. Bölümde anlatılmıştır.

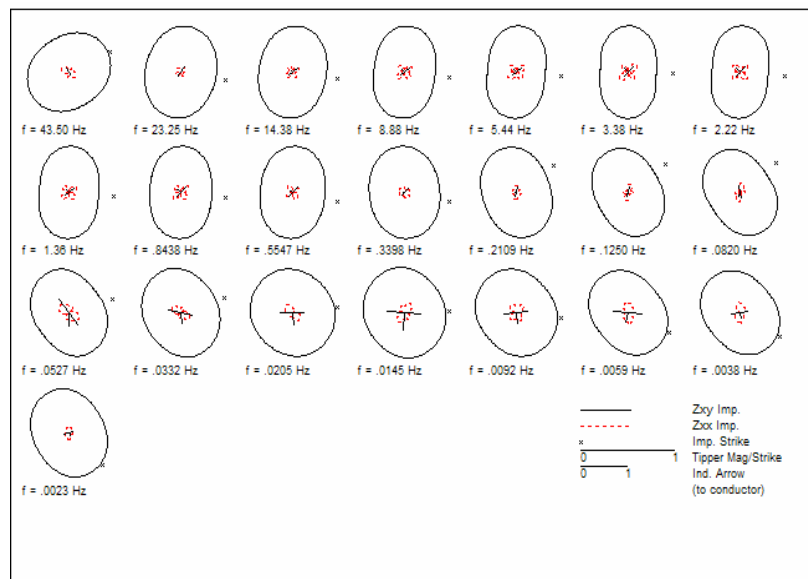
Veri boyutluluk parametrelerinin incelenmesinde her istasyonun tipper, çarpıklık ve kutupsal diyagramlarına bakılmalıdır. Elimizdeki veriler incelendiğinde, ortamın genel yapısının 2-boyutlu ve 1-boyutlu olduğu söylenebilir. A200, A201, A202, A203, A229, A246 numaralı istasyonlarda TPAO' nın raporda belirtilmemesine rağmen 3-boyutluluk gözlenmiştir. Bu durum La Torraca Ayırıştırma yöntemi ile giderilmeye çalışılmıştır. Aşağıda bazı istasyonlar verilmiştir A236, A240 olarak numaralandırılmış istasyonlar 1-boyutluluk gösterirler. A244, A245 olarak numaralanmış istasyonlar baskın olarak 2-boyutluluk gösterirler ve A200, A246 olarak numaralanmış istasyonlar ise 3-boyutluluk gösterirler (Şekil 6.5-6.20).

A236 No' lu istasyon



Şekil 6.4 A236 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri

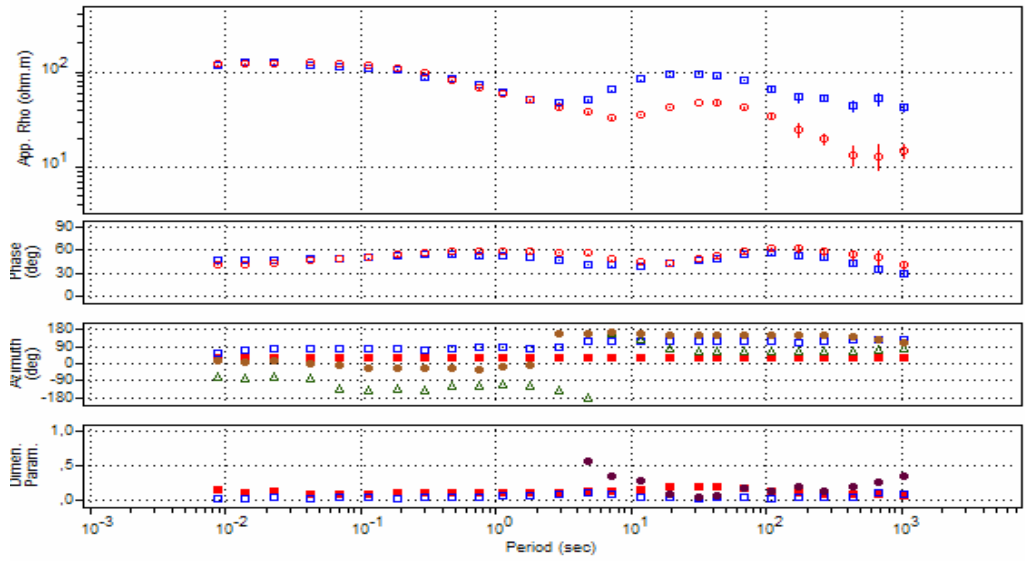
Şekil 6.5' de kırmızı ile gösterilen tipper değeri genel olarak 0.0 ile 0.5 aralığında seyretmektedir. Mavi ile gösterilen çarpıklık değeri ise genel olarak 0.0 değerine yakındır. Bu istasyon değerlerine göre ortamın 3-boyutluluk göstermediği, 1-boyutlu ve 2-boyutlu olabileceği söylenebilir. Aynı istasyona ait kutupsal diyagramlara bakıldığında,



Şekil 6.5 A236 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

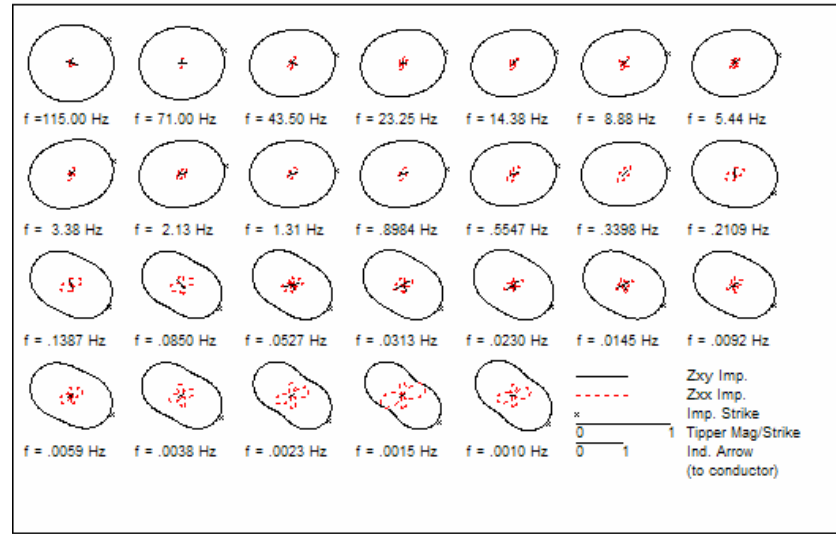
Şekil 6.6’ de gösterilen kutupsal diyagramların birincil empedansları (Z_{xy}) tam çember şeklindedir. İkincil empedanslar ise (Z_{xx}) 0.0 ‘ a yakınlık gösterir. Bu göstergeler bize 1-boyutlu ortam varlığını ifade eder.

A240 No’lu İstasyon



Şekil 6.6 A240 No' lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri

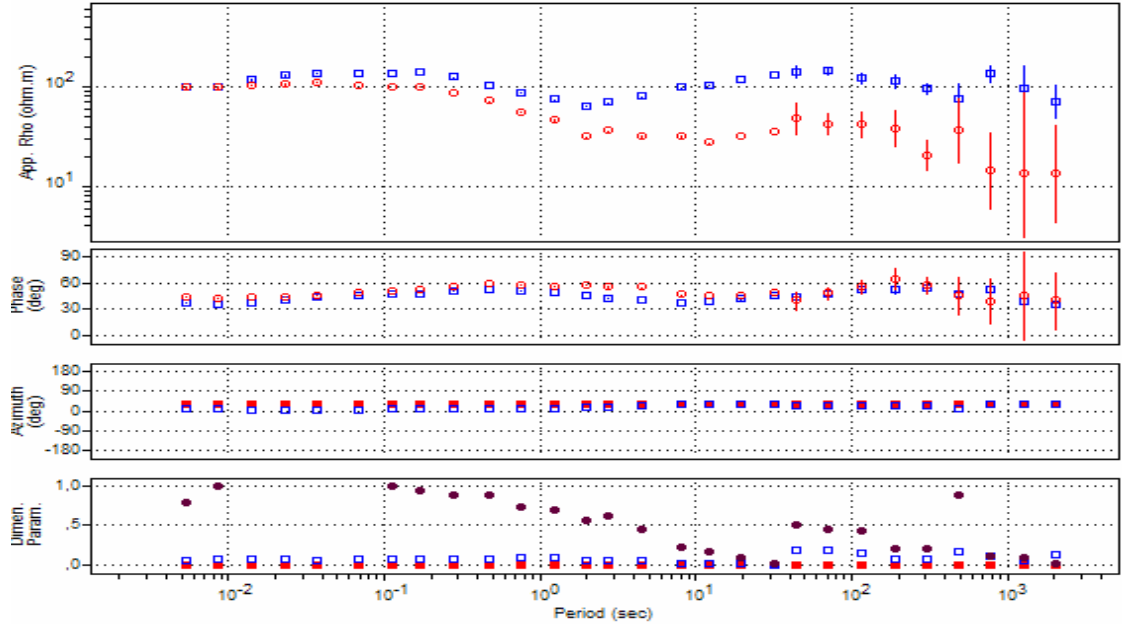
Şekil 6.7’ de kırmızı ile gösterilen tipper değeri genel olarak 0.0 ile 0.5 aralığında seyretmektedir Şekil 6.1’de de olduğu gibi. Mavi ile gösterilen çarpıklık değeri ise genel olarak 0.0 değerine yakındır. Bu istasyon değerlerine göre ortamın 3-boyutluluk göstermediği, 1-boyutlu ve 2-boyutlu olabileceği söylenebilir. Aynı istasyona ait kutupsal diyagramlara bakıldığında,



Şekil 6.7 A240 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

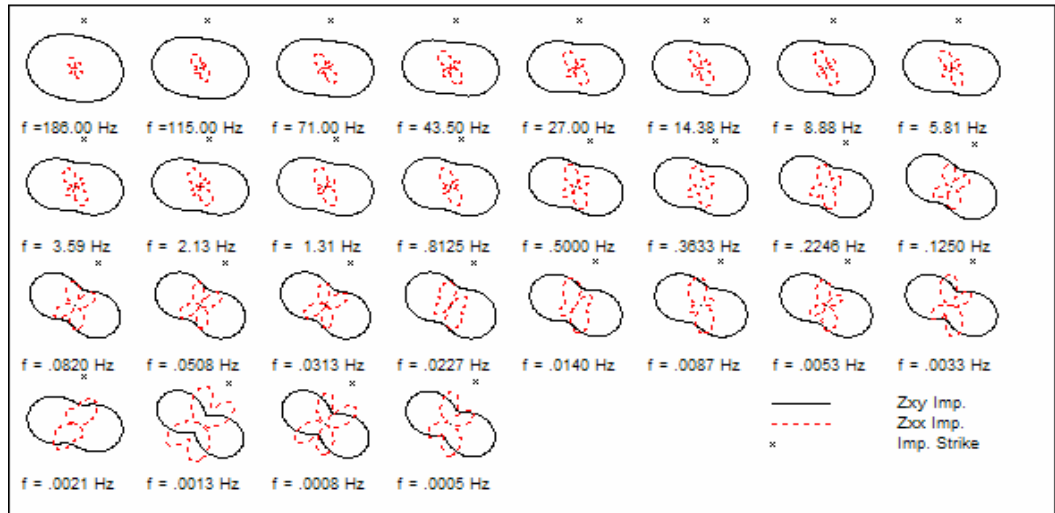
Şekil 6.8' de gösterilen kutupsal diyagramların birincil empedansları (Z_{xy}) tam çember şeklindedir. Şekil 6.2'de de olduğu gibi. İkincil empedanslar ise (Z_{xx}) 0.0 ' a yakınlık gösterir. Bu göstergeler bize 1-boyutlu ortam varlığını ifade eder.

A241 No'lu İstasyon



Şekil 6.8 A241 No' lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri

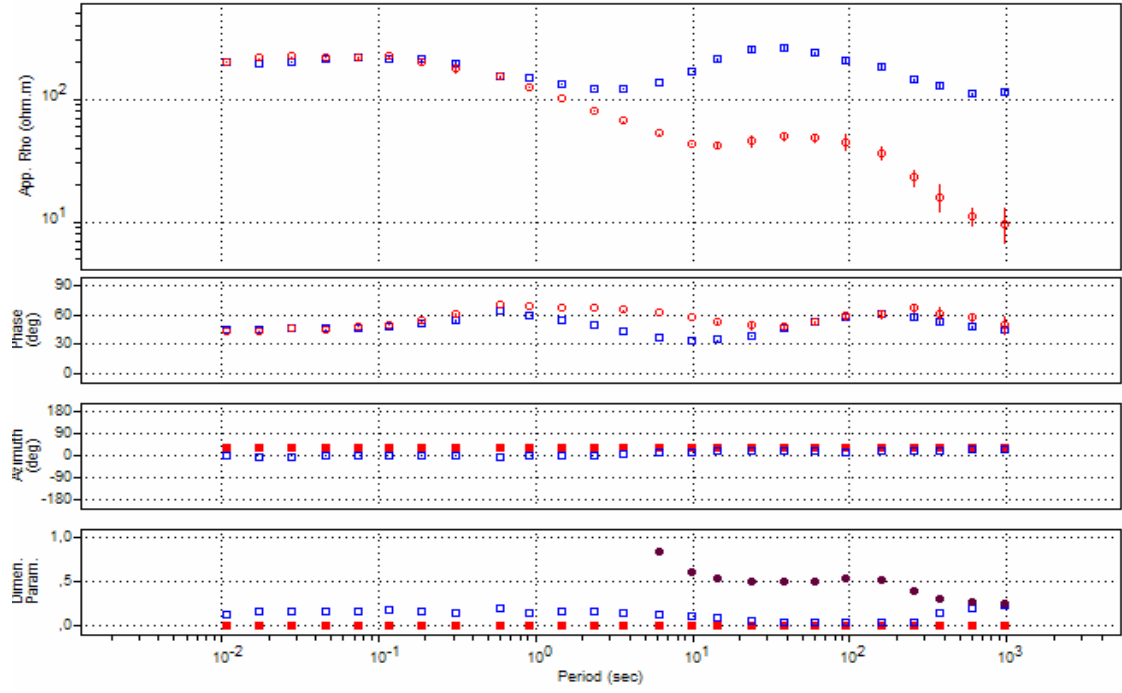
Şekil 6.9' da kırmızı ile gösterilen tipper değerleri bütün frekanslar boyunca 0.0 ile 0.5 aralığında izlemektedir. Mavi ile gösterilen çarpıklık değerleri de tipper gibi tüm frekanslar boyunca 0.0 civarındadır. Bu durumda ortamda 3-boyutluluk yoktur. Ortamın kesin boyutluluğunun bilinmesi için bu istasyonun kutupsal diyagramlarına bakılır.



Şekil 6.9 A241 No'lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

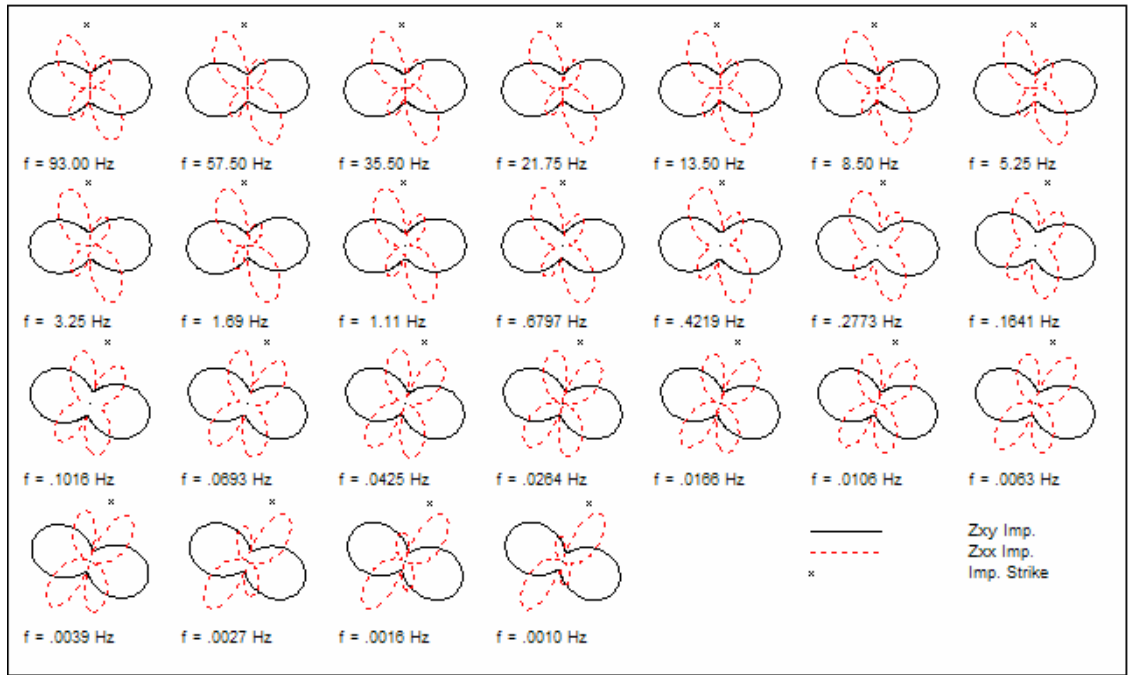
Şekil 6.10’ daki kutupsal diyagramlara bakılırsa ikincil empedansların baskın şekilde simetri göstermesi, görüşlerinin bir lale yapısı görünümünde olması ortamın 2-boyutlu olduğunu ortaya koyar.

A247 No’lu İstasyon



Şekil 6.10 A247 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri

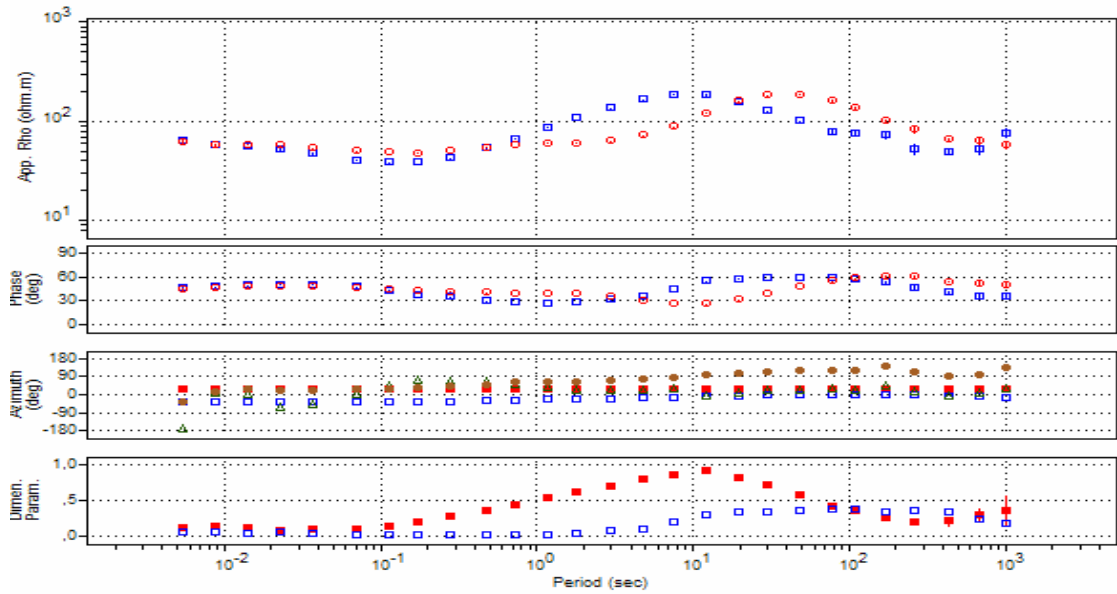
Şekil 6.11’ deki kırmızı ile gösterilen tipper değerleri Şekil 6.5’de ki gibi bütün frekanslar boyunca 0.0 ile 0.5 aralığında izlemektedir. Mavi ile gösterilen çarpıklık değerleri gürültü içeriğinden ötürü 0.0’ dan farklı değerler alır. Bu durumda ortamda 3-boyutluluk yoktur. Ortamın kesin boyutluluğunun bilinmesi için bu istasyonun kutupsal diyagramlarına bakılır.



Şekil 6.11 A241 No'lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

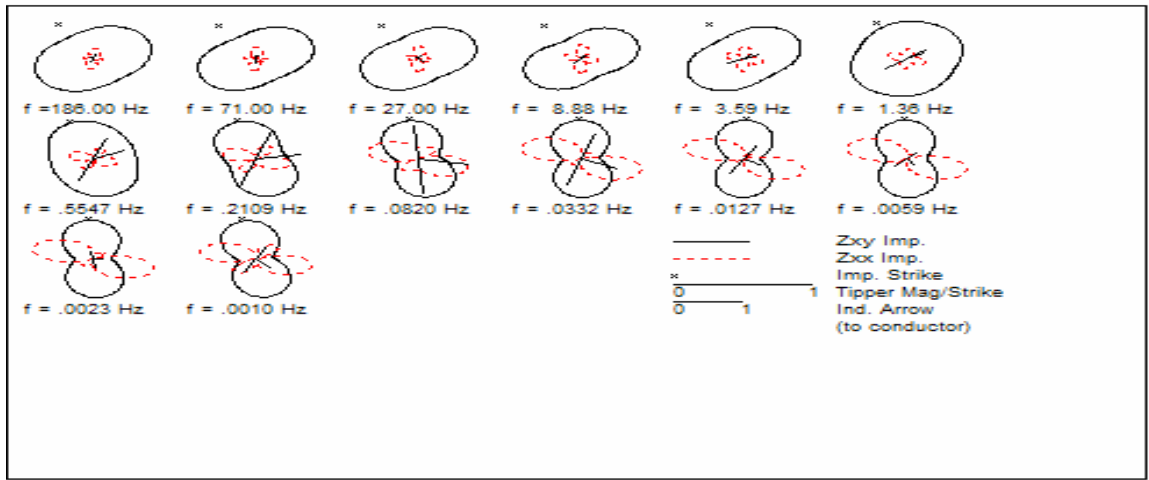
Şekil 6.12' deki A241 istasyonuna ait polar diyagramların ikincil empedanslarına bakılırsa, simetrisinin olduğu hemen fark edilir. İkincil empedanslar simetrik bir lale şeklindedir. Bu durumda ortam iki boyutludur.

A200 No'lu İstasyon



Şekil 6.12 A200 No' lu istasyona ait tipperi çarpıklık ve ellipsellik değerleri

Şekil 6.13' te kırmızı ile gösterilen tipper değerleri yüksek frekanslı kesimlerde 0.0 ile 0.5 arasındadır. Frekansın yükseldiği kesimlerde 0.1Hz ile 100Hz arası tipper değerleri 0.5' in üzerine çıkmıştır. Tipper değerinin maksimum olduğu yerde Mavi ile gösterilen Çarpıklık değeri de maksimum olduğu gözlenir. Çarpıklık değeri bu kesimde 0.0 dan farklı değerler almıştır. Bu durum ortamın 3-boyutlu olabileceğini veya 2- boyutlu ve gürültü içeriğini belirtir. Kutupsal diyagramlara bakılarak daha net bir yorum yapılabilir.

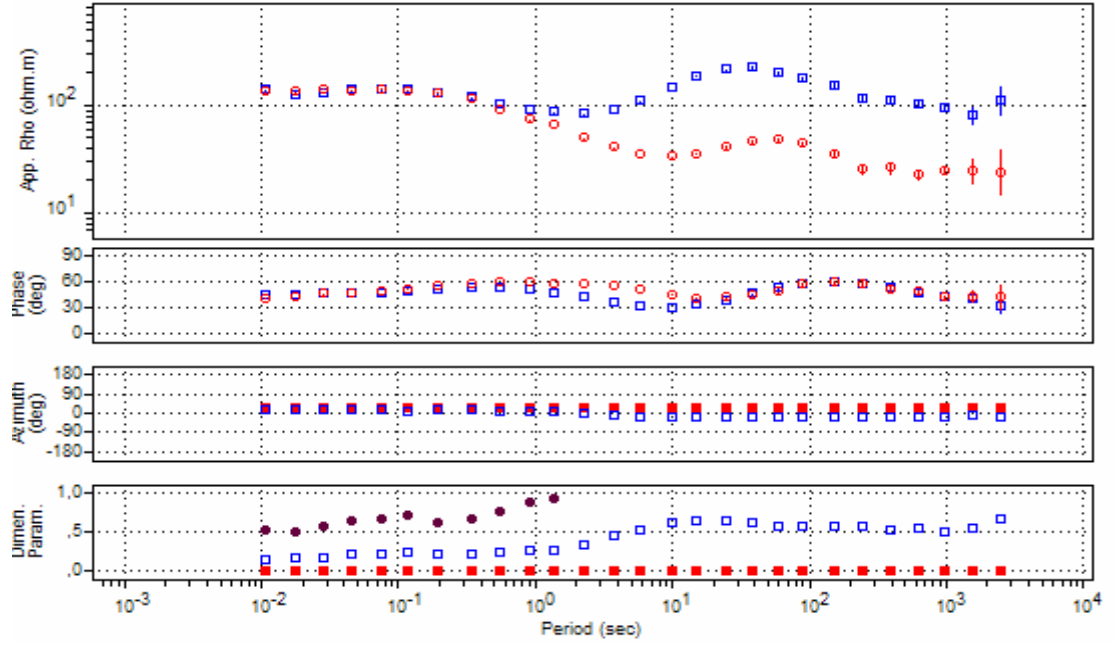


Şekil 6.13 A200 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

Şekil 6.14' daki kutupsal diyagramlara bakıldığında ikincil empedanslar tek yönlü uzama göstermişlerdir. Bu durum ortamın 3-boyutlu karakter taşıdığını gösterir.

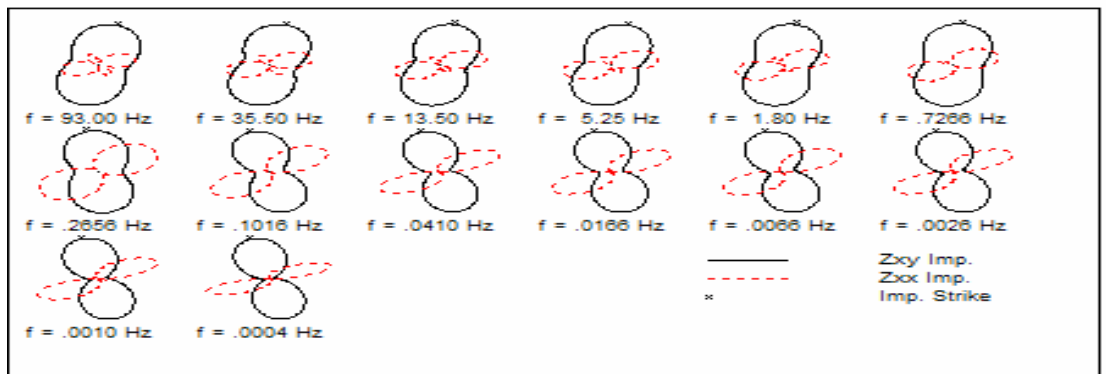
Boyutluluk analizinin yapılmasındaki temel gerekçe 3-boyutlu ortamda MT verilerinin 3-boyutlu ters çözme sokulamamasından dolayı, bu etkinin verilerde belirlenmesi ve bunun verilerden ayıklanmasını sağlamaktır.

A246 No'lu İstasyon



Şekil 6.14 A246 No'lu istasyona ait tipper, çarpıklık ve ellipsellik değerleri

Şekil 6.15' deki kırmızı ile gösterilen tipper değerleri tüm frekanslar için 0.0 değerindedir fakat çarpıklık değerleri 0.0 değerinden çok farklı değerler almıştır. Bu durum ortamın 3-boyutluluk taşıyabileceğini bize gösterir. Bu durum için net bir yorum yapabilmek için kutupsal diyagramlara bakılır,



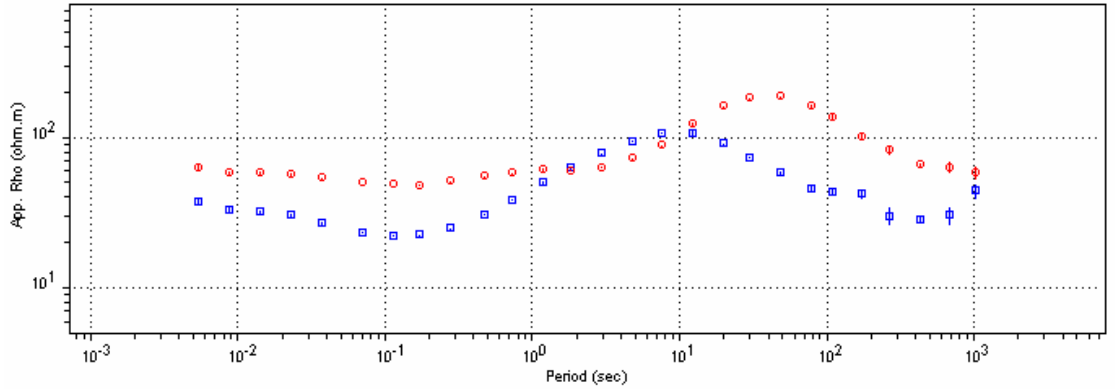
Şekil 6.15 A246 No' lu istasyona ait kutupsal diyagramlar

Şekil 6.16' de gösterilen kutupsal diyagramlara bakıldığında yine şekil 6.13' deki gibi ikincil empedans değerleri tek yönde uzama göstermişlerdir. Bu durumda bu ortamda 3 boyutlu bir ortamdır.

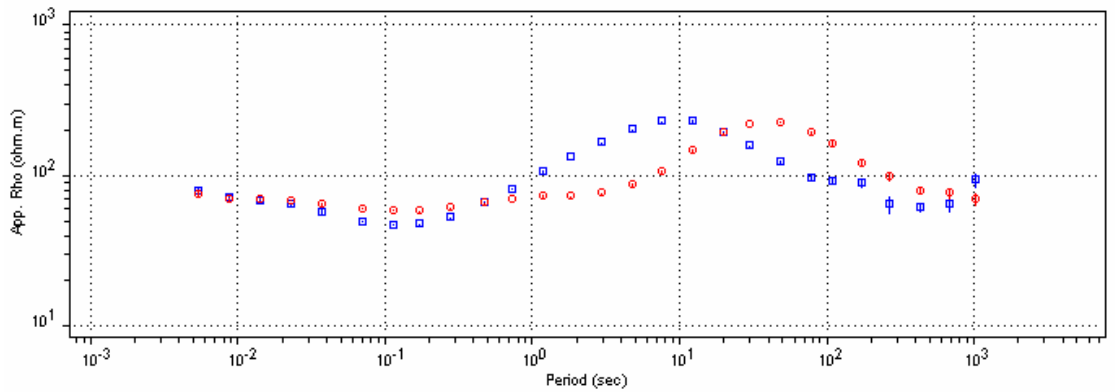
3-boyutluluk veride bulunması istenmeyen bir durum olduğundan, boyutluluğun veriden temizlenmesi gerekir. Bu çalışmada, bu durum özelliği gösteren ortamlardan La Torraca Ayırıştırma yöntemiyle 3-boyutluluk veriden giderilir.

6.4 Durağan Kayma Düzeltmesi (Static Shift)

Yeryüzüne yakın yerlerdeki heterojen ortam ve topoğrafyadan kaynaklanan nedenlerle verilerde durağan kayma durumu gözlenmiştir. Bunların giderilmesi için TDEM verisi toplanmıştır. Her istasyon için toplanan TDEM verisi kullanılarak MT verileri uygun şekilde kaydırılmıştır. A200 ve A245 istasyonları için durağan kayma sorunu ve düzeltilmesi örnek olarak verilmiştir. Aşağıda Şekil 6.17’ de A200’a ait durağan kayma düzeltilmemiş haliyle, Şekil 6.18’ de düzeltilmiş haliyle örnek olarak verilmiştir.

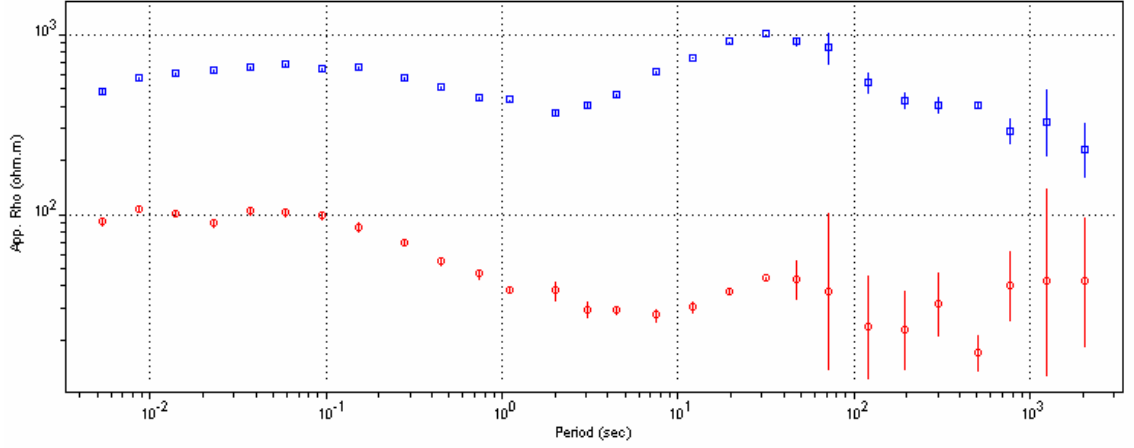


Şekil 6.16 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltilmesi yapılmamış örnek

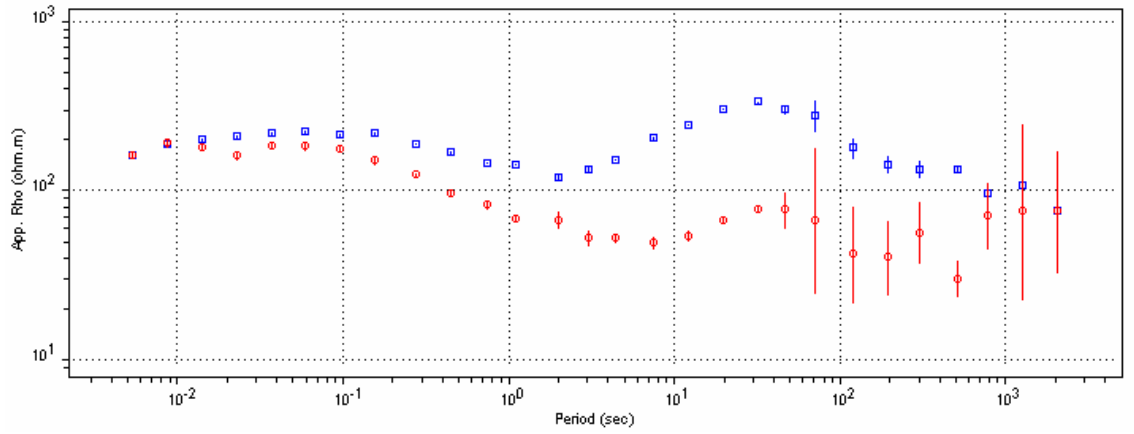


Şekil 6.17 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltilmesi yapılmış örnek

Aşağıda Şekil 6.19' da A245'a ait durağan kayma düzeltilmemiş haliyle, Şekil 6.20' de düzeltilmiş haliyle örnek olarak verilmiştir.



Şekil 6.18 A245 istasyonuna ait durağan kayma düzeltilmesi yapılmamış örnek



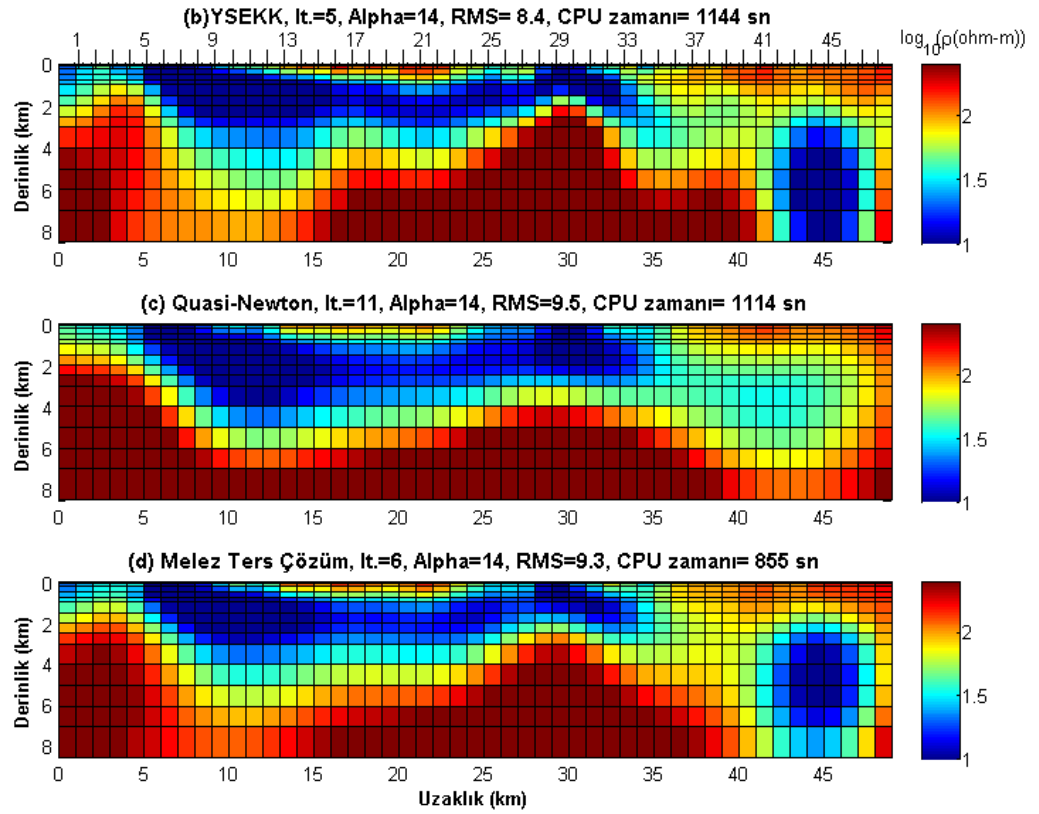
Şekil 6.19 A200 istasyonuna ait durağan kayma düzeltilmesi yapılmış örnek

6.5 Ardahan-Göle' de ölçülen MT verilerinin 2B Ters Çözümü

Ardahan – Göle' de yapılan çalışmada kullandığımız Doğu-Batı doğrultulu profile, gerekli veri işlemler yapıldıktan sonra, TEM verileri ile sabit kayma düzeltilmesi yapılmıştır. Toplam 48 istasyon' da elde edilen verilerden 63Hz - 0.01Hz frekans aralığında toplam 20 frekans için elde edilen veriler ters çözümde kullanılmıştır. Bu verilerin ters çözümünde kullanılan model ağı otomatik düzenlenmiştir (Uluggerli ve

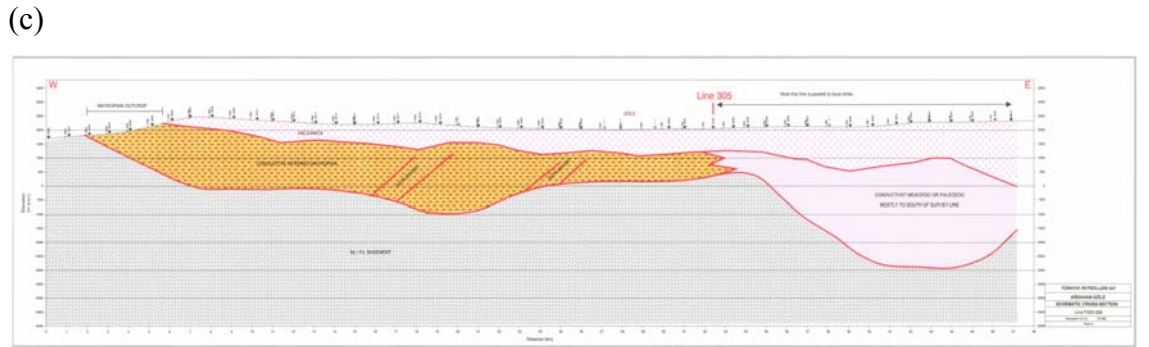
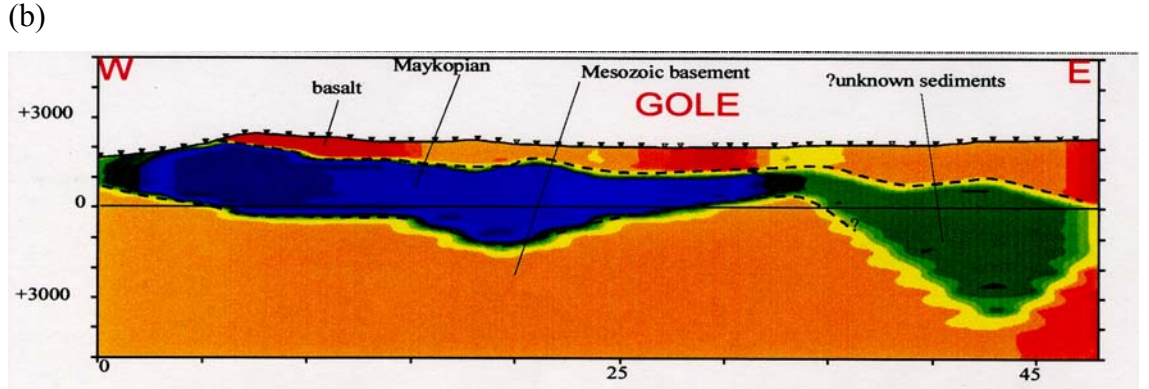
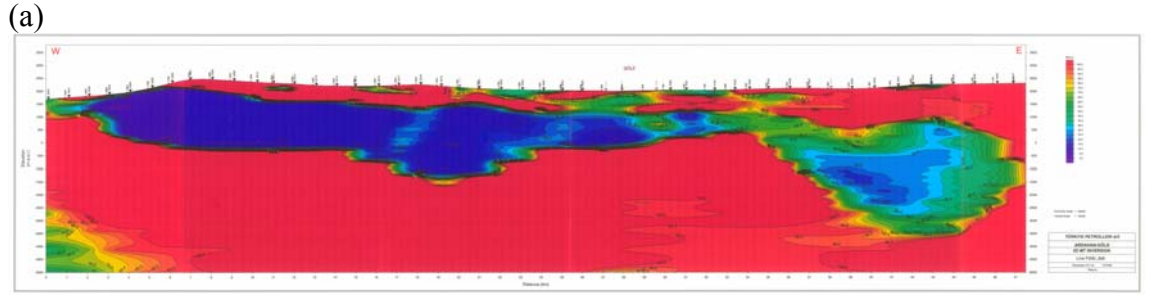
Candansayar, 2002). Arazi verilerinin ters çözüm sonuçları Şekil 6.21’ deki gibidir. Yapay verilerin ters çözümünde olduğu gibi YSEKK ve Melez ters çözüm sonuçları birbirine yakındır (Şekil 6.21.a,c). Yine melez ters çözüm algoritması en az CPU zamanında çözümü bulmuştur.

Geosystem firmasının raporunda, aynı verilerin 2B ters çözümünden elde ettikleri model Şekil 6.23 de görülmektedir. Bu model Rodi ve Mackie (2002)’ nin NLCG (non-linear conjugate-gradient) isimli algoritmaları ile elde edilmiştir. Bu moel ile bu çalışmanın sonuçlarına bakıldığında benzer sonuçların elde edildiği görülmektedir. Ölçülen ve kuramsal veri arasındaki uyum ise Şekil 6.23’ de görülmektedir.



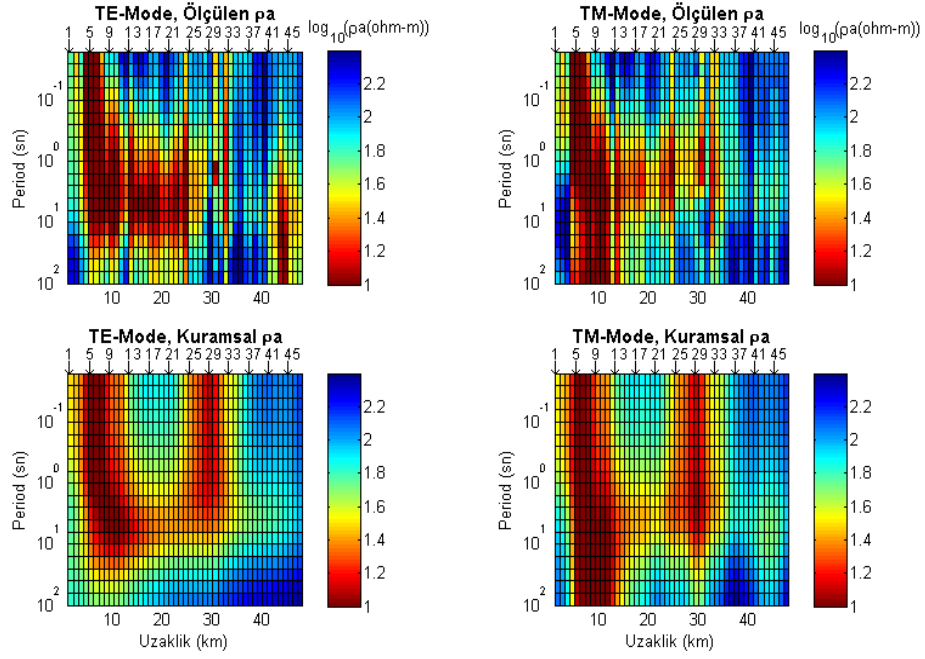
Şekil 6.20 Arazi Verisinin Ters Çözüm Sonuçları

a)YSEKK ters çözüm sonucu, c) quasi-Newton Ters Çözüm sonucu, d) Melez Ters Çözüm sonucu

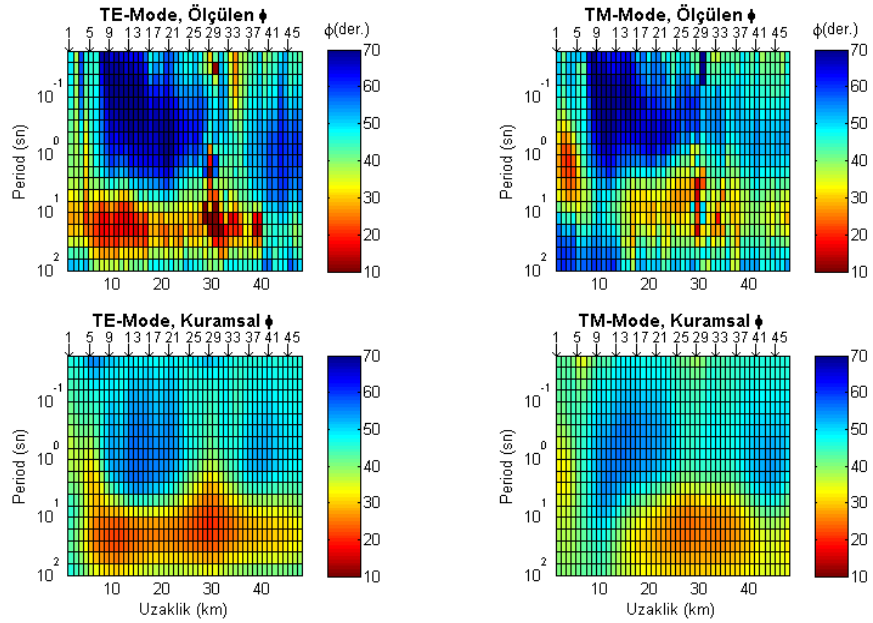


Şekil 6.21 TPAO' nın raporundaki Ardahan-Göle Batı-Doğu Profiline: (a) NLCG algoritmasından elde edilen 2B yer-elektrik kesiti, (b) MT ters çözümünden basitleştirilerek elde edilen elde edilen yer elektrik kesiti, (c) Yer elektrik kesitinin yorumlanmasından elde edilen tahmini jeolojik model (Geosystem, 1998).

(a)



(b)



Şekil 6.22 Ardahan' da ölçülen veri ile Melez ters çözümü sonucu (Şekil 6.22c) bulunan modelin düz çözümü (kuramsal) ile elde edilen verilerin yapma kesitleri

(a) Sol tarafta TE-modu ve sağ-tarafta TM-modu görünür öz direnç yapma-kesitleri. (b) Sol taraf ta TE-modu ve sağ-tarafta TM-modu empedans Faz yapma-kesitleri.

7. SONUÇLAR

Petrol arama amaçlı çalışmalarda kullanılan MT yönteminin yorumlanmasında genellikle 2B ters çözüm kullanılmaktadır. Bu tezde 2B ters çözüm yapan Candansayar (2007)' in algoritması yenidendüzenlenerek, quasi-Newton algoritması elde edilmiştir. Ayrıca bu iki algoritmanın ardışık olarak kullanılmış ve Melez ters çözüm olarak isimlendirilmiştir.

Bu üç algoritmanın ters çözüm sonuçları iki farklı yapay veri için karşılaştırılmıştır. Quasi-Newton algoritmasının en az CPU zamanı gerektirdiği ancak karmaşık modeller için sonuçları çok iyi bulamadığı gösterilmiştir. Karmaşık modeller için bile Melez ters çözümün, YSEKK yöntemine benzer sonuçları ürettiği gösterilmiştir. Ayrıca, melez ters çözüm, YSEKK yönteminden daha az CPU zamanında sonucu bulmaktadır.

Daha, Ardahan' da, bir hat boyunca petrol arama amaçlı ölçülmüş MT verilerinin üç algoritma ile ters çözüm sonuçları karşılaştırılmıştır. Arazi verilerinin ters çözümünde, melez ters çözümün daha kısa sürede ve YSEKK yöntemine benzer sonuçlar ürettiği gösterilmiştir. Ayrıca tez çalışmasında elde edilen ters çözüm sonuçları, Rodi ve Mackie' nin NLCG algoritması ile yapılan ters çözüm sonuçları ile karşılaştırılmış ve sonuçların benzediği görülmüştür.

KAYNAKLAR

- Archie, G.E. 1942. The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Trans. Am. Inst. Min. Metal. Petr. Eng., 146, 54-62.
- Butler, K.B. 2005. Near-Surface Geophysics (SEG yayını).
- Cagniard, L. 1953. Basic Theory Of The Magnetotelluric Method Of Geophysical Prospecting: Geophysics, 18, 605-635.
- Candansayar, M.E. 2002a. Sönümlü En-Küçük Kareler Ve Eşlenik Türev Algoritmalarının Ardışık Kullanımı İle Manyetotellürik Verilerin Düzgünleştiricili İki-Boyutlu Ters Çözümü, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi
- Candansayar, M.E. 2002b. Two-Dimensional Inversion Of Magnetotelluric Data With CG And SVD: A Comparisnal Study Of Different Stabilizers. SEG International Exposition And Seventy-Second Annual Meeting, Salt Lake City, Utah, October 6-11, 2002 (Extended Abstract).
- Candansayar, M.E. and Tezkan B. 2006. A comparison of different radiomagnetotelluric data inversion methods for buried waste sites. Journal of Applied Geophysics 58, 218-231.
- Candansayar, M.E. 2007. Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms. Geophysical Prospecting (Baskıda)
- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data. Geophysics, 55, 1613-1624.
- DeLugão, P.B, Portniaguine, O. and Zhdanov, M.S. 1997. Fast and stable two-dimensional Inversion of magnetotellurics data. J. Geomag. Geoelectr. 49, 1469-1497.
- Geosystem Company, 1998. TPOA' lığı için Ardahan – Göle ve Adıyaman – Gerger' de yapılan petrol arama amaçlı MT çalışması raporu.
- Green, A.M. 2003. Magnetotelluric Crustal Studies In Kenai, Alaska, Department Of Geophysics Colorado School Of Mine, Masters Thesis, Colorado.
- Groom, G.W., Bailey, R.C. 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in thepresence of local three-dimensional galvanic distortion, J. Geophys. Res. 94, 1913-1925.
- Gupta, P.K. Niwas, S. and Rastogi A 1999. A finite difference based algorithm for twodimensional inversion of geoelectromagnetic data. Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet Sci.) 108 (4), 233-253.

- Jupp, D.B.L and Vozoff, K. 1977. Two-dimensional magnetotelluric inversion, *Geophys. J.R.ast. Soc.* 50, 333-352.
- Jiracek, G.R. 1990. Near-surface and topographic distortion in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11 (2/3), 163-204
- Loke, M.H. and Barker, R.D. 1996 Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection by quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting* Vol 44(1), p131-152
- Loke, M.H. and Dahlin, T. 2002, A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, *Journal of Applied Geophysics*, Vol 49(3), p 149-162
- Levenberg, K. 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart.Appl.Math.*,2, 164-168.
- Madden, T. R. and Mackie R.L. 1989. 3D magnetotelluric modelling and inversion *Proc. IEEE* 77, 318–32
- Marquardt, D.W. 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters, *J. Soc. Indst. Apply. Math.*, 11,431-441.
- Marquardt, D.W. 1970. Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and non linear estimation. *Technometrics*, 12, 591-612.
- McGillivray, P.R., Oldenburg, D.W., Ellis, R.G. and Habashy, T.M., 1994. Calculation of sensitivities for the frequency-domain electromagnetic problem. *Geophys. J. Int.* 116, 1- 4.
- Newman, G. A. and Alumbaugh, D L 1997 Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion-I. Theory *Geophys. J. Int.* 128 345–54
- Nocedal, J. and Wright, S.J. 1999. *Numerical Optimization*. Springer, New York
- Pellerin, L . and Hohmann, G.W. 1990, Transient Electromagnetic Inversion: a remedy for magnetotelluric static-shift, *Geophysics*,55, 1242-1250.
- Sasaki, Y. 1989. Two dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data, *Geophysics* 54, 254-262.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G. 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791-803.
- Strack, K.M. And Vozoff, K. 1996, Integrating Long-Offset Transient Electromagnetics (LOTEM) With Seismics In An Exploration Environment, *Geophysical Prospecting*, Vol. 44, Number 6, 997-1019

- Smith, J.T. and Booker, J.R. 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data: *J. Geophys.Res.*, 96,3905-3922.
- Swift, C.M. 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States, Ph. G. Thesis, Mass. Inst. Of Tech.
- Reddy, I.K., Rankin, D., and Phillips, R.J, 11 March 1977. "Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding," *Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 51, p. 313-325.
- Rodi, W.L. 1989. Regularization and Backus-Gilbert estimation in nonlinear inverse problems: Application to magnetotellurics and surface waves: Ph.D. thesis, Pennsylvania State Univ.
- Rodi W. and Mackie R.L. 2001. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm For 2-D Magnetotelluric Inversion, *Geophysics* 66, 174-187.
- Tarantola, A. 1987. *Inverse Problem Theory* (Amsterdam: Elsevier).
- Tikhonov, A.N. 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk.*, 73, 295-297.
- Uchida, T. 1993. Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC. *J. Geomag. Geoelectr.*, 45, 841-858.
- Uchida, T. 1997. 2-D inversion of Papua New Guinea magnetotelluric data with smoothness regularization. *J. Geomag. Geoelectr.*, 45, 841-858.
- Ulugergerli, E.U. and Candansayar, M.E. 2002. Automated mesh design for two dimensional magnetotelluric interpretation codes. *The Journal of the Balkan Geophysical Society* 5, 7-14.
- Ulugergerli, E.U. ve özrlan, G. 2005. Manyetotellürik Yöntem, Jeofizik Mühendisliğinde Elektromanyetik Yöntemler Kitabı, Sayfa 47-95
- Vozoff, K. 1991. The Magnetotelluric Method, In Nabighian, M.N., Ed., *Electromagnetic Methods In Applied Geophysics: Soc. Expl. Geophys.*, 2B, 641-711.
- Zhang, A.J. and Hobbs, B.A. 1992. Model formulation and model smoothing for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysical Journal International*, 108, 507-516.
- Xiao, W. 2004. Magnetotelluric Exploration in the Rocky Mountain Foothills, Alberta. Department of Physics University of Alberta, f Physics University of Alberta,

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Yiğit DİNÇER

Doğum Yeri : Ankara

Doğum Tarihi : 20.12.1979

Medeni Hali : Bekâr

Yabancı Dili : İngilizce

Eğitim Durumu

Lise : T.E.D. Ankara Koleji

Lisans : Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik
Mühendisliği Bölümü

Yüksek Lisans : Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik
Mühendisliği Anabilim Dalı