

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MANYETİK VE ELEKTROMANYETİK
VERİLERİNİN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ

Emre TİMUR

Kasım, 2009
İZMİR

MANYETİK VE ELEKTROMANYETİK VERİLERİNİN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Emre TİMUR

Kasım, 2009

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

EMRE TİMUR, tarafından **PROF.DR.COŞKUN SARI** yönetiminde hazırlanan **“MANYETİK VE ELEKTROMANYETİK VERİLERİNİN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Prof.Dr.Coşkun SARI

Yönetici

.....
Prof.Dr.Ali ÇALIŞKAN

Tez İzleme Komitesi Üyesi

.....
Yrd.Doç.Dr.Emin U. ULUGERGERLİ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

.....

Jüri Üyesi

.....

Jüri Üyesi

.....
Prof.Dr.Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışmam boyunca her açıdan bana bilgi ve desteğini esirgemeyen, tez çalışmamla ilgili ve diğer mesleki birimlerde kendisiyle çalışmaktan mutlu olduğum danışman hocam sayın Prof.Dr.Coşkun SARI'ya teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmamın ilerleyişinin her aşamasında bana çok destek olan ve bu çalışma sayesinde daha iyi tanıma fırsatı bulmaktan büyük mutluluk duyduğum, tez izleme çalışmalarında fedakarca uzak mesafelerden gelerek büyük katkılar koyan değerli hocam sayın Yrd.Doç.Dr. Emin U. ULUGERGERLİ'ye, yoğun çalışma programına rağmen tez izleme komitemde yer alarak çok değerli görüşlerini benimle paylaşan, hayatım boyunca her konuda örnek alacağım sayın hocam Prof.Dr.Ali ÇALIŞKAN'a, özellikle çalışmamın son dönemlerinde değerli görüşleriyle ve birikimleriyle katkıda bulunan sayın Yrd.Doç.Dr.Gökhan GÖKTÜRKLER ve Öğr.Gör.Dr.Şenol ÖZYALIN'a, çalışmam boyunca manevi desteğini esirgemeyen değerli arkadaşım Sinem AYKAÇ'a ve bölümümüzün sekreteri sayın Filiz ÖZÜN'e en derin teşekkürlerimi sunarım.

Magnesia arkeolojik alanında sağladığı olanaklardan ötürü kazı başkanı Prof.Dr.Orhan BİNGÖL'e, zorlu arazi çalışmalarım boyunca fedakarca benimle birlikte çalışan herkese ve tüm akademik ve idari çalışma arkadaşlarıma çok teşekkür ederim.

Tüm eğitim hayatım boyunca maddi manevi her türlü desteklerini esirgemeyen, sabırla her an yanımda olan annem Havva TİMUR'a ve babam Yunus TİMUR'a en derin şükranlarımı sunarım.

Emre TİMUR

MANYETİK VE ELEKTROMANYETİK VERİLERİNİN BİRLEŞİK TERS ÇÖZÜMÜ

ÖZ

Bu çalışmada arkeolojik ve jeotermal sahalarda manyetik ve VLF elektromanyetik yöntemlerinin modellenmesi ve bütünleşik olarak değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Manyetik ve VLF yöntemleriyle yapılan kuramsal çalışmalarla uygulanan veri işlem ve görüntü işleme teknikleri sınanmış daha sonra saha verileri üzerinde kullanılmıştır. Manyetik yöntemde bir ve üç boyutlu, VLF-R yönteminde ise bir boyutlu (iki katman) modelleme gerçekleştirilmiştir. Yeni bir yaklaşım olarak kenar belirleme (edge detection) teknikleri yatay gradient yöntemiyle birlikte sınır analizi amacıyla yapı konumunun belirlenmesi için uygulanmıştır. Ayrıca Canny, Prewitt ve Sobel kenar belirleme işlemleri VLF tilt açısı verilerine uygulanmış ve yöntemde sıklıkla kullanılan Fraser süzgeci ile benzer sonuç verdiği belirlenmiştir.

Jeofizik arama yöntemleri Magnesia arkeolojik alanı, Tuzla (Seferihisar) ve Gülbahçe'de (Urla) uygulanmıştır. Yapılan çalışmalar sonucunda Magnesia arkeolojik alanındaki Agora'da bulunan Zeus tapınağının kalıntılarının yeri belirlenmiş ve modellenmiştir. Tuzla'da yapılan çalışmalarla Tuzla fayının derinliği, açısı ve diğer geometrik özellikleri belirlenerek bundan sonra yapılacak jeotermal üretim çalışmaları için sondaj konumu önerilmiştir. Gülbahçe'de İYTE kampüs alanının güneyinde yapılan çalışmada gerek manyetik gerekse VLF-R ölçümlerinde belirgin anomaliler elde edilmiş ve bu etkinin Gülbahçe fayından kaynaklandığı sonucuna ulaşılmıştır. Bu bölgeden elde edilen 3 boyutlu VLF-R kesitlerinde gözlenen çok düşük öz dirençli anomalinin yine bir sıcak su havzası olabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca tüm çalışma alanlarına ait VLF-R verilerinden elde edilen derinlik değerleri yapay gravite ters çözümünde kullanılarak bütünleşik çözüm elde edilmiştir.

Anahtar Sözcükler: VLF, Manyetik, Modelleme, Kenar Belirleme, Arkeojeofizik, Jeotermal

JOINT INVERSION OF MAGNETIC AND ELECTROMAGNETIC DATA

ABSTRACT

In this study, it is aimed to model VLF and magnetic methods by using integrated data processing and interpretation in archeological and geothermal sites. Theoretical studies were carried out to investigate the data processing and image processing methods, used in magnetics and VLF techniques. Afterwards they were applied to field data. Both one and three dimensional modelling were utilized in magnetic method and one dimensional (two-layer) modelling was used in VLF-R. As a new approach edge detection techniques were used together with horizontal gradient method as an application of boundary analysis on data for determining location of the structure. Besides Canny, Prewitt and Sobel edge detection operators were applied to tilt data of VLF and it is achieved that results of Fraser filter and edge detection were both very similar.

Geophysical exploration methods were utilized in Magnesia archeological site, Tuzla (Seferihisar) and Gülbahçe (Urla). As a result of the investigations the location of the Zeus temple in Agora of Magnesia was determined and it is modelled both with VLF-R and magnetics. According to the studies on Tuzla fault, depth, angle and other geometrical properties were obtained and a geothermal production well location is suggested. A very clear anomaly was achieved with the studies in the south of IYTE campus site in Gülbahçe and it is decided that this anomaly is an effect of Gülbahçe fault system. 3D VLF-R sections were made and it is estimated that this could be a result of presence of a hot water catchment area. Besides the computed depth values from VLF-R were utilized in pseudo-gravity inversion and a cooperative solution was achieved.

Keywords: VLF, Magnetic, Modelling, Edge Detection, Archeogeophysics, Geothermal

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v
BÖLÜM BİR – GİRİŞ.....	1
BÖLÜM İKİ - ELEKTROMANYETİK YÖNTEM ÇEŞİTLERİ VE VLF YÖNTEMİ.....	6
2.1 Elektromanyetik Yöntemler.....	6
2.2 Elektromanyetik Yöntem Çeşitleri.....	7
2.3 EM Yöntemlerin Kullanılan Kaynağa Göre Sınıflandırılması.....	8
2.3.1 Doğal Kaynaklı Yöntemler.....	8
2.3.2 Yapay Kaynaklı Yöntemler.....	8
2.4 EM Yöntemlerin Ölçülen Parametreye Göre Sınıflandırılması.....	9
2.4.1 Alan Şiddeti Ölçümü Yapan Yöntemler.....	9
2.4.2 Faz Bileşenlerinin Ölçümünü Yapan Yöntemler.....	9
2.4.3 Eğim Açısı Ölçümü Yapan Yöntemler.....	10
2.5 EM Yöntemlerin Uygulama Şekillerine Göre Sınıflandırılması.....	10
2.6 VLF Yöntemi.....	11
2.6.1 Yöntemin Genel Özellikleri.....	11
2.6.2 Yöntemin Tarihçesi.....	12
2.6.3 Yöntemin Kullanım Alanları.....	13
2.6.4 Ölçüm Teknikleri.....	14
2.6.5 Yöntemde Ölçülen Parametreler.....	17
2.6.6 Yöntemin Dayandığı Fizik İlkeleri.....	18
2.6.6.1 EM Dalgaların Tanımı ve Ortam İçindeki Davranışları.....	18

2.6.6.2 Düzlem Dalga Elektromanyetik Kuram.....	20
2.6.6.3 Eliptik Kutuplanma.....	22
2.6.6.4 Araştırma Derinliği ve Görünür Özdirenç.....	24
2.6.6.5 Kaynak Dalga ve Yayınım Ortamı.....	27
2.6.6.6 Yöntemin Olası Gürültü Kaynakları.....	30
2.6.7 Yönteme Uygulanan Sayısal Süzgeçler.....	32
2.6.7.1 Fraser Süzgeci.....	32
2.6.7.2 Karous ve Hjelt Süzgeci.....	33
BÖLÜM ÜÇ - MANYETİK YÖNTEM.....	36
3.1 Giriş.....	36
3.2 Yerin Manyetik Alanının Zamana Bağlı Değişimleri.....	39
3.3 Manyetik Ölçülerde Yapılan Düzeltmeler.....	40
3.4 Kayaçların Manyetik Özellikleri.....	40
3.5 Manyetik Ölçüm Cihazları ve Proton Manyetometresi Çalışma İlkesi.....	41
3.6 Jeolojik ve Arkeolojik Alanlarda Manyetik Uygulamalar.....	43
3.7 Kutba İndirgeme Yöntemi.....	44
3.8 Yapay Gravite Alanı Yöntemi (Pseudo-gravity).....	46
3.9 Yatay Gradyan Sınır Analiz Yöntemi.....	47
BÖLÜM DÖRT - TERS ÇÖZÜM İŞLEMLERİ.....	51
4.1 Giriş.....	51
4.1.1 Düz ve ters çözüm.....	51
4.1.2 Düz çözüm.....	51
4.1.3 Ters çözüm.....	52
4.2 Manyetik Yöntemde Ters Çözüm.....	52
4.2.1 Fay Modeli Ters Çözümü.....	53
4.2.2 İki-Boyutlu Ters Çözüm.....	55
4.2.2 Üç-Boyutlu Ters Çözüm.....	57
4.3 VLF Yönteminde Ters Çözüm.....	66

4.3.1 Yuvarlatılmış Sönümlü En-Küçük Kareler Yöntemi.....	67
BÖLÜM BEŞ - GÖRÜNTÜ İŞLEME VE KULLANIM ALANLARI.....	71
5.1 Giriş.....	71
5.2 Görüntü İşlemlerinin Genel Özellikleri.....	72
5.2.1 İşlemlerin Çeşitleri.....	72
5.2.2 Komşuluk ve Örnekleme Türleri.....	73
5.2.3 Görüntü İşlemede Kullanılan Yöntemler.....	74
5.2.4 Görüntü İşlemenin Kullanım Alanları.....	74
5.3 Kenar Belirleme Yöntemi.....	75
5.3.1 Kenar Belirlemede Kullanılan Yöntemler.....	77
5.3.2 Kenar Belirleme Yöntemlerinin Sınıflandırılması.....	78
5.3.2.1 Birinci Türev İşlemleri.....	80
5.3.2.2 Eşik Değerin Seçimi.....	81
5.3.2.3 İkinci Türev İşlemleri.....	82
5.3.3 Kenar Belirleme Yönteminde Jeofizik Uygulamalar.....	83
5.3.4 Canny İşleci.....	84
5.3.5 Prewitt İşleci.....	86
5.3.6 Sobel İşleci.....	87
BÖLÜM ALTI - KURAMSAL ÇALIŞMALAR.....	91
6.1 Giriş.....	91
6.2 Manyetik Çalışmalar.....	91
6.2.1 Fay Modeli Düz ve Ters Çözüm Uygulamaları.....	91
6.2.2 Üç-Boyutlu Düz ve Ters Çözüm Uygulamaları.....	93
6.3 VLF-R Uygulamaları.....	114
6.3.1 Fraser Süzgeci Uygulaması.....	118
BÖLÜM YEDİ - ARAZİ UYGULAMALARI.....	121
7.1. Magnesia Arkeolojik Alanı.....	121

7.1.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği.....	121
7.1.2 Jeofizik Uygulamalar.....	122
7.1.2.1 Manyetik Uygulamalar.....	123
7.1.2.2 VLF-R Uygulamaları.....	126
7.2. Tuzla (Seferihisar).....	143
7.2.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği.....	143
7.2.2 Jeofizik Uygulamalar.....	145
7.2.2.1 Manyetik Çalışmalar.....	146
7.2.2.2 VLF-R Çalışmaları.....	151
7.3 Gülbahçe (Urla).....	162
7.3.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği.....	162
7.3.2 Jeofizik Uygulamalar.....	165
7.3.2.1 Manyetik Çalışmalar.....	166
7.3.2.2 VLF-R Çalışmaları.....	171
BÖLÜM SEKİZ – SONUÇLAR.....	181
KAYNAKLAR.....	186
EKLER.....	205
EK A.....	205

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Jeofizik sorunların çözümünde genel amaç, yer içini yani bir jeofizik belirtiyeye neden olan kaynağı modellemeye çalışmaktır. Tüm tanımsal bilimlerde olduğu gibi jeofizikte de veriler tanımsal ve rastgele olmak üzere ikiye ayrılırlar. Bunlardan tanımsal veriler matematiksel bir bağıntıyla tanımlanabilen, deneylerle sınıanabilen ve parametreleri kestirilebilen verilerdir. Rastgele veriler ise stokastik bir sürecin örnek fonksiyonudurlar ve matematiksel bir eşitlikle tanımlanamazlar. Bunlar, olasılık yoğunluk dağılımları ve çeşitli istatistik özellikleri ile belirlenebilirler; parametreleri saptanamaz ve önkestirilemez. Modelleme işlemi bir anlamda parametre kestirme işlemidir ve jeofizikte büyük oranda matematiksel bağıntılarla tanımlanan modellere ait fiziksel ve geometrik parametrelerin kestirilmesi şeklinde uygulanmaktadır.

Jeofizik bilimi, arama yöntemleriyle elde edilen verilerdeki belirti yani anomalilerin aracılığı ile yeryuvarıyla iletişim içindedir. Yeryüzünün iç yapısının ve yüzey özelliklerinin zaman ve uzunluk ortamında incelenmesi için, jeofizikçiler yerküre ile iki yolla iletişim kurmaktadır. Bunlar tek yönlü ve karşılıklı iletişimdir.

Jeofizikte kullanılan gerek doğal, gerekse yapay kaynaklı yöntemlerden birçoğu elektrik yöntem kökenlidir. Elektrik yöntemlerden doğru akım öz direnç çalışmaları yerin frekans spektrumunda sıfır frekansındaki özelliklerinin belirlenmesini kapsar. Bu kapsam içinde, uyarıcı akımın yeriçinden iletimle geçmesi koşulu gerekli ve yeterli koşuldur. Bu koşulun sağlanmadığı daha derinde yüksek öz dirençli kayaçları bulduran ortamlarla iletişim yer frekans spektrumunun sıfır frekansı dışında kalan kısmı ile sağlanmaktadır (Ercan, 1985).

Çok alçak frekanslı elektromanyetik yöntem (Very Low Frequency, 15 kHz-30 kHz) diğer yöntemlere kıyasla, yerin sığ derinliklerinin araştırılmasında kullanılmaktadır. VLF-EM yönteminde daha öncede belirtildiği gibi, kaynak verici olarak dünyanın çeşitli yerlerinde denizaşırı haberleşme için yapılan çok güçlü askeri

radio istasyonlarının yaydığı elektromanyetik dalgalar kullanılır. Yeni tasarım cihazlarda, frekans aralığı 10 kHz'den 2 MHz'e kadar genişletilerek, yerin en sığ bölgelerindeki elektrik iletkenlik dağılımına ait bilgilerin elde edilebilmesine olanak sağlanmaktadır. Bu frekans aralığındaki yöntem Radyo-Manyetotellürük (RMT) olarak bilinmektedir (Hayles ve Sinha, 1986). Bu yöntemle, elektromanyetik indüksiyon sonucunda oluşan ikincil alan bileşenleri olan, gerçel bileşen, sanal bileşen, eğim açısı ve toplam VLF alanı parametreleri ölçülebilmektedir. Genel olarak yatay yöndeki iletkenlik değişimlerinin saptanması amacıyla kullanılan VLF yöntemi çok çeşitli problemler için uygulama alanı bularak, kırık ve çatlaklar ile kesme bölgeleri içerisinde biriken yeraltı suyu araştırmaları, karstik boşlukların incelenmesi ve arkeojeofizik çalışmalarda kendisine oldukça geniş bir kullanım alanı bulmuştur. VLF yönteminde elektrik alan bileşeninin de ölçülmesiyle uygulanan VLF-R yönteminde ise farklı frekanslar için yer altının öz direç kesitleri elde edilebilmektedir (Beamish, 2000; Pirttijarvi, 2006).

Jeofizik aramacılıkta kullanılan en eski yöntemlerden olan manyetik yöntem ile mıknatıslanabilir mineraller içeren cisimler aranmaktadır. Başta metalik cevherler olmak üzere, sığ kırık yapıları ve arkeojeofizikte de en çok kullanılan yöntemlerdendir. Amaca bağlı olarak gradient veya toplam alan parametreleri ölçülebileceği gibi her ikiside aynı anda düşey veya yatay yönlerde ölçülebilmektedir.

Günümüz teknolojisinde görüntü işlemenin her alanında en çok kullanılan yöntemlerin başında kenar belirleme (edge detection) gelmektedir (Marr ve Hildreth, 1980; Dhaliwal, 1990; Koschan, 1995; Argialas ve Mavrantza, 2001). Kenar belirleme, farklı türev operatörleri kullanılarak pikseller arasındaki farkın belli bir eşik değerden büyük olması durumunda o noktayı bir kenar olarak atama işlemidir. Jeofizikteki en sık kullanım alanı uzaktan algılama verileri üzerinde yapılan uygulamalardır. Son birkaç yıldan bu yana, Boschetti (2005) tarafından yapılan çalışmalarda yöntemin gravite verileri üzerinde uygulanması denenmiştir.

VLF elektromanyetik yöntemiyle elde edilen polarizasyon elipsinin eğim (tilt) açısı değerlerine iki adet süzgeç uygulanarak nitel değerlendirme yapılmaktadır. Bunlar Fraser (1969) ile Karous ve Hjelt (1983) süzgeçleridir. Fraser süzgeci algoritması gereği veride eksenin kesildiği ($x=0$) noktalarını belirginleştirerek gömülü iletken yapının yerinin belirlenmesinde sıklıkla kullanılan, uygulamalar sonucunda kabul görmüş bir yöntemdir. İşlemin özelliği gereği yapılan süzgeçleme sonucunda veri kaybı meydana gelmektedir. Farklı bir yaklaşım olarak tilt açısı haritalarına kenar belirleme yöntemleri uygulanarak süzgeçle benzer bir sonuç elde edilmesi amaçlanmıştır. Elde edilen sonuçlar göz önüne alındığında Fraser filtresi uygulanmış harita ile kenar belirleme yöntemi uygulanmış ham tilt açısı haritalarının uyumlu sonuç verdiği gözlenmiştir.

Kısaca, yapılan görüntü işleme uygulamalarında kenar belirleme yöntemlerinden olan Canny (1986), Prewitt (1970) ve Sobel-Feldman (1968) işlemleri manyetik veriler üzerinde ters çözüme ön bilgi sağlamak ve sınır analizi amacıyla, VLF-R ölçümlerinden elde edilen tilt açısı verilerinde ise Fraser süzgeci ile karşılaştırma yapmak amacıyla kullanılmıştır. Yapılan kuramsal çalışmalarda kenar miktarını belirleyen temel parametre olan eşik değerini seçimi ile ilgili olarak çalışmalar yapılmıştır. Ayrıca kenarların tek boyutta yatay veya düşey yönde belirlenmesinin etkileri de incelenmiştir.

Çalışma kapsamında öncelikle VLF ve manyetik yöntemin temelleri ve modelleme ilkeleri incelenmiş ve tez içinde özet olarak sunulmuştur. Daha sonra düz ve ters çözüm yöntemleri araştırılarak kuramsal veri üretilmiş ve yöntemler kuramsal modellerden elde edilen anomali haritaları üzerinde sınanmıştır. Manyetik yöntemde önce fay modeli için iki farklı açıda kuramsal veri üretilmiş ve ters çözüm işlemi uygulanmıştır (Murthy ve diğer., 2001). Bunun amacı yüzeye yakın kırık yapılarının bulunduğu iki farklı sahada yapılan ölçümlerin prizmatik yapılar dışında modellerle de incelenmesidir. Daha sonra üç-boyutlu prizmatik yapılar için 7 farklı geometrik ve fiziksel özellikte model üzerinde çalışılmıştır. Çalışmalarda hem ters çözüm algoritmasının çözüme olan katkısı hemde kenar belirleme işlemlerinin ayrımlılığı yapı konumları değiştirilerek incelenmiştir. Bu modellerden elde edilen toplam

manyetik alan haritalarına kutba indirgeme (Baranov ve Naudy, 1964) ve yapay gravite dönüşümü (Baranov, 1957) işlemleri uygulanmıştır. Daha sonra yatay gradyan sınır analizi yöntemi (Blakely, 1995) ile kenar belirleme işlemleri verilere uygulanmış ve sonuçları karşılaştırılmıştır. Elde edilen yapı yerleri başlangıç modeli olarak kullanılmış ve üç-boyutlu ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. VLF-R ters çözüm yönteminin sınanması için yine farklı geometrik ve fiziksel özellikleri olan 6 farklı model için kuramsal veri üretilmiş ve ters çözüm işlemi uygulanmıştır (Rao ve Babu, 1993). Ayrıca elde edilen yapay gravite verilerinde VLF-R kesitlerinden elde edilen derinlik değerleri kullanılarak iki-boyutlu ters çözüm uygulanmış ve her iki yöntemin ortak çözümü olarak yapı topoğrafyası elde edilmiştir (Sarı ve diğer., 1997).

Çalışma kapsamında üç ayrı sahadan alınan toplam manyetik alan, düşey manyetik gradient ve VLF-R ölçümleri üzerinde kullanılarak modelleme çalışmaları gerçekleştirilmiş ve bütünleşik olarak değerlendirilmiştir. Manyetik veriler fay modeli (Tuzla ve Gülbahçe'de), iki ve üç-boyutlu prizmatik yapıların kullanıldığı ters çözümle; VLF-R verileri ise bir-boyutlu (iki katman) ters çözüm tekniği ile modellenmiştir. Tüm çalışmalarda ENVI-MAG/VLF-R ekipmanı kullanılmıştır. Manyetik ölçümlerde toplam ve gradient alıcılara, VLF-R ölçümlerinde ise standart VLF-EM ekipmanı ve elektrik alanı ölçmekte kullanılan elektrotlar kullanılmıştır. Elektrik alan elektrotları için konum uzaklığı yapılan deneme ölçümleri sonrasında 5 m olarak belirlenmiş ve tüm sahalarda bu şekilde uygulanmıştır. Çalışmada toplanan tüm veriler toplandıkları alanlar için ilk olma özelliği taşımaktadır.

Birinci çalışma alanı olan Magnesia Agora'sında 1 m örnekleme aralığı ve 1 m profil aralığı ile 35 profil üzerinde 35 ölçüm yapılmıştır. Bu bölgedeki çalışmanın temel amacı Agora'da bulunan Zeus tapınağının kalıntılarının yerinin belirlenmesidir. Yapılan üç-boyutlu manyetik ters çözüm çalışmaları ve bir-boyutlu VLF-R ters çözüm çalışmaları ile yapının geometrisi belirlenmiş ve belirlenen konum kazı için önerilmiştir. VLF ölçüm frekansları olarak 26.7 kHz (Bafa/Türkiye), 21,8 kHz (Antalya/Türkiye) ve 20,3 kHz (Tavolara/İtalya) kullanılmıştır.

İkinci çalışma alanı olan Tuzla'da 10 m profil aralığı, 5 m ölçüm aralığı kullanılarak 5 profil üzerinde 52 noktada toplam manyetik alan düşey manyetik gradient ve 26.7 kHz (Bafa/Türkiye), 21,8 kHz (Antalya/Türkiye) ve 20,3 kHz (Tavolara/İtalya) frekanslarında VLF-R ölçümleri alınmış ve haritalanmıştır. Yapılan iki ve üç-boyutlu manyetik modelleme çalışmaları sonucunda fayın geometrisi ortaya konmuştur. Ayrıca VLF-R ölçümlerinde gözlenen çok düşük özdirençli yükselimin kırık hattı boyunca yükselen olası bir sıcak su kaynağı olduğu düşünülmektedir.

Üçüncü çalışma alanı olan Gülbahçe'de 15 m profil aralığı, 5 m ölçüm aralığı ile 5 profil üzerinde 63 noktada manyetik ve VLF-R ölçümleri yapılmıştır. Manyetik verilere uygulanan iki ve üç-boyutlu modelleme çalışmaları sonucunda Gülbahçe fay hattının konumu ve uzanımı belirlenmiş, burada da VLF ölçüm frekansları olarak 26.7 kHz (Bafa/Türkiye), 21,8 kHz (Antalya/Türkiye) ve 18,1 kHz (Mumansk/Rusya) kullanılarak elde edilen VLF-R kesitlerinde düşük özdirençli yüzeye yakın bir yapının varlığı tespit edilmiştir. Bu etkinin fay hattından yukarı doğru yükselen sıcak su nedeniyle oluşabileceği değerlendirilmektedir.

Ölçümlerin yapılması sırasında www.spaceweather.com adresinden sürekli olarak güneş kaynaklı manyetik alan değişimleri izlenmiş, aynı zamanda alandan da alınan manyetik ölçülere baz düzeltmesi uygulanarak yapılabilecek hatalar ve günlük manyetik değişim etkileri en aza indirilmeye çalışılmıştır.

Elektromanyetik yöntem çeşitleri ve VLF yönteminin genel özellikleri ikinci bölümde, manyetik yöntemin genel özellikleri, kutba indirgeme ve yapay gravite elde etme işlemleri üçüncü bölümde, uygulanan ters çözüm işlemlerinin kuramsal altyapısı dördüncü bölümde, görüntü işleme ve kullanım alanları ile ilgili uygulama örnekleri beşinci bölümde, manyetik ve VLF-R yöntemi ile ilgili yapılan kuramsal çalışmalar altıncı bölümde, arazi uygulamaları ve modelleme çalışmaları yedinci bölümde sonuçlar ve öneriler ise sekizinci bölümde verilecektir.

BÖLÜM İKİ

ELEKTROMANYETİK YÖNTEM ÇEŞİTLERİ VE VLF YÖNTEMİ

2.1 Elektromanyetik Yöntemler

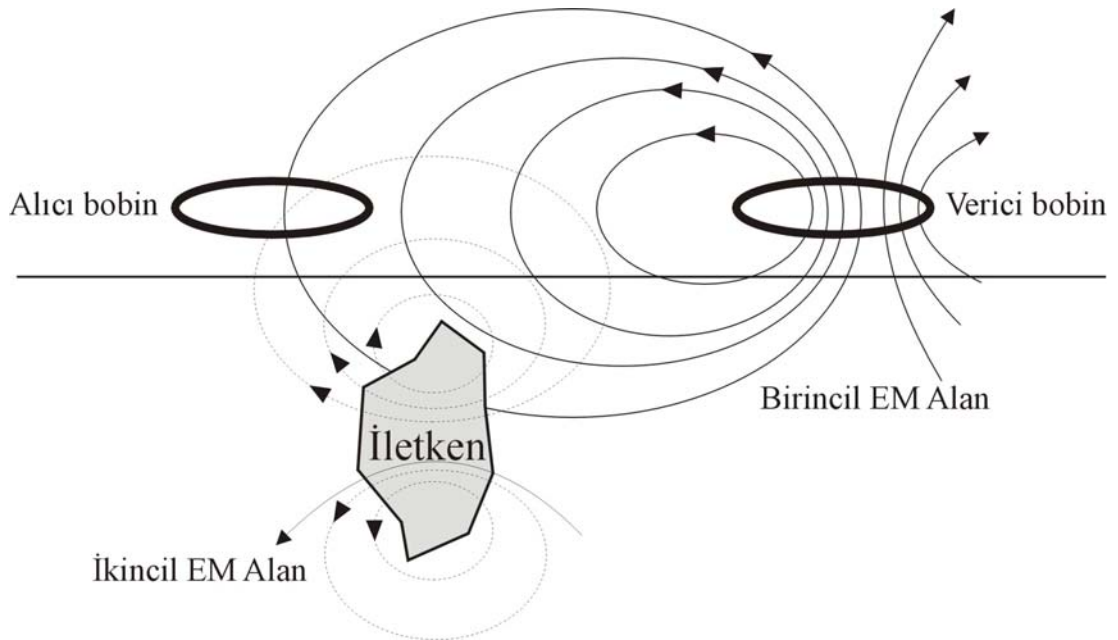
EM yöntemler, gelişen cihaz teknolojileri ve çeşitliliği ile ölçüm teknikleri göz önünde bulundurulduğunda jeofizik aramacılıkta en çok kullanılan yöntemlerdir. Verici ve alıcı türlerine bağlı olarak EM yöntemlerin uygulamadaki ölçüm teknikleri farklıdır. Yöntemler temel özellikleri ile Tablo 2.1'deki gibi sınıflandırılabilir.

Tablo 2.1 Verici ve alıcı özelliklerine göre EM yöntemlerin sınıflandırılması (Swift, 1989).

Yöntem	Verici Türü	Alıcı Türü
-Doğru akım öz direnç (DC) -IP	Elektrotlar ile yere akım verilmesi	Elektrotlar ile gerilim farkının ölçülmesi
-TEM (Transient EM) -MIP (Magnetic IP)	Elektrotlar ile yere akım verilerek EM alan oluşturulması	Yeryüzündeki bir halkanın uçlarından oluşan potansiyel farkın ölçülmesi
-CSAMT (Controlled Souce Audio Magnetotellurics)		Elektrot ve bobinin birlikte kullanımı
-Slingram -HLEM (Horizontal loop EM) -VLEM (Vertical loop EM) -Bazı TEM Yöntemler (Transient EM)	Akım verilen küçük bir halkada oluşturulan EM alan	Yeryüzündeki küçük bir halkada oluşan EM alanın ölçülmesi
-TURAM -Bazı TEM Yöntemler (Transient EM)	Akım verilen büyük bir halkada oluşturulan EM alan	Yeryüzündeki küçük bir halkada oluşan EM alanın ölçülmesi
Zaman ortamı havadan EM		Havada küçük bir halkada oluşan EM alanın ölçülmesi
VLF (Very Low Frequency)	Yapay kaynaklı düzlem dalga	Küçük veya büyük bir halkada oluşan EM alanın ölçülmesi
VLF-R		Elektrot ve bobinin birlikte kullanımı
MT (Magnetotelluric)	Doğal kaynaklı düzlem dalga	Elektrot ve bobinin birlikte kullanımı

2.2 Elektromanyetik Yöntem Çeşitleri

Elektromanyetik yöntemlerde, vericiler bir bobin yardımı ile değişken birincil (kaynak) elektromanyetik alan üretir. Üretilen bu alan yeraltında bulunan iletken cisimleri etkiler ve cisimler üzerinde Foucault ve Eddy akımları oluşur. Bu akımlar sayesinde iletken yapılar kendi manyetik alanlarını oluştururlar. Bu alan ikincil elektromanyetik alan olarak isimlendirilir. İkincil alan birincil alanla aynı frekansta olup, farklı genlik ve faz değerleri vardır.



Şekil 2.1 Birincil (sürekli çizgi) ve ikincil (kesikli çizgi) elektromanyetik alanlar ve iletken yapının görünümü.

Elektromanyetik yöntemlerin uygulamadaki ölçü çeşitliliği çok fazla olduğu için birçok farklı sınıflandırma yapılabilmektedir. Kaynağın doğal olup olmaması, verici şekilleri, ölçülen büyüklükler ve uygulama teknikleri gibi farklı açılardan sınıflandırılabilir.

2.3 EM Yöntemlerin Kullanılan Kaynağa Göre Sınıflandırılması

2.3.1 Doğal Kaynaklı Yöntemler

Yer içinde doğal olarak bulunan ve oluşan elektromanyetik alanları kaynak olarak kullanan yöntemlerdir (Ercan, 1985).

- Manyeto Tellürik Arama Yöntemi
- Tellürik Akım Arama Yöntemi
- AFMAG Arama Yöntemi

2.3.2 Yapay Kaynaklı Yöntemler

Yapay olarak oluşturulan bir elektromanyetik alanın yer içindeki kayaçlarla etkileşimi sonucu oluşan yapay ikincil alanı ölçen yöntemlerdir (Ercan, 1985).

- GUN (Slingram-Hlem) Arama Yöntemi
- CSAMT Arama Yöntemi
- Paralel Hat (Bordolama-VLEM) Arama Yöntemi
- Sabit Vericili (VLEM) Arama Yöntemi
- Uzun Tel Vericili (Çift Çerçeve) Arama Yöntemi
- TURAM (Sabit Vericili) Arama Yöntemi
- Sundberg (Kompansatör) Arama Yöntemi
- Shoot-Back (Geri Atış) Yöntemi
- Transient EM Arama Yöntemi
- Bieler-Watson (Polarizasyon Elipsi) Arama Yöntemi
- LOTEM Arama Yöntemi
- VLF Yöntemi

2.4 EM Yöntemlerin Ölçülen Parametreye Göre Sınıflandırılması

2.4.1 Alan Şiddeti Ölçümü Yapan Yöntemler

Bilinen manyetik alanın bir iletken tarafından bozulmaya uğratılması, prensip olarak birkaç yerde manyetik alan şiddetini ölçmek suretiyle basit olarak belirlenebilir. Uygulamada çoğu zaman bu çeşit ölçü elverişli olmaz. Bunun nedeni alan şiddetinin konuma göre çok hızlı değişmesidir. Ayrıca alıcı ve vericinin konumundaki küçük bir hata bile alan şiddeti ölçümünde iyi bir anomaliden ayırt edilemeyen bir değişime neden olabilir. Bu sorunun üstesinden alıcı ile verici arasındaki uzaklığı sabit tutabilen bir çeşit bağlantıyla gelinebilir. Üç çeşit şiddet ölçüsü yapan sistem bulunmaktadır (Öztürk, 1995).

- Çift Çerçeve Arama Yöntemi
- Uzun Tel Arama Yöntemi
- VLF-EM Arama Yöntemi

2.4.2 Faz Bileşenlerinin Ölçümünü Yapan Yöntemler

Elektromanyetik indüksiyon kanunundan bilindiği gibi, ikincil alan birincil alanla aynı fazda değildir. Bu iki alan arasındaki faz farkı elektromanyetik verilerin yorumlamasında çok büyük önem taşır. Bunun nedeni anomaliyi oluşturan bölgenin ortalama iletkenliğinin bilinmemesidir. Bunun sonucu olarak arazi cihazlarının birçoğu faz kıyaslaması yapabilecek şekilde düzenlenmiştir. Faz ölçülmesi birincil alanı ayırabilmek için de ayrıca bir avantaja sahiptir. Bu çeşit ölçüler sadece alıcı ile verici arasında mekanik bir bağlantı bulunması durumunda yapılabilmektedir (Öztürk, 1995).

- Sundberg (Kompansatör) Arama Yöntemi
- TURAM (Sabit Vericili-HLEM) Arama Yöntemi
- Gun (Slingram-Hareketli Kaynak HLEM) Arama Yöntemi

2.4.3 Eğim Açısı Ölçümü Yapan Yöntemler

Bu teknik iki şekilde isimlendirilir. Bunlardan birincisi tilt açısı, diğeri meyil açısıdır. İkisi arasındaki fark ise, meyil (dip), polarizasyon düzleminin (elipsinin), tilt ise, elipsin büyük ekseninin yatayla yapmış olduğu açıdır (inklinasyon).

Meyil açısı tekniklerinde yapay biçimde oluşturulan birincil alanlar için verici olarak ta halka kullanılır. Bunun için gerekli değişken akım jeneratörden elde edilir. Son zamanlarda alıcı ile verici arasındaki uzaklığı 500 m'ye kadar çıkaran güçlü jeneratörler yapılmıştır. İletken zonun özelliklerine bağlı olarak bu yöntemin birkaç uygulama şekli bulunmaktadır (Öztürk, 1995). VLF yöntemi ise son yıllarda çok daha yaygın kullanılmaya başlanmıştır. Verici olarak düşük frekans bandında yayın yapan güçlü, genellikle askeri amaçlı radyo istasyonlarının sinyalleri kullanılır (Sinha, 1990).

- Sabit Vericili VLEM Yöntemi
- Paralel Hat VLEM Arama Yöntemi
- Shoot-Back Arama Yöntemi
- AFMAG Arama Yöntemi
- VLF-EM Arama Yöntemi

2.5 EM Yöntemlerin Uygulama Şekillerine Göre Sınıflandırılması

Elektromanyetik yöntemler, uygulanış yeri açısından yeryüzünde uygulanan yöntemler ve havadan uygulanan yöntemler olmak üzere ikiye ayrılabilir. Havadan yapılan EM yöntemler, hareketli alıcı verici yöntemlerin havadan yapılan şeklidir. Bunun yanında ayırık ölçü alınmaması yani sürekli kayıt alınması yerde yapılan ölçümlerden en büyük farkıdır. Havadan EM yöntemlerin kullanılan uçak cinsine, normal uçuş yüksekliğine, kullanılan frekanslara ve bobin aralıklarına göre pek çok çeşidi bulunmaktadır.

Havadan EM arama sistemleri, yerin üst kısımlarında bulunan ve iyi iletken olan cisimlerin kısa bir sürede aranıp bulunması amacıyla kullanılmaktadır. Bu iletken cisimler toplu halde bulunan sülfürlü mineraller olabileceği gibi grafitli şistler, karbonlu sedimentler, faylar ve çatlak zonlar veya bataklıklar olabilir. Günümüzde kullanılan Intercosmos-19 uydusu sadece değişik jeodinamik aktivitelerin bulunduğu alanlarda ELF/VLF ölçümleri yapmaktadır (Larnika ve diğer., 2002).

2.6 VLF Yöntemi

2.6.1 Yöntemin Genel Özellikleri

Yöntemin çalışma esası, kaynak vericiden yayılan elektromanyetik dalgaların araştırma yapılan ölçü noktası civarındaki süreksizlik veya iletken bölgelerde uyarttıkları (indükledikleri) akımlar nedeniyle bileşke vektörün yön ve şiddetini değiştirmesiyle elde edilen sinyallerin kaydedilmesidir. VLF vericileri olarak sabit duran ortalama 50-200 metre boyunda ve 100-1000 kW çıkış gücünde dikey antenler kullanılmaktadır. Vericilerde oluşan birincil manyetik alan (H_p) yatay yönde küresel olarak yayılır. Verici ile alıcı arasındaki uzaklıklar 200 km'den büyük olduğu zaman, küresel dalgalar düzlem dalga olarak kabul edilerek, homojen ve sabit olduğu kabul edilebilir. Bir radyo vericisinden yayılan elektromanyetik dalga yeryüzü ile iyonosferin alt katmanı arasında yayılma ve/veya yansımadan sonra yer içine nüfuz ederek orada yer içi akımları oluştururlar. Diğer elektromanyetik yöntemlerin de dayandığı fizik esasa bağlı olarak yer içinde uyarılan akımların dağılımı ve oluşturduğu yeni elektromanyetik alanların kaydedilmesiyle, yerin elektrik özellikleri saptanmaya çalışılır. Elektromanyetik alanların manyetik alan bileşenleri (VLF) veya hem manyetik hem elektrik alan bileşenleri (VLF-Resistivite) ölçülerek yeraltına ilişkin dönüşüm denklemleri elde edilir ve bunlar EM arama yöntemleri ile elde edilen verilerin değerlendirilmesinin temelini oluştururlar. Özellikle son 10 yıldır yaygın olarak kullanılan VLF-EM yöntemi ölçüm için seçilen frekans ve ortamın öz direncine bağlı olarak yaklaşık 2-70 m arasındaki sığ yapıların, düşey süreksizliklerin araştırılmasında kullanılmaktadır.

2.6.2 Yöntemin Tarihçesi

Jeofizik aramalarda son yıllarda kullanımı hızla artan VLF elektromanyetik arama yöntemi, çok alçak frekanslı radyo yayınlarını kaynak olarak kullanan bir elektromanyetik (EM) yöntemdir. Kullanılan alıcının türüne göre EM alan bileşenlerinin değişimlerinin veya eğim açısının ölçülmesi ilkesine dayanmaktadır. Kaynak olarak, Tablo 2.2’de görülen, 15-30 kHz frekans aralığında çalışan haberleşme ve navigasyon amaçlı radyo istasyonları kullanılmaktadır. Bu amaçla ilk istasyon 1910-1912 yılları arasında açılmıştır. 1927 yılında 100 kW çıkış gücüne sahip Rugby istasyonu hizmete girmiş ve sayıları hızla artmaya başlamıştır.

Radyo dalgalarının yer içindeki davranışlarının incelenmesi uzun yıllardır araştırılan bir konudur. Elektriksel iletkenlik ve dielektrik sabitin incelenmesine yönelik çalışmalar, dalga özelliklerinin (wave-tilt) gözönünde bulundurularak oluşturulan teknikler, ilk olarak 1930’lu yıllarda Feldman, Smith ve Rose ile Barfield tarafından uygulanmaya başlamıştır. Bu çalışmalar genel olarak günümüzde kullanılanlara göre yüksek frekanslarda yapıldığı için sadece sığ derinliklerin özelliklerinin ortaya konulmasında kullanılmışlardır.

II. Dünya Savaşı yöntemin gelişim sürecinde uzun bir araya neden olmuştur. 1964 yılında Ronka ilk ticari VLF cihazını geliştirmiş ve takip eden yıllarda başka üreticiler tarafından da farklı modeller üretilmiştir. Paal, 1965 yılında VLF frekanslarındaki radyo dalgalarını kullanarak elektriksel iletkenliği olan maden yataklarının incelenmesine yönelik çalışmalar yapmıştır (McNeill ve Labson, 1991). Teknik olarak o tarihlerde kullanılan frekanslar 3-30 kHz aralığında olmakla birlikte, güçlü vericilerde bu aralık 15-25 kHz arasındaki frekansları kapsamaktadır. Paal, özel olarak VLF istasyonlarına ayarlanarak kalibre edilmiş bir cihazla İsveç’te yerleri belli olan maden yataklarını incelemiş ve sonuç olarak, VLF elektromanyetik alanının yatay bileşeninin, iletken yapılar üzerinde maksimum değere ulaştığını, düşey bileşeninin ise en düşük değerler aldığını belirlemiştir (McNeill ve Labson, 1991).

1967 yılında Collett ve Becker farklı bir yaklaşımla yeni bir cihaz geliştirmişlerdir. Bu cihazın en önemli özelliği manyetotellürik temellere dayanmakla birlikte, sinyal kaynağı olarak doğal atmosferik sinyalleri değil VLF istasyonlarını kullanmışlardır. Bunun en büyük avantajı tutarlı bir kaynağa bağlı olması ve yorumlama sırasında kullanılan yatay elektrik ve manyetik alan arasındaki faz açısının ölçülebilmesiydi (McNeill ve Labson, 1991).

1969 yılında Fraser'ın VLF yöntemi ile elde edilen eğim açısı değerlerinin haritalanmasına yönelik çalışmalar yapmıştır. Fraser, geliştirdiği bir sayısal süzgeç yöntemiyle yapıların daha net haritalanabileceğini göstermiştir (Fraser, 1969). Fraser'ın bu çalışmasından sonra Karous ve Hjelt 1983 yılında bu süzgeç tekniğini akım yoğunluğu kavramını da içerecek bir şekilde geliştirmişlerdir (Karous ve Hjelt, 1983).

Zamanla periyodik olarak değişen bir manyetik alanın etkisi altındaki iletken bir kürenin tepkisi Wait (1951) tarafından incelenmiştir. Doğal kaynaklı elektromanyetik alanlar için fay modeli ise d'Erceville ve Kunetz (1962) tarafından araştırılmıştır. VLF yönteminde en çok uygulama alanı bulan modellerden biri olan dayk modeli çeşitli araştırmacılar tarafından analog ve sayısal olarak incelenmiştir (Telford ve diğer., 1976; Saydam, 1981; Kaikkonen ve Sharma, 1998; Sinha, 1990).

Günümüzde kadar Wait (1962), Vozoff (1971), Olsson (1978, 1983), Kaikkonen (1979) ve Saydam'ın (1981) yaptığı çalışmalarla bugün kullanılan ölçü sistemi ve değerlendirme ilkelerine ulaşılmıştır. Ayrıca Kaikkonen ve Sharma (1998) ile Beamish'in (1994, 1998, 2000) nicel yorumlama ile 1, 2 ve 3-boyutlu modelleme üzerine çalışmaları bulunmaktadır.

2.6.3 Yöntemin Kullanım Alanları

Genel olarak yatay yöndeki iletkenlik değişimlerinin saptanması amacıyla kullanılan VLF-EM yöntemi çok çeşitli problemler için uygulama alanı bularak, kırık ve çatlaklar ile kesme bölgeleri içersinde biriken yeraltı suyu araştırmalarında

Palacky ve diğeri., (1981), McNeill (1990), karstik boşlukların aranmasında Guerin ve Benderitter'in (1995), jeolojik haritalamalarda McNeill ve Labson'ın (1991), yeraltı suyu kirliliği araştırmalarında Benson ve diğeri. (1997), Tezkan (1999) ve Karlık ve Kaya'nın (2000) çalışmaları bulunmaktadır. Bunların yanısıra çok sayıda cevherleşme bölgelerinin araştırılması ile jeolojik haritalama örnekleri Telford ve diğeri.'de (1976) bulunabilir. Ayrıca Acemhöyük'te Drahor ve diğeri.'nin (1999a) yaptığı bir çalışma da bulunmaktadır. Yöntemin kullanım alanları kısaca aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

- Süreksizlik ve çatlak bölgelerinin araştırılmasında,
- Jeodinamik aktivitelerin incelenmesinde (uzaydan),
- Hidrojeolojik amaçlı uygulamalarda,
- Yatay ve düşey iletkenlik değişimlerinin belirlenmesi amacıyla,
- Gömülü yapı ve cisimlerin araştırılmasında,
- Çevre kirliliği araştırmalarında, sınırların saptanması amaçlı,
- Mühendislik jeofiziği uygulamalarında,
- Karstik boşlukların aranmasında,
- Maden ve cevher zonlarının ve sokulum yapılarının aranmasında,
- Arkeojeolojik yapıların aranmasında oldukça etkili biçimde kullanılmaktadır.

2.6.4 Ölçüm Teknikleri

İlk VLF-EM ölçüm cihazı Geonics Ltd. adlı Kanada firması tarafından üretilmiş ve yapılan testler bu yöntemin siğ iletken yapıları, kırıkları ve masif sülfür, grafit gibi mineralleşme bölgelerinin aranmasında gerçekten iyi sonuçlar verdiğini göstermiştir. Daha sonraki yıllarda ABEM firması tarafından piyasaya sürülen tek frekansta ölçüm yapan bir cihaz (WADI) yaygın kullanım alanı bulurken Scintrex firması, aynı anda üç ayrı frekansta ölçüm yapabilen ENVI sistemini üretmiştir. Sözü edilen ölçüm cihazlarının çoğu ölçülen elektromanyetik alanın düşey manyetik alan bileşenini (H_z) ölçmekle birlikte bazıları birbirine dik yatay bileşenlerini de (H_x , H_y) ölçmek üzere tasarlanmıştır. Bu gün kullanılan birçok cihaz, manyetik alan bileşenlerinin yanı sıra yine uyarılan, birbirine dik yatay elektrik alanları (E_x , E_y) ölçebilmektedir. Daha

önce sözü edildiği gibi elektrik alanların ölçüldüğü teknik VLF-Özdirenç (Resistivite) yöntemi (VLF-R) olarak tanımlanmaktadır. Elektrik alanların ölçülmesi için doğru akım elektrik yönteminde olduğu gibi yer ile galvanik bağlantısı sağlanmış iki potansiyel elektrot alıcı olarak kullanılmaktadır.

VLF-EM arama yönteminde genel olarak, yanal yöndeki elektriksel iletkenliğin değişiminin belirlenmesi amacıyla, bir doğrultu boyunca, belirli aralıklarla kaydırma ölçümleri yapılır. Bu yolla düşey iletken bölgelerin varlığı, yeri, yayılımı ve dalımı belirlenebilir. Yapıların derinliğine ilişkin bilginin sağlanamaması veya en az düzeyde olması, uygulamada yöntemin sınırlarından birini oluşturmaktadır. Ancak son yıllarda geliştirilen yeni süzgeçleme, modelleme ve ters çözüm teknikleri ile bu sorun büyük ölçüde aşılabilmektedir.

Genel olarak her türlü amaç için en az iki vericiden (Tablo 2.2) yayılan EM sinyallerin kaydedilmesi söz konusu olduğu gibi 15-30 kHz frekans aralığındaki daha fazla farklı verici-alıcı doğrultularında ölçümler yapmanın uygulamada yararlı olacağı ortadadır. Arazi ölçümleri bir doğrultu boyunca yürütülebildiği gibi, alansal ölçümlerin yapılması daha yaygındır. Ölçüm cihazı yani alıcı bir kişi tarafından sırtta taşınarak ölçümler yapılabildiği için büyük bir alanda bile ölçümler, diğer birçok arama yöntemine göre çok daha kısa bir sürede tamamlanabilmektedir. Elektrik alan ölçümlerinin (VLF-R) yapılması durumunda, elektrotların yerleştirilmesi için en az iki kişiye ihtiyaç duyulmaktadır.

Araştırma amacına bağlı olarak ölçüm aralıkları değiştirilebileceği gibi, genel olarak 1-10 metre ve doğrultu aralıkları 2-10 metre arasında değişmektedir. VLF vericilerinin tamir ve diğer amaçlarla düzensiz çalışması durumunda tüm vericilerden her gün sinyal almak mümkün olmamaktadır. Bu nedenle ölçümlerin her gün aynı saatte yapılmasına dikkat edilmesi gerekmektedir. Ölçümler esnasında sadece çok uzun zaman diliminde gözlemlenebilecek diğer bir nokta, güneşin doğuşu ve batışı esnasında manyetik alan şiddetindeki değişimlerdir.

Tablo 2.2 İstasyonların kodları, çalışma frekansları ve buldukları koordinatlar (ABEM).

İSTASYON TANIMLAMALARI				
İSTASYON – FREKANS (kHz)	LOKASYON	ÜLKE	KOORDİNATLAR	
3SA - 29.0	Changde	Çin	29N04	111E43
3SB - 27.7	Datong	Çin	39N56	113E15
DHO - 28.0	Burlage	Almanya	53N05	007E37
EWB - 15.6	Odessa	Ukrayna	46N29	030E44
GBR - 16.0	Rugby	İngiltere	52N22	001W48
GBZ - 19.6	Rugby	İngiltere	52N22	001W11
GQD - 19.0	Rugby	İngiltere	52N22	001W11
HWU - 18.3	Le Blanc	Fransa	46N37	001E05
ICV - 20.3	Tavolara	İtalya	40N55	009E45
JAP - 16.2	Yosami	Japonya	34N58	137E01
JJH - 18.2	Kure	Japonya	34N14	132E34
JJI - 20.2	Ebino	Japonya	32N05	131E51
JXN - 16.4	Helgeland	Norveç	66N25	013E01
JXZ - 17.6	Helgeland	Norveç	66N25	013E01
NAA - 22.3	Cutler ME	A.B.D	44N39	067W17
NAK - 16.6	Annapolis	A.B.D	38N59	076W28
NAU - 28.5	Aguada	Porto Riko	18N23	067W11
NBA - 24.0	Balboa	Panama	09N04	079W39
NEJ - 26.1	Seattle	A.B.D	47N41	122W15
NHB - 15.3	Kodiak	Alaska	57N45	152W30
NLK - 15.3	Oso Wash	A.B.D	48N12	121W00
NPC - 22.3	Seattle	A.B.D	47N35	122W32
NPG - 26.1	S Francisco	A.B.D	38N06	122W16
NPL - 18.0	S Diego	A.B.D	32N44	117W05
NPM - 18.6	Pearl Harbour	Havai	21N25	158W09
NPN - 15.3	Guam	Guatemala	13N34	144E50
NSS - 25.8	Washington	A.B.D	38N59	076W27
NWC - 19.8	North West Cape	Avustralya	21S47	114E09
RAM - 28.6	Moscow	Rusya	55N49	037E18
RCV - 27.0	Rostov	Rusya	47N18	039E48
TBA - 21.8	Antalya	Türkiye	36N53	030E43
TBB - 26.7	Bafa	Türkiye	37N26	027E33
UGK - 16.2	Kaliningrad	Rusya	54N42	020E30
UMB - 18.9	Rostov	Rusya	57N14	039E48
UMS - 17.1	Moscow	Rusya	55N49	037E18
UNW - 30.0	Kaliningrad	Rusya	54N45	020E30
UPD - 18.1	Mumansk	Rusya	68N58	033E35
VTI - 15.1	Bombay	Hindistan	19N00	073E00
VTX - 16.3	Vijayanarayanam	Hindistan	08N26	077E44

Bunun yanı sıra kaynak sinyalinde artış ve azalmalar da ölçümler esnasında gözlemlenebilecek ve dikkat edilmesi gereken diğer noktalar. Bu nedenle, büyük alanlarda yapılan uzun süreli araştırmalarda rasathanelerden ve çeşitli web

sitelerinden manyetik alan değişimleri gözlemlenerek olası büyük değişimler için önlemler alınmalıdır.

2.6.5 Yöntemde Ölçülen Parametreler

VLF-EM arama yönteminde, verilen frekans aralığında seçilen bir veya birden fazla frekansta kullanılan ölçüm cihazına bağlı olarak farklı parametreler ölçmek olasıdır. En genel ölçülen parametreler, elektromanyetik alanın düşey bileşeninin yatay bileşene oranı olan büyüklük (H_z/H_x) gerçel (real component) ve sanal bileşenlerdir (imaginary component). Bu büyüklükler yüzde (%) cinsinden birimsiz olarak ölçülür ve aynı zamanda elektromanyetik polarizasyon elipsinin x ve z düzlemlerindeki eksenleridir. Gerçel bileşen, ortamdaki birincil alanla aynı fazda olduğu için, aynı fazlı in-phase ve sanal bileşen farklı fazda olduğu için out of phase veya quadrature isimleriyle kullanılmaktadır. VLF-EM yönteminde ölçülen diğer büyüklük, dalganın eğim açısı (wave-tilt) ve toplam manyetik alan şiddetidir (H_T). VLF-R durumunda ise ölçülen, yatay manyetik ve elektrik alan bileşenleri yardımıyla hesaplanan, görünür öz direnç ve faz farkıdır

Vericiden uzakta yatay ve tekdüze olarak kabul edebileceğimiz birincil alan, yeriçinde bulunan herhangi bir iletkende indükleme yoluyla Eddy akımları oluşturur. Ortamda iletken yapının olmadığı durumlarda ölçülen toplam alan sadece yatay birincil alandır. Dalga eğimi sıfırdır ve fazı da birincil alanın fazıdır yani faz farkı yoktur. Ortamda bir iletken olması durumunda iletken içinde indüklenme yoluyla oluşan Eddy akımları ikincil alanları oluşturur. Bu alanlara birincil alanlar da eklenirler. Ölçülen toplam alanın genlik değeri, yönlenme ve faz bakımından birincil alandan farklılık gösterir. Genel olarak sıfırdan farklı dalga eğimi ve faz kayması gözlemlenir. İkincil alan birincil alana eklendiğinde, toplam alan düşey düzlemde polarizasyon elipsini izler. VLF alıcısı tarafından ölçülen ise eğim (% olarak derece veya tanjant değeri) ve polarizasyon elipsinin eliptikliğidir (ellipticity).

Eğim, düşey alanın aynı faz bileşeninin (Polarizasyon elipsinin büyük ekseninin-In-phase) toplam aynı faz yatay alana (Toplam alan) bölünmesine veya yaklaşık olarak ikincil düşey alanın aynı faz bileşeninin birincil alana bölünmesine eşittir.

$$\text{Eğim} = H_{zi}/H_p \times 100 \text{ (yüzde olarak)} \quad (2.1)$$

Gerçek Bileşen=Dip (veya tilt) angle=In-phase

Eliptiklik, elipsin kısa ekseninin uzun eksene oranıdır. (Şekil 2.2). İkincil alanın karşı faz bileşeninin toplam aynı faz alana (ikincil alan+birincil alan) oranı olarak da tanımlanabilir. Yaklaşık olarak ise, ikincil alanın karşı faz bileşeninin birincil alana oranına eşittir. Kısaca;

$$\text{Eliptiklik} = H_{zq}/H_p \times 100 \text{ (yüzde olarak)} \quad (2.2)$$

Sanal bileşen=Quadrature=Out of phase

şeklinde tanımlanabilir.

2.6.6 Yöntemin Dayandığı Fizik İlkeleri

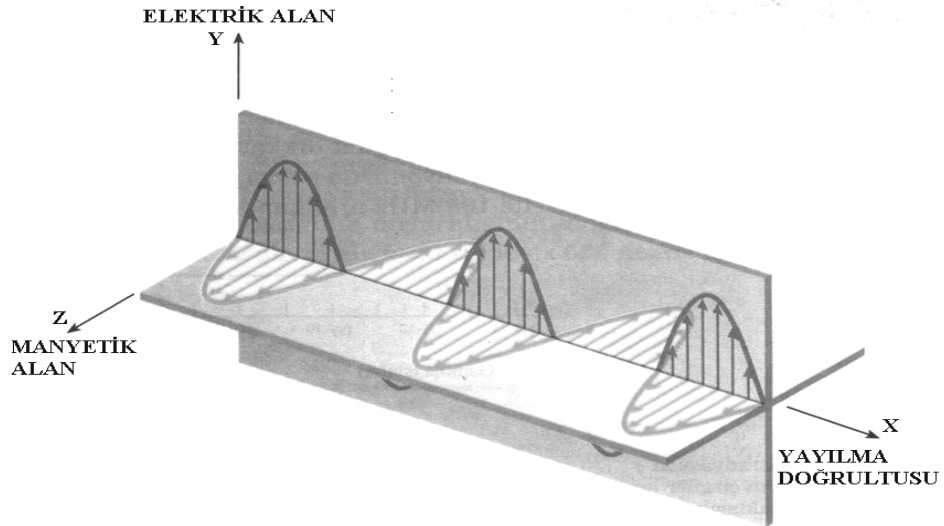
2.6.6.1 Elektromanyetik Dalgaların Tanımı ve Ortam İçindeki Davranışları

Elektromanyetik dalgalar, ivmelendirilmiş elektrik yükleri tarafından oluşturulur. Yayınlanan bu tür dalgalar, birbirlerine ve yayılma doğrultusuna dik olan ve titreşen elektrik ve manyetik alan bileşenlerinden oluşurlar. Bu sebeple elektromanyetik dalgalar enine dalga sınıfına girerler. Maxwell kuramı, bir EM dalga içindeki elektrik (E) ve manyetik (B) alanların genliklerinin birbirlerine $E=c.B$ ifadesi ile bağlı olduğunu göstermektedir. Dalga kaynağından uzak mesafelerde titreşen alanların genlikleri, uzaklıkla ters orantılı şekilde değişir. Yayılan dalgalar, titreşen yüklerden çok uzaklarda algılanabilirler. Ayrıca EM dalgalar enerji ve momentum taşıyarak bir yüzey üzerinde basınç uygulayabilirler. Maxwell denklemlerinin ayrıntılı çözümleri EK A'da verilmiştir.

Şekil 2.2’de görüldüğü gibi EM dalga x yönünde ilerlerken, dalganın ilerleme doğrultusuna dik olarak y yönünde elektrik alan (E) bileşeni ve buna dik olarak z yönünde manyetik alan (H) bileşeni oluşmaktadır.

Kısaca elektromanyetik alan, değişken yönlü akımların neden olduğu, birbirine dik iki düzlemde titreşen, yayılım yönleri aynı titreşim yönleri farklı elektrik ve manyetik alan bileşenlerinden oluşan alan olarak tanımlanabilir.

Elektromanyetik alanın oluşumunun açıklanabilmesi için iletken bir V bölgesi içindeki yükler harekete geçirildiğinde bu hareketin zamana bağlı olmayarak devam ettiği düşünülür. Bu halde, V bölgesi içinde, sıfırdan farklı ve zamanla değişmeyen bir elektrik alan meydana gelmiş olacaktır. Aynı şekilde yüklerin devamlı hareketinin bir sonucu olarak, V ’nin her noktasında zamandan bağımsız bir (J) akım yoğunluğu oluşacaktır. Aynı kaynağın etkisi ile oluşan bu J ile E ’nin birbirinden tamamen bağımsız olmadığı, aralarında belirli bir ilişkinin bulunacağı açıktır. Bu ilişki, V bölgesini dolduran malzemenin niteliğine de bağlıdır.



Şekil 2.2 Elektromanyetik dalgalarda manyetik alan dalgası hem elektrik alanına hem de yayılma doğrultusuna diktir (Bueche ve Jerde, 2000).

2.6.6.2 Düzlem Dalga Elektromanyetik Kuram

VLF yönteminde diğer frekans ortamı elektromanyetik yöntemlerde olduğu gibi alan şiddetinin genlik değişimi ve/veya faz farkı gözlemlenir. İletken ortamda ilerleyen elektromanyetik dalganın bileşenleri arasında faz kayması görülür. Belirli bir frekansta ($\omega/2\pi$) ve I şiddetinde bir alternatif akım, çevrede bir birincil manyetik alan H_p oluşturur. Birincil alan havada yayılarak doğrudan alıcıya ulaşır. Aynı şekilde birincil alan yer içinde de yayılır. Bu durumda yer bir devre gibi düşünülebilir. Yer içinde iletken bir yapı varsa, yer bir ikincil elektromotor kuvvet (gerilim) üretir (Özürkan ve Ulugergerli, 2005). İletken yapı içinde oluşan bu gerilimin frekansı kendini üreten akımın frekansıdır, ancak birincil manyetik alanı $\pi/2$ kadar bir faz farkıyla izler. Birincil alan oluştuktan belli bir zaman sonra ikincil alan oluşur. Aradaki bu zaman farkına faz farkı denir (Şekil 2.3). Dolayısıyla ortamda bulunan iletken bir yapının varlığı aynı zamanda ikincil alanların da kaynağıdır. Özetle ikincil alanların ve faz kaymasının gözlenmesi yer altında iletken yapıların varlığının işareti olarak değerlendirilebilir. Fazdaki 90° gecikme fizik yasaları gereği, faz farkı ise iletken yapıyı tanımlayan elektriksel değişirgenlerden (indüktans ve öz direnç) kaynaklanmaktadır. Eğer yer altındaki yapı çok iyi bir iletken ise bu durumda ikincil alanın fazı birincil alanın fazından 180° geridedir. Eğer yapı kötü iletken ise bu durumda gecikme 90° olacaktır. H_p verici antenden yayılan birincil manyetik alanı, ve H_s ikincil manyetik alanı göstermek üzere, yatay yöndeki manyetik alan bileşeni H_z aşağıdaki şekilde ifade edilir:

$$\begin{aligned} H_x &= H_p \cos(\omega t) + H_s \cos(\omega t + \phi) \cos(\alpha) \\ H_z &= H_s \cos(\omega t + \phi) \sin(\alpha) \end{aligned} \quad (2.3)$$

Burada ω açısal frekans değerini (radyan/sn), α toplam manyetik alanın yatay düzlem ile yaptığı açığı, ϕ birincil ve ikincil alanlar arasındaki faz açısını ifade etmektedir. Koordinat sistemi üzerinde H_x ordinat üzerinde ve H_z apsis üzerinde olmak üzere, H_x , H_z 'ye karşılık bağımsız değişken olan zamanın fonksiyonu olarak çizdirilirse sonuç bir elips oluşturmaktadır (Şekil 2.4). Bu elipsin uzun eksenine a ve kısa eksenine b denilirse; elipsellik, kısa eksenin uzun eksene oranı ($e=b/a$) olarak

tanımlanır. Yeraltındaki yapıya ilişkin çok yüksek bir iletkenlik söz konusu ise; elips düz bir çizgi olurken elipselliğin 1 olduğu durumda elips bir çember şeklini almaktadır. Eğim (tilt) açısı, H_x eksenini ile elipsin uzun eksenini arasındaki açıya denir. VLF-EM yönteminde en genel ölçülen büyüklükleri manyetik alanın düşey bileşeninin yatay bileşene oranı (H_z/H_x) olarak isimlendirilebilecek büyüklüğün gerçel ($\text{Re}(H_z/H_x)$) ve sanal ($\text{Im}(H_z/H_x)$) bileşenidir. Bu büyüklükler daha önce de değinildiği gibi % cinsindedir ve birimsizdir. Bunların eğim açısı,

$$\tan(2\theta) = \frac{2(H_z / H_x) \cos \phi}{1 - (H_z / H_x)^2} \quad (2.4)$$

ve polarizasyon elipsinin elipselliği ile olan ilişkisi,

$$e = \frac{b}{a} = \frac{H_z H_x \sin \phi}{H_z e^{i\phi} \sin \theta + H_x \cos \theta} \quad (2.5)$$

ile verilmektedir (McNeill ve Labson, 1991). Sonuç olarak H_s ve H_p arasındaki faz farkı 90° ile 180° arasında olacaktır.

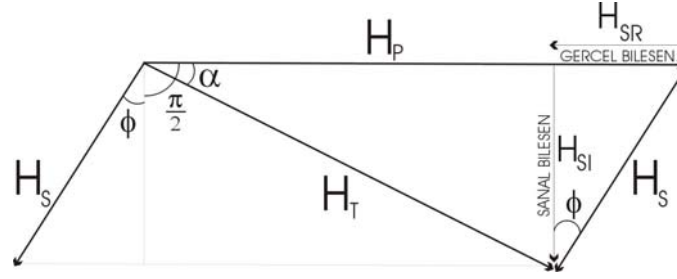
$$\theta_p - \theta_z = \frac{\pi}{2} + \phi \quad (2.6)$$

H_s 'nin H_p yönündeki bileşeni, gerçel bileşen veya in-phase,

$$\text{Re}(H_z / H_x) = 100 \times \tan \theta \quad (2.7)$$

ve H_s 'nin H_p 'ye dik bileşeni ise sanal bileşen yada quadrature olarak tanımlanır.

$$\text{Im}(H_z / H_x) = 100 \times e \quad (2.8)$$



Şekil 2.3 Birincil alan H_p ve ikincil alan H_s bileşenlerinden oluşan toplam alan H_T ve alanlar arasındaki faz kaymasını gösteren vektör çizimi (Telford ve diğer., 1976).

2.6.6.3 Eliptik Kutuplanma

Yeryüzünde ister yerden ister havadan, uzun bir tele, bir halkaya yada bir bobine verilecek değişken yönlü elektrik akımı ile değişken yönlü bir manyetik alan elde edilebilir. Yayılan manyetik alan içerisinde herhangi bir iletken yapı varsa bu iletken yapı içinde ve yüzeyinde Eddy ve Foucoult akımları oluşur. Bu akımlar kendi manyetik alanlarını oluştururlar. Yapılan ölçümler sonucunda elde edilen manyetik alan, vericiden gelen birincil alan ve iletkende oluşan akımların indüklenmesiyle oluşan ikincil alanın bileşkesi olacaktır. Bu durum birincil alan yönünde bir bozulmaya sebep olur. Genel olarak birincil alan vektörüyle ikincil alan vektörü farklı doğrultudadırlar. Birincil alanla ikincil alan arasındaki en önemli ilişki; frekanslarının aynı, fazlarının farklı olmasıdır. Aralarındaki faz farkı, oluşan ikincil alanın birincil alanı azaltacak yönde oluşmasındandır. Genellikle birincil alanla, ikincil alanın genlikleri ve fazları birbirlerinden farklı olacağından bileşke vektörün ucu boşlukta elips çizer. Buna *Polarizasyon Elipsi* adı verilir (Şekil 2.4). Eşitliklerdeki H_1 birincil alanı (H_p), H_2 ikincil alanı (H_s) etmektedir.

Yeraltında iletken bir cisim bulunduğunda, EM ölçüm cihazının alıcısının algıladığı sinyal, birincil alan ile ikincil alanın bir bileşkesidir. Birincil alan;

$$H_1 = A \cdot \sin(\omega t) \quad (2.9)$$

ikincil alan ise,

$$H_2 = B \cdot \cos(\omega t - \phi) \quad (2.10)$$

denklemleri ile verilmektedir. Bu iki denklem arasında ωt çarpımının yok edilmesiyle H_1 ile H_2 arasında bir bağıntı bulunur.

$$\cos(\omega t - \phi) = \cos(\omega t) \cos(\phi) + \sin(\omega t) \sin(\phi) \quad (2.11)$$

olduğu bilinmektedir. Buradaki $\cos(\omega t)$ ve $\sin(\omega t)$ terimlerini H_1/A cinsinden yazılırsa,

$$\cos(\omega t - \phi) = \sqrt{1 - H_1^2 / A^2} \cos \phi + (H_1 / A) \sin \phi = H_2 / B \quad (2.12)$$

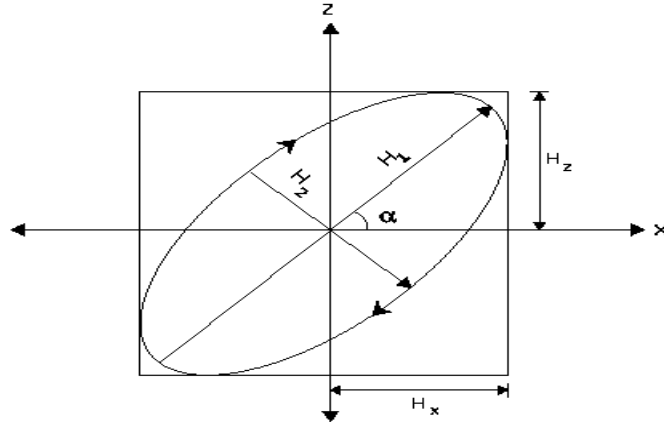
eşitliğine ulaşılır. Buradan,

$$\begin{aligned} \sqrt{1 - H_1^2 / A^2} \cos \phi &= H_2 / B - (H_1 / A) \sin \phi \\ \cos^2 \phi - (H_1^2 / A^2) \cos^2 \phi &= H_2^2 / B^2 + (H_1^2 / A^2) \sin^2 \phi - \frac{2H_1 H_2 \sin \phi}{AB} \end{aligned}$$

eşitliklerine ulaşılır. Eşitliğin her iki tarafı düzenlenirse,

$$\frac{H_1^2}{A^2 \cos^2 \phi} + \frac{H_2^2}{B^2 \cos^2 \phi} - \frac{2H_1 H_2 \sin \phi}{AB \cos^2 \phi} = 1 \quad (2.13)$$

bulunur. Elde edilen son denklem bir elips denklemdir (Smith ve Ward, 1974).



Şekil 2.4 Polarizasyon elipsi (Smith ve Ward, 1974).

İlk olarak Stratton'ın (1941) elips parametrelerini belirlemesinden bu yana parametreler üzerinde birçok çalışma yapılmıştır. Smith ve Ward'ın (1974) yaptığı çalışmalarla Stratton'un hesapladığı elips parametreleri ile Ward'ın daha önce yaptığı çalışmalarda hesapladığı elipsellik denklemi geliştirilmiştir.

Bir dalganın polarizasyonu, uzayın sabit bir noktasındaki elektrik alanının en yüksek değerinin zamanla değişim biçimi olarak tanımlanmaktadır (Kong, 1986). Polarizasyon kavramı elektromanyetik kuramda sıklıkla karşımıza çıkan bir kavramdır ve doğrusal, dairesel ve eliptik olmak üzere üç çeşidi vardır. Yukarıdaki denklemlerden de anlaşılacağı gibi jeofizikte sadece eliptik polarizasyon göz önüne alınmaktadır.

2.6.6.4 Araştırma Derinliği ve Görünür Öz direnç

Dalga, boşlukta değil de sonlu iletkenliği olan kayalar içinde ilerlediği zaman, elektromanyetik dalganın genliğinin derinlikle, üstel bir şekilde azaldığı bilinmektedir. Bu olay, elektromanyetikte, deri etkisi (skin effect) olarak bilinir. Bir başka deyişle, elektromanyetik alan şiddetinin, başlangıç değerinin $1/e$ katına indirildiği değer nüfuz derinliği olarak tanımlanmaktadır.

Elektromanyetik dalga herhangi bir ortamdaki yayılımı sırasında sönüme uğrar. Serbest hava için bu durum geçerli değildir. ϵ , μ , ω ve σ 'nın büyüklükleri düşünülürse, ϵ 'nin en büyük değeri suda olup 80 F/m 'dir. Kayalarda ise bu değer

10 F/m'den küçüktür. μ 'nün değeri ise, ferromanyetik minerallerde bile 3'ten küçüktür. Bu durumda $\varepsilon \approx 10 \varepsilon_0 \approx 9 \times 10^{-11}$ F/m ve $\mu \approx \mu_0 \approx 1,3 \times 10^{-6}$ Henry/m alınabilir. Serbest havada $\sigma=0$, $\varepsilon=\varepsilon_0$ ve $\mu=\mu_0$ 'dur. (2.14) denklemlerinde $(\omega^2 \mu \varepsilon)$ çarpanı 5×10^{-9} değerinde olup, elektromanyetik dalganın havada sönümlenmediğini göstermektedir.

$$\begin{aligned}\nabla^2 E &= i\omega\mu\sigma E - \omega^2 \mu\varepsilon E = k^2 E \\ \nabla^2 H &= i\omega\mu\sigma H - \omega^2 \mu\varepsilon H = k^2 H\end{aligned}\quad (2.14)$$

iletkenliği düşük ortamlar için, $\varepsilon=10\varepsilon_0$, $\mu=\mu_0$, ve $\sigma=10^{-3}$ S/m olup, $\omega=2 \times 10^{-4}$ değerleri için,

$$\nabla^2 E \approx (-4 \times 10^{-8} + 2,5 \times 10^{-5} i) E \cong 0$$

jeotermal sahalar ve tuzlu su girişimleri gibi yüksek iletkenlikteki ortamlar için ise, $\sigma=10^3$ S/m için,

$$\nabla^2 E \approx (-4 \times 10^{-8} + 25i) E \cong 25iE$$

olur. (2.14) denklemlerinden, H için de aynı eşitlikler yazılabilir. Sonuç olarak eşitliklerin yerdeğiştirme akımını gösteren gerçel kısmı göz ardı edilebilir ve serbest hava gibi kötü iletken ortamlarda yaklaşık sıfır olacaktır.

$$\nabla^2 E \approx 0 \quad \text{ve} \quad \nabla^2 H \approx 0 \quad (2.15)$$

İyi iletken ortamlarda, sanal kısım önem kazanır ve (2.14) denklemleri değişir.

$$\begin{aligned}\nabla^2 E &= \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} \approx i\omega\mu\sigma E \\ \nabla^2 H &= \mu\sigma \frac{\partial H}{\partial t} \approx i\omega\mu\sigma H\end{aligned}\quad (2.16)$$

Dalga düzlemsel kutuplandığı kabul edilip, z eksenini boyunca yayılıyorsa x-y düzlemi kutuplanma düzlemi olacaktır. (2.16) denklemleri bu koşullar altında çözümlerse dalga denklemleri yeni bir şekil alır.

$$H_y = H_o e^{i\omega t - (1+i)az} = H_o e^{-az + i(\omega t - az)}$$

$$H_y = H_o e^{-az} (\cos(\omega t - az) - i \sin(\omega t - az)) \quad (2.17a)$$

Çözümün gerçel kısmı ele alınırsa,

$$H_y = H_o e^{-az} \cos(\omega t - az) \quad a = \sqrt{\omega \mu \sigma / 2} \quad (2.17b)$$

olur. Burada kosinüs terimi, faz kaymalı basit harmonik hareketi, eksponansiyel ifade dalganın sönümünü gösterir. $\mu = \mu_o = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m alınarak sönüm miktarı bulunur.

$$\left| H_y / H_o \right| \approx e^{-2 \times 10^{-3} z \sqrt{f / \rho}} \quad (2.17c)$$

Elektromanyetik dalga için kabuk derinliği (skin depth), gelen sinyalin genliğinin 1/e (%37) büyüklüğüne kadar sönümlendiği derinliktir.

$$Z_s \cong 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (2.18)$$

Kabuk derinliği bağıntıdan da anlaşılacağı gibi ortamın öz direncine ve kullanılan frekansa bağlıdır ve birimi metredir (m). Ortamın öz direncinin düşük veya kullanılan frekansın yüksek olduğu durumlarda EM dalga yer içine doğru ilerleyemez. Tablo 2.3'te Türkiye'ye yakın ve arazi etütlerinde kullanılan frekanslara ait olası nüfuz derinlikleri değişik öz direnç değerleri için hesaplanmıştır.

Araştırma derinliği daha önce (2.18) eşitliğiyle verilmiştir. Yapay kaynaklı elektrik yöntemlerden farklı olarak burada nüfuz derinliği ile araştırma derinliği birbirine eşittir. Dalga bir kabuk derinliğine ulaştığında enerjisinin hemen hemen

2/3'ünü kaybetmektedir. Elektrik ve manyetik alanlar arasında bir oran kurulabilir. Bunu yaparak ve alan şiddetinin (ρ) iletkenliğin (σ) tersi olduğunu belirterek;

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_o} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad (2.19)$$

$$\rho_a = \frac{T}{2\pi\mu_o} \left| \frac{\vec{E}}{\vec{H}} \right|^2 \quad (2.20)$$

yazılabilir. Burada ρ_a , görünür özdirençtir.

$$\begin{aligned} \mu_o &= 4\pi \cdot 10^{-7} \\ \omega &= 2\pi f \end{aligned} \quad (2.21)$$

(2.19) ve (2.20) eşitlikleri, Cagniard (1953) denklemleri olarak bilinirler ve bunlar eğer ortam homojen ise gerçek özdirenç verir. Fakat, homojen olmayan durumlarda direnç, görünür özdirenç olarak adlandırılır ve basitçe homojen olmayan zeminde ölçülen elektrik ve manyetik alan oranının aynısını homojen zeminde verecek olan özdirenç değeri olduğu anlamına gelir. Cagniard denklemi tabakalı ortamlarda kullanılmaktadır. Görünür özdirençle benzerlik içinde olan faz; homojen yüzeydeki yer özdirençinden bağımsız olarak her zaman 45° ye eşittir. Bu da manyetik ve elektrik alanlar arasındaki faz ilişkisiyle ilgilidir. Homojen olmayan yüzeyler üzerinde faz 45° 'den farklılık gösterecektir.

2.6.6.5 Kaynak Dalga ve Yayınım Ortamı

VLF-EM arama yönteminde kaynak dalga olarak, navigasyon amaçlı olarak tesis edilmiş olan ve elektromanyetik spektrumun VLF bandında yayın yapan istasyonlardan çıkan elektromanyetik dalgalar kullanılmaktadır.

Tablo 2.3 Çeşitli VLF istasyonları ve etki derinlikleri

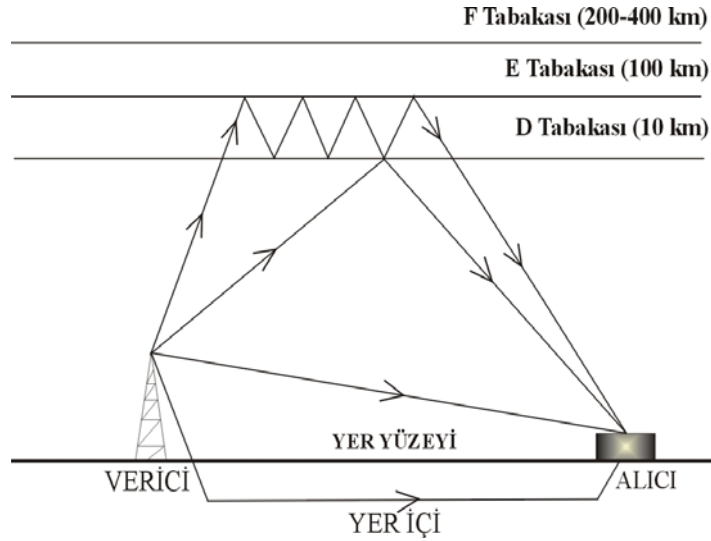
VLF İSTASYONU	FREKANS (kHz)	Özdirenç (ohm.m)	Nüfuz Derinliği (m)
FVO BORDEAUX	15.1	10	12,95
		100	40,95
		1000	129,52
		10000	409,57
GBR RUGBY	16.0	10	12,58
		100	39,78
		1000	125,82
		10000	397,89
UPD MUMANSK	18.1	10	11,83
		100	37,40
		1000	118,3
		10000	374,09
ICV TAVOLARA	20.8	10	11,03
		100	34,89
		1000	110,35
		10000	348,97
TBA ANTALYA	21.8	10	10,77
		100	34,08
		1000	107,79
		10000	340,87
TBB BAFA	26.7	10	9,74
		100	30,8
		1000	97,4
		10000	308,26

Bir EM dalganın yer yüzeyindeki yayılımı Zenneck dalgasıyla açıklanmaktadır. Buna göre, dalga radyasyon gibi dağılmamakta, kılavuz yüzey (yeryüzeyi) üzerinde yoğunlaşmaktadır. Sommerfeld yaptığı çalışmalarda sonlu iletkenliğe sahip bir tel üzerinde em dalganın yoğunlaşarak ilerlediğini göstermiş; Zenneck ise yaptığı çalışma ile yer yüzeyinin de buna benzer bir davranış gösterdiğini belirtmiştir. Bu teorem özellikle VLF-EM çalışmalarında kullanılan kaynağın yapısının tanımlanması açısından önem taşımaktadır.

1909 yılında Marconi'nin deniz aşırı haberleşmesini inceleyen bir araştırmacı olan Johann Zenneck, kendisine ait bir kuram geliştirmiştir. Ona göre yayılan enerji radyasyon gibi dağılmamakta, konsantre bir şekilde yeryüzeyini takip etmektedir. Arnold N. Sommerfeld elektromanyetik dalganın sonsuz iletken bir tel üzerinde kılavuzlanabileceğini ispatlamış, Zenneck ise dünyanın yüzeyinin aynı bir iletken

tele benzer bir şekilde davranabileceğini göstermiştir. Bir Zenneck dalgası, hava-yer arayüzeyi üzerinde, genliğin üstel olarak azalmasıyla karakterize olur.

Elektromanyetik dalgaların yer ve uzay arasında tekil veya ardışık yansımalarına sebep olan etmen iyonosferin varlığıdır. Bu tabaka, atmosferin üst kısmında bulunmakta olup dış kaynaklı, çoğunlukla güneşten kaynaklanan radyasyonla iyonize olmuş moleküllerin bulunduğu bir katmandır (Jordan ve Balmain, 2001).



Şekil 2.5 VLF radyo dalgaları için olası yayılma şekilleri (Jordan ve Balmain, 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Şekil 2.5'te kaynaktan çıkan bir EM dalganın, verici ve alıcı arasındaki olası yayılım yolları görülmektedir. Antenden 50 km'den daha küçük uzaklıklarda gök dalgası bileşeni önemsenmeyebilir. Yansıma iyonosferik D tabakası (90 km) altındadır. Uzay ve Uzay-yansımış dalgalar $h < 0.05d$ ise kaynaktan çıkan dalga ile alıcıdan ölçülen dalga arasında faz farkı vardır. Gök dalgası sadece alıcıya olan uzaklık $d > 50$ km ise görülmektedir. Uzay ve uzay-yansımış dalgalar ise birkaç km'den büyük bütün uzaklıklarda kaybolmaktadır (Crossley, 1981). Arcone (1979) vericiden 800 km'nin üzerindeki uzaklıklar için ilk gök dalgası sıçramasının (ilk yansıma) VLF alan şiddetinin belirlenmesi için önemli olduğuna işaret etmektedir.

2.6.6.6 Yöntemin Olası Gürültü Kaynakları

VLF-EM arama yönteminde yapılan ölçümler sırasında doğada kontrol dışı oluşan çeşitli olgular sonucunda, kullandığımız frekanslara girişim yapabilen oldukça güçlü, geçici sinyaller oluşabilmektedir. Çok çeşitli olabilen bu sinyaller depremlerden önce oluşabildiği gibi atmosferin üst kısımlarında oluşan düşey elektrik deşarjlarından da kaynaklanabilmektedir. Bu gürültü olaylarının önüne geçmenin en gerçekçi yolu arazide mutlaka birden fazla frekans taraması yapmaktır. Cihazın yaptığı spektrum taraması sonucunda, genliklerine bağlı olarak seçilen üç ana frekanstan biri veya hiçbiri ölçümlerde kullanılan sabit frekansta yayın yapan bir istasyona ait olmayabilmektedir. Bu durumda o frekanslarda, çok büyük genlikler görülse bile, ölçü alınmamalı ve frekans taraması tekrarlanmalıdır. Bunun en önemli nedeni bu olayların çoğu zaman kısa süreli değişimler olmasıdır.

Cho'nun (Cho ve Rycoft, 2001) yaptığı çalışmalar sonucunda, iyonosfer içinde, yaklaşık yeryüzünden 75-85 km yukarıda, 50 kA'lık akım şiddetine sahip düşey akım deşarjları olduğunu saptanmıştır. Çalışma sonucunda çok kısa periyotlu 30 kHz'e yakın frekanslarda güçlü ve geçici alanlar oluştuğu belirtilmiştir.

Vaskov ve diğer.'nin (1995) yaptığı çalışmalar sonucunda Intercosmos-24 uydusundan alınan veriler ışığında modüle edilmemiş HF dalgalarının F tabakası içinde VLF ve ELF dalgalarının oluşmasına neden olduğunu belirlenmiştir. Benzer bir çalışma Barr (1998) tarafından yapılmış, Norveç, Peru ve Rusya'da bulunan güçlü HF vericilerinin etkileri incelenmiştir. Bunun dışında Sergeinko ve diğer., (1997) Norveç'in Tromso kentindeki VLF alıcı istasyonunun yakınlarında yaptığı bir deneyle, HF dalgalarının modülasyon frekanslarının değiştirilmesiyle auroraların parlaklığının değiştiğini keşfetmiştir. HF dalgaların iyonosferdeki etkileri ilk olarak 1933 yılında Tellegen tarafından ortaya konmuştur ve günümüzde hala incelenmekte olan bir konu özelliğini taşımaktadır.

Bir diğer doğal VLF kaynağı ise kızıl tayf (red sprite) adı verilen olaylardır. Bunlar kapalı veya fırtınalı havalarda, troposferin hemen üzerinde (50-90 km) oluşan

kızıllıklardır. Şans eseri keşfedilmişlerdir ve uzun süreli güçlü VLF alanlarının oluşmasına neden olurlar. Sadece 0.1 ms görülebildikleri için ancak özel tekniklerle incelenebilirler (Rodger ve diğer., 1998). Benzer bir diğer oluşum mavi jetlerdir (blue jets). Bunlarda 300 ms gözlenebilirler ve fırtınaların üzerinde meydana gelirler.

VLF alanları oluşturan bir diğer önemli konu yer içindeki tektonik hareketlerdir. Bella ve diğer., (1998) 1991 yılında yapmış olduğu çalışmada, İtalya'nın orta kesimlerinde meydana gelen depremlerden 6-10 gün önce, VLF alanlarında ciddi değişimler olduğunu belirlemiştir. Benzer bir çalışma da Nagao ve diğer., (2002) tarafından yapılmıştır. Burada da 17 Ocak 1995 tarihinde Kobe'de meydana gelen 7.2 büyüklüğündeki depremden hemen önce, 9-10 Ocak tarihlerinde ciddi değişimler elde edildiği ortaya konmuştur. Hayakawa ve Molchanov (2000) aynı etkiyi depremden bir hafta önce başlayan ve depremden 5 gün sonra zayıflayan güçlü bir alan değişimi olarak tanımlamaktadır.

VLF yönteminin bir diğer gürültü kaynağı önceki bölümlerde Şekil 2.5'te değinilen dalganın olası yayılma doğrultularıdır. Günün belli saatlerinde, iyonosferin yüksek kesimlerinde meydana gelen değişimler, kaynak dalganın fazında değişimlere neden olmaktadır. Bunun dışında bir diğer önemli konu da günümüzde VLF antenlerinin çoğunlukla haberleşme amacıyla kullanılmasıdır. Haberleşme sırasında sinyallerde modülasyon işlemi gerçekleşmektedir. Bu işlem sırasında amaca bağlı olarak taşıyıcı dalganın frekans veya genliğinde değişim yapılmaktadır. Uzun mesafe haberleşmelerde de çoğunlukla genlik modülasyonu kullanıldığı bilinmektedir. Dolayısıyla sinyalin enerjisinde de haberleşme sırasında artım veya azalmalar söz konusu olabilmektedir. Tüm bu kısa süreli olası gürültülerin önüne geçebilmek için bütün çalışmalarda 5 dakika arayla en az 2 kez frekans taraması gerçekleştirilmiştir.

Arkeolojik alanlarda yapılan VLF-EM çalışmalarında karşılaşılan en önemli gürültü kaynakları arkeologların bölgede yaptıkları çalışmalar sırasında kullandıkları metal kazıklar ve diğer çeşitli iletken malzemeler olabilmektedir. Ayrıca bir arkeolojik alanda çalışma yapılırken incelenecek alanın daha önce açılıp açılmadığı da gerek manyetik gerekse elektromanyetik araştırmalarda önem taşımaktadır.

2.6.7 Yönteme Uygulanan Sayısal Süzgeçler

VLF–EM, yönteminde, genel olarak ölçülen verilerin (gerçek ve sanal bileşenler) ölçüm doğrultuları boyunca, grafik çizimi veya alansal verilerin kontur haritaları biçimindeki gösterimi yaygındır. Herhangi bir süzgeç uygulanmadan öncede verilerin bu şekilde gösterimi ile ölçüm yapılan alana ilişkin, doğrudan nitel bir yorum elde etmek olasıdır. Yapılan araştırmaların çoğunda herhangi bir süzgeç uygulama söz konusu olsa bile, bu şekilde bir gösterim doğrudan bilgi vermesi açısından son derece yararlı olmaktadır.

2.6.7.1 Fraser Süzgeci

Ölçülen veriler için yaygın olarak kullanılan Fraser (1969) süzgeci, gerçek bileşen verilerinin band geçişli bir sayısal süzgeç yardımıyla, araştırılmak istenen düşey iletken yapı üzerinde bir maksimum değer elde edilmesini amaçlamaktadır. Bu süzgecin katsayıları +1, +1, -1, -1 olarak verilmiştir ve bu süzgeçle veri kaydırılmakta ve yumuşatılmaktadır. Fraser süzgeci, süzgeç şekli ile uyumlu belirtileri belirginleştirirken diğerlerini bastırmaktadır. Dolayısıyla, süzgeç şekline benzeyen belirtiler negatif değer alır. Kontur haritalarında yalnızca pozitif değerler göz önüne alınır ve kullanılır. Bu tür süzgeçlemede, süzgeç beklenen belirti şekline kesinlikle uymalıdır, yani kullanıcı belirtiyi tanımlayabilmelidir. Süzgeç, sadece yapı üzerinde, yatay eksen kesebilen parametrelerde yani eğim açısı veya gerçek bileşen verilerine uygulanabilir. Toplam alan değeri gibi pikler oluşturan parametrelerde kullanılması sakıncalıdır. Kısaca süzgecin yaptığı iki ana olgu vardır. Bunlardan birincisi, süzgecin tüm uzaysal frekansları 90^0 kaydırarak yumuşak artım ve azalışları, tepe ve çukur haline getirmesi, ikinci olgu ise filtrenin bir çeşit bant geçişli filtre gibi davranmasıdır.

Eğer elde sadece 1 profil bulunuyorsa, bu veriye ardışık olarak 2-3 sefer filtre uygulanıp konturlanmasıyla nitel yorum amaçlı bir yalancı kesit elde edilebilir. Fraser ilk çalışmasında, günümüz teknolojisi olmadığı için tilt değerlerinin, öncelikle

yukarıdan aşağı doğru, kuzeyden güneye veya batıdan doğuya sıralanacak şekilde dizilmesini ve güneyle doğu değerlerinin (-) ile çarpılması gerektiğini belirtmiştir. Günümüzde ölçüm cihazlarındaki teknolojik gelişim nedeniyle böyle bir gereksinim kalmamıştır. Ayrıca filtrelenmiş değerlerden, kontur haritasının karışmaması amacıyla negatif değerlerin atılmasına da günümüz yazılım teknolojisinin gelişmesi nedeniyle gerek duyulmamaktadır. Filtre uygulanması sırasında ilk aşamada değerler ikili gruplar halinde toplanmakta, ikinci aşamada ise, birer atlanarak farkları hesaplanmaktadır. Bu işleme bir örnek Tablo 2.4'te verilmiştir.

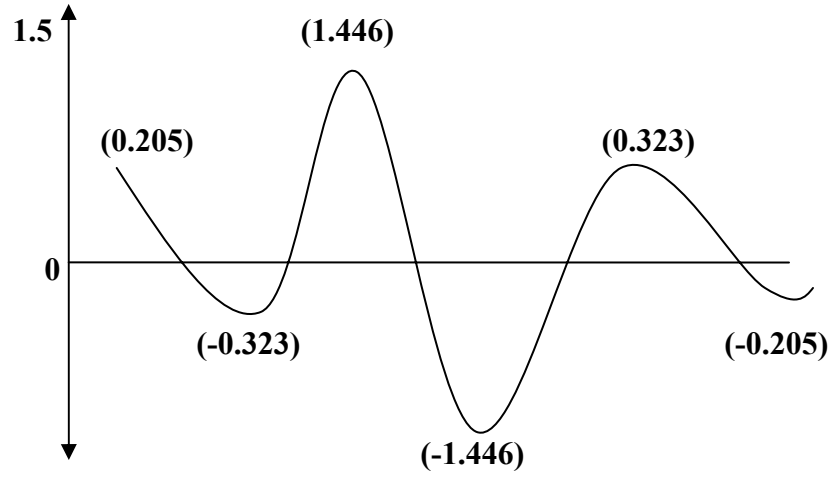
Tablo 2.4 Fraser Süzgecinin Hesaplanması (Fraser, 1969)

Tilt Değerleri	1. Aşama	2. Aşama
-6	$(-6)+(-7)=-13$	$(-23)-(-13)=-10$
-7	$(-7)+(-8)=-15$	$(-39)-(-15)=-24$
-8	$(-8)+(-15)=-23$	$(-16)-(-23)=7$
-15	$(-15)+(-24)=-39$	$(18)-(-39)=57$
-24	$(-24)+(8)=-16$	$(22)-(-16)=38$
8	$(8)+(10)=18$	$(26)-(18)=8$
10	$(10)+(12)=22$	$(28)-(22)=6$
12	$(12)+(14)=26$	$(34)-(26)=8$
14	$(14)+(14)=28$	-
14	$(14)+(20)=34$	-
20	-	-

2.6.7.2 Karous ve Hjelt Süzgeci

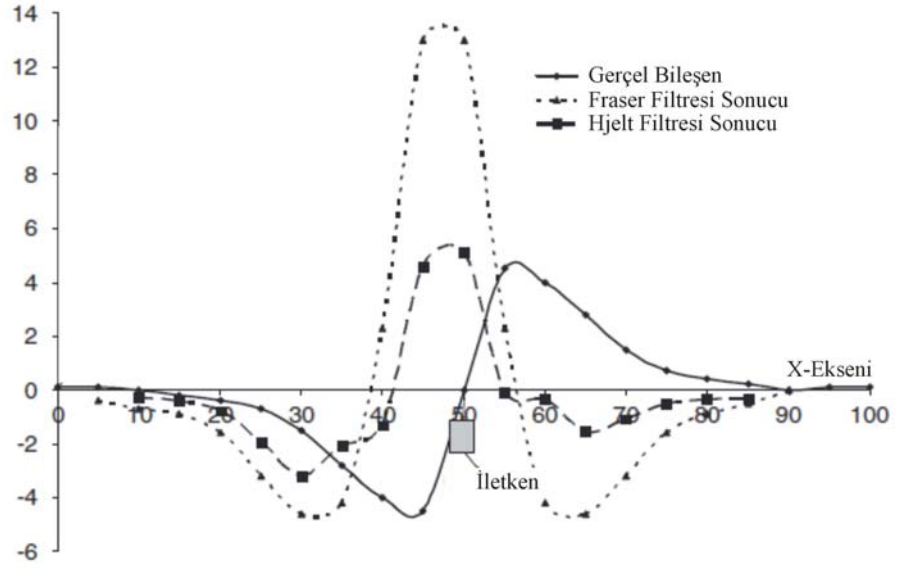
VLF-EM verileri için uygulanabilecek bir başka sayısal süzgeç, Karous ve Hjelt (1983) süzgecidir. Bu süzgeçle Fraser süzgecinde bir iyileştirme söz konusu olmuştur ve yine yaygın olarak kullanım alanı bulmuştur. Bu süzgeç tekniğinde, oluşan ikincil manyetik alan, yer içi akımları ile bağlantılı olarak ele alınmıştır. Bunun amacı, manyetik alanı oluşturan akımların belirlenmesidir. Bu süzgeçle manyetik alan bileşenleri bir derinlik değerine atanarak, görünür bir akım yoğunluğu tanımlanmıştır. Bu süzgeç sonucunda, görsel olarak düşey iletkenine ait bir eşdeğer haritası elde edildiği için Fraser süzgecine göre daha çok tercih edilmiştir. Karous-Hjelt süzgeci katsayıları, 0.205, 0.323, 1.446, -1.446, -0.323, -0.205 olarak uygulanmakla birlikte

bu değerler normalize edilerek de kullanılmaktadır (Şekil 2.6). Süzgecin tüm uygulama esasları Fraser süzgeciyle aynı olup, tilt açısı verilerine uygulanmaktadır. Sadece süzgeç sonucunda alınan sonuç, diğerinden farklı olarak yer içinde manyetik alan oluşturan akımların dağılımını belirtmektedir (Şekil 2.7).



Şekil 2.6 Karous ve Hjelt süzgeç katsayıları (Karous ve Hjelt, 1983).

VLF–EM verileri için, sözü edilen ilk süzgeçlerden sonra, ölçülen gerçel ve sanal bileşen verilerinin dönüşümü ile de bir görünür özdirenç tanımı Chouteau ve diğer., (1996) tarafından yapılmış ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Başlangıçta, VLF–EM arama yöntemi ile elde edilen veriler değerlendirilirken belirsizlikler ortaya çıkmakta ve yorumcular zorlanmaktaydı. Son yıllarda bilgisayar teknolojisinin gelişimine paralel olarak birçok süzgeçleme teknikleri, modelleme ve ters çözüm algoritmaları Saydam (1981), Ogilvy ve Lee (1991), Beamish (1994; 1998) tarafından geliştirilerek uygulamadaki kolaylığına ek olarak özellikle 2-boyutlu modellemelerde başarı sağlanmıştır.



Şekil 2.7 İletken yapı üzerinde gerçel bileşenin, Fraser (1969) ve Karous ve Hjelt (1983) süzgeci sonucu.

BÖLÜM ÜÇ

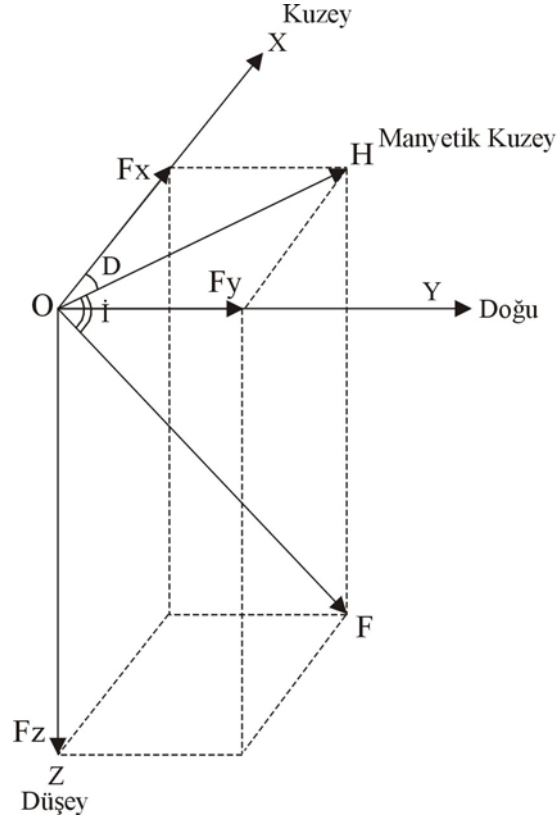
MANYETİK YÖNTEM

3.1 Giriş

İnsanoğlu çok eski çağlardan beri demir minerali taşıyan bazı taşların mıknatıs etkisini bilmektedir. Bütün yerküre tek bir mıknatıs gibi davranmakta ve üzerindeki diğer bütün küçük mıknatısları kuvvet çizgilerinin belirttiği doğrultularda çekmektedir. Manyetik alanın yönü, kuzey yarımkürede yerin içine doğru, güneyde ise dışına doğrudur. Manyetik kutuplarda alan şiddeti yaklaşık 60000 nT, ekvator da ise 30000 nT'dir. Yerin manyetik alanının gözlenen bu özellikleri, yerkürenin yaklaşık olarak merkezinde yer aldığı düşünülen bir dipol alanı ile aynıdır. Ancak birçok gözlem ve hesaplamalar yerin iç sıcaklığının hemen 50-100 km derinde 1000°C'yi geçtiğini gösterdiğinden yerin manyetik alanının kaynağı merkezde yer alan katı ve tek bir manyetik cisim olamaz. Araştırmalar yeryüzünde gözlenen manyetik akı yoğunluğunun %99'unun iletken sıvı çekirdekte akan ve kendini besleyen elektrik akımlarınca oluştuğunu göstermektedir. Disk dinamosu olarak bilinen bu sistemin işleyebilmesi için öncelikle sıvı iletken karşı gelen diskin devamlı dönmesi ve ilk elektrik akımlarını oluşturacak bir manyetik alanın başlangıçta varolması gerekmektedir. Yerkürenin dış çekirdeğinde varolduğu bilinen sıvı hareketleri de ek termo elektrik etkiler oluşturmaktadır. Tüm bu etkiler yer manyetik alanının kaynağını tanımlamaktadır.

Yeryüzünde herhangi bir noktada F manyetik akı yoğunluğu Kartezyen koordinat sistemindeki bileşenleri cinsinden ölçülebilir (Şekil 3.1). F 'nin kuzey, doğu ve düşey yöndeki bileşenlerine ek olarak yatay bileşenin kuzeyden ayrılması d denklinasyon yada sapma açısı ve toplam vektör F 'nin yataydan ayrılması i inklinasyon yada eğim açısı olarak bilinir. F manyetik akı yoğunluğu ile manyetik alan şiddeti H arasında $F=\mu.H$ bağıntısı vardır ve μ ortamın manyetik geçirgenliğini göstermektedir. Bir hacmin manyetik momenti M , manyetizasyon olarak bilinir ve $M=kH$ olarak ifade edilir. Burada geçen ve kayaktan kayaca değişen k , manyetik duyarlık (süseptibilite) manyetik arama yöntemleri açısından önemli bir fiziksel büyüklük olup kayacın belli

bir H alanı etkisinde ne kadar manyetize olabileceğini belirler. Duyarlık ve geçirgenlik arasında $k=\mu-1$ ilişkisi vardır.



Şekil 3.1 Yeryüzündeki bir noktada manyetik alan bileşenleri.

Yer manyetik alan bileşenleri arasında en sık kullanılan bağıntılar şu şekildedir;

$$x = H \cos(D) \quad (3.1)$$

$$y = H \sin(D) \quad (3.2)$$

$$H^2 = x^2 + y^2 \quad (3.3)$$

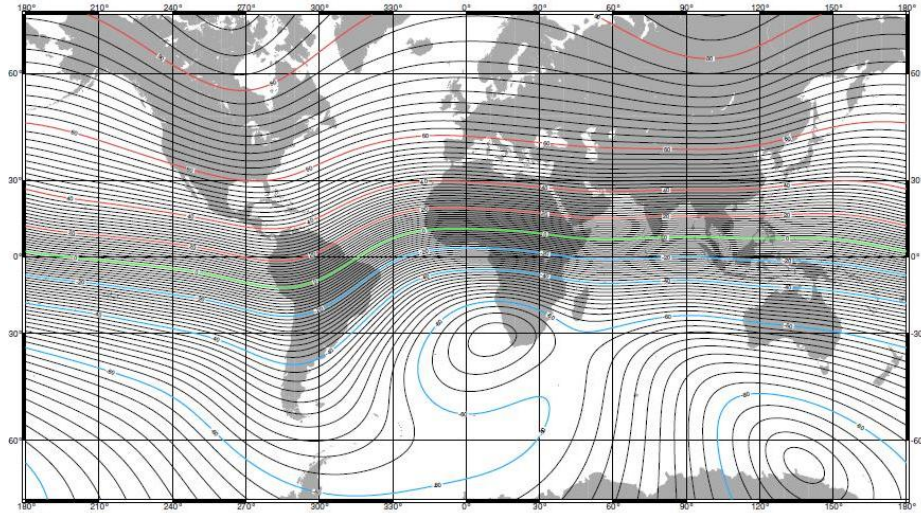
$$F^2 = H^2 + F_z^2 \quad (3.4)$$

$$F_z = H \tan(I) \quad (3.5)$$

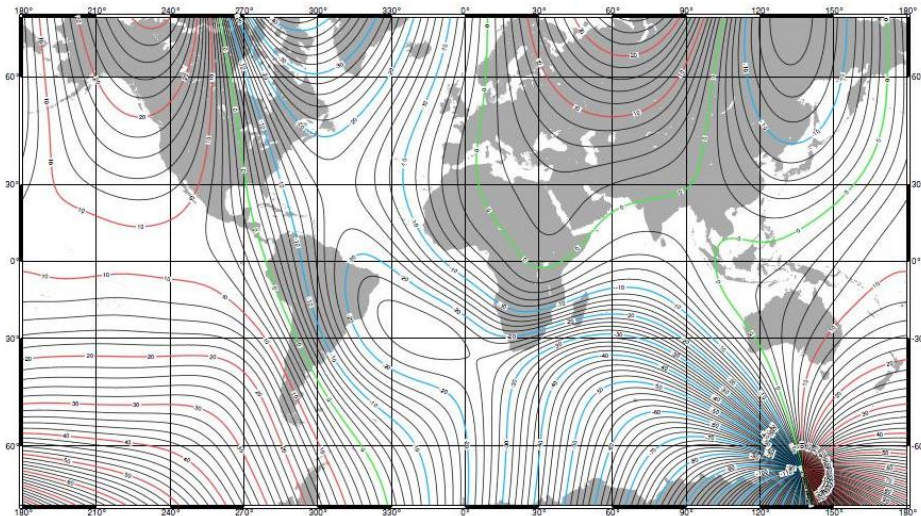
$$I = \arctan \frac{F_z}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad (3.6)$$

$$D = \arcsin \frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2}} \quad (3.7)$$

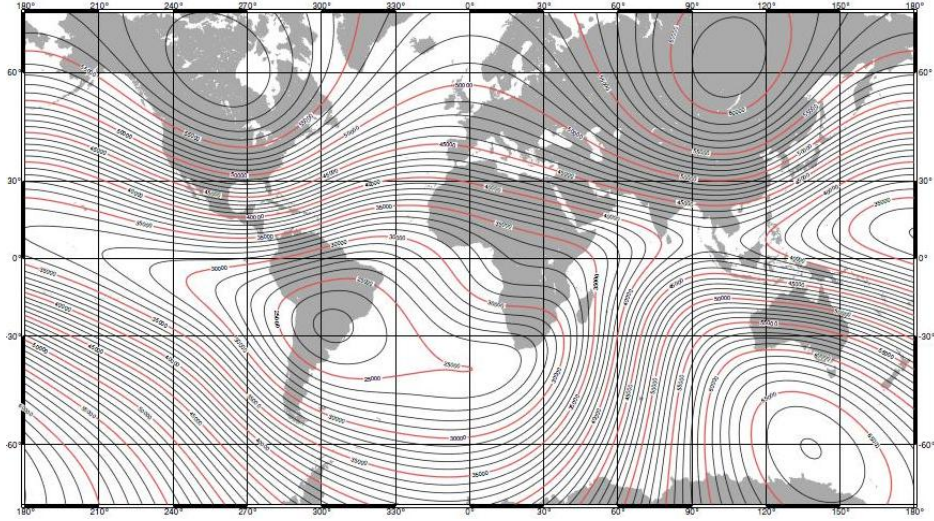
Yer manyetik alan şiddetindeki değişim nano Tesla (nT) olarak ifade edilmektedir. $1 \text{ nT} = 10^{-9}$ Tesla, ayrıca $1 \text{ nT} = 10^{-5}$ Gauss olarak ta belirtilebilir. İnklinasyon açısı kuzeyden doğuya doğru ölçüldüğünde artı, kuzeyden batıya doğru ölçüldüğünde eksidir. Eğer ucu aşağı doğru ise işareti artı, ölçü yapılan yer kuzey yarımküre, ucu yukarı doğru ise işareti eksi, ölçü yapılan yer güney yarımküredir. İnklinasyon açısının 0° olduğu yer manyetik ekvator olarak adlandırılır ve bazen coğrafik ekvatorun üzerinden bazen de altından geçer. İnklinasyon açısının $\pm 90^\circ$ olduğu yerler ise manyetik eğim kutbu olarak adlandırılır. Yer manyetik alanının 2005 yılına göre inklinasyon, denklinasyon ve toplam alan dağılımı Şekil 3.2, 3.3 ve 3.4'te verilmiştir.



Şekil 3.2 2005 yılı itibarıyla küresel inklinasyon açısı haritası (www.ngdc.noaa.gov).



Şekil 3.3 2005 yılı itibarıyla küresel denklinasyon açısı haritası (www.ngdc.noaa.gov).



Şekil 3.4 2005 yılı itibarıyla küresel toplam alan haritası (www.ngdc.noaa.gov).

3.2 Yerin Manyetik Alanının Zamana Bağlı Değişimleri

Yerin manyetik alanında birçok farklı genlik ve periyotta değişimler gözlenir (Tablo 3.1). Örneğin yerin merkezinde bulunduğu düşünülen dipol alan ile gerçekte ölçülen alanın farkı haritalandığında kıtasal ölçekte kapanan artı veya eksi anomaliler vardır.

Tablo 3.1 Yerin manyetik alanında zamana bağlı değişimler (İlkışık, 1996).

OLAY	PERİYOT	ORT. GENLİK (nT)
Seküler değişimler	> 1000 yıl	Çok küçük
Güneş lekeleri dönemleri	11 ve 22 yıl	Çok küçük
Yıllık değişimler	1 yıl	Çok küçük
Ay'a bağlı değişimler	27 gün	Çok küçük
Manyetik Fırtınalar		
Başlangıç	≈4 saat	≈15
Ana değişimler	≈8 saat	≈35
Düzelmesi	≈60 saat	≈35
Günlük değişimler	24 saat	≈25
Manyetik körfezler	3 dk-1 ms	≈10
Çok küçük titreşimler		< 1
ELF		≈0.1
VLF	<1 ms	≈0.1

Ayrıca son yıllarda yerin dipol alan momentinin yılda %0.05 oranında azaldığı saptanmıştır. Günümüzde bütün bu 200-300 yıl veya daha fazla süreli değişimlerin yerin çekirdeğinin biraz daha yavaş dönmesinden ve dış çekirdekteki sıvı hareketlerinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

3.3 Manyetik Ölçülerde Yapılan Düzeltmeler

Manyetik ölçülerde yapılabilecek düzeltmeler üç ana başlık altında toplanabilir (Ateş, 2004). Bunlar;

- Ölçülerde kullanılan cihazların özelliklerinden kaynaklanan düzeltmeler,
- Ölçü hatalarından ileri gelen düzeltmeler,
- Yer manyetik alanının yere ve zamana bağlı değişimlerinden ileri gelen düzeltmelerdir.

Cihazların özelliklerinden kaynaklanan düzeltmeler alet firmaları tarafından verilen değişim değerleriyle, ölçü hatalarından ileri gelen düzeltmeler ise analitik olarak çözümlenir. Bu düzeltmelerden en önemli olanı yer manyetik alanının yere ve zamana bağlı değişimlerinden ileri gelen düzeltmelerdir. Bu düzeltmelere normal düzeltmelerde denilir. Bunların yapılması için etüt sahasında ölçülerin yapıldığı günlerdeki yer manyetik alanın değişimi ya rasathaneden alınır yada bizzat ölçüler ile birlikte kayıt edilir. Bu kayıt işlemi ya belli zaman aralıklarıyla ölçüm sahasında belirlenen bir noktaya gidilip ölçü alınmasıyla (baz noktası ölçümü) yada ikinci bir manyetometre kullanılarak gerçekleştirilir. Bu ölçümler kullanılarak gün içerisinde meydana gelen değişimler ölçümlerden giderilir. Büyük ölçekli çalışmalarda ölçüm yerinde bilinmesi gerekmektedir. Ülkemizde yer manyetik alanı kuzeye doğru gidildikçe 3,21 nT/km, doğuya doğru gidildikçe 1,36 nT/km artmaktadır.

3.4 Kayaçların Manyetik Özellikleri

Doğada bütün kayaçların içinde bir miktar manyetik mineral vardır. Manyetik maddelerdeki manyetizasyonun nedeni atomik yörüngelerdeki elektronların hareket

düzenleri ve spinleridir. Atomik momentlerin manyetik bir ortamda dizili biçim ve büyüklüğüne bağlı olarak o madde az veya çok manyetik özelliğe sahiptir. Manyetizasyon türleri arasında en önemlisi ferromanyetizma olup genellikle Fe, Ni ve Co gibi metallerde ve alaşımlarında görülür. Doğadaki mineraller arasında en kuvvetli manyetizmaya sahip mineral ise manyetit (Fe_3O_4) olup atomik momentleri ferrimanyetik özellikler gösterir. Diğer önemli manyetik minerallerden Limenit ve Hematit'in atomları ise antiferromanyetik dizilimindedir. Her manyetik mineralin kendi atomik yapısına bağlı olarak Curie sıcaklığı olarak bilinen belli bir sıcaklıktan sonra manyetik özelliği kaybolur.

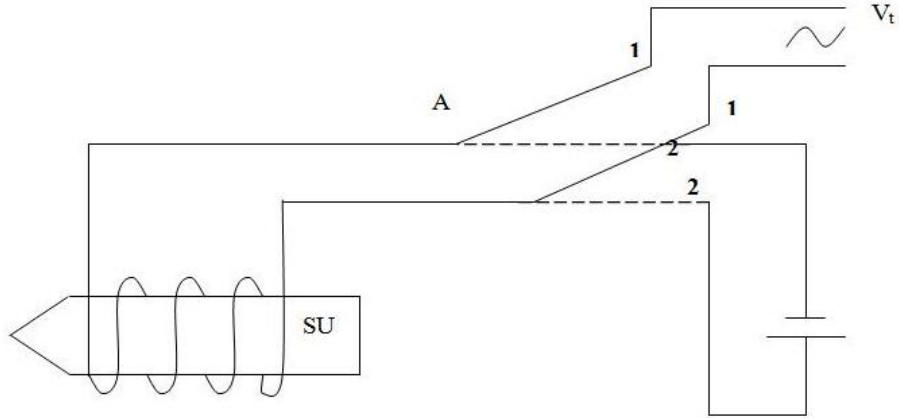
Yerkabuğunu oluşturan kayaçların birçoğu, günümüzdeki manyetik alanın indüklediği alana ek olarak, manyetik minerallerin oluşması sırasında kazandığı bir kalıcı mıknatıslanma gösterir ki, toplam manyetizasyon bu ikisinin toplamıdır. Bu kalıcı mıknatıslanma, ergimiş kayaçların soğuması sırasında sıcaklık Curie sıcaklığının altına düştüğünde, manyetik momentlerin o zamanki manyetik alan şiddeti yönünde dizilmesi ile (ısı kalıcı mıknatıslanma) olabileceği gibi tortullaşma sırasında veya yeniden kristallenme ile de olabilir (İlkışık, 1996). Bunların dışında, eşsıcaklık kalıcı mıknatıslanma, viskoz kalıcı mıknatıslanma, kimyasal kalıcı mıknatıslanma ve çökelme ile kalıcı mıknatıslanma gibi türleri de vardır.

3.5 Manyetik Ölçüm Cihazları ve Proton Manyetometresi Çalışma İlkesi

Modern manyetik ölçüm cihazları, Fluxgate manyetometresi, Proton manyetometresi ve optik pompalama (sezyum) manyetometresi olarak sıralanabilir. Bu çalışmada yapılan ölçümlerde Scintrex firmasının üretmiş olduğu ENVI-MAG ekipmanı ve Proton manyetometresi kullanılmıştır. Bu cihaz $\pm 0,1$ nT duyarlılığa sahiptir ve gerek arkeolojik gerekse yüzeye yakın kırık yapılarının belirlenmesine uygun olarak üretilmiştir. Cihaz ilk açıldığında yapılacak ölçüm türü menüden seçilerek ayarlar otomatik olarak yapılabilmekte veya elle ayar yapılabilmektedir.

Proton manyetometreleri ile genel olarak yer manyetik alanının toplam bileşeni (F) ölçülür. Ancak alette yapılacak özel düzenlemeler ile yatay ve düşey bileşenleride ölçmek olanaklıdır.

Bu tür aletlerde toplam manyetik alan su veya hidrojen bulunan bir madde içindeki protonların titreşimlerinin frekanslarını ölçmekle hesaplanmaktadır. Sözü edilen protonlar su içerisinde kendi enerjilerinden dolayı gelişi güzel yönlendirilmişlerdir. Dışarıdan yermanyetik alanından daha büyük bir manyetik alan uygulandığında protonların manyetik momentleri ile manyetik alan arasında oluşan kuvvet söz konusu edilen protonları uygulanan manyetik alan doğrultusunda (bir dipol gibi) yönlendirir. Uygulanan bu manyetik alan (yaklaşık 1000 Oe.) yardımcı bir bobin ile oluşturulmuş olup bu alanın doğrultusu ölçülecek alana yani yer manyetik alanının toplam bileşenine diktir. Genel olarak proton kaynağı olarak su alınmaktadır.



Şekil 3.5 Proton manyetometresinin şematik görünümü (Özdoğan ve diğer., 1986).

Şekil 3.5'te görüldüğü gibi su bulunan ufak silindir çevresinde belli sayıda bobin teli sarılmıştır. A anahtarı 1 durumundan 2 durumuna getirildiği zaman devreden geçen i akımı bobinde bir H alanı oluşturur. A anahtarı çok hızlı bir şekilde 1 durumuna getirildiğinde bobinin H alanı da aynı şekilde sıfır olur. Bu durumda, su içindeki protonların manyetik momentleri üzerinden kuvvet kalkar. Ancak H 'nin sıfır olmasına karşın H alanına dik durumda olan yermanyetik alanın toplam bileşeni (F) zayıf da olsa proton momentlerini etkiler ve yeni bir denge oluşuncaya kadar

protonlar F alanının çevresinde titreşim hareketi yaparlar. Protonların bu titreşim hareketinin f frekansı ile H alanı arasında $2\pi f = gF$ bağıntısı vardır. Bağıntıda g , protonların jromanyetik oranı olarak ifade edilir ve su için bu değer $g=(2.67513\pm 0.00002).10^4 \text{ Gauss}^{-1} \text{ sn}^{-1}$ olarak verilir. $F= 0,5 \text{ Gauss}$ için f frekansının değeri 2126.8 Hz 'dir. Sözü edilen duyarlılığı çok fazla olup 0.1γ dır (Özdoğan ve diğer., 1986).

3.6 Jeolojik ve Arkeolojik Alanlarda Manyetik Uygulamalar

Arkeolojik alanlarda yapılan ilk jeofizik çalışmalar, 1940'lı yıllarda İngiltere'de başlamıştır. Bilinen ilk araştırma Atkinson tarafından 1946 yılında İngiltere'de bir öz direnç ölçer kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Atkinson, 1952). Arkeolojik alanlarda manyetik duyarlılık üzerine ilk çalışma, Britanya'da yüzeysel toprakların ana kayadan daha yüksek manyetik duyarlılığa sahip olduğunu saptayan Leborgne (1955) tarafından gerçekleştirilmiştir. İlk manyetik inceleme ise, proton manyetometrelerinin gelişiminden sonra 1957 yılında Kuzey Amerika'da Belshe tarafından uygulanmıştır. Bu çalışmayı Oxford Üniversitesi'nden Aitken ve diğer., (1958) ve Aitken'in (1974) yaptığı çalışma izler. Bu tarihlerden sonra birçok araştırmacı bu sonuçlardan etkilenerek ve bu iki yöntemi değişik arkeolojik alanlarda deneyerek umut verici sonuçlar elde etmişler ve ilk araştırma gruplarının temellerini atmışlardır (Drahor, 1998). Manyetik yöntem örnek olarak, Pattantus (1986), Weymouth ve Huggins (1985), Clark (1986), Gibson (1986), Tsokas ve Papazachos (1990; 1992) çalışmaları verilebilir.

Ülkemizde arkeojeofizik çalışmalar 1960'lı yılların başında Giges ve Nemrut dağında bulunan tümülüslerin araştırılması ve Keban kurtarma kazılarında gerçekleştirilmiştir (Yaramancı, 1970). Bunun dışında, Sinop Amfora atölyelerinin incelenmesi (Drahor ve diğer., 1995), Acemhöyük (Drahor ve diğer., 1999a), Moğolistan (Candansayar ve diğer., 2001), Kerkenes Dağı (Erdem, 2002), Ortaköy Şapınuva Hitit antik kenti (Özyalın, 2003); Amorium (Afyon) (Kaya ve diğer., 2003), (Drahor ve Şengül, 1999), (Ekinci, 2005); Magnesia (Aydın) (Timur, 2003; 2005) çalışmaları da bulunmaktadır.

Diri fay zonları sahip oldukları fiziksel özellikler nedeniyle çevresiyle tüm jeofizik arama yöntemleri ile çalışma yapılabilecek farklılıklar sunmaktadır. Özellikle yüzeye yakın sığ kırık yapılarının özelliklerinin belirlenmesi amacıyla manyetik yöntem uzun yıllardır tercih edilen metotlar arasındadır. Dünyada yapılan önce gelen çalışmalar arasında Grant ve West (1965), Powell (1967), Rao ve diğer. (1973), Rao ve Murthy (1978), Murthy (1990). Fay anomalilerinin yorumlanmasında kullanılan yorum tekniklerinin bir kısmında, fay düşey basamak model olarak kabul edilmiştir (Rao ve Babu, 1991).

Ülkemizde yapılan önde gelen çalışmalar arasında; Işıkara ve diğer.'nin (1986) kuzey Anadolu fay hattı üzerinde yaptıkları çalışma, Drahor ve Berge'nin (2006) İzmir Güzelbahçe'de yaptıkları bütünleşik çalışma, Ateş ve diğer.'nin (2008) Marmara'daki fay hatları üzerinde havadan manyetik verileri kullanarak gerçekleştirdikleri çalışma, Timur ve Sındırgı'nın (2006) Cumalı jeotermal alanında yaptıkları kırık hattının modellenmesi üzerine yapılan çalışma verilebilir.

3.7 Kutba İndirgeme Yöntemi

Bir manyetik anomalinin şekli, yer manyetik alanının inklinasyon ve denklinasyon açıları ile yapının manyetik kuzeyle yaptığı açıya bağlıdır. Bu nedenle manyetik verilerin yorumlanmasında en sık karşılaşılan sorunlardan bir tanesi manyetik cisim ile anomali arasında, örneğin gravite yöntemindeki kadar, net bir ilişkinin gözlenememesidir. Kutba indirgeme işlemi sonucunda, yapıların oluşturduğu anomaliler cismin merkezinin üzerinde ve simetrik bir biçim almaktadır. Anomali şeklini basitleştirmek için Baranov (1957) ile Baranov ve Naudy (1964) bu matematiksel işlemi geliştirmişlerdir.

Baranov ve Naudy (1964), mıknatıslanma vektörünün toplam yer manyetik alan vektörü yönünde olduğunu kabul ederek, düşey ve toplam manyetik alan değerleri ile kutba indirgenmiş değer ile türevleri arasındaki ilişkileri göstermiş ve yöntemi, yarı sonsuz düşey bir prizmanın ve küre modelinin oluşturduğu anomalilere uygulayarak doğruluğunu sınamıştır.

Yöntemin gelişim sürecinde geçen yıllar içinde birçok araştırmacı çeşitli çalışmalar yapmıştır. Kutba İndirgeme Yöntemi, düşük manyetik enlemlerde hem yapının azimutu hemde manyetik inklinasyon değeri sıfıra yaklaştığında ortaya çıkan tekillik nedeniyle duraysız bir hal almaktadır. Bu sorunun önüne geçebilmek için Leu (1982) anomalileri kutba değil ekvatora indirgeme yöntemini önermiştir. Bu yöntemin dezavantajı duraysızlık sorununun önüne geçebilmesine rağmen yeni oluşan anomalinin yorumlanmasının çok zor hale gelmesidir. Bunun dışında yöntemle ilgili olarak, Pearson ve Skinner (1982) anomalilerdeki genliklerin düzenlemesi üzerine, Li ve Oldenburg (1998; 2000) ters çözüm algoritması kullanarak farklı çalışmalar gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmada kullanılan algorithmada Baranov ve Naudy'nin (1964) yaklaşımı temel alınmıştır.

Tamamı z_o gözlem düzlemi altında yer alan ve yapı boyunca mıknatıslanma şiddeti sabit olan 3-boyutlu bir mıknatıslanma dağılımı $M(x, y, z)$ ele alınsın. Bu dağılımın oluşturduğu manyetik alan bağıntısı Fourier ortamında Blakely (1995) tarafından şu şekilde verilmiştir;

$$\Im[\Delta T] = 2\pi C_m \Theta_m \Theta_f |k| e^{|k|z_o} \int_{z_o}^{\infty} e^{-|k|z'} \Im[M(z')] dz' \quad (3.8)$$

Burada Θ_m ve Θ_f terimleri,

$$\Theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|} \quad (3.9)$$

$$\Theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (3.10)$$

ile ifade edilir. Burada $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$, manyetik alan yönündeki birim vektör, $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ ise mıknatıslanma yönündeki birim vektördür.

Mıknatıslanma dağılımı sabit kalıp, farklı bir yönde yer manyetik alanı ve mıknatıslanma ele alınır, (3.8) denkleminde tanımlanan \hat{f} ve \hat{m} değişecek, $M(x, y, z)$ ise değişmeden kalacaktır. Bu dönüşüm sonucunda elde edilen belirti Fourier ortamında

$$\mathfrak{S}[\Delta T_r] = \mathfrak{S}[\varphi_r] \mathfrak{S}[\Delta T] \quad (3.11)$$

ile tanımlanır.

$$\mathfrak{S}[\varphi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta f} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)} \quad (3.12)$$

$$|k| \neq 0$$

Burada,

$$a_1 = \hat{m}_z f_z - \hat{m}_x \hat{f}_x \quad a_2 = \hat{m}_z f_z - \hat{m}_y \hat{f}_y \quad a_3 = -\hat{m}_y f_x - \hat{m}_x \hat{f}_y \quad b_1 = \hat{m}_x f_z + \hat{m}_z \hat{f}_x$$

$$b_2 = \hat{m}_y f_z + \hat{m}_z \hat{f}_y \text{ 'dir.}$$

$\mathfrak{S}[\varphi_r]$ ifadesinin uygulanması kutba indirgeme işlemi olarak tanımlanmaktadır (Baranov ve Naudy, 1964).

3.8 Yapay Gravite Alanı Yöntemi (Pseudo-gravity)

Yapay gravite verisinin dönüşümle elde edilmesi süreci doğrusal bir süzgeç yardımıyla genellikle Fourier ortamında gerçekleşir. Metod, $m(x, y, z)$ manyetizasyon dağılımı üzerinde gözlemlenen manyetik belirtiyi, yoğunluğu $\rho(x, y, z) = m(x, y, z)$ olma durumunda gözlemlenecek gravite anomalisine dönüştürmektedir (Blakely ve Simpson, 1986). Yapay gravite verisinin hesaplanmasında yine Baranov (1957) tarafından geliştirilen yöntem kullanılmaktadır. Poisson gravite ve manyetik potansiyel arasındaki ilişkiyi,

$$V = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} \hat{m} \nabla_p U = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} g_m \quad (3.13)$$

bağıntısıyla tanımlamıştır (Garland, 1951). Burada ρ yoğunluğu, M manyetizasyon şiddetini, \hat{m} manyetizasyon yönünü, g_m , \hat{m} manyetizasyon yönündeki gravite alanını, γ Newton'un çekim sabitini simgelemekte ve bu ilişkide ρ ile M 'nin sabit olduğu kabul edilmektedir.

(6) eşitliğinin Fourier dönüşümü;

$$\mathfrak{I}[g_m] = -\frac{\gamma \rho}{C_m M} \mathfrak{I}[V] \quad (3.14)$$

toplam manyetik alan ile gravite alanı arasındaki ilişki ise;

$$\mathfrak{I}[g_m] = -\frac{\gamma \rho}{C_m |k| \Theta_f M} \mathfrak{I}[\Delta T] \quad (3.15)$$

bağıntısı ile verilir. (8) bağıntısının her iki tarafı Θ_m 'ye bölünürse,

$$\mathfrak{I}[\Delta T_{psg}] = \mathfrak{I}[\Delta T] \mathfrak{I}[\psi_{psg}] \quad (3.16)$$

eşitliği elde edilir. Buradaki $\mathfrak{I}[\psi_{psg}]$ yapay graviteyi oluşturan süzgeçtir.

3.9 Yatay Gradyan Sınır Analiz Yöntemi

Bu yöntem ilk olarak Cordell ve Grauch (1985) tarafından, kayaçların kütle yoğunluklarında veya manyetizasyonlarındaki ani değişimlerin yerlerinin yani sınırlarının belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Daha sonra Blakely (1995) tarafından yöntem geliştirilerek yatay gradyan genlikleri kontur haritaları üzerinde en

büyük değerlerin belirlenmesi için otomatik hale getirilmiştir. Bu yöntem 3 aşamada gerçekleştirilmektedir.

1. Yapay gravite anomalisinin hesaplanması.
2. Yatay gradyan genliğinin hesaplanması.
3. En büyük yatay gradyan genliğinin hesaplanması.

Yapay gravite anomalisinin nasıl elde edileceği 3.8 başlığı altında anlatılmıştır. 2. başlık altında belirtilen yatay gradyan genliklerinin hesaplanması,

$$h(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g_z(x, y)}{\partial y}\right)^2} = \sqrt{g_{zx}^2 + g_{zy}^2} \quad (3.17)$$

eşitliği ile elde edilmektedir (Cordell ve Grauch, 1985). Burada g_{zx} ve g_{zy} terimleri sırasıyla yapma gravite alanının x ve y yönlerindeki türevleridir ve sonlu farklar yaklaşımı kullanılarak elde edilir.

Yatay gradyan yöntemi, manyetik belirtiyeye neden olan yapının yerinin yani sınır konumlarının belirlenmesinde en basit yaklaşımdır, fakat bu yöntemde düşey türev kullanılmadığından dolayı kaynağın derinliği hakkında da yorum yapılamaz (Philips, 2001). Yatay gradyan genlikleri, kaynağın sınırlarında her zaman bir maksimum noktada bulunabilmesi için aşağıdaki dört varsayımı gerçekleştirmelidir (Özyalın, 2003).

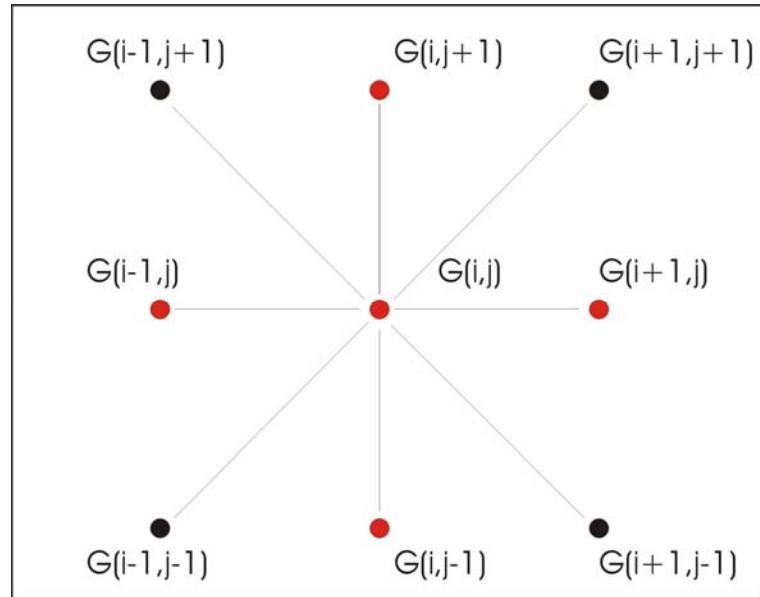
1. Bölgesel manyetik alan düşey olmalıdır.
2. Kaynak manyetizasyon yönü düşey olmalıdır.
3. Kontak izole edilmiş olmalıdır.
4. Kaynak kalın olmalıdır.

Bu varsayımlardan birincisi sağlanmıyorsa, elde edilen en büyük değerleri yapı sınırından farklı yerlere kayacaktır. Son varsayım sağlanmıyorsa, daha düşük pik değerler yapı sınırlarına paralel görülebilir (Roest ve Pilkington, 1993; Philips,

2001). İlk iki varsayımı gerçekleştirmek için kutba indirgeme yöntemi olarak bilinen ve 3.7 başlığı altında anlatılan yöntemin uygulanması gerekmektedir. Maksimum yatay gradyan genliğinin hesaplanması işlemi için ise herhangi bir veri serisinde en az üç noktanın bulunması gerekmektedir. Her profil üzerinde i 'nci noktadaki değeri g_i olmak üzere, sırasıyla bir önceki ve bir sonraki noktaların değerleri, g_{i-1} , g_{i+1} ise bu noktanın maksimum olup olmadığının sınanması için,

$$g_{i-1} < g_i > g_{i+1} \quad (3.18)$$

eşitliğinin sağlanması gerekmektedir. Bu işlem için bir harita düzeminde en az beş noktanın bilinmesi gerekmektedir. Şekil 3.6'daki kırmızı noktalarla bu koordinatlar belirtilmiştir.



Şekil 3.6 Yatay gradyan haritası üzerinde maksimum noktanın bulunması için 8 komşu noktanın konumu (Blakely ve Simpson, 1986'dan değiştirilmiştir).

i ve j 'nci noktadaki değeri $g_{(i,j)}$ olmak üzere, sırasıyla bir önceki ve bir sonraki noktanın satır değerleri g_{i-1} , g_{i+1} ile sütun değerleri g_{j-1} , g_{j+1} ise bu noktanın maksimum olup olmadığının sınanması için,

$$g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j} \quad \text{ve} \quad g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1} \quad (3.19)$$

eşitlikleri gerçekleşmelidir. Blakely ve Simpson (1986) bu yoldan hareket ederek, eşit aralıklarla örneklenmiş harita düzleminde $g_{i,j}$, i ve j 'nci koordinattaki değeri göstermek üzere birbirine en yakın komşu 9 noktanın konumunu Şekil 3.6'da vermişlerdir. Burada maksimum noktanın elde edilebilmesi için,

$$\begin{aligned} g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j} \quad , \quad g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1} \\ g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1} \quad , \quad g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1} \end{aligned} \quad (3.20)$$

koşullarının sağlanması gerekmektedir. Bu koşulları sağlayan maksimum gradyan aşağıdaki bağıntı ile verilir.

$$g_{\max} = ax_{\max}^2 + bx_{\max} + g_{i,j} \quad (3.21)$$

Bu bağıntıda, yer alan x_{\max} terimi,

$$x_{\max} = \frac{-bd}{2a} \quad (3.22)$$

ile tanımlanır. Benzer şekilde (3.21) bağıntısında yer alan değişkenler ise,

$$a = \frac{1}{2}(g_{i-1,j} - 2g_{i,j} + g_{i+1,j}) \quad \text{ve} \quad b = \frac{1}{2}(g_{i+1,j} - g_{i-1,j}) \quad (3.23)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Burada d , grid bölümleri arasındaki uzaklık değeridir. Bu çalışmada yapılan tüm sınır analizi çalışmalarında yöntemin 7 seviyesi arasından 3. seviye seçilmiş ve sonuçlar çizilmiştir. Tüm seviyeler kuramsal verilerde denenmiş ve en iyi sonucun saçılmanın en az olduğu 3. seviyede elde edildiği sonucuna ulaşılmıştır.

BÖLÜM DÖRT

TERS ÇÖZÜM İŞLEMLERİ

4.1 Giriş

Jeofizik aramacılıkta toplanan verilerin modellenmesi ve yorumlanmasında kullanılan en temel yöntem, çeşitli matematiksel modeller için üretilen kuramsal veri kümesi ile bu veri kümesini veren parametrelerin hesaplanması olarak tanımlanan düz ve ters çözüm işlemleridir.

4.1.1 Düz ve ters çözüm

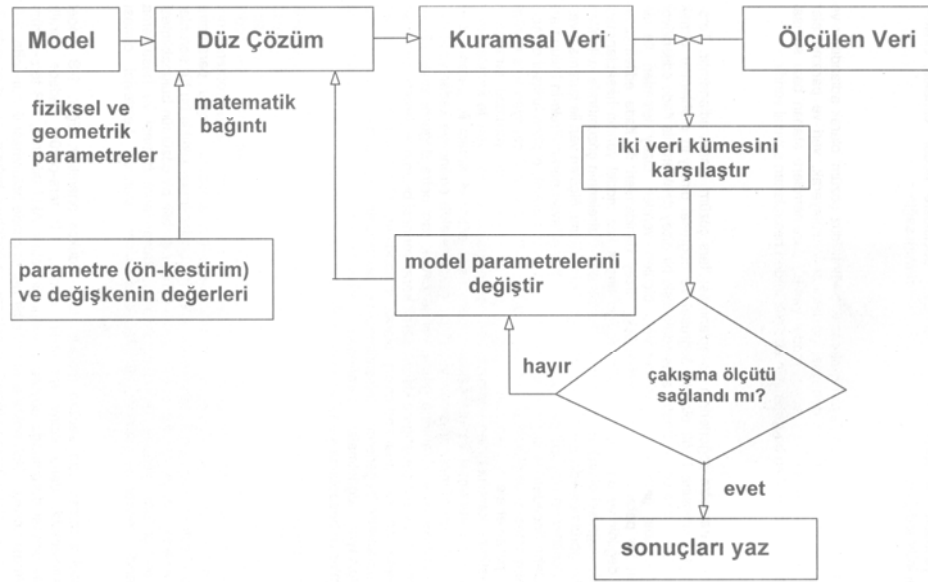
Son yirmi yıldaki bilgisayar teknolojisindeki gelişim, jeofizik biliminde köklü değişimlere yol açmıştır. Bu gelişim, binlerce parametre içeren iki ve üç-boyutlu modellerin kuramsal yanıtlarının kısa sürelerde hesaplanabilmesini olanaklı kılmıştır. Bu işlem düz-çözüm ve üretilen veri kuramsal veri olarak adlandırılır. Ters-çözüm problemi ise ölçülen veri ile belirli bir ölçüt çerçevesinde çakışan kuramsal veriyi üretecek modelin aranmasıdır. Yetmişli yıllarda bu arama işlemi bilgisayar başında deneme yanılma yöntemi ile yorumcu tarafından gerçekleştirilmeye çalışılır iken günümüzde çeşitli algoritmalar bu görevi üstlenmiş bulunmaktadır (Başokur, 2001).

4.1.2 Düz çözüm

Veri ve parametreleri birbirine bağlayan matematik bağıntı “düz çözüm” olarak adlandırılır ve modelin belirli bir fiziksel durumu için deneysel gözlemleri tanımlayarak, veri ve parametreler arasındaki ilişkiyi vermektedir. Kuramsal veri veya model yanıtı, parametrelere atanan bazı sayısal değerler yardımı ile çeşitli değişken değerleri için düz çözümden hesaplanan sayısal veridir.

4.1.3 Ters çözüm

Ölçülen veriden, parametre değerlerinin hesaplanması ters çözüm olarak adlandırılır. Ters çözüm, veri-parametre ilişkisine bağlı olarak, doğrusal ve doğrusal olmayan problemler olmak üzere iki türe ayrılır. Eğer, veri ve parametre arasındaki ilişki bir dizey denklemi ile ifade edilebiliyorsa, problem doğrusaldır (linear) ve parametreler ölçülen veriden dizey işlemleri ile hesaplanabilir. Veri ve parametreler arasındaki ilişki, dizey denklemleri ile ifade edilemezse, problem doğrusal değildir ve parametreleri çözmek için birçok kez model yanıtın hesaplanması gerekir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 Nicel yorumlamanın basitleştirilmiş akış şeması (Başokur, 2001)

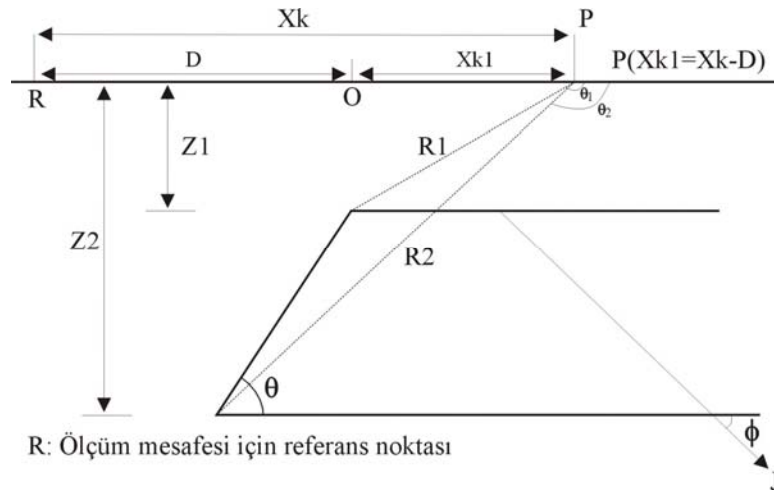
4.2 Manyetik Yöntemde Ters Çözüm

Bu çalışma kapsamında toplanan manyetik verilere 2 farklı ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Bunlardan birincisi fay modeli ters çözüm işlemidir. Bu işlem sadece Gülbahçe ve Tuzla bölgelerinde alınan verilere fay parametrelerinin daha ayrıntılı belirlenmesi için uygulanmıştır. Üç-Boyutlu prizmatik yapıların ters çözümü işlemi ise tüm verilere uygulanmıştır. Fay modeli ters çözümü için temel alınan yaklaşım Murthy ve diğer. (2001)'nin geliştirdiği yöntem iken üç-boyutlu ters çözüm için Rao ve Babu (1993)'nun prizmatik yapılar için geliştirdiği yöntem uygulanmıştır. Ayrıca bu yöntem düşey gradient verilerinde de kullanılmıştır.

4.2.1 Fay Modeli Ters Çözümü

Gravite ve manyetik verilerin basit geometrik modellerle ters çözümü çalışmaları üzerine bugüne kadar yapılmış birçok çalışma bulunmaktadır (Bruckshaw ve Kunaratnam, 1963; Grant ve West, 1965; Powell, 1967; Qureshi ve Nalaye, 1978; Rao ve Murthy, 1978; Rao ve Rambabu, 1983; Al-Chalabi, 1970; 1972; Raju, 2003).

Bu çalışmada Murthy ve diğer.'nin (2001) geliştirdiği fay modeli, kuramsal verilerin üretilmesi ve ters çözüm amacıyla kullanılmıştır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 Fay modeline ait model parametreleri (Murthy ve diğer., 2001).

Buradaki $Z1$, fayın üst yüzeyinin derinliği; $Z2$, fay tabanının derinliği; θ , fayın açısı; D , fayın üst köşesinin bir referans noktasından olan uzaklığı; ϕ , efektif manyetizasyon vektörünün açısı, J , efektif manyetizasyon büyüklüğü; olarak tanımlanmaktadır. Çözümde kullanılan diğer parametreler olan A ve B ise sırasıyla, rejyonel gradient ve referans noktasındaki rejyonel değer, α , iki-boyutlu yapının manyetik kuzeye göre uzanım açısı ($0 \leq \alpha \leq 90$); D_m , ölçüm doğrultusu (düşey bileşen için $\pi/2$, yatay bileşen için 0 , toplam alan için i , değerini almaktadır); i ise, yer manyetik alanının inklinasyonu olarak tanımlanmaktadır.

Genelleştirilmiş manyetik anomali denklemi Murthy (1998) tarafından,

$$\Delta T(x) = 2J' \sin \theta \left[\cos(\theta + \phi')(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta + \phi') \ln \frac{R2}{R1} \right] \quad (4.1)$$

ile tanımlanmaktadır. Burada,

$$J' = J \sqrt{1 - \cos^2 \alpha \cos^2 Dm}$$

$$\phi' = \phi - \arctan(\sin \alpha \cot Dm)$$

eşitlikleri geçerlidir. Eğer fayın atımı göreceli olarak küçükse ($Z_2 / Z_1 \leq 3$), $Z_2 \approx Z_1 = Z$ alınabilir ve buradan (4.1) denklemi,

$$\Delta T(x) = 2J't \frac{x \sin \phi' + Z \cos \phi'}{x^2 + Z^2} \quad (4.2)$$

şekline dönüşür. Buradaki $t = Z_2 - Z_1$ 'dir (Murthy, 1998).

Bu işlemde verideki rejyonal manyetik trend $Ax+B$ olarak kabul edilmiştir. Eğer D , referans noktasından fayın üst köşesine olan uzaklık ve rejyonal trend $Ax+B$ ise, bağıntı (4.1)'de, x yerine (X_k-D) yazılarak,

$$\Delta T(X_k) = 2J' \sin \theta \left[\cos(\theta + \phi')(\theta_2 - \theta_1) + \sin(\theta + \phi') \ln \frac{R2}{R1} \right] + AX_k + B \quad (4.3)$$

elde edilir. Buradan kısmi türevler hesaplanıp, Marquardt (1963) yöntemi kullanılarak yinelemeli en küçük kareler çözümüyle yaklaşık parametre değerleri elde edilmektedir. Yineleme işlemi sırasında kullanılan Marquardt faktörü (λ),

$$\lambda = 0,5(2^{n-1} - 1) \quad n=1,2,3,\dots$$

olarak seçilmiştir (Murthy, 1990).

Yapılan arazi çalışmalarından 2 tanesi fay yapılarının araştırılmasına yöneliktir. Prizmatik yapılarla yapılan modellere ek olarak özellikle fayın dalım açısının belirlenmesi ve üç-boyutlu modelleme sonuçlarıyla karşılaştırılabilmesi amacıyla fay modeli için ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Bu amaçla Murthy ve diğer. (2001)'nin toplam manyetik alan için fay modeli için geliştirdiği bağıntılar kullanılarak ters çözüm programı hazırlanmıştır. Kuramsal denemelerden sonra Tuzla ve Gülbahçe çalışma alanlarında alınan profil verileri üzerinde olası fay anomalilerine yöntem uygulanmıştır.

Hazırlanan yazılım yardımıyla özellikle yapılan iki fay aramasının sonucunda elde edilen anomaliler değerlendirilerek 3-B ters çözüm sonuçlarıyla karşılaştırılmış, ayrıca dalım açısı ve diğer fiziksel ve geometrik parametreler de elde edilmiştir.

4.2.2. İki-Boyutlu Ters Çözüm

VLF-R yöntemine ait verilerin ters çözümü sonucunda ulaşılan derinlik değerlerinin, yapay gravite dönüşümü uygulanmış manyetik haritalardan alınacak kesitlerde başlangıç modeli olarak kullanılarak modellenmesi amacıyla, iki-boyutlu ters çözüm algoritması kullanılmıştır. Algoritmaya bir dz düşey derinlik değişim miktarı eklenerek prizmaların derinliğinin ayrımlılığı kontrol altına alınmıştır.

Gravite ve manyetik anomaliye neden olan yapılar çoğu kez kesiti çokgen olan bir model yardımıyla belirlenir. Doğrusal olmayan problemler için parametreleri saptanacak yapıyı kuramsal olarak yanyana konmuş prizma serileri veya sonsuza uzanan düşey dayklar olarak tanımlamak bir çokgen ile sınırlamaktan daha uygundur. İki-boyutlu, düşey yönde sonsuza uzanan dikdörtgen prizma bloklarının bir referans derinliğine göre yeraltı taban topoğrafyası olarak tanımlanan üst yüzeylerinin derinlikleri, bir yoğunluk veya süseptibilite farkı için gravite veya manyetik verilerinden saptanabilmektedir. Eğer referans derinlik kavramı yanında blokların üst yüzeylerinin alabileceği en büyük ve en küçük derinlik değerleri de

tanımlanacak olursa, yapı parametreleri daha güvenli belirlenebilmektedir (Murthy ve Rao, 1989; Murthy, 1990; Sarı ve diğer., 1997).

Yöntemde bir profil boyunca eşit aralıklarla örneklenmiş Δg gravite anomalilerinin her bir anomali noktası altındaki yapı yüzeyidüşey yönde sonsuza uzanan, yanyana dizilmiş prizmalarla tanımlanarak üst yüzeylerine olan derinlikler saptanabilir. Temel yaklaşım olarak, herhangi bir prizmanın oluşturduğu gravite anomalisinin düşey gradyanının prizmanın derinliği veya prizmanın artım miktarı üzerinde sabit olduğu ve herhangi bir noktadaki anomaliye olan katkısının prizmanın artım miktarı veya kalınlığı ile anomalinin düşey gradyanının basit çarpımı olduğu varsayımı kullanılmaktadır. Bu çalışmada ise algoritmanın bu kısmı düzenlenerek prizma derinliği için verilen üst ve alt sınır arasında bir ağ oluşturularak ayrımlılığın artması amaçlanmıştır.

Bu yöntemde anomali profilinin araştırılan yeraltı taban topoğrafyasını tümüyle kapladığı varsayılır. Ayrıca profilin $AX+B$ ile tanımlanan rejyonel trende sahip olduğu kabul edilmektedir. Prizmalarla tanımlanan yapının herhangi bir $P(X_k)$ noktasındaki gravite anomalisini veren bağıntı,

$$\Delta f(k) = \sum_{i=2}^{N-1} [F(z)]_{ZT_j(i)}^Z + AX_k + B \quad (4.4)$$

olarak yazılabilir (Rao ve Murthy, 1978; Murthy, 1990). $F(z)$ işlevi gravitede,

$$F(z) = 2G\sigma Z \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \\ + 0.5 \left[\left(X_k + \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k + \frac{dx}{2} \right)^2 + Z^2 \right) - \left(X_k - \frac{dx}{2} \right) \ln \left(\left(X_k - \frac{dx}{2} \right)^2 - Z^2 \right) \right] \quad (4.5)$$

olarak tanımlanır. Bu bağıntıda G , gravite sabitini, σ , yoğunluk farkını, dx , örnekleme aralığını simgelemektedir. Z , yeraltı taban topoğrafyasının profil boyunca ortalama derinliğini, $Z(T_i)$ ise i . örnekleme noktası altındaki derinliği göstermektedir.

Başlangıçta her bir prizmanın üst yüzeyinin derinliği ortalama derinliğe eşitlenir ve anomalinin derinlikle değişim oranı $\partial F_k(z)/\partial z$ ile prizmaların derinliklerinin ortalama derinlikten olan farklarının çarpımına eşit bir bileşenin anomaliyi oluşturacağı varsayılmaktadır.

$$\Delta f(k) = \sum \left[\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} \right] (Z - ZT(i)) + A_1 X_k + B_1 \quad (4.6)$$

Buradan anomalinin değişim oranı gravite için,

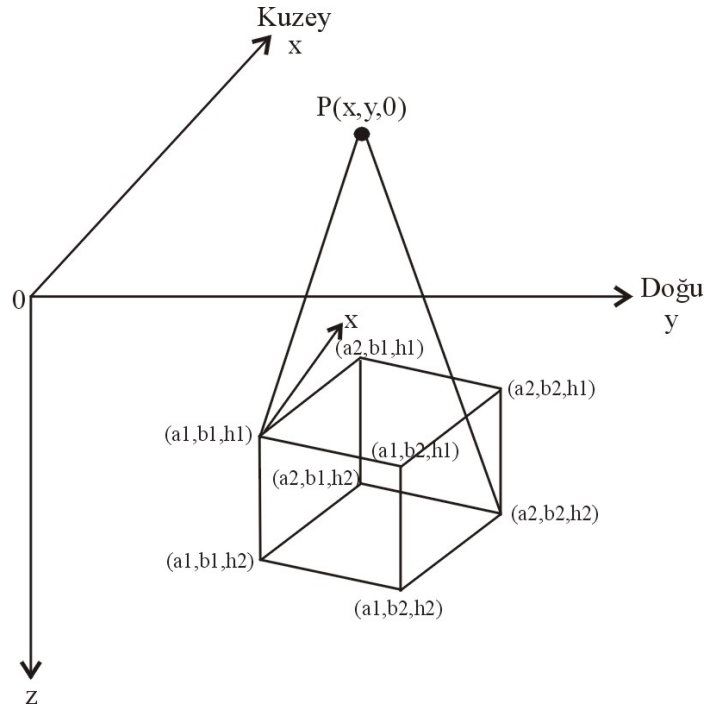
$$\frac{\partial F_k(z)}{\partial z} = -2G\sigma \left[\tan^{-1} \left(\frac{X_k + \frac{dx}{2}}{Z} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{X_k - \frac{dx}{2}}{Z} \right) \right] \quad (4.7)$$

yazılabilir.

4.2.3 Üç-Boyutlu Ters Çözüm

Manyetik verilerin üç-boyutlu modellenmesi için geometrik olarak düşey konumlanmış prizmatik modellerin kullanılması çok sık kullanılan bir yöntemdir. Pratikte mıknatıslanmış cisimler birbirlerine yakın konumlarda bulduklarından, modelleme sırasından birden fazla prizma kullanılmaktadır. Bu prizmalardan kaynaklanan anomalilerin yinelemeli ters çözümünde Marquardt algoritması (Marquardt, 1963) tekniği yine sıklıkla uygulanmaktadır. Hesaplama zamanını azaltmak amacıyla Bhattacharya (1980) normal bağıntıların çözümünü, Kunaratram (1981) ise Cholesky ayrıştırma yöntemini geliştirmiştir. Kunaratram (1981) ise karmaşık gösterim tanımını kullanarak belirti bağıntısındaki arctanjant ve logaritmik terimleri basitleştirmiştir.

Bu algoritmada yatay düzlem üzerinde gözlenen toplam manyetik anomalinin gelişigüzel miktatsızlanmış ve gelişigüzel konumlanmış prizmatik yapılar tarafından oluşturulduğu varsayılmaktadır. Buradaki x , y , z koordinatları, x eksenini coğrafi kuzeyi, y eksenini coğrafi doğuyu, z eksenini de aşağı doğru düşey yönü belirtecek şekilde seçilmiştir. Sıfır noktası ise gözlem düzlemi üzerinde koordinat sisteminin merkezi olarak alınmıştır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3 3-boyutlu prizmatik yapı (Rao ve Babu, 1993'ten düzenlenmiştir).

Gözlemler x ve y eksenlerine paralel olarak uzanan grid noktalarında alındığında, kenarları koordinat eksenlerine paralel uzanan düşey bir prizmatik yapı için herhangi bir P noktasındaki toplam manyetik alan değeri Rao ve Babu (1991) tarafından,

$$T(x, y, 0) = G_1 F_1 + G_2 F_2 + G_3 F_3 + G_4 F_4 + G_5 F_5 \quad (4.8)$$

olarak verilmiştir. Buradaki G ve F sabitlerinin açık ifadeleri;

$$G_1 = EI(Mr + Nq)$$

$$\begin{aligned}
G_2 &= EI(Lr + Np) \\
G_3 &= EI(Lq + Mp) \\
G_4 &= EI(Nr - Mq) \\
G_5 &= EI(Nr - Lp)
\end{aligned} \tag{4.9}$$

olarak tanımlanmaktadır. Bu eşitliklerde EI , manyetizasyon şiddetini, L , M , N manyetizasyon vektörünün doğrultman kosinüslerini, p , q , r ise yer manyetik alanının doğrultman kosinüsleridir. (4.8) bağıntısındaki F değerleri ise sırasıyla,

$$F_1 = \ln \frac{(R_2 + \alpha_1)(R_3 + \alpha_2)(R_5 + \alpha_1)(R_8 + \alpha_2)}{(R_1 + \alpha_1)(R_4 + \alpha_2)(R_6 + \alpha_1)(R_7 + \alpha_2)} \tag{4.10}$$

$$F_2 = \ln \frac{(R_2 + \beta_1)(R_3 + \beta_2)(R_5 + \beta_2)(R_8 + \beta_2)}{(R_1 + \beta_1)(R_4 + \beta_1)(R_6 + \beta_2)(R_7 + \beta_2)} \tag{4.11}$$

$$F_3 = \ln \frac{(R_2 + h_2)(R_3 + h_1)(R_5 + h_1)(R_8 + h_2)}{(R_1 + h_1)(R_4 + h_2)(R_6 + h_2)(R_7 + h_1)} \tag{4.12}$$

$$\begin{aligned}
F_4 &= \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_8 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_6 \beta_2} - \arctan \frac{\alpha_2 h_2}{R_4 \beta_1} + \arctan \frac{\alpha_1 h_2}{R_2 \beta_1} - \\
&\arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_7 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_1 h_1}{R_5 \beta_2} + \arctan \frac{\alpha_2 h_1}{R_3 \beta_1} - \arctan \frac{\alpha_1 h_1}{R_1 \beta_1}
\end{aligned} \tag{4.13}$$

$$\begin{aligned}
F_5 &= \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_8 \alpha_2} - \arctan \frac{\beta_2 h_2}{R_6 \alpha_1} - \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_4 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_1 h_2}{R_2 \alpha_1} - \\
&\arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_7 \alpha_2} + \arctan \frac{\beta_2 h_1}{R_5 \alpha_1} + \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_3 \alpha_2} - \arctan \frac{\beta_1 h_1}{R_1 \alpha_1}
\end{aligned} \tag{4.14}$$

ile ifade edilmektedir. Bu bağıntıdaki sabit değerler ise,

$$R_1 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_1^2} \quad , \quad R_2 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_1^2 + h_2^2} \tag{4.15}$$

$$R_3 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_1^2} \quad , \quad R_4 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_1^2 + h_2^2} \tag{4.16}$$

$$R_5 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_1^2} \quad , \quad R_6 = \sqrt{\alpha_1^2 + \beta_2^2 + h_2^2} \tag{4.17}$$

$$R_7 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_1^2} \quad , \quad R_8 = \sqrt{\alpha_2^2 + \beta_2^2 + h_2^2} \tag{4.18}$$

$$\alpha_1 = a_1 - x \quad , \quad \alpha_2 = a_2 - x \quad , \quad \beta_1 = b_1 - y \quad , \quad \beta_2 = b_2 - y$$

şeklindedir.

Prizma yüzeylerinin koordinat merkezinden x ve y eksenlerine paralel olan yatay uzaklıkları sırasıyla (a_1, a_2) ve (b_1, b_2) olarak tanımlanmıştır. Prizmanın üst ve alt yüzeylerine olan derinlikler ise sırasıyla h_1 ve h_2 olarak tanımlanmıştır. Eğer prizmanın yatay kenarları koordinat eksenine paralel değil ise coğrafik kuzeye göre θ açısı ile dönüşümü sağlanmaktadır. Böylece prizmatik yapının yatay kenarlarına paralel olan yeni eksen tanımlanmış olmaktadır. Gözlem düzlemi üzerinde 0 noktası eski (x, y) koordinat sisteminde olduğu gibi yeni (x', y') koordinat ekseninin merkezi olarak kalır. Böylece (4.8) bağıntısında yeni koordinatlar;

$$x' = x \cos \theta + y \sin \theta \quad (4.19)$$

$$y' = -x \sin \theta + y \cos \theta \quad (4.20)$$

bağıntıları ile belirlenir.

I ve D yer manyetik alanının inklinasyon ve denklinasyon açılarıdır. Buradan alan vektörünün doğrultman kosinüsleri;

$$\begin{aligned} p &= \cos I \cos(D - \theta) \\ q &= \cos I \sin(D - \theta) \\ r &= \sin I \end{aligned} \quad (4.21)$$

olarak verilir. I_o ve D_o manyetizasyon vektörünün inklinasyon ve denklinasyon açıları olması nedeniyle bunların doğrultman kosinüsleri ise,

$$\begin{aligned} L &= \cos I_o \cos(D_o - \theta) \\ M &= \cos I_o \sin(D_o - \theta) \\ N &= \sin I_o \end{aligned} \quad (4.22)$$

olarak verilir. Eğer gözlemlenen belirtiler Nb sayıda prizmadan kaynaklanmış ise $(x, y, 0)$ noktasındaki manyetik alanın bağıntısı, C rejyonel sabitini göstermek üzere;

$$\Delta T(x, y, 0) = \sum_{k=1}^{Nb} \Delta T_k(x, y, 0) + C \quad (4.23)$$

ile tanımlanır.

Rao ve Babu (1991; 1993) yaptıkları çalışmada anomali ve türevlerin hesaplanması için yaklaşık bağıntılar elde etmişler ve hesaplamada bunları kullanarak Nb adet prizmatik yapı için harcanan işlem zamanını azaltmışlardır. Çizgi kütle olarak bir prizmanın (Şekil 4.3) neden olduğu toplam manyetik alan anomalisinin yaklaşık bağıntısı,

$$\Delta T(x, y, 0) = A \left[(G_1\beta + G_2\alpha) \left(\frac{1}{R_1^3} - \frac{1}{R_2^3} \right) + \frac{G_3 C_1 \alpha \beta}{(\alpha^2 + \beta^2)} - \frac{G_4 (C_1 \beta^2 + C_2)}{(\alpha^2 + \beta^2)} - \frac{G_5 (C_1 \alpha^2 + C_2)}{(\alpha^2 + \beta^2)} \right] \quad (4.24)$$

ile tanımlanmaktadır (Rao ve Babu, 1991). Buradaki A , α , β , R_1 , R_2 , C_1 ve C_2 geometrik parametreler; $G_{1,2,3,4,5}$ ise fiziksel parametrelerdir. Bağıntıdaki,

$$\begin{aligned} A &= (a_2 - a_1)(b_2 - b_1) \\ \alpha &= \frac{a_1 + a_2}{2} - x' \\ \beta &= \frac{b_1 + b_2}{2} - y' \\ R_1 &= \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + h_1^2} \\ R_2 &= \sqrt{\alpha^2 + \beta^2 + h_2^2} \\ C_1 &= \left[\frac{h_2}{R_2^3} - \frac{h_1}{R_1^3} - \frac{2C_2}{(\alpha^2 + \beta^2)} \right] \\ C_2 &= \left[\frac{h_1}{R_1} - \frac{h_2}{R_2} \right] \end{aligned} \quad (4.24)$$

işlemleriyle tanımlanırlar. a_1 , a_2 , b_1 ve b_2 grid aralıkları olmak üzere, (4.24) bağıntısı, $(a_2 + 2) > x' > (a_1 - 2)$ ve $(b_2 + 2) > y' > (b_1 - 2)$ ile tanımlanan aralıklar hariç tüm noktalarda geçerlidir.

Benzer olarak kısmi türevler için yaklaşık denklemler değişik parametrelere göre (4.24) nolu bağıntının kısmi türevlerinin alınmasıyla elde edilirler. (4.24) bağıntısında ne logaritmik ne de arctanjantlı terimlerin bulunmaması nedeniyle (4.8) bağıntısına kıyasla bu denklemle hesaplanan manyetik anomali ve türevleri için harcanan zaman çok daha azdır. Yaklaşık denklemler gözlem düzlemi üzerinde prizmanın yatay izdüşümünden daha kısa mesafelerde geçerlidir. Prizmanın dışındaki daha büyük mesafelerde, yaklaşık denklemlerle hesap edilen anomali ve türevler tam değere daha yakındır. Yinelemeler sırasında prizmatik yapının üzerinde yada yakın civarında anomalinin hesaplanması için tam denklemler kullanılabilir.

Mıknatıslanmış prizmatik bir yapı rejyonel alandan (sabit kabul edilmiştir) ayrı olarak 12 parametre ile tanımlanmaktadır. İlk 6 parametre prizmatik cismin yatay ve düşey koordinatlarıdır $(a_1, a_2, b_1, b_2, h_1, h_2)$, diğer parametreler ise manyetizasyon şiddeti (EI), coğrafik kuzeye göre prizmatik yapının konumu (θ), manyetizasyon vektörünün denklinasyon açısı (D_o) ve inklinasyon açısı (I_o), yer manyetik alanının (dış alan) inklinasyon açısı (I) ve denklinasyon açısı (D) olarak tanımlanmıştır. Doğrusal olmayan ters çözüm işlemlerinde bilinmeyen parametreleri saptamak amacıyla Marquardt (1963) algoritması sıklıkla kullanılmaktadır. Burada gerçekleştirilen işlem temelde gözlenen ve hesaplanan anomali değerleri arasındaki farkın karelerinin toplamının en küçük yapılmasıdır. Bu işlem,

$$f = \sum_{i=1}^{M_x} \sum_{j=1}^{M_y} [\Delta T_{\text{gözlenen}}(i, j) - \Delta T_{\text{Hesaplanan}}(i, j)]^2 \quad (4.26)$$

ile verilmektedir. Kullanılan programda Nb prizma sayısını temsil edecek şekilde, $\Delta T_{\text{Gözlenen}}(i, j)$ gözlenen anomaliyi tanımlar. Np de her bir prizmatik yapıya ait

bilinmeyen parametrelerin sayısı olursa, bunlara sabit rejyonel alan değeri de eklenirse, toplam bilinmeyen parametre sayısı; $N = (Nb.Np) + 1$ şeklinde olacaktır. Böylece normal bağıntılar sistemi;

$$\sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^{Mx} \sum_{j=1}^{My} \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta P_I} \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta P_k} (1 + \delta_{kl, \lambda}) \delta P_k = \sum_{k=1}^N \sum_{i=1}^{Mx} [\Delta T_{Gözlenen}(i, j) - \Delta T_{Hesaplanan}(i, j)] \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta P_I} \quad (4.27)$$

$$\delta_{kl} = \begin{cases} 1 & k = I \\ 0 & k \neq I \end{cases}$$

olarak tanımlanacaktır. Bu eşitlikte δ_{kl} Kronecker Δ olarak bilinmektedir. λ , Marquardt parametresi olup, P_k ise $a_1, a_2, b_1, b_2, h_1, h_2, D_o, \theta, EI$ parametreleri ile rejyonel sabiti simgelemektedir.

$\delta \Delta T / \delta P_I$, P_I parametresine göre anomalinin türevini, P_k ise k'nci parametrenin çözümü sonucu elde edilen ve sonuçta k'nci parametrenin başlangıç değerine eklenen artım veya azalım değerini simgelemektedir. Çözüm sırasında λ sönüm değeri deneme yanılma yoluyla seçilerek hedef fonksiyonun değeri azaltılmaktadır. (4.27) nolu bağıntının matris biçiminde gösterimi;

$$[D][B] = [P]$$

şeklindedir. Bu bağıntıda D, elemanları bilinen kare katsayılar matrisini; B çözüm sonucu elde edilen parametre değerlerini gösteren sütun matrisi; P ise elemanları bilinen sütun matrisi temsil etmektedir. Bu matrislerin matematiksel gösterimi,

$$D = \sum_{i=1}^{Mx} \sum_{j=1}^{My} \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta P_I} \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta P_k} (1 + \delta_{kl, \lambda}) \quad (4.28)$$

$$I = 1, \dots, N$$

$$k = 1, \dots, N$$

$$B = dP_k$$

şeklindedir ve

$$P = \sum_{i=1}^{M_x} \sum_{j=1}^{M_y} [\Delta T_{gözlünen}(i, j) - \Delta T_{Hesaplanan}(i, j)] \frac{\delta \Delta T(i, j)}{\delta PI} \quad (4.29)$$

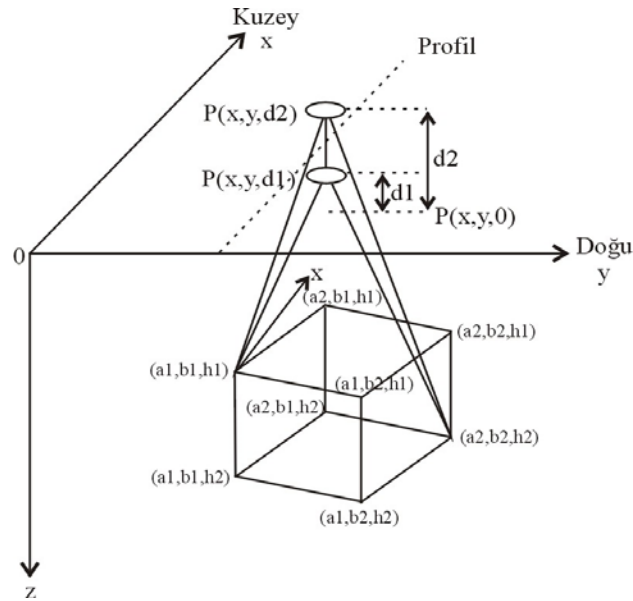
olarak ifade edilir. D matrisinin köşegen elemanlarının $(1 + \lambda)$ değeri ile çarpılmasıyla pozitif tanımlı bir matrise dönüşür ve her zaman simetriktir. Bundan dolayı da D matrisinin ters çözümü için Bhattacharya (1980) tarafından önerilen Cholesky ayrıştırma yöntemi kolaylıkla uygulanabilir. Parametre sayısının fazla olduğu durumlarda Cholesky ayrıştırma kullanılarak (4.27) nolu bağıntıyı çözmek için hesaplama zamanı önemli ölçüde azalmaktadır.

Gerçek arazi anomalilerinin yorumunda parametrelerin başlangıç değerleri kontur haritasının doğasından veya jeolojik bilgilerden sağlanır. Genelde prizmaların konumu ve yatay boyutları kontur haritasının minimum ve maksimum kapanımlarının yeriyle kesişecek şekilde alınır. Bu çalışmada ise yeni bir yaklaşım olarak yapma gravite haritasına dönüştürülen toplam manyetik alan haritalarına kenar belirleme yöntemleri uygulanarak yaklaşık yapı yeri belirlenmiş ve daha doğru başlangıç değerlerinin saptanmasında kullanılmıştır.

Algoritmanın çözümü için öncelikle bilinmeyen parametreler için başlangıç değerlerinin verilmesi gerekmektedir. (4.26) nolu bağıntıda tanımlanan f fonksiyonu başlangıç modeli için saptanır, λ sönüm parametresine 0,5 değeri verilerek P_k artım değerleri elde edilir. (4.27) nolu bağıntının çözümüyle saptanan artım değerleri başlangıç değerlerine eklenerek ikinci hedef fonksiyon hesaplanmaktadır. Eğer $f_2 \leq f_1$ ise yineleme başarılıdır ve sönüm parametresinin değeri yarıya indirilerek f_2 değeri f_1 'e atanır. Eğer yinelemenin herhangi bir adımında $f_2 > f_1$ ise işlem başarısızdır ve sönüm parametresinin değeri 2 ile çarpılarak bilinmeyen parametre değerindeki

artımların saptanması için (4.23) nolu bağıntı tekrar hesaplanır ve f_1 değeri ile karşılaştırılır. Bu işlem $f_2 < f_1$ sağlanana kadar tekrarlanmaktadır. Koşul sağlandığında gözlenen ve hesaplanan anomali değerlerinin farklarının karelerinin toplamı olarak belirtilen hedef fonksiyonu aynı değerde kalır ve yineleme sonucu elde edilen parametre düzeltme değerleri bilinmeyen başlangıç parametrelerinin değerlerine eklenerek sonuç parametreleri elde edilir.

Bu çalışmada tek bir nokta için hesaplanan algoritmada değişiklik yapılarak programın düşey gradient verilerine de uygulanması sağlanmıştır. İlk olarak Arısoy ve Ulugergerli'nin (2005) öne sürdüğü bu değişiklik en temel haliyle bir $P(x, y, 0)$ noktası için hesaplanan değer, $P(x, y, dz)$ noktası içinde hesaplaması ile gerçekleşmektedir (Şekil 3). Bu yaklaşımla, x ekseninde yatay, y ekseninde yatay ve düşey ekseninde gradient verileri için hesaplama yapılabilmektedir. Yöntemin dayandığı kuramsal fiziksel altyapı Rao ve Babu'nun (1993) geliştirdiğiyle aynıdır. Buradaki en büyük fark geometrik parametrelerde meydana gelmektedir.



Şekil 4.4 3-boyutlu prizmatik yapı ve düşey gradient görünümü (Arısoy ve Ulugergerli, 2005).

Manyetik gradient ölçümleri arkeolojik ve diğer araştırmalarda eskiye göre çok daha sıklıkla uygulanmaya başlanmıştır. Gradient yöntemin temeli, her ölçüm

noktasında iki toplam alan ölçer manyetometre ile yatay veya düşey ekseninde ölçüm yapılmasıdır. Gradient aşağıdaki bağıntı ile tanımlanmaktadır (Breiner, 1973).

$$\frac{A_T}{\Delta r} \approx \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{T_r - T_{r+\Delta r}}{\Delta r} = \frac{dT}{dr} \quad (4.30)$$

Burada ΔT gradient değerini, A_T , sensörün duyarlılığını, Δr alıcılar arasındaki mesafeyi tanımlamaktadır. Ölçülen gradient değeri alıcı sensörlerin orta noktasına atanmaktadır. Arazi uygulamalarında alıcı doğrultusunun ve alıcıların yerden yüksekliğinin doğru seçimi büyük önem taşımaktadır. Düşey gradient yönteminde, alıcılar yerden d_1 ve d_2 yüksekliğinde yer almaktadır. Yüzeydeki bir $P(x,y,0)$ noktasında gradient değeri,

$$\frac{T_{P(x,y,d1)} - T_{P(x,y,d2)}}{d2 - d1} = \left. \frac{dT}{dz} \right|_{P_z} \quad (4.31)$$

ile tanımlanmaktadır. Programda alıcıların yerden yükseklik farkı (dz) üzerinden değişiklik yapılabileceği gibi prizmatik yapının üst yüzeyinin derinliği değiştirilerek te istenen amaca ulaşılabilmektedir.

4.3 VLF Yönteminde Ters Çözüm

Modelleme işlemi, VLF-R verisinin (görünür özdirenç ve faz) her ölçüm noktasında tek frekans için gerçekleştirilmiştir. Ters çözüm için 1-boyutlu iki tabakalı yer modeli seçilmiştir. İşlem sonucunda her nokta için katman kalınlıkları ve özdirenç değerleri belirlenmiştir. Bu değerlerin yan yana birleştirilmesiyle 2-boyutlu yer kesiti elde edilmiştir.

Başlangıç modelinden başlayarak doğrusallaştırılmış ters çözüm işlemi ile her nokta için kalınlık ve özdirenç değerleri hesaplanarak ölçülen ve hesaplanan VLF-R değerleri arasındaki fark en küçük hale gelene kadar yineleme işlemi gerçekleştirilmiştir. Yatay yöndeki model çözünürlüğü ise model parametrelerinin

komşu noktalarıyla aralarındaki değişimin etkisi ele alınarak Occam ters çözümü ile gerçekleştirilmiştir (Constable ve diğer., 1987; de-Groot Hedlin ve Constable, 1990). Yapılan uygulamanın temeli MTINV ve AMTINV yazılımlarıyla aynıdır. Bu yazılımların dayandığı teori Kunetz (1972)'de ayrıntılı olarak anlatılmaktadır. Yöntem içinde Tekil Değer Ayrışımı (SVD) metodu da kullanılmıştır. Direk 2 tabaka ters çözümü ise Orellana (1974)'nin çalışmasına dayanmaktadır (Pirttijarvi, 2006).

4.3.1 Yuvarlatılmış Sönümlü En-Küçük Kareler Yöntemi

Jeofizik yöntemlerde karşılaşılan sorunlar çoğunlukla doğrusal değildir ve çözümlenmesi istenen veriler her zaman bir miktar gürültü içerdiğinden ölçülen ve hesaplanan verinin tam olarak çakışması olanaklı değildir. Bunun yerine ölçülen verinin kalitesine bağlı olarak belirli bir hata oranıyla çakışması istenmektedir. e , hata miktarı, d , veri yöneyi, f , düz çözüm işleci, m ise model parametrelerini içeren sütun yöney olmak üzere; ölçülen veriler ile kuramsal olarak hesaplanan veriler arasındaki fark hata olarak tanımlanabilmektedir.

$$e = d - f(m) \quad (4.32)$$

Bu denklemden model parametrelerinin çözümünü bulabilmek için, model fonksiyonu gerçek modele yakın bir başlangıç modeli için Taylor serisine açılarak doğrusallaştırılabilir. Bu seri açılımında ikinci ve daha yüksek dereceden terimler çok küçük oldukları düşünülerek ihmal edilir ve

$$e = d - f(m) = \Delta d - G\Delta m \quad (4.33)$$

elde edilir. Bu eşitlikte, Δd ölçülen ve kuramsal veriler arasındaki farkı içeren sütun yöney, Δm model parametreleri ile önkestirim parametreleri arasındaki farkları içeren ve bilinmeyen parametreleri düzeltme yöneyi ve G ise Jacobian veya duyarlılık olarak isimlendirilen ve verinin önkestirim parametrelerine göre kısmi türevlerini içeren bir dizeydir. G dizeyi, parametrelerin değişiminden her bir verinin ne oranda etkilendiğini vermektedir.

Denklem (4.33)'dan Δm 'nin çözümünün bulunmasında, ölçülen ve kuramsal verilerin aralarındaki farkı veren ve aşağıdaki gibi tanımlanan çakışmama miktarı (misfit) fonksiyoneli kullanılmaktadır (Candansayar, 2002).

$$\phi(m, d) = \|d - f(m)\|^2 = \|\Delta d - G\Delta m\|^2 = e^T e \quad (4.34)$$

Bu tür problemlerin çözümünde kullanılan genel yöntem (4.34) denkleminin, Δm 'ye göre türevini sıfıra eşitlemektir.

$$\partial\phi(m, d) = \delta(e^T e) = \partial[(\Delta d - G\Delta m)^T (\Delta d - G\Delta m)] = 0 \quad (4.35)$$

Burada ∂ türev işlecidir. Sadeleştirmeler sonucunda (4.35) denkleminin Δm 'nin çözümü,

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta d \quad (4.36)$$

şeklinde elde edilir. Bu çözüm doğrusal olmayan problemlerin en-küçük kareler çözümü olarak bilinmektedir. Bu çözüm yönteminde yinelemeli olarak bir başlangıç model parametreleri ile işleme başlanır ve (4.36) bağıntısının çözümünden model parametrelerine bir yakınsama değeri hesaplanır ve başlangıç değerlerine eklenir.

$$m_{i+1} = m_i + \Delta m_i \quad (4.37)$$

Sistemin çözülebilmesi için denklem (4.36)'da $(G^T G)$ çarpımının tersinin alınabilir olması gerekmektedir. Bu çarpım tekil değerler içerebildiğinden tersi alınamayabilmektedir. Bu tekil değer problemi olarak ta adlandırılan tekillik sorununun önüne geçebilmek için, $(G^T G)$ çarpımının köşegen değerlerine, sönüm faktörü olarak adlandırılan bir değer eklenir.

$$\Delta m = (G^T G + \lambda I)^{-1} G^T \Delta d \quad (4.38)$$

Bu denklem doğrusal olmayan problemlerin Marquard-Levenberg (Marquardt, 1963; Levenberg, 1944) veya sönümlü en-küçük kareler çözümü olarak bilinmektedir. Buradaki λ , sönüm faktörü olarak tanımlanmaktadır ve seçimi için birçok yöntem önerilmektedir (Jupp ve Vozoff, 1975; Meju, 1994).

Denklem (4.34)'un çözümü için önerilen bir diğer yöntem Occam olarak ta bilinen yuvarlatılmış sönümlü en-küçük kareler yöntemidir. Bu yöntem ilk olarak Constable ve diğer. (1987) tarafından kullanılmıştır. Daha sonra elektrik ve elektromanyetik verilerin modellenmesinde çeşitli araştırmacılar tarafından kullanılmıştır (Sasaki, 1989; deGroot-Hedlin ve Constable, 1990; Zhdanov ve Fang, 1996). Bu yöntemde aşağıdaki gibi tanımlanan fonksiyonel en küçük yapılmaya çalışılmaktadır.

$$P(\lambda, m) = \phi(m, d) + \lambda \|\nabla m \cdot \nabla m\|^2 = \|f(m) - d\|^2 + \lambda \|\nabla^2 m\|^2 \quad (4.39)$$

Burada, $\phi(m, d)$, çakışmama miktarı, λ , sönüm faktörü ve ∇^2 , Laplacian işlecidir. Bu denklemde parametrelerin Laplacian'larını açıklamak için 2-B bir model ele alınır, model üzerindeki herhangi bir blok parametresi, m_j ve bunun sol, sağ, üst ve altındaki dört blok parametresi ise sırasıyla m^{sol} , $m^{sağ}$, $m^{üst}$ ve m^{alt} olsun. Buradaki m_j parametresi çevresindeki öz dirençlerin kabaca değişimi aşağıdaki şekilde verilebilir (Candansayar, 2002),

$$\tilde{m}_j = \alpha_j (\partial m_j^{sol} + \partial m_j^{sağ} - 4\partial m_j + \partial m_j^{üst} + \partial m_j^{alt}) \quad (4.40)$$

Buradaki α_j gradyent çarpanıdır ve ampirik olarak hesaplanır. Parantez içindeki terim ise 2-B Laplacian'ın ayrık 5 noktalı yaklaşımıdır ve sürekli fonksiyonun kabalık (roughness) özelliğini göstermektedir (Sasaki, 1989). Denklem (4.36) dizey formunda aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$\partial \tilde{m} = C \partial m \quad (4.41)$$

Burada C , değerleri α , 4α veya 0 olan kare dizeydir ve kabalık işleci (roughness operator) olarak bilinir. Bu durumda (4.39) denklemini (4.41) denklemine yerine konur ve bunun parametrelere göre türevi alınarak sifira eşitlenirse, parametreleri düzeltme yöneyi aşağıdaki gibi bulunur.

$$\Delta m = (G^T G + \lambda C^T C)^{-1} G^T \Delta d \quad (4.42)$$

Occam ters ozumu ile yuvarlatılmış modeller elde edilmektedir. C dizeyi ikinci dereceden türev işleci olmasına rağmen, işleç değerleri bloğun düşey ve yatay yondaki boyutlarına bağlı olarak ölçeklenmiştir. Eğer blok dikdörtgen ve x -yönündeki boyutu, z -yönündeki boyutundan büyükse ($dx > dz$), bu blokun st ve altındaki bloklarla olan ilişkisi, sol ve sağındaki bloklarla olan ilişkisinden daha sıkı olacaktır (Uchida, 1993).

BÖLÜM BEŞ

GÖRÜNTÜ İŞLEME VE KULLANIM ALANLARI

5.1 Giriş

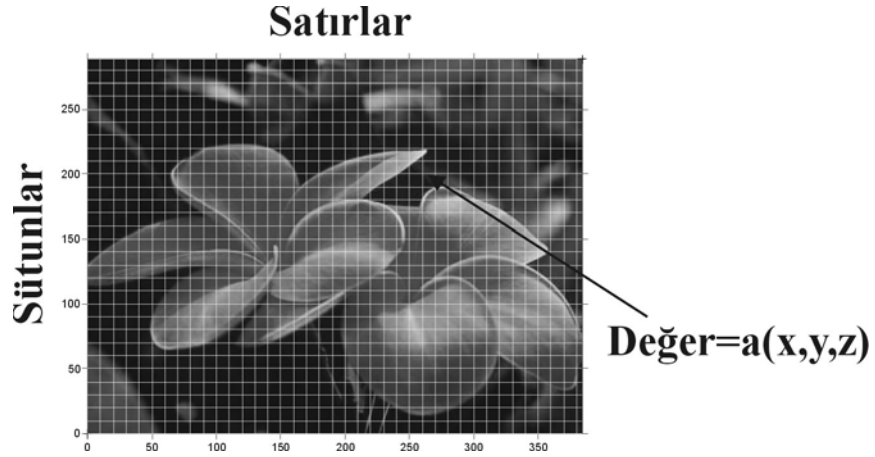
Modern dijital teknoloji, çok boyutlu sinyallerin basit sayısal devrelerden karmaşık bilgisayar sistemlerine kadar birçok farklı teknikle incelenmesine olanak sağlamaktadır. Bu araştırmalar 3 ana başlık altında toplanabilir:

Görüntü İşleme, *giriş görüntü-çıkış görüntü*

Görüntü Analizi, *giriş görüntü-çıkış ölçüm*

Görüntü Anlama, *giriş görüntü-çıkış yüksek seviyede tanımlama*

Sayısal bir görüntü $a(m,n)$ 2-boyutlu sürekli uzayda tanımlanan bir $a(x,y)$ görüntüsünün sayısallaştırma olarak adlandırılan bir işlemden geçmesi ile elde edilen ve ayrık bir uzayda tanımlanan görüntü çeşididir. Bu işlemin etkisi aşağıdaki şekilde daha net görülebilir.



Şekil 5.1 Sürekli bir görüntünün sayısallaştırılması

Sayısal görüntü işlemede sıklıkla karşılaşılan değerler bulunmaktadır. Bu değerler video standartlarından veya kullanılan algoritmaların özelliklerinden kaynaklanabilmektedir. Aşağıdaki tabloda en sık karşılaşılan sayısal görüntü parametreleri görülebilir.

Tablo 5.1 En çok karşılaşılan sayısal görüntü parametrelerinin değerleri

Parametre	Sembol	Değerler
Satırlar	N	256, 512, 525, 625, 1024, 1035
Sütunlar	M	256, 512, 768, 1024, 1320
Gri Tonlar	L	2, 64, 256, 1024, 4096, 16384

Pratikte çok sık olarak $M=N=2^K$ ($K=8,9,10$) olduğu durumlarla karşılaşmaktadır. Bu durum sayısal işlemlerin birçoğunun temeli olan Fourier dönüşümü benzeri algoritmaların özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Gri tonların sayısı genellikle 2'nin katları ile tanımlanmaktadır ($L=2^B$). Buradaki B terimi parlaklık derecesinin ikili gösterimdeki bit sayısına karşılık gelmektedir. B değerinin 1'den büyük olduğu durumlarda bir gri tonlu görüntüden bahsedilebilir. B=1 olduğunda ise ikili bir görüntü söz konusudur (binary image). Böyle bir görüntü türünde sadece siyah ve beyazla tanımlanan (veya 0-1) 2 gri tonu vardır.

5.2 Görüntü İşlemlerinin Genel Özellikleri

Görüntü işlemlerinin temel özelliklerini sınıflamanın birçok yolu bulunmaktadır. Bunun yapılmasının amacı yapılan işlemle nasıl bir sonuç elde edileceğinin veya kuramsal olarak aynı işlemle elde edilecek sonucun niteliğinin belirlenmesidir.

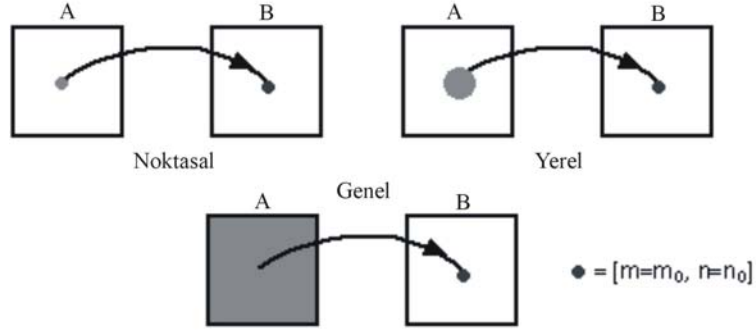
5.2.1 İşlemlerin Çeşitleri

Sayısal görüntülerde herhangi bir $a(m,n)$ giriş görüntüsünü, $b(m,n)$ çıkış görüntüsüne çeviren dönüşümler en genel olarak 3 ana başlık altında incelenmektedir.

Tablo 5.2 Görüntü işlem türleri. Burada görüntü boyutu $N \times N$, komşuluk boyutu $P \times P$ 'dir.

İşlem	Sınıflama	Generic Complexity/Piksel
Noktasal	Çıkıştaki bir koordinatın değeri sadece girişin aynı koordinattaki değerine bağlıdır	Sabit
Yerel (Local)	Çıkıştaki bir koordinatın değeri girişin komşu koordinatlarındaki değerlerine bağlıdır	P^2
Genel (Global)	Çıkıştaki bir koordinatın değeri giriş görüntüsündeki tüm değerlere bağlıdır	N^2

Bu işlemler şematik olarak aşağıda gösterilmektedir (Şekil 5.2).



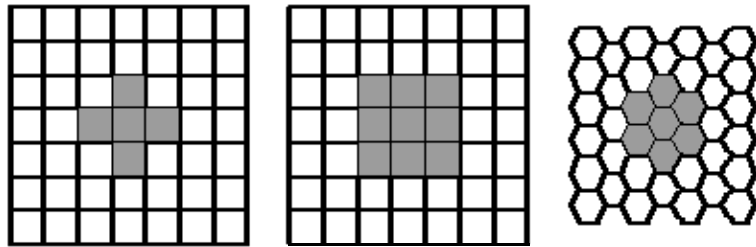
Şekil 5.2 İşlemlerin şematik gösterimi.

5.2.2 Komşuluk ve Örnekleme Türleri

Modern sayısal görüntü işlemede komşuluk kavramı kilit bir rol oynamaktadır. Bu nedenle görüntülerin nasıl örneklendiğinin ve örneklemeden sonra oluşan komşuluk kavramının bir görüntünün işlenmesi sırasında bilinmesi önem taşımaktadır. 2 çeşit temel örnekleme kullanılmaktadır. Bunlar dikdörtgen ve altıgen örneklemedir.

Dikdörtgen Örnekleme: Çoğu zaman kullanılan örnekleme türüdür. Görüntü üzerinde dikdörtgen bir grid sistemi oluşturularak yapılır (Şekil 5.3).

Altıgen Örnekleme: Alternatif bir örnekleme sistemidir. Aşağıda her iki örnekleme sistemi şematik olarak görülebilmektedir.



Şekil 5.3 Sol ve ortadaki şekiller dikdörtgen, sağdaki şekil ise altıgen örneklemedir.

5.2.3 Görüntü İşlemede Kullanılan Yöntemler

Sayısal görüntülerin işlenmesinde birçok yöntem kullanılmaktadır. Bunlar evrişim, Fourier analizi, istatistiksel tanımlamalar gibi matematiksel yöntemler olabileceği gibi, chain kod veya run kod gibi kavramsal yöntemlerde olabilmektedir. Bunlar ana başlıklarıyla;

- ✓ Evrişim
- ✓ Fourier Dönüşümü
- ✓ Kontur Gösterimi
 - Chain Kod
 - Crack Kod
 - Run Kod
- ✓ İstatistik
 - Parlaklığın olasılık dağılım fonksiyonu
 - Parlaklığın olasılık yoğunluk fonksiyonu
 - Ortalama
 - Standart sapma
 - İlişki katsayısı
 - Orantı
 - Mod
 - Sinyal/Gürültü oranı

olarak sıralanabilir.

5.2.4 Görüntü İşlemenin Kullanım Alanları

Görüntü işleme uygulama gündelik hayatta geniş alanlarda kullanım olanağı bulmaktadır. Görüntü işlemenin; bitki örtüsü ve ağaçlandırma amaçlı ormancılık uygulamaları, su kaynakları yönetimi, kirlilik araştırmaları amaçlı hidrolojik uygulamaları, atmosferik gözlemler, iklimsel değişim araştırmaları amaçlı meteoroloji uygulamaları, ürün tipinin ve rekoltesinin izlenmesi amacıyla yapılan

tarım uygulamaları, istihbarat, keşif ve acil durumlarda kullanılmak üzere yapılan askeri uygulamalar, coğrafi bilgi sistemi uygulamaları ile jeolojik ve jeofizik uygulamalar gibi kullanım alanları bulunmaktadır.

Dünyada görüntü işleme yöntemlerinden, yer araştırmaları alanında, uzaktan algılamadan elde edilen görüntülerin işlenmesinde, veri işlem gibi pek çok konuda yararlanılmaktadır. Bunlar kısaca:

- Jeolojik yapı araştırmaları ve haritalama
- Fay, çizgisellik ve kırıkların tanımlanması
- Yüzey şekli analizi
- Fluvial, delta veya kıyı yüzey şekillerinin analizi
- Topoğrafya çalışmaları
- Jeotermal araştırmalar
- Deprem araştırmaları
- Volkanik araştırma çalışmaları ve izleme
- Arkeojeofizik
- Maden ve yeryüzü kaynaklarının aranması
- Jeofizik verilerde sınır analizi çalışmaları

şeklinde sıralanabilir.

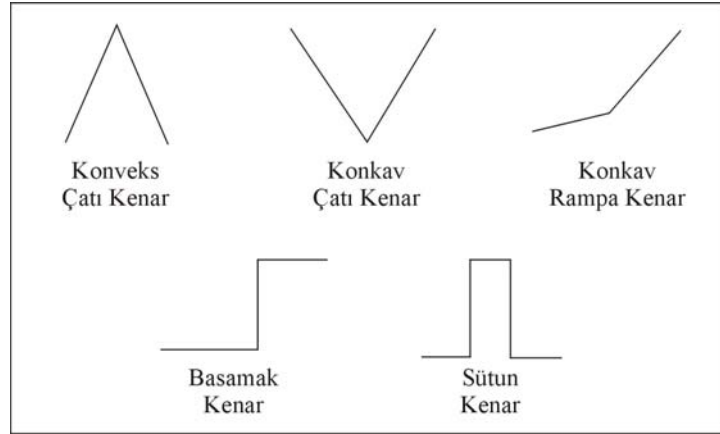
5.3 Kenar Belirleme Yöntemi

Görüntü işleme, sayısal resimlerin düzenlenmesi ve analizinin yapıldığı bir bilim dalıdır. Görüntülerin analizinin yapılabilmesi için öncelikle kenarlarının bulunması gerekir. Kenar bilgileri, sınır bilgisinin belirlenmesi veya görüntünün parçalara ayrılmasında etkin rol oynamaktadır. Kenar belirleme işleminin bir diğer önemi, cisimlerin tanımlanmasında en temel şekilsel bilgiyi ortaya koyması ve bu bilginin kullanılarak şekilsel olarak cismin yeniden oluşturulmasına olanak tanınmasıdır (Dhaliwal, 1990).

Kenarlar, çok geniş bir uygulama alanı içinde görüntü niteliklerinin analizi ve sınıflaması amacıyla kullanılmaktadır. Bir kenar, görüntü içeriğinde genellikle

parlaklıktaki çok ani ve büyük bir değişim şeklinde tanımlanabilmektedir. En sık kullanılan 5 çeşit kenar aşağıdaki şekilde görülebilmektedir (Şekil 5.4). Bunlar basamak (step), eğim (ramp), çatı (roof), sütun (bar veya spike) olarak adlandırılmaktadır.

Basamak (step) kenar, olarak adlandırılan kenar çeşidi, görüntüdeki bir alanın çevresinden çok belirgin bir şekilde parlak veya karanlık olması ile tanımlanmaktadır. Eğim (ramp) kenar, gerçek görüntülerde çok sık karşılaşılan bir kenar türüdür. Bu tür kenarda geçiş çok ani değil daha birkaç pikselde gerçekleşmektedir. Çatı türü kenar, görüntünün profilinde düzgün bir artış veya azalış söz konusuysa ortaya çıkmaktadır. Bu tür kenarlar genelde cisim sınırlarından değil, kaynağın konumuna bağlı olarak cismin yüzey uzanımının doğrultusundaki değişimden etkilenmektedir. Sütun (bar veya spike) kenarlar ters işaretli 2 step kenarın çok kısa bir uzaklıkta bulunmasıyla oluşmaktadır. Spike ile sütun arasındaki tek fark bu uzaklığın basamakta yok denecek kadar az olmasıdır. Pratikte bunlar dışında gürültülü (noisy) kenarda sıklıkla gözlenebilmektedir.



Şekil 5.4 En sık karşılaşılan kenar türleri.

Marr'a göre, görüntü içeriğinde değişime neden olan faktörler geometri, ışık miktarı, yansıtma ve gözlem noktasının konumudur (Marr ve Hildreth, 1980). İlk görsel çalışmalar bu faktörlerdeki değişimlerin görüntü üzerindeki etkilerinin araştırılması üzerine yapılmıştır. Yapılan kenar belirleme işleminin performansının

veya etkinliğinin saptanması için 3 farklı kriter belirlenmiştir (Argialas ve Mavrantza, 2001). Bunlar kısaca;

İyi belirleme (Good detection): Filtre, kenarın bulunduğu yerde ($x=0$) gürültüden daha büyük bir tepki verebilmelidir.

İyi konumlama (Good localization): Filtre tepkisi ($x=0$) noktasına çok yakın bir yerde maksimum değer almalıdır.

Az yanlış pozitifler (Low false positives): $x=0$ noktasına yakın bir noktada sadece 1 maksimum değer olmalıdır.

Ayrıca filtre tepkisinin istatistiksel dağılımı ve görüntülerin frekans içeriklerinin histogramları da performans değerlendirilmesinde kullanılan kriterlerdendir (Konishi, 2003).

5.3.1 Kenar Belirlemede Kullanılan Yöntemler

Kenar belirleme yönteminin temelinde görüntüyü oluşturan fiziksel olgularda meydana gelen değişimlerin incelenmesi amaçlanmaktadır. Kenar belirleme yöntemleri aşağıdaki özelliklerden birkaçını veya tamamını incelemektedir.

1. Kenarın büyüklüğu
2. Kenarın doğrultusu
3. Kenar tanımının güvenilirliği
4. Genişlik veya bulanıklık

En basit kenar belirleme yöntemi gri skaladaki bir görüntünün ikili (binary) hale getirilmesiyle yapılabilmektedir. Bilindiği gibi ikili sayı sistemiyle tanımlanan bir görüntüde belli bir eşik değerden (threshold) büyük olan tüm değerler 1'e kalanlar ise 0'a eşitlenmektedir. Kenarlar bu siyah ve beyaz alanlar arasındaki sınırlarda oluşmaktadır. Kenar belirleme yöntemlerini uygulanması sırasında karşılaşılan en temel problem görüntü içindeki bir gürültünün kenar olarak belirlenmesidir. Bu sorunun aşılması için gürültülerin öncelikle bir alçak geçişli süzgeçle elimine

edilmesi önerilmektedir. Ancak bu işlem bir kenarın yanındaki küçük kenarların yokedilmesine de neden olabilmektedir. Bu da kenar belirleme yönteminin etkinliğini azaltıcı etki göstermektedir.

Kullanılan kenar belirleme yöntemleri sayısal görüntüleri giriş olarak alır ve çıkış olarak ta kenar haritalarını “edge map” oluştururlar. Kenar haritaları görsel olarak kenarların konumu, sürekliliği-belirginliği ve doğrultusu hakkında bilgi içermektedir.

Kenar belirleme yöntemlerini sınıflamanın farklı yolları bulunmaktadır. Bunlardan bir tanesi kenar belirleme sırasında kullanılan matematiksel yöntemin türüne göre yapılan sınıflamadır. Bu yöntemler görüntü fonksiyonundaki süreksizlikleri belirleyen 1., 2. veya yüksek mertebeden türevler içeren gradyent işlemleri olabilmektedir. Bir başka sınıflama yönteminde görüntüye model oturtma yolunu kullanan doğrultusal ve doğrultusal olmayan kenar işlemleridir. Doğrultusal kenar belirleme yöntemleri kenar doğrultusunda meydana gelen değişim büyüklüğünün (çoğu zaman gradyent işlemler kullanılarak) belirlenmesini amaçlar. Bu türde, pikselin bir kenar üzerinde olup olmadığının belirlenmesi temel amaçtır. Doğrultusal olmayan veya izotropik kenar işlemleri görüntü fonksiyonundaki tüm doğrultularda belirleme yapabilir. Laplace işleci tüm doğrultularda simetrik olarak çalışabilen bu türe bir matematiksel örnek olarak verilebilir.

5.3.2 Kenar Belirleme Yöntemlerinin Sınıflandırılması

Kenar belirleme işlemleri en temelde 3 ana işlemde oluşmaktadır. Bunlar özetle:

- Gürültünün yuvarlatılması (Noise smoothing)
- Kenarın belirginleştirilmesi (Edge enhancement)
- Kenarın yerinin belirlenmesi (Edge localization)

şeklinde sıralanabilir. Yukarıda 3 ana adımda belirtilen kenar belirleme işlemleri daha açık bir şekilde şöyle ifade edilebilir.

1. Kenar Belirleme: Gradyent kullanılır (Sobel satır kenar belirleyici ve Prewitt sütun kenar belirleyici) veya görüntünün Laplace kenar belirleyicisi.
2. Sınır İyileştirme: 20% ve 35% arasındaki gri skala kenar değerleri bulunarak bunlara 1 değeri atanır kalanlar 0 olur.
3. Medyan Süzgeçleme: (3x3)lük medyan filtre 1 ve 2. adımlarda belirlenen kenarları yok etmeden gürültünün azaltılması için uygulanır.
4. Bölge Belirleme: Tekrarlı bir şekilde kenar sınırlarının içinin farklı gri değerleri ile taranması.
5. Kenar Eliminasyonu: Tekrarlı bir şekilde 4 doğrultudaki kenarlar sürekliliğini devam ettiremiyorsa elimine edilebilir.

Burada 2 tür sınıflama ele alınacaktır. Örneğin seçilecek kenar türüne bağlı olarak farklı sınıflandırmalar yapılabilmektedir (Dhaliwal, 1990).

1. ve 2. Türevlere Göre Sınıflama

1. Roberts
2. Rosenfeld and Thurston
3. Macleod
4. Haralick
5. Binford
6. Shanmugam, Dickey and Gren
7. Robinson
8. Marr and Hildreth
9. Jain and Rheaume
10. Bovik and Munson
11. Canny (1986)
12. Prewitt (1970)
13. Sobel ve Feldman (1968)

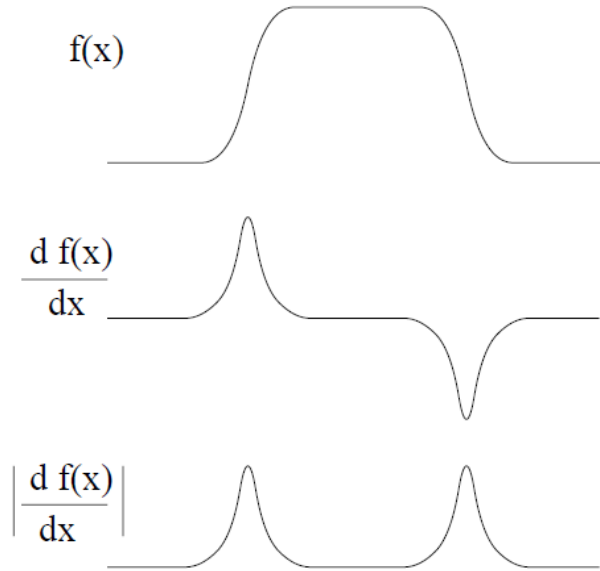
Görüntü Yüzeyi Yaklaşımına Göre Sınıflama

1. Huckel

2. Nevatia and Babu
3. Hartley
4. Nalwa and Binford
5. Laplace

5.3.2.1 Birinci Türev İşleçleri

Tüm kenar belirleme işlemlerinde önce kenarı iyileştirme ve işaretleme, daha sonrada belirleme işlemi gerçekleştirilir. Bu işlem için tek gerekli olan işlem bir çeşit yüksek geçişli filtredir. Birinci derece türevlerde ve bir-boyutta,



Şekil 5.5 $f(x)$ fonksiyonunun birinci türevi ve türevin mutlak değer görünümü (Dhaliwal, 1990).

Şekil 5.5 geçerlidir. Bu sistem aynı zamanda y ekseninde geçerlidir. Buradan T kenar eşik değeri kullanılarak,

$$\left| \frac{df(x)}{dx} \right| > T \Rightarrow \text{Kenar} \quad (5.1)$$

bağıntısı ile kenarlar belirlenir. 2-boyutta ise işlem biraz daha farklıdır.

$$\left| \frac{df(x, y)}{dx} \right| > T \Rightarrow \text{Düşey kenar} \quad (5.2)$$

$$\left| \frac{df(x, y)}{dy} \right| > T \Rightarrow \text{Yatay kenar} \quad (5.3)$$

eşitlikleri ile kenarlar belirlenir. Ancak temel amaç çoğu zaman iki-boyutta aynı anda belirlenmesidir. İki-boyutta birinci türev işleci $\nabla f(x, y)$ ile verilir.

$$\nabla f(x, y) = \frac{\partial f(x, y)}{\partial x} i + \frac{\partial f(x, y)}{\partial y} j \quad (5.4)$$

Buradan gradientin büyüklüğü,

$$|\nabla f(x, y)| = \sqrt{\left| \frac{\partial f(x, y)}{\partial x} \right|^2 + \left| \frac{\partial f(x, y)}{\partial y} \right|^2} \quad (5.5)$$

ile hesaplanır. Sonuçta kenarlar 2-boyutta,

$$|\nabla f(x, y)| < T \Rightarrow \text{Kenar yok} \quad (5.6)$$

$$|\nabla f(x, y)| > T \Rightarrow \text{Kenar var} \quad (5.7)$$

ile tanımlanır.

5.3.2.2 Eşik Değerin Seçimi

Kenarların belirlenmesi için bir eşik değerin seçilmesi gerekmektedir. Seçilecek eşik değeri tamamen uygulayıcının kontrolünde ve insiyatifinde olmakla birlikte literatürde çeşitli öneriler bulunmaktadır. Bunlardan en çok uygulananları aşağıdaki iki yaklaşımdır (Pratt, 1991).

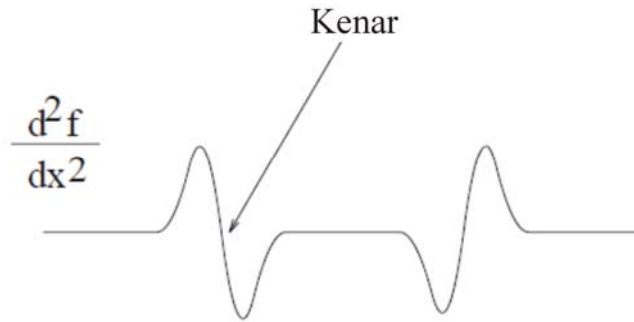
Tahmin (Guess): En büyük $|\nabla f(x, y)|$ değerinin %30'u alınır.

Kenar Oranı: Eşik değeri görüntünün % x 'i kenar olarak tanımlanacaksa ona göre belirlenir. Örneğin görüntünün %10'u kenar olarak belirlenecek denilebilmektedir. Burada $|\nabla f(i, j)|$ 'nin histogramı alınır ve istenen piksel oranı eşik değeri olarak atanır.

Bu çalışmada yazılan MATLAB tabanlı programda eşik değeri otomatik olarak belirlenmesi istenmiştir. Eşik değeri, MATLAB tarafından dikdörtgen görüntünün gradyan büyüklüğünün ortalama değeri olarak atanmakta ve çoğu zaman başarılı sonuçlar elde edilmektedir. Ayrıca uygulayıcının direkt olarak belirleyebileceği eşik değeri parametresine bir başka müdahale şansı da vardır. MATLAB'in otomatik olarak belirlediği bu değeri, kullanıcının gireceği eşik değeri ölçek faktörü adındaki bir parametre ile çarpılarak yenilenebilmektedir. Bu çalışmada kullanılan Canny, Prewitt ve Sobel işlemleri 1. türev işlemleridir.

5.3.2.3 İkinci Türev İşlemleri

2. türev işlemleri yine birinci türevle benzer olarak bir-boyutlu bir ortamda Şekil 5.6'daki gibi görülebilir.



Şekil 5.6 Bir fonksiyonun ikinci türevi ve kenarın konumu (Dhaliwal, 1990).

Bu yöntemde kenarlar eğrinin x eksenini kestiği yerlerde belirlenir (zero-crossing). İki-boyutlu ortamda Laplace'in hesaplanması gerekir.

$$\nabla^2 f(x, y) = \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f(x, y)}{\partial y^2} \quad (5.8)$$

5.3.3 Kenar Belirleme Yönteminde Jeofizik Uygulamalar

Jeofizik biliminde görüntü işleme teknikleri çok sıklıkla başvurulan yöntemler arasındadır. Yerin modellenmesini amaçlayan bu bilim dalında, yeryüzü etkilerinin çeşitli yöntemlerle yapılan ölçümler sonucunda belirlenmesi için toplanan verilerin görsel bir hale getirilerek sunulması günümüz bilgisayar teknolojisiyle artık kaçınılmazdır. GörSELLİĞİN yani görüntünün bulunduğu bir yerde bunun etkilerinin de mutlaka bilinmesi gerekmektedir. Jeofizikte tek boyutlu kesit amaçlı tekil profil ölçümleri, iki-boyutlu haritalama amaçlı çoklu profil ölçümleri veya üç-boyutlu modelleme amaçlı çoklu profil ölçümleri alınabilmektedir. Bunların sunumunun ne şekilde yapılacağı tamamen uygulayıcının insiyatifindedir. Uygulamada iki-boyutlu bir rölyef görüntüye (örneğin bir manyetik haritaya) hangi açıdan ışık verileceği anomalilerin konumu açısından çok önemlidir.

Jeofizik biliminde görsel işlemlerin en çok kullanıldığı alan ise helikopter, uçak veya uydulardan çekilen görüntülerin işlendiği uzaktan algılama yöntemidir. Süzen ve Toprak'ın (1998) yaptığı çalışma kenar belirleme yöntemleri ile fay yapılarının akarsu konumlarının belirlenmesinde çok başarılı sonuçlar vermiştir. İlk kenar belirleme çalışmaları sadece insan gözünün algıladığı herhangi bir görüntünün analizi üzerine yapılmıştır (Mallat ve Zhong, 1992). Daha sonra jeofizikçilerin sıklıkla potansiyel alan haritası (özellikle gravite) yorumlarını yönlendirmek amacıyla kullandıkları bir araç olarak kullanılmıştır (Blakely ve Simpson, 1986). Son çalışmalarda ise kenarlar, potansiyel alan teorisinde daha kesin bir matematiksel anlam kazanacak şekilde kullanılmaya başlanmışlardır (Hornby ve diğer., 1999; Moreau ve diğer., 1997). Hem görüntü işleme amacıyla (Trompat ve diğer., 2003); hemde ters çözüme yardımcı olarak özellikle gravite çalışmalarında kullanılmaya başlanmıştır (Boschetti ve diğer., 2001; Sailhac ve Gibert, 2003; Poulet ve diğer., 2001). Son yıllarda hem manyetik hemde gravite anomali haritalarına uygulanarak genel jeolojik yapıların belirlenmesi ve görsel yorumlama amacıyla da kullanımı

yaygınlaşmıştır. Ayrıca Timur'un (2005; 2008) VLF-EM tilt açısı verileri ile sismik yansıma kesitlerinin otomatik yorumlanması üzerine yaptığı çalışmalar da bulunmaktadır.

Bu çalışmada kuramsal ve arazi verileri önce yapma gravite haritasına dönüştürülmüş daha sonra sınır belirleme amaçlı olarak Canny (1983; 1986), Sobel ve Feldman (1968) ve Prewitt (1970) işlemleri uygulanmıştır. Elde edilen sınırlar ters çözümde başlangıç modelinin oluşturulmasında kullanılmıştır. Yazılan MATLAB tabanlı programda tüm kuramsal görüntüler 1000×1000 piksel boyutlarında 16-bit renk derinliğinde kaydedilmiştir. Ayrıca belirlenecek kenar miktarını kontrol eden parametre olan eşik değeri (threshold) ortalama değeri hazırlanan kaynak kod içerisinde görüntünün taranmasıyla otomatik olarak belirlemektedir. Eşik değeri parametresi tüm kenar belirleme işlemlerinde uygulayıcının kontrolü altında olan bir değerdir ve etkisi ilerleyen başlıklar altında örnek bir görüntü üzerinde denenmiştir.

5.3.4 Canny İşleci

Canny (1986) iyi bir kenar belirleme işleminin gerçekleşmesi için yukarıda değinilen şartları sağlayabilmek amacıyla bir dizi işlem geliştirmiştir. Canny işleci dört eksponansiyel terimin toplamı ile ifade edilir. Bu işlemin uygulanmasından önce 5×5 boyulu bir Gauss işlevinin birinci türevi ile (5.9) görüntüdeki gürültüler elimine edilmeye çalışılır. Örnek olarak 1,4 eşik değeri için birinci türev işleci,

$$B = \frac{1}{159} \begin{pmatrix} 2 & 4 & 5 & 4 & 2 \\ 4 & 9 & 12 & 9 & 4 \\ 5 & 12 & 15 & 12 & 5 \\ 4 & 9 & 12 & 9 & 4 \\ 2 & 4 & 5 & 4 & 2 \end{pmatrix} * A \quad (5.9)$$

ile tanımlanabilir (Canny, 1986). Buradaki A kaynak görüntüdür. İkinci aşamada görüntüdeki gradient büyüklükleri belirlenmektedir. Bilindiği gibi görüntüdeki bir kenar, yatay düşey veya köşegen doğrultularda olabilir. Kenar belirleme işleci yatay

doğrultuda (G_y) ve düşey doğrultuda birinci türev değerlerini hesaplar. Buradan kenar gradienti ve doğrultusu belirlenir.

$$G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2} \quad (5.10)$$

$$\Theta = \arctan\left(\frac{G_y}{G_x}\right) \quad (5.11)$$

Burada Θ ile tanımlanan kenar doğrultu açısı dört doğrultuyu tanımlayan açılardan birisine döndürülür (rounded angle) (Örneğin; 0, 45, 90 ve 135 derece).

3.aşamada maksimum olmayan noktalar baskılanır. Bu amaçla gradient büyüklüğünün bir yerel maksimum oluşturup oluşturmadığı incelenir. Örneğin,

- Eğer döndürülmüş açı sıfır derece ise ve noktanın değeri, kuzey güzey doğrultusundaki gradient değerlerinden daha büyükse, nokta kenar üzeri olarak değerlendirilir.
- Eğer döndürülmüş açı 90 derece ise ve noktanın değeri, doğu batı doğrultusundaki gradient değerlerinden daha büyükse, nokta kenar üzeri olarak değerlendirilir.
- Eğer döndürülmüş açı 135 derece ise ve noktanın değeri kuzeydoğu-güneybatı doğrultusundaki gradient değerlerinden daha büyükse, nokta kenar üzeri olarak değerlendirilir.
- Eğer döndürülmüş açı 45 derece ise ve noktanın değeri kuzeybatı-güneydoğu doğrultusundaki gradient değerlerinden daha büyükse, nokta kenar üzeri olarak değerlendirilir.

Bu işlemlerin ardından artık iki renkli (binary) kenar görüntüsü elde edilir. Daha sonra histeresis eşik değeri kullanarak, işleç kenar sürekliliğini sağlamaya çalışır. Bu özellik sadece Canny işlecinde vardır.

Canny işlecinin kontrolünde iki parametre bulunmaktadır. Bunlar kullanılan Gauss filtrenin boyu ve eşik değeridir. Gauss filtrenin boyu büyüdükçe daha az ama

daha sürekli kenarlar elde edilmektedir. Gereğinden büyük eşik değer (threshold) önemli veri kaybına yol açabileceği gibi, gereğinden küçük eşik değerde istenmeyen kenarların görüntüde ortaya çıkmasına yol açacaktır. Yapılan çalışmada 5 boylu Gauss filtre standart olarak tüm görüntülere uygulanmıştır.

5.3.5 Prewitt İşleci

Bu işlecin kullanılabilmesi için çok çeşitli çekirdek fonksiyonlar kullanılmaktadır. 8 çekirdek fonksiyondan oluşan bir işleç seti, kernellerden birisinin sabitlerinin dairesel olarak yer değiştirmesiyle elde edilebilir. Her bir kernel 0° dan 315° e kadar değişen doğrultularda kenar belirleyebilir. Burada doğrultu örnekleme aralığı 45° tir ve 0° düşey kenarı temsil etmektedir.

Çıkış doğrultu değerleri 1 ile 8 arasında değişmektedir. Bunun nedeni 8 kernelden hangisinin en büyük değeri verdiği sonuç değerini kontrol etmesidir. Bu kenar belirleme yöntemi aynı zamanda kenar kalıp uyumu yöntemi (edge template matching) olarak ta bilinmektedir. Çünkü bu yöntemde her biri bir doğrultudaki kenarları temsil eden bir kenar kalıp seti görüntüyle eşleştirilmektedir. Böylece bir pikseldeki kenar büyüklüğü ve doğrultusu yerel alanda uyum sağlayan kalıp ile belirlenmektedir.

Prewitt kenar belirleme yöntemi, bir kenarın büyüklüğü ve doğrultusunu belirlemek için uygun bir metottur. Her ne kadar diferansiyel gradient kenar belirleme işlemleri x ve y doğrultusundaki büyüklükleri hesaplarken diğer yöntemlere göre fazla zamana ihtiyaç duysa da, Prewitt yöntemi doğrultuyu direk olarak en büyük tepkiye sahip kernelden almaktadır. Buradaki kernel setindeki işleç sayısı 8 olası doğrultu ile sınırlandırılmıştır ve gradient yöntemlerde her piksel bir düşey birde yatay olamk üzere 2 kernel ile evrişime sokulmasına karşın, bu yöntemde her piksele 8 defa evrişim işlemi uygulanmaktadır.

Matematiksel olarak işleç iki adet 3×3 boyutlarında çekirdek fonksiyon kullanılmaktadır. Bu kerneller orijinal görüntü ile evriştirilerek yatay ve düşey türevler

elde edilir. Burada A kaynak görüntü G_x ve G_y yatay ve düşey türev yaklaşımları olmak üzere,

$$G_x = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} * A \quad \text{ve} \quad G_y = \begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} * A \quad (5.12)$$

ile tanımlanır (Prewitt, 1970).

5.3.6 Sobel İşleci

Sobel kenar belirleme işleci her noktada görüntü büyüklüğünün gradientini hesaplayarak aydınlıktan karanlığa doğru en büyük artım miktarının doğrultusunu belirlemeyi amaçlamaktadır. Dolayısıyla bu işlemin sonucu diğer kenar belirleme yöntemlerinde olduğu gibi görüntünün herhangi bir noktada animi yoksa yavaşçanı değişim gösterdiğini ortaya koymaktadır.

Matematiksel olarak iki-boyutlu bir görüntüde yatay ve düşey doğrultulardaki her bir noktada gradientin hesaplanması temeline dayanır. Her noktadaki gradient vektörü, belli doğrultulardaki noktalar arasındaki en büyük oransal artışın miktarını tanımlamaktadır. Buradan da anlaşılacağı gibi Sobel operatörünün sonucunda, eğer görüntüde herhangi bir renk değişimi yoksa 0 vektörü olacak; eğer karanlıktan daha parlak piksellere doğru bir geçiş var ise orası bir kenar olarak tanımlanacaktır.

Operatör kaynak görüntüyle evriştirilen iki adet çekirdek fonksiyon içermektedir. Bunlardan biri yatay diğeri düşey kenarları belirlemek için kullanılmaktadır. Kaynak görüntü A ile tanımlanacak olursa, G_x ve G_y ile tanımlanan yatay ve düşey türev yaklaşımları aşağıdaki şekilde hesaplanabilir.

$$G_y = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} * A \quad \text{ve} \quad G_x = \begin{bmatrix} 1 & 0 & -1 \\ 2 & 0 & -2 \\ 1 & 0 & -1 \end{bmatrix} * A \quad (5.13)$$

Her görüntüde yatay ve düşey yönde belirlenen kenarlar,

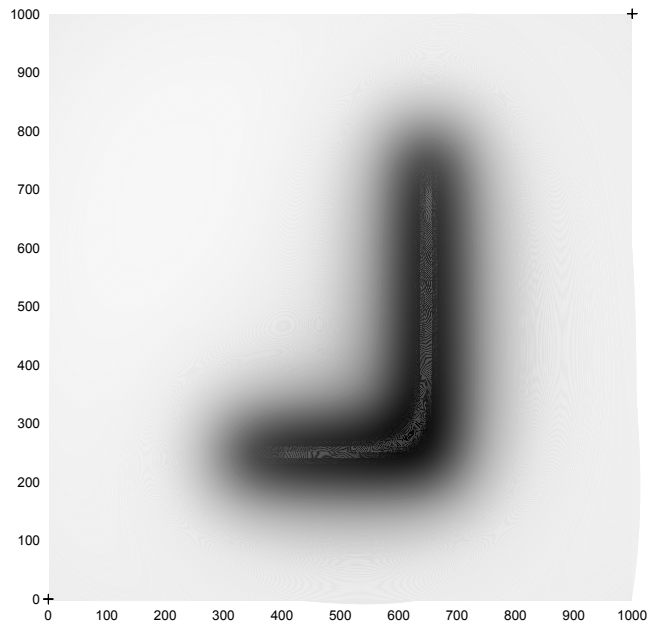
$$G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2} \quad (5.14)$$

bağıntısı yardımıyla birleştirilebilir. Buradan gradientin doğrultusu da,

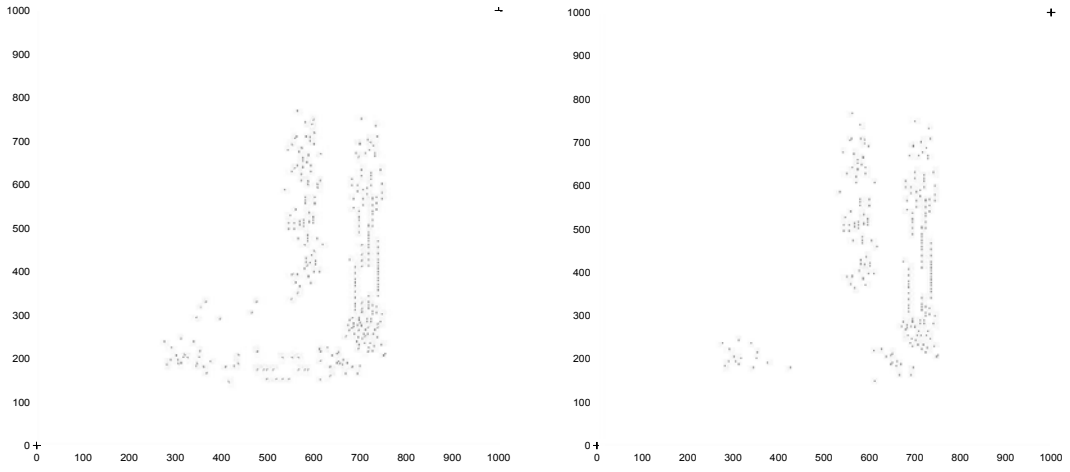
$$\Theta = \arctan\left(\frac{G_y}{G_x}\right) \quad (5.15)$$

ile verilir. Örneğin bu işleçte Θ açısı, sol tarafı karanlık bir düşey kenar üzerinde 0° 'dir (Sobel ve Feldman, 1968).

Kenar belirleme operatörleri arasındaki farkın sınanması ve eşik değer kavramının etkisinin gözlenmesi amacıyla bir deneme görüntüsü üzerinde operatörler sınanmıştır. Yapılan örnek uygulamada 1000×1000 piksel boyutlarında bir kaynak görüntüye sadece Sobel işleci farklı eşik değerler ve farklı yönde kenar belirleme işlemi kullanılarak farkın incelenmesi amaçlanmıştır.

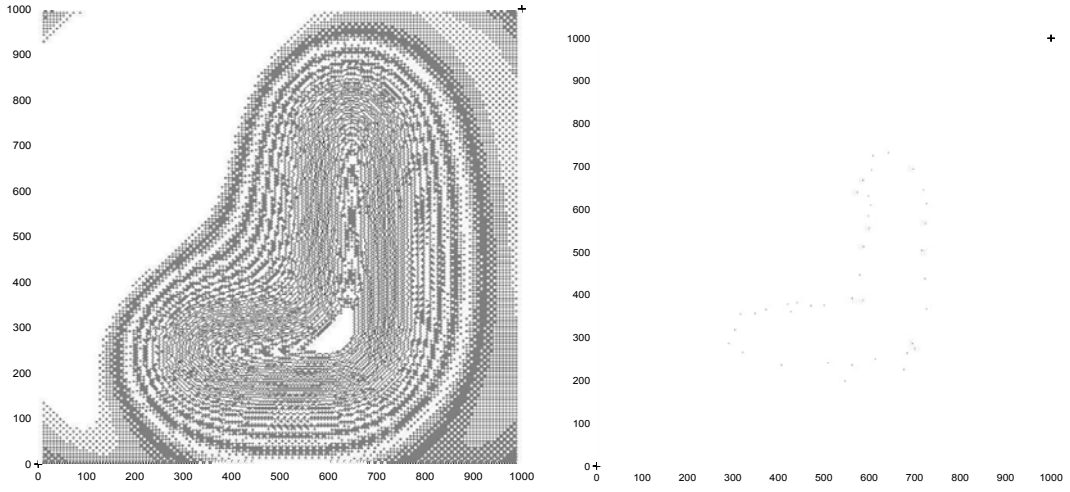


Şekil 5.7 Kaynak görüntü.



(a)

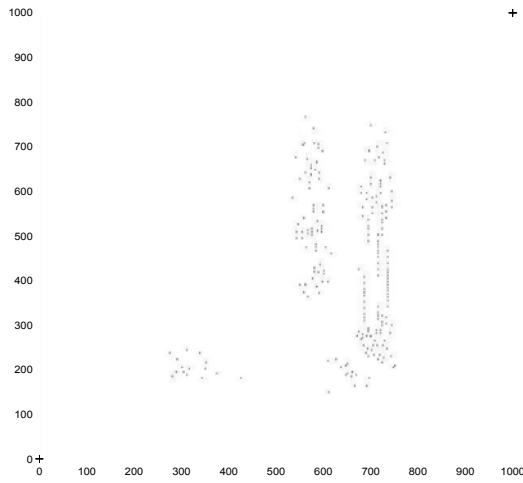
(b)



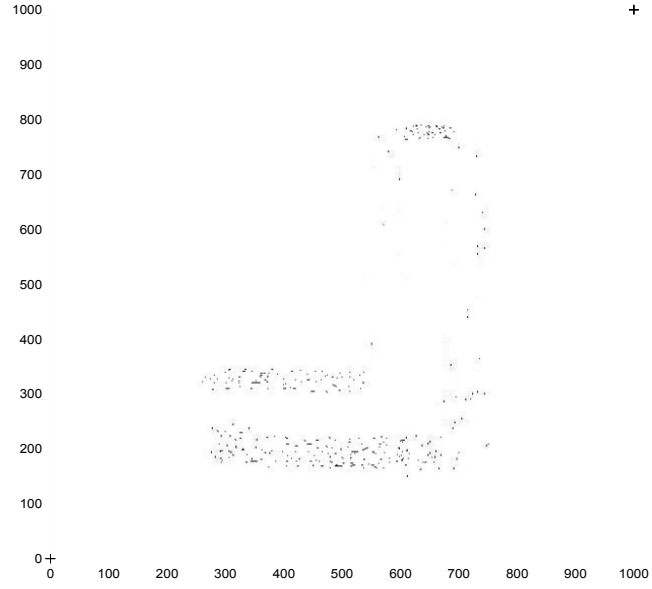
(c)

(d)

Şekil 5.8 (a) Sobel işleci sonucu (Eşik Değer 0,07), (b) Sobel işleci sonucu (Eşik Değer 0,1), (c) Sobel işleci sonucu (Eşik Değer 0,01), (d) Sobel işleci sonucu (Eşik Değer 0,2).



(a)



(b)

Şekil 5.9 (a) Sadece yatay kenarlar için Sobel operatörü sonucu, (b) Sadece düşey kenarlar için Sobel operatörü sonucu.

BÖLÜM ALTI

KURAMSAL ÇALIŞMALAR

6.1 Giriş

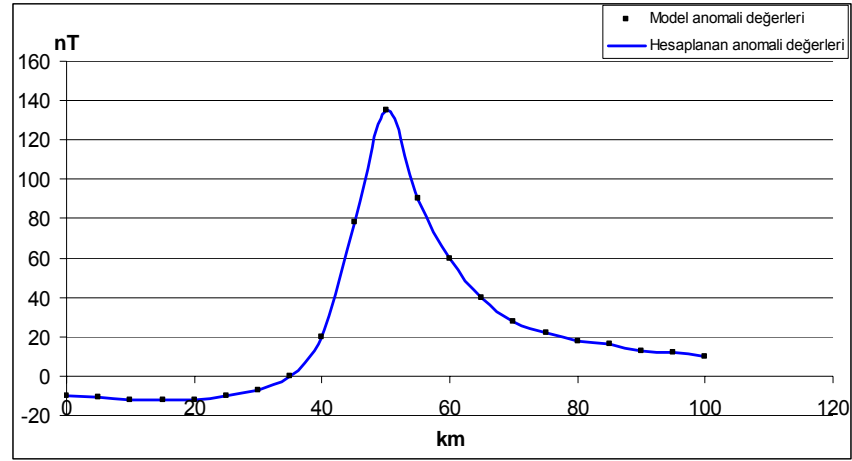
Kuramsal çalışmalar farklı inklinasyon açıları ve farklı konumlar için prizmatik modeller üzerinde gerçekleştirilmiştir. Manyetik düz çözüm çalışmalarında Blakely'nin (1995) önerdiği eşitlik kullanılmıştır. Haritaların elde edilmesinden sonra kutba indirgeme ve yapma gravite haritasına dönüşüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Burada kutba indirgenmiş haritalar yapı konumu için ön bilgi elde edilmesi için kullanılmış olup, gravite haritalarına sınır analizi ve kenar belirleme yöntemi için Sobel, Prewitt ve Canny operatörleri uygulanmıştır. Belirlenen yapı yerleri üç-boyutlu ters çözümde geometrik başlangıç modeli için kullanılmıştır. Kenar belirleme işlemi için haritalar 1000×1000 piksel boyutlarında 16-bit olarak kaydedilmiş ve işlem uygulanmıştır. VLF-R yöntemi için de 7 farklı model yapısı için veri üretilmiş ve ters çözüm yapılmıştır.

6.2 Manyetik Çalışmalar

Kuramsal manyetik çalışmalar için fay modeli (iki-boyutlu) ve üç-boyutlu düz ve ters çözüm uygulamaları gerçekleştirilmiştir. İki-boyutlu çalışmalar için 2 adet, üç-boyutlu çalışmalar için 7 adet farklı model uygulaması yapılmıştır.

6.2.1 Fay Modeli Düz ve Ters Çözüm Uygulamaları

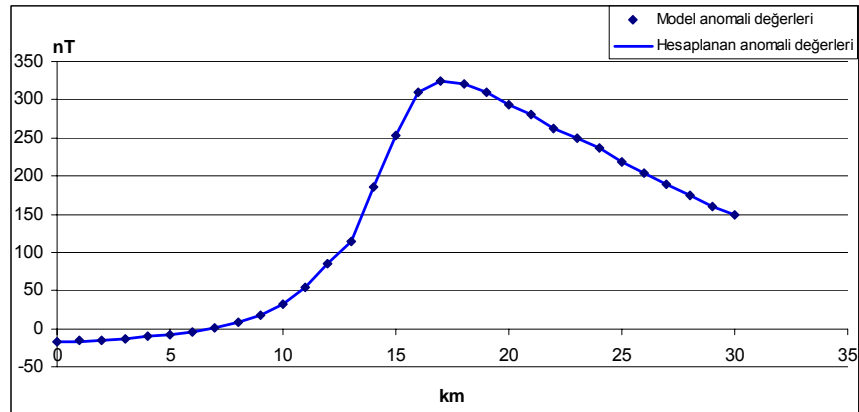
Fay modeli ters çözüm algoritmasının sınanması amacıyla iki farklı model için Murthy ve diğer. (2001) bağıntıları kullanılarak kuramsal veri üretilmiş ve uygulamalar gerçekleştirilmiştir (Şekil 6.1 ve 6.2). Fay modeli için ters çözüm uygulamalarının amacı yüzeye yakın olası kırık yapılarının belirlenmesi amacıyla bu çalışmada yapılan arazi uygulamalarını modellemek, yapılan üç-boyutlu ters çözümle karşılaştıma yapmak ve olası fayın dalım açısını belirlemektir (Tablo 6.1 ve 6.2).



Şekil 6.1 Kuramsal toplam manyetik alan anomalisi ve ters çözümü.

Tablo 6.1 Şekil 6.1'de görülen toplam alan anomalisinin veri işlem sonuçları

Parametre	Z1 (km)	Z2 (km)	D (km)	Θ (derece)	Φ (derece)	AJ (nT)	A (nT/km)	B (nT)
Model veri	1	2	10	45	30	100	0	0
Ters Çözüm Sonucu	0,97	2	10	43	30	95	0,02	0.3



Şekil 6.2 Kuramsal toplam manyetik alan anomalisi ve ters çözümü.

Tablo 6.2 Şekil 6.2'de görülen toplam alan anomalisinin veri işlem sonuçları

Parametre	Z1 (km)	Z2 (km)	D (km)	Θ (derece)	Φ (derece)	AJ (nT)	A (nT/km)	B (nT)
Model veri	2	15	15	120	90	100	0	0
Ters Çözüm Sonucu	2	14,8	15	121	89	100	0,1	1,3

6.2.2 Üç-Boyutlu Düz ve Ters Çözüm Uygulamaları

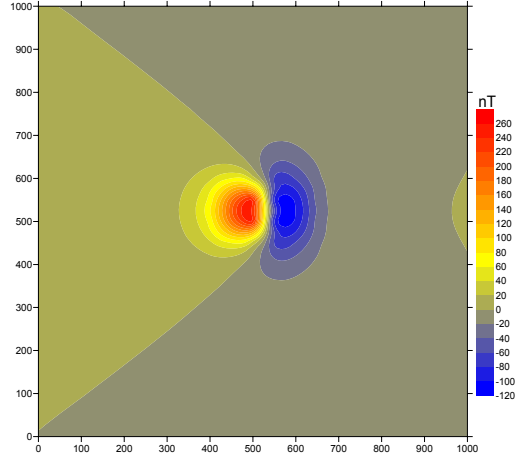
Üç-boyutlu düz çözüm işlemi için kuramsal veriler Bhattacharya (1964) ve Blakely (1995) tarafından prizmatik yapılar için tanımlanan bağıntılar kullanılmıştır. Ters çözüm işlemi için Rao ve Babu'nun (1991; 1993) geliştirdiği ters çözüm algoritması temel alınmıştır. Elde edilen kuramsal anomali haritasına kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanmıştır. Yapay gravite haritaları 1000×1000 piksel boyutlarında 16 bit renk derinliğinde görüntü haline getirilerek 3 farklı kenar belirleme yöntemi uygulanmıştır. Ayrıca toplam manyetik alan haritasına sınır analizi yöntemi uygulanmış ve kenar belirleme yöntemi ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen değerler ters çözüm için başlangıç parametrelerini oluşturmak için kullanılmış ve ters çözüm gerçekleştirilerek tablo halinde sonuçlar sunulmuştur. Birçok kuramsal çalışmanın yapılmasında en önemli etken kenar belirleme yönteminin, farklı yapı yerleri ve farklı inklinasyon açılarında etkinliğinin incelenmesidir.

1. MODEL

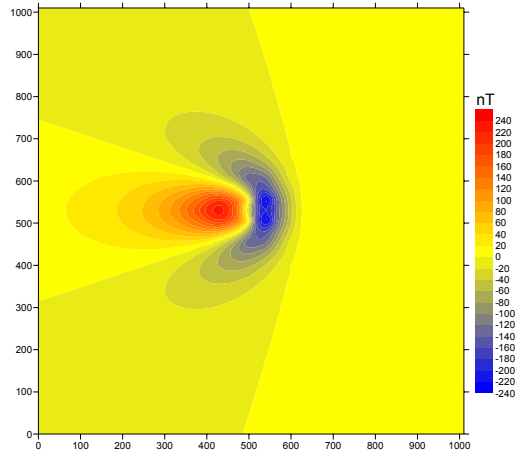
1. çalışmada inklinasyon açısı 45° alınmış ve tek yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.3, 6.4 ve 6.5). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.3'te sunulmuştur.

Tablo 6.3 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

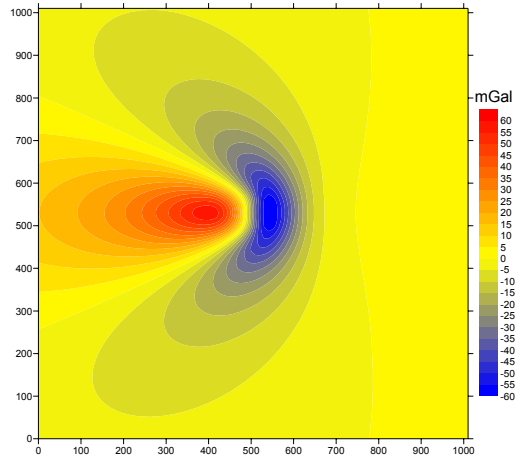
Kuramsal Model	X ₁ (m)	X ₂ (m)	Y ₁ (m)	Y ₂ (m)	Z ₁ (m)	Z ₂ (m)	I ₀ (Derece)	D ₀ (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 1	500	550	500	550	50	100	45	0	0	1
Başlangıç Değerleri	450	600	490	590	50	100	45	0	0	1.3
Ters Çözüm Sonucu	499	550	500	548.1	49	98	44.8	0.2	0	0.98



(a)

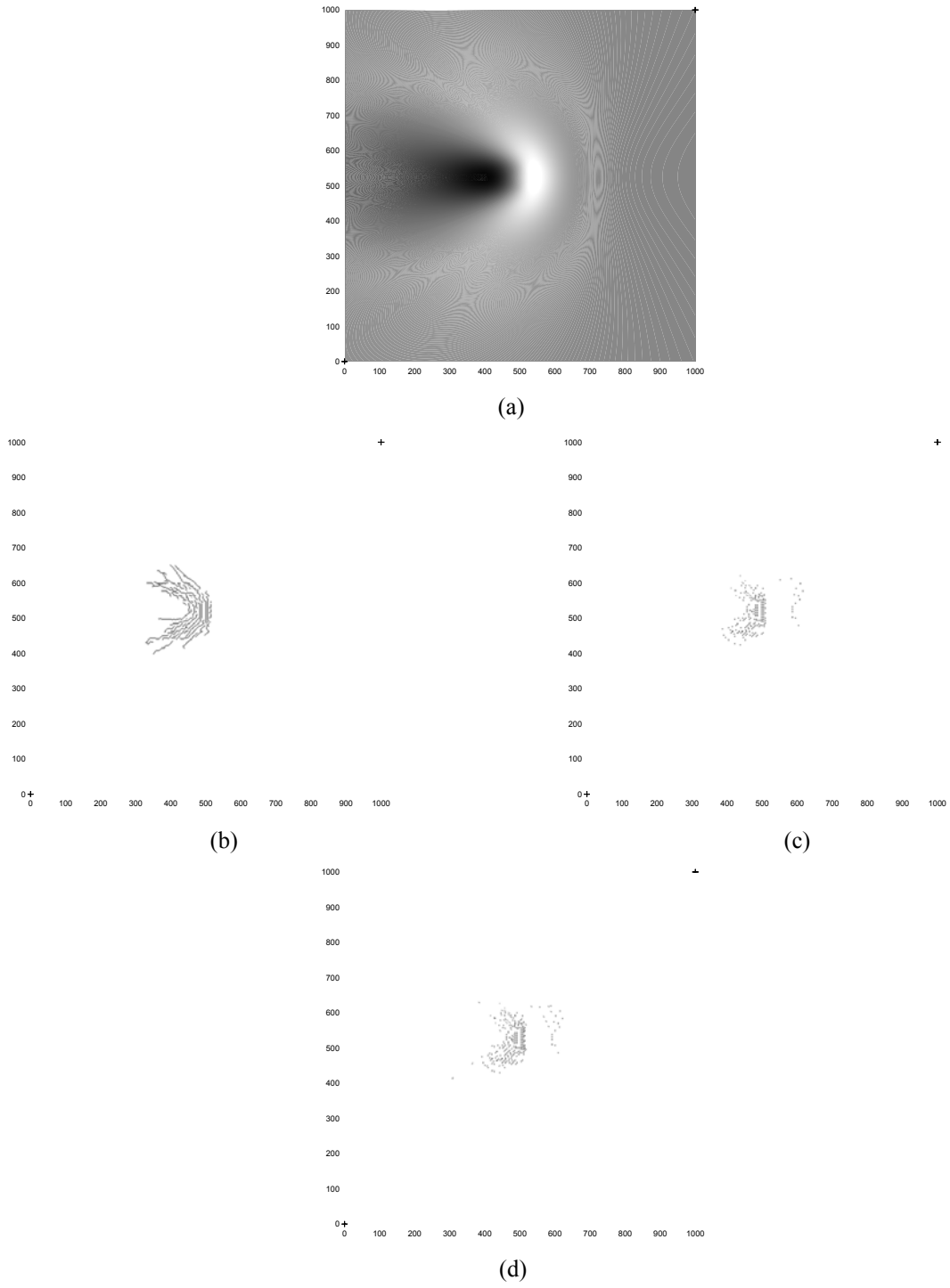


(b)

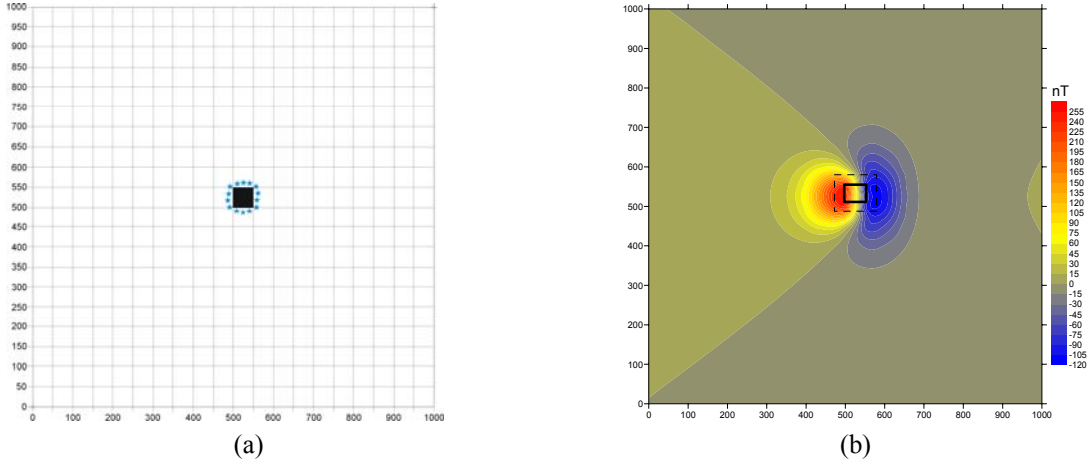


(c)

Şekil 6.3 $I_0=45^\circ$ için (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.4 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



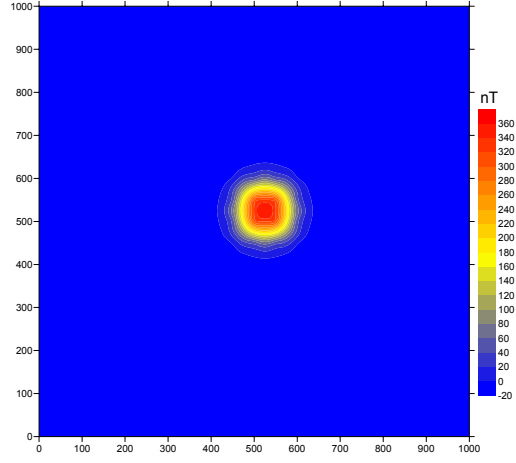
Şekil.6.5 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu.

2. MODEL

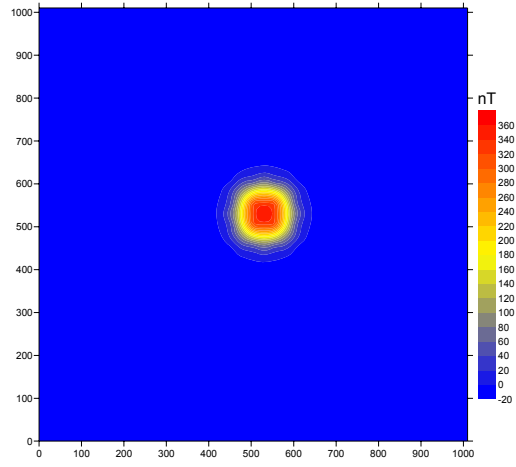
2. çalışmada inklınasyon açısı 90° alınmış ve tek yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.6, 6.7 ve 6.8). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.4'te sunulmuştur.

Tablo 6.4 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

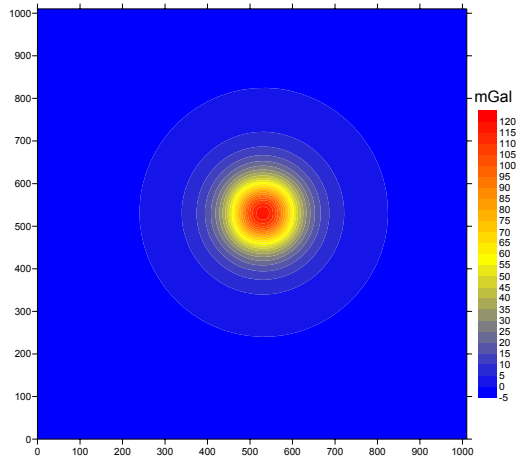
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 2	500	550	500	550	50	100	90	0	0	1
Başlangıç Değerleri	450	600	490	590	50	100	90	0	0	1.2
Ters Çözüm Sonucu	500	549	501	548.7	48.7	99.2	90	0	0	1



(a)

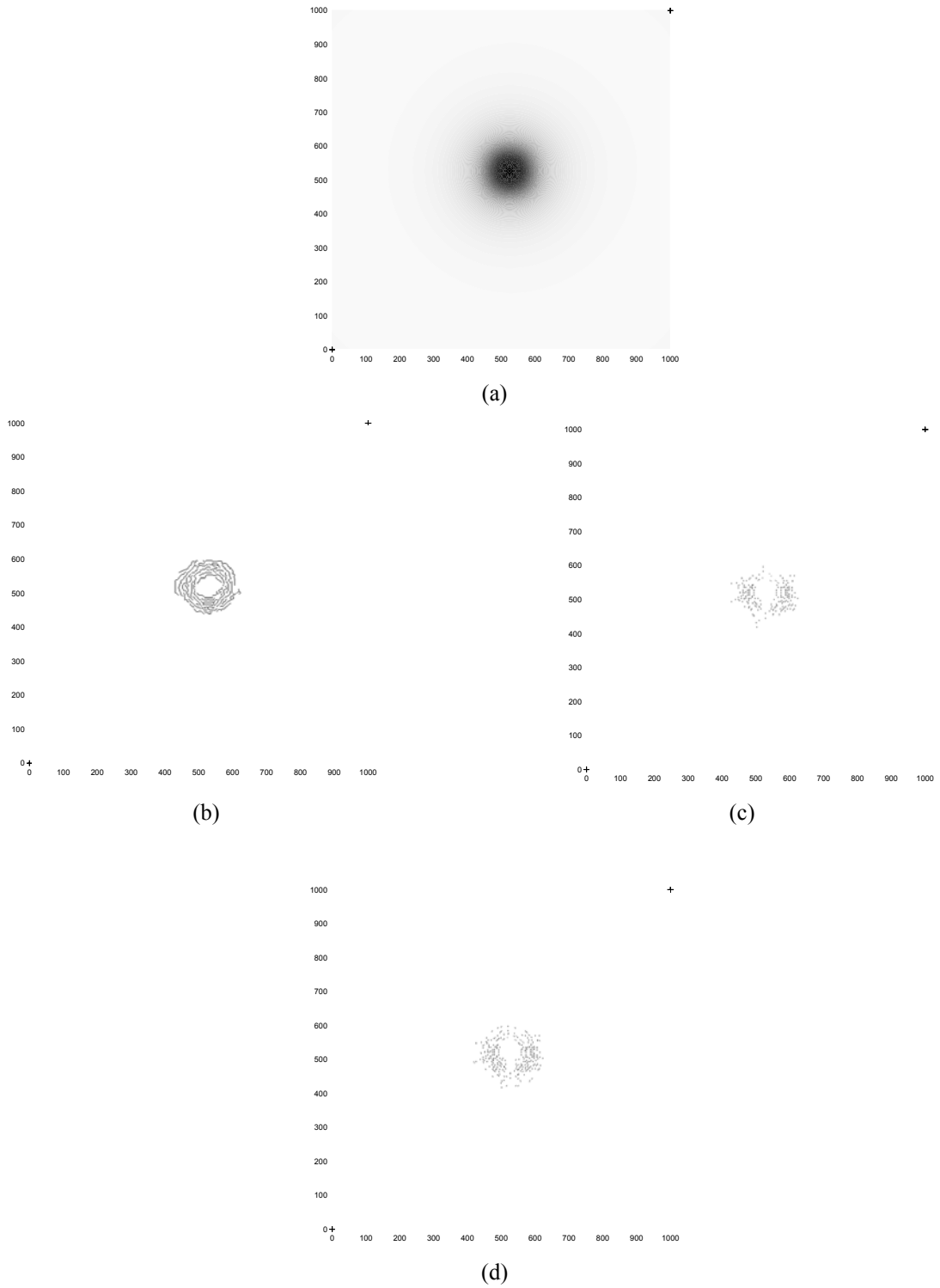


(b)

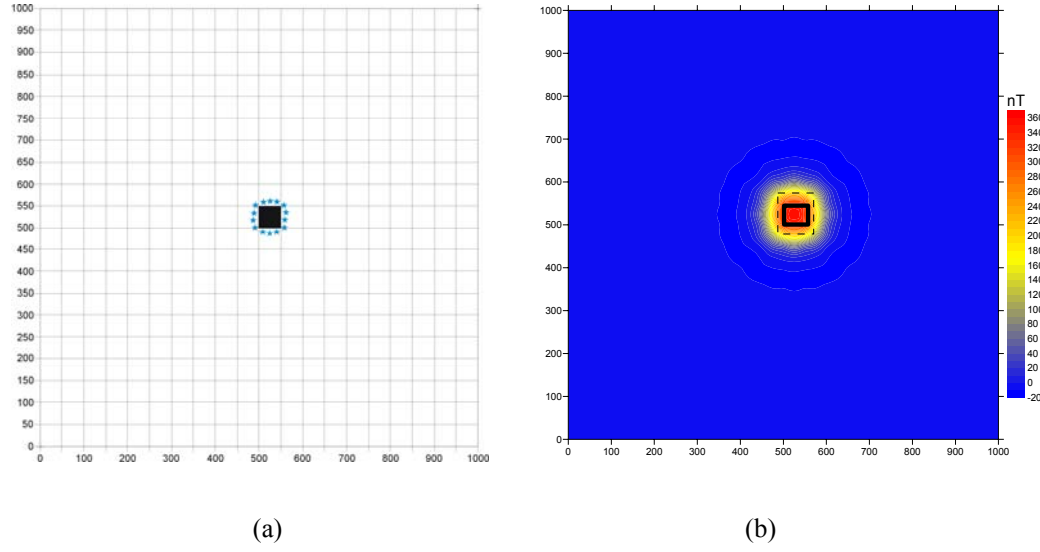


(c)

Şekil.6.6 $I_0=90^\circ$ için (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.7 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



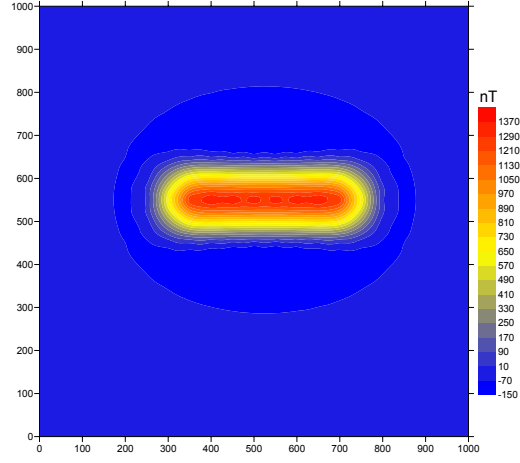
Şekil.6.8 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu.

3. MODEL

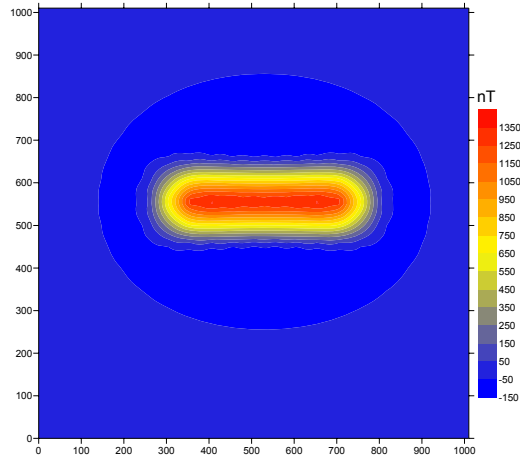
3. çalışmada inklınasyon açısı 90° alınmış ve tek uzun yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.9, 6.10 ve 6.11). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.5'te sunulmuştur.

Tablo 6.5 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

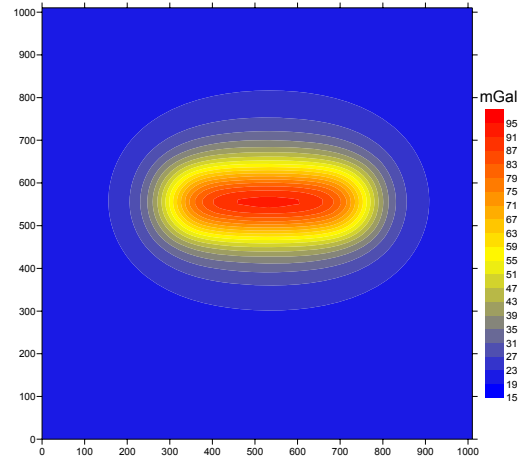
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 3	300	750	500	600	50	100	90	0	0	1
Başlangıç Değerleri	250	800	480	610	50	100	90	0	0	1.2
Ters Çözüm Sonucu	298	748.3	500	596.7	48.7	100	90	0	0	1



(a)

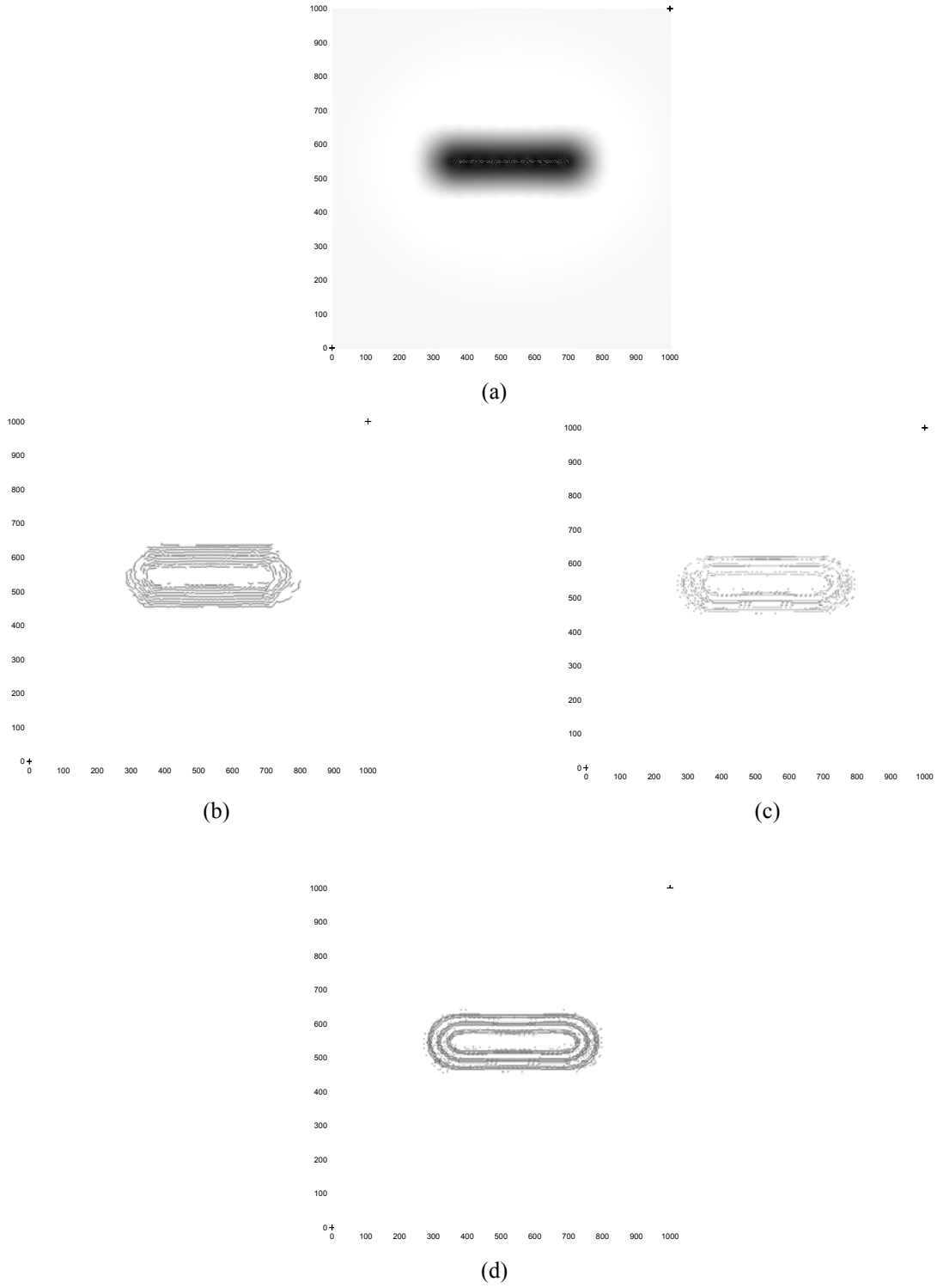


(b)

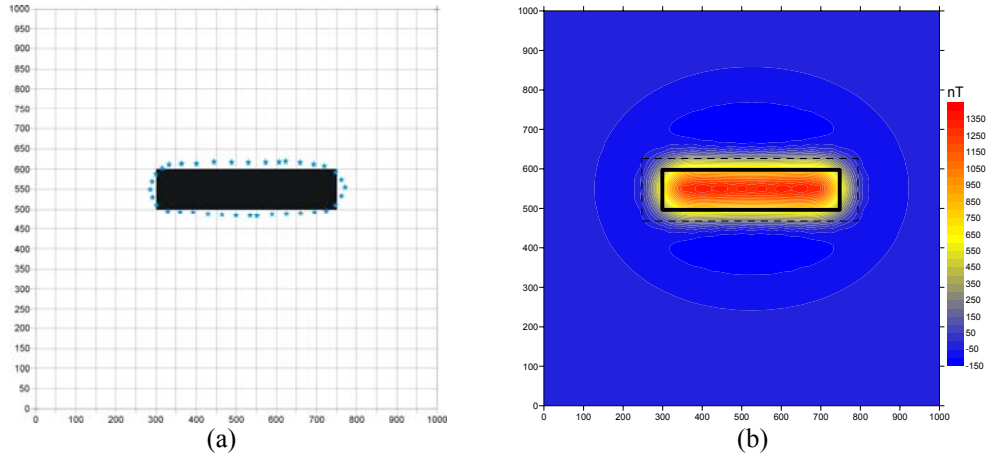


(c)

Şekil 6.9 $I_0=90^\circ$ için uzun yapının (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.10 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



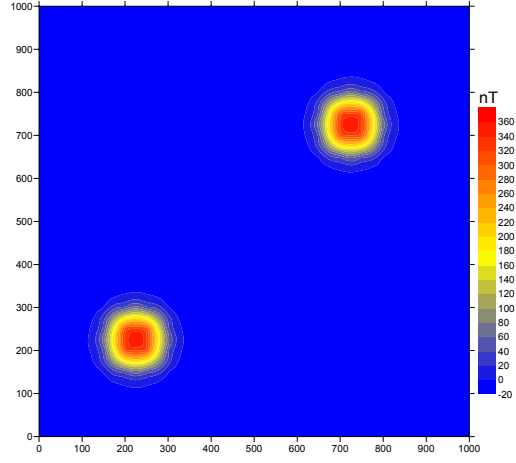
Şekil 6.11 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu.

4. MODEL

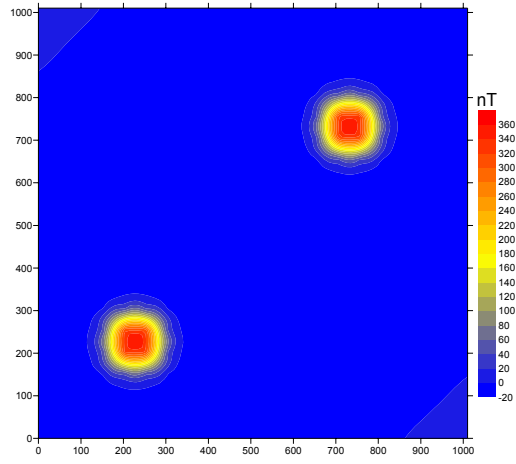
4. çalışmada inklınasyon açısı 90° alınmış ve iki uzak yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.12, 6.13 ve 6.14). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.6'da sunulmuştur.

Tablo 6.6 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

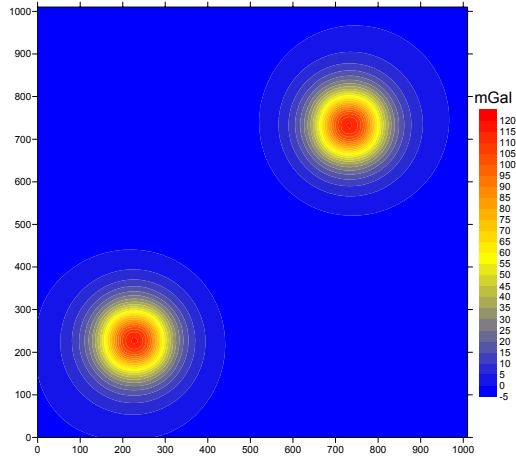
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 1	200	250	200	250	50	100	90	0	0	1
Model 2	700	750	700	750	50	100	90	0	0	1
Başlangıç Değerleri-1	150	300	150	300	50	100	90	0	0	1.2
Başlangıç Değerleri-2	650	790	650	790	50	100	90	0	0	1.2
Ters Çözüm Sonucu-1	199	250	200	250	49.8	99.2	90	0	0	1.01
Ters Çözüm Sonucu-2	700	748.3	700	750	50	100	90	0	0	1



(a)

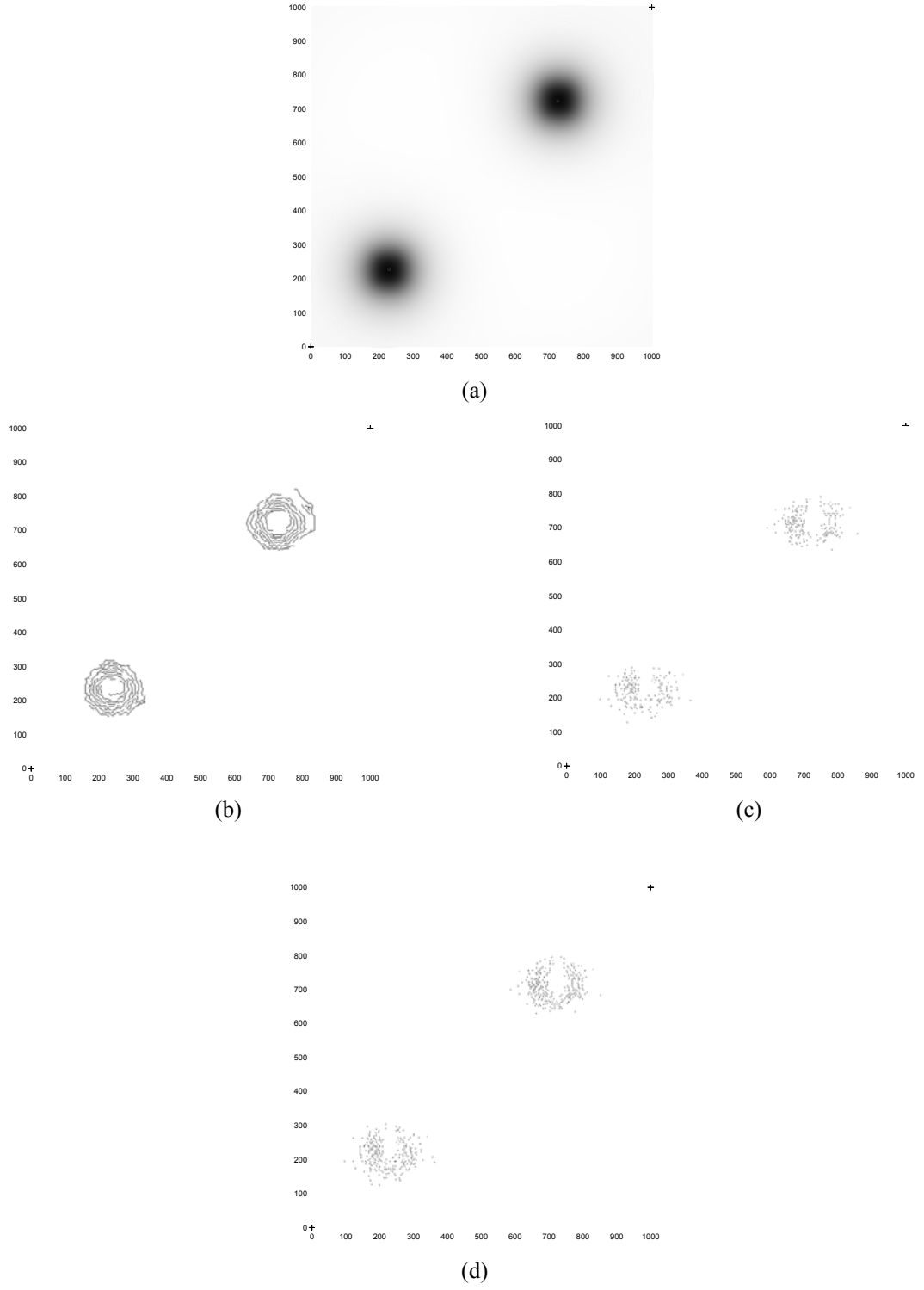


(b)

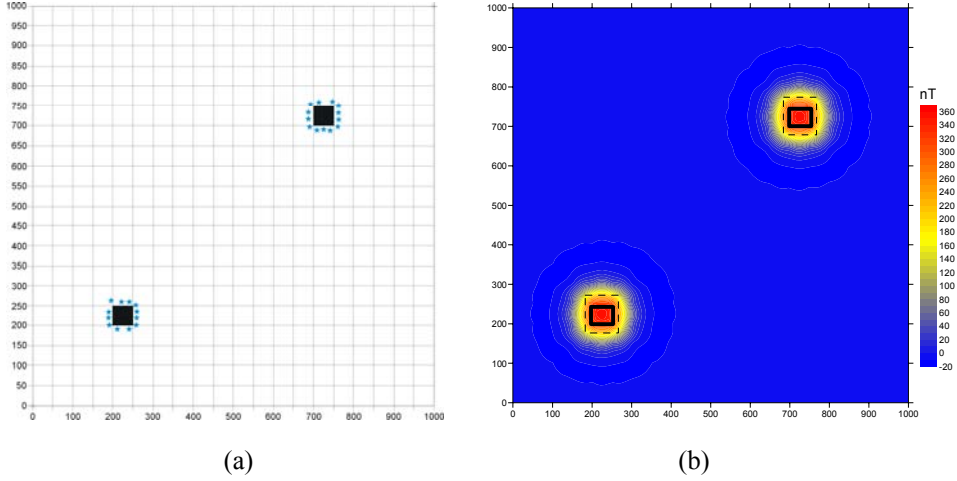


(c)

Şekil 6.12 $I_0=90^\circ$ için iki uzak yapının (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.13 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



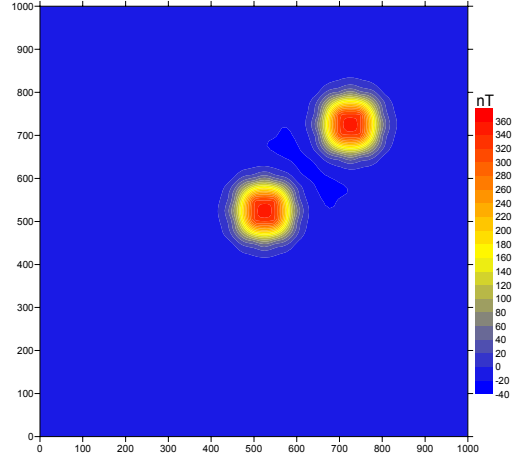
Şekil 6.14 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu.

5. MODEL

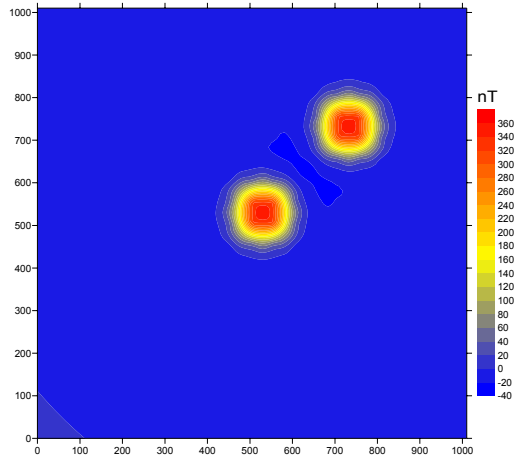
5. çalışmada inklınasyon açısı 90° alınmış ve iki yakın yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.15, 6.16 ve 6.17). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.7’de sunulmuştur.

Tablo 6.7 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

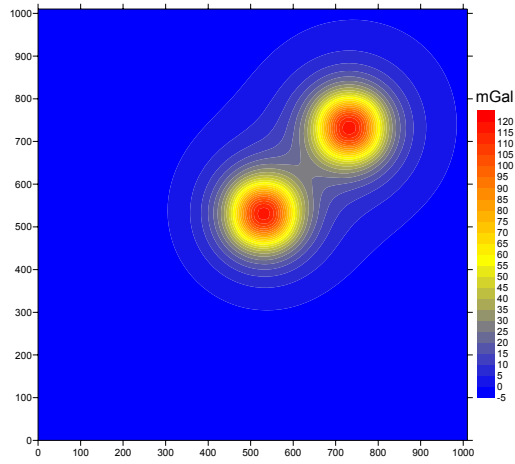
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 1	500	550	500	550	50	100	90	0	0	1
Model 2	700	750	700	750	50	100	90	0	0	1
Başlangıç Değerleri-1	450	600	450	590	40	100	90	0	0	1.2
Başlangıç Değerleri-2	650	800	650	800	35	100	90	0	0	1.3
Ters Çözüm Sonucu-1	500	550	500	549.3	50	99.2	90	0	0	1
Ters Çözüm Sonucu-2	698	749.3	700	750.7	48.1	99.8	90	0	0	1.1



(a)

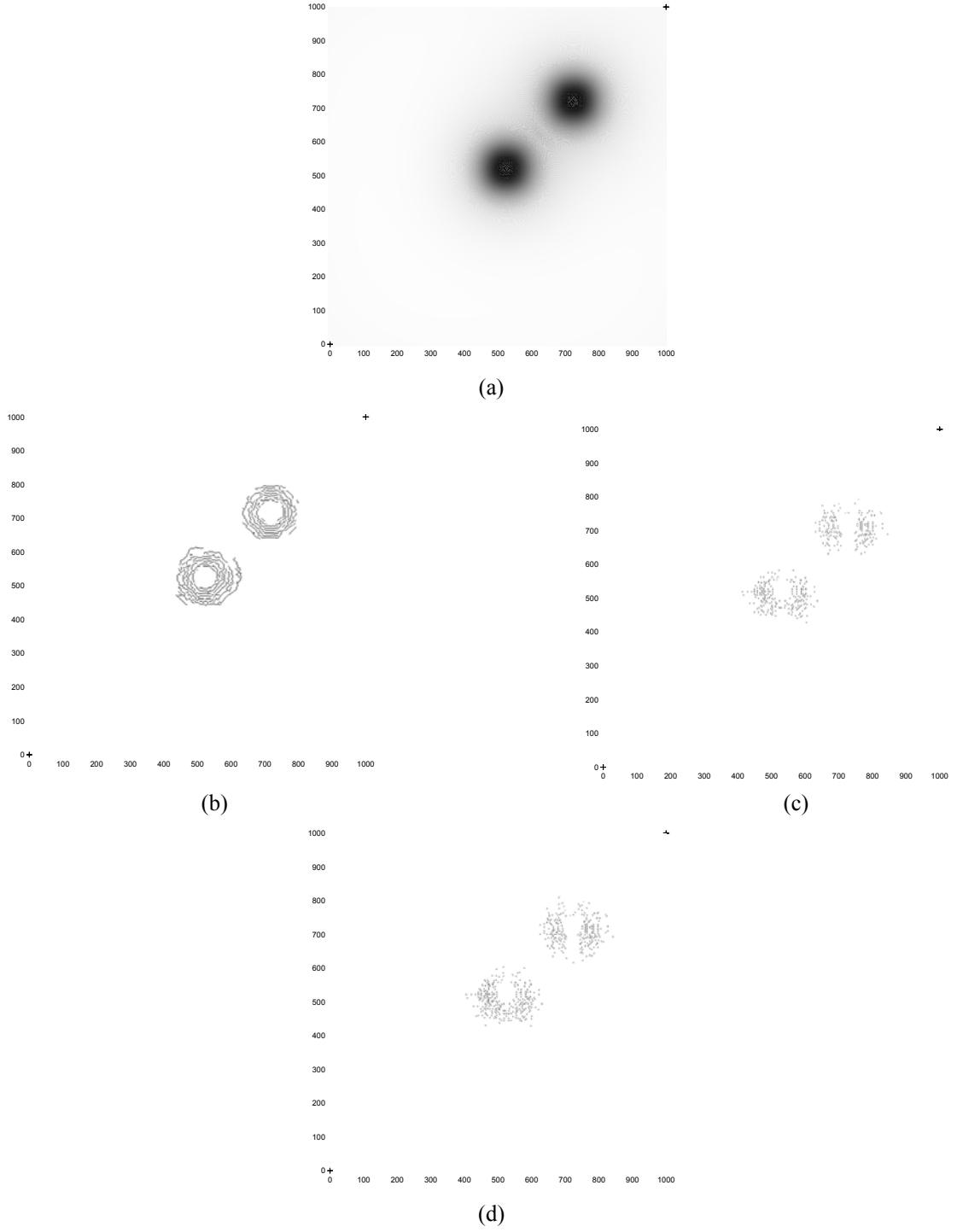


(b)

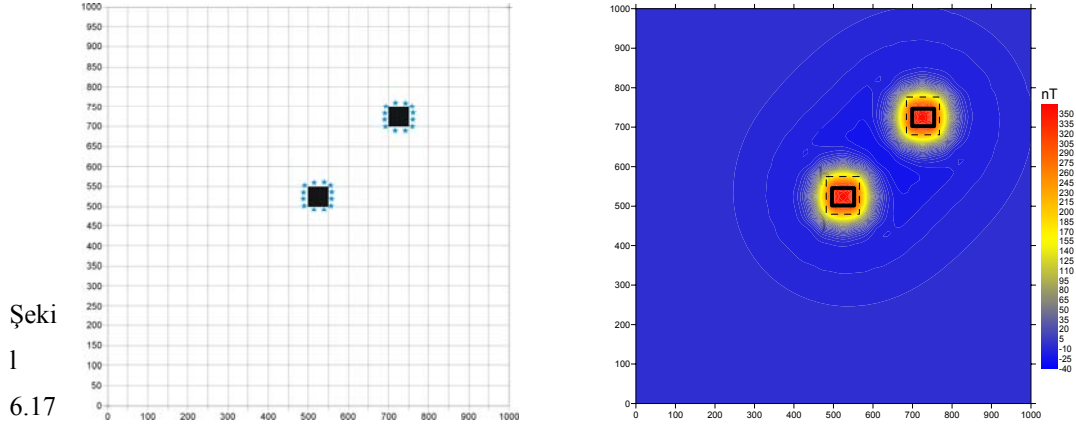


(c)

Şekil 6.15 $I_0=90^\circ$ için iki yakın yapının (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.16 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



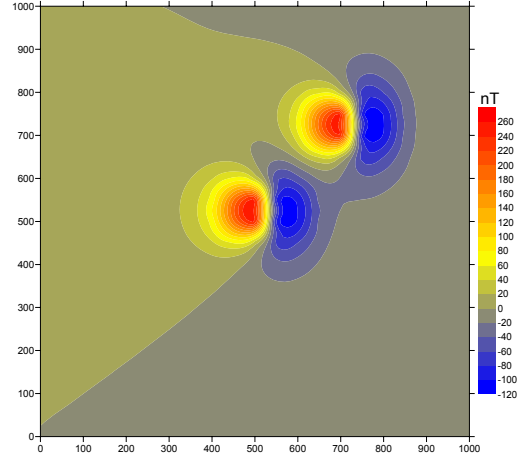
(a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli, düz çizgi ters çözüm sonucu.

6. MODEL

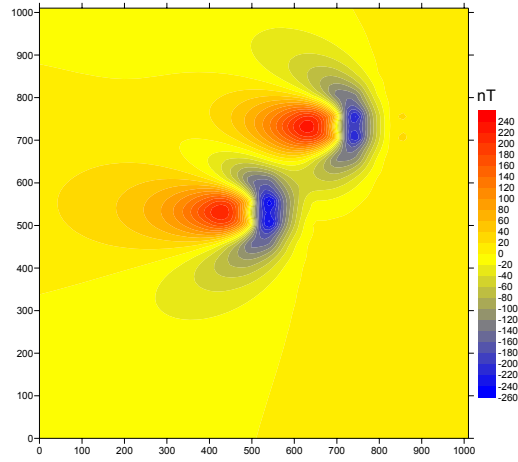
6. çalışmada inklınasyon açısı 45° alınmış ve iki yakın yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.18, 6.19 ve 6.20). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.8’de sunulmuştur.

Tablo 6.8 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu

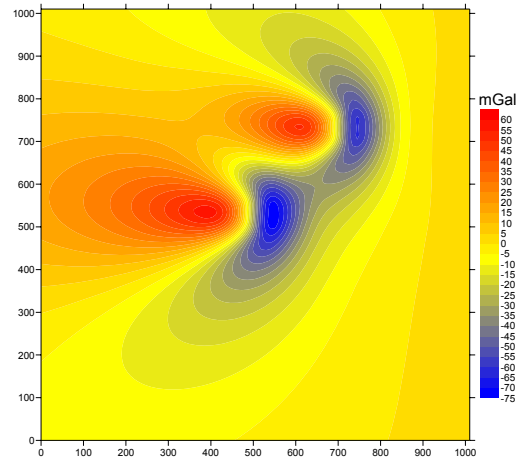
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 1	500	550	500	550	50	100	45	0	0	1
Model 2	700	750	700	750	50	100	45	0	0	1
Başlangıç Değerleri-1	450	600	450	590	70	100	45	0	0	1.5
Başlangıç Değerleri-2	650	800	650	800	65	100	45	0	0	1.7
Ters Çözüm Sonucu-1	500	550	500	550	50	100	45	0	0	1.01
Ters Çözüm Sonucu-2	700	750	700	747.9	50.1	98	45	0	0	1.1



(a)

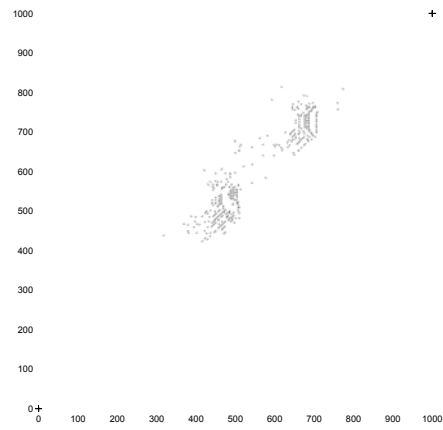
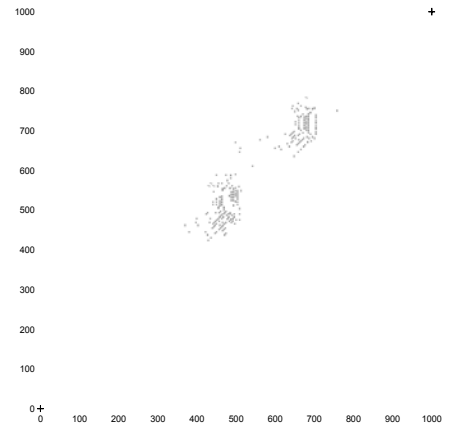
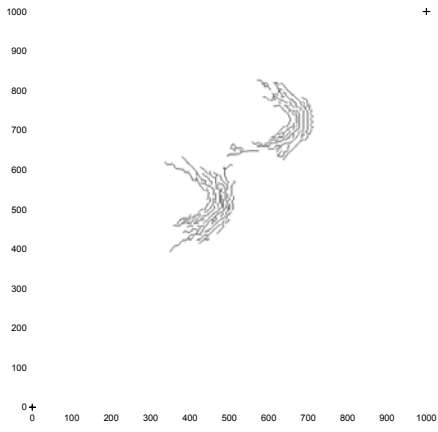
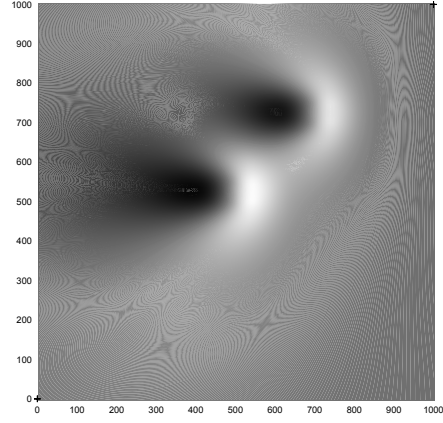


(b)

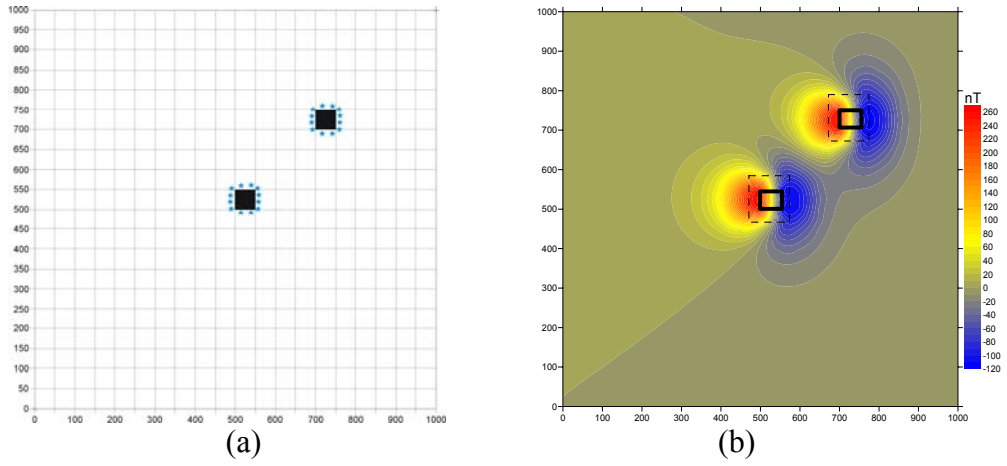


(c)

Şekil 6.18 $I_0=45^\circ$ için iki yakın yapının (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.19 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



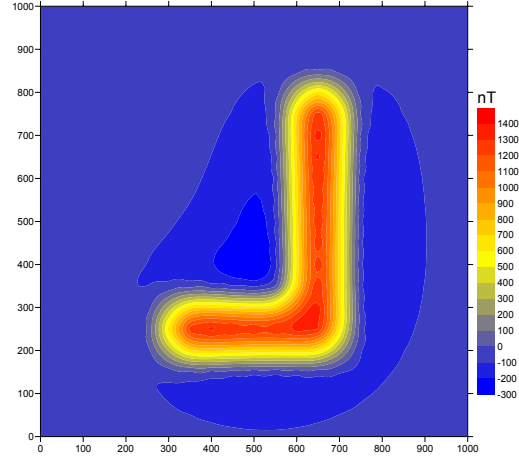
Şekil 6.20 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli, düz çizgi ters çözüm sonucu.

7. MODEL

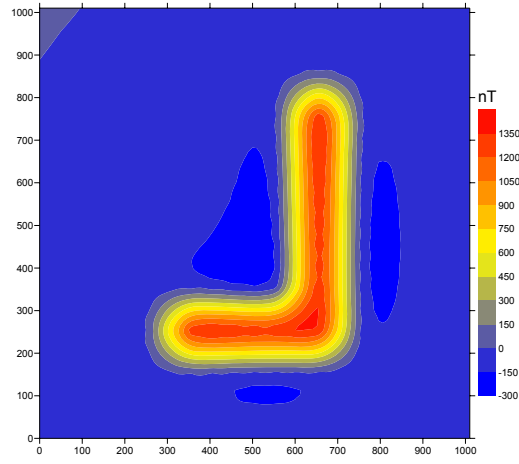
7. çalışmada inklınasyon açısı 90° alınmış ve iki uzun yapı modeli için anomali haritası hazırlanarak veri işlem teknikleri uygulanmıştır (Şekil 6.21, 6.22 ve 6.23). Başlangıç modeli parametreleri ve ters çözüm sonuçları Tablo 6.9’da sunulmuştur.

Tablo 6.9 Model parametreleri, başlangıç değerleri ve ters çözüm sonucu.

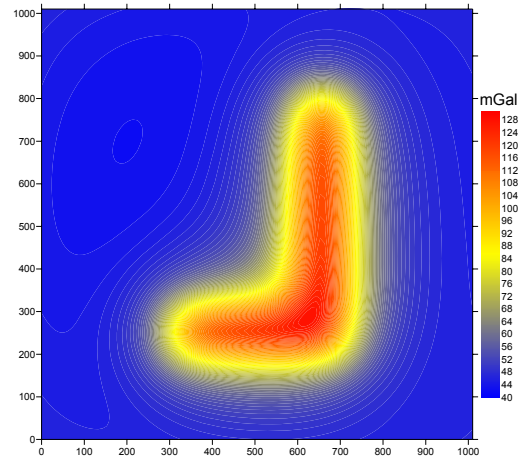
Kuramsal Model	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)
Model 1	500	700	200	300	50	100	90	0	0	1
Model 2	600	700	350	800	50	100	90	0	0	1
Başlangıç Değerleri-1	450	750	150	345	45	100	90	0	0	1.5
Başlangıç Değerleri-2	550	750	350	830	45	100	90	0	0	2
Ters Çözüm Sonucu-1	500	700	200	299	50	99	90	0	0	1
Ters Çözüm Sonucu-2	598	700	248	800	50	100	90	0	0	1



(a)

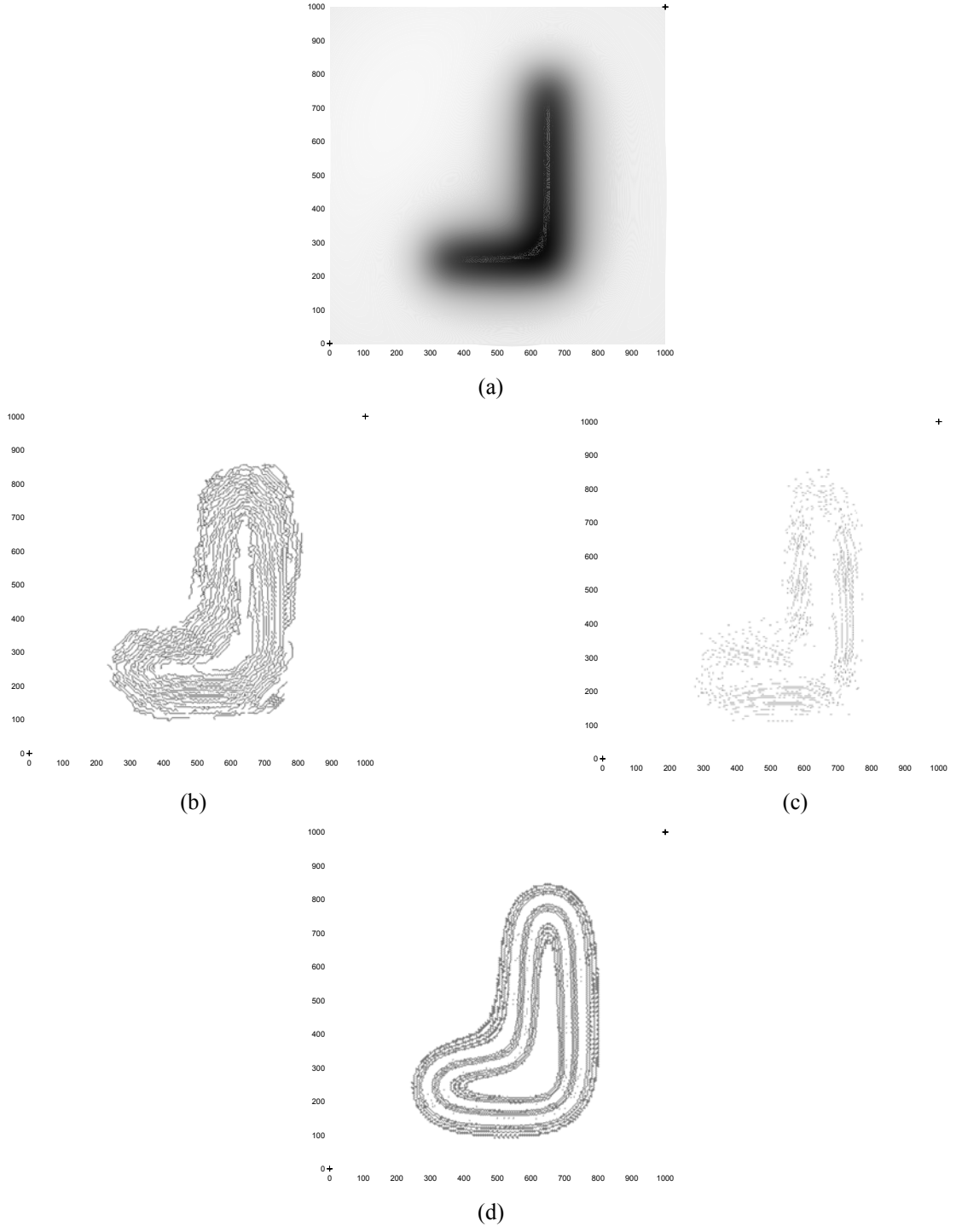


(b)

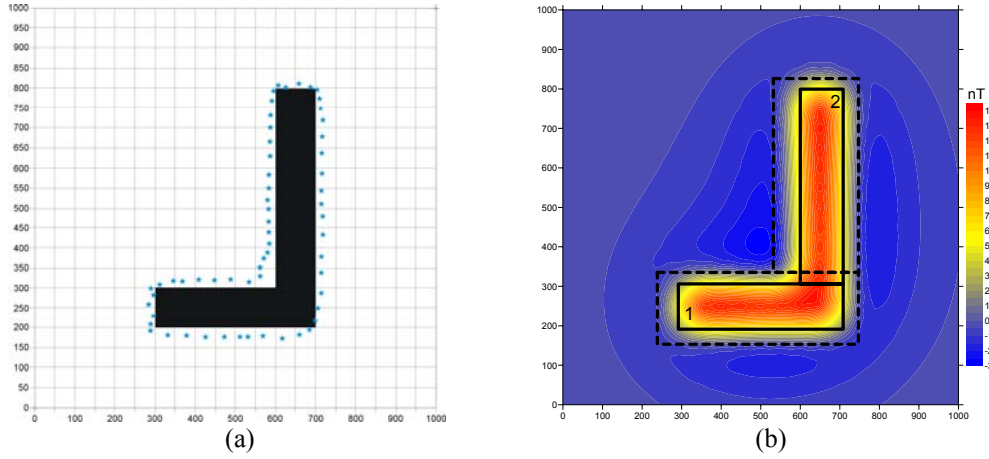


(c)

Şekil 6.21 $I_0=90^\circ$ için iki bitişik yapının (a) toplam alan anomali haritası, (b) kutba indirgenmiş anomali haritası, (c) yapay gravite anomali haritası.



Şekil 6.22 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



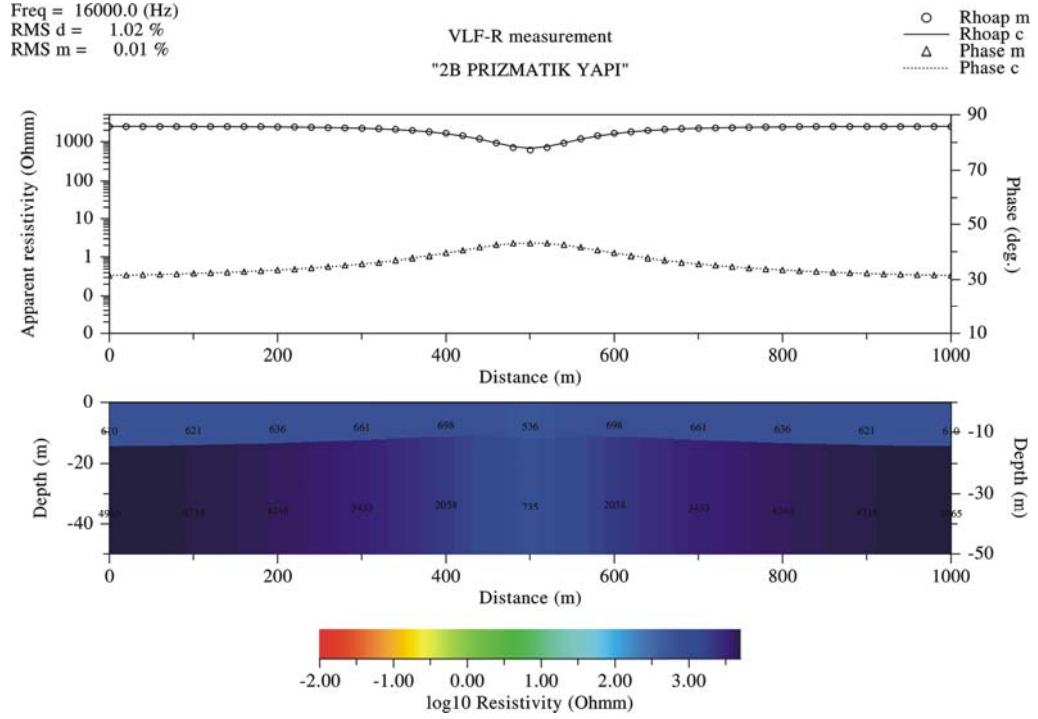
Şekil 6.23 (a) Yapı modelinin konumu ve mavi noktalarla gösterilen sınır analizi sonucu, (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli, düz çizgi ters çözüm sonucu.

6.3 VLF-R Uygulamaları

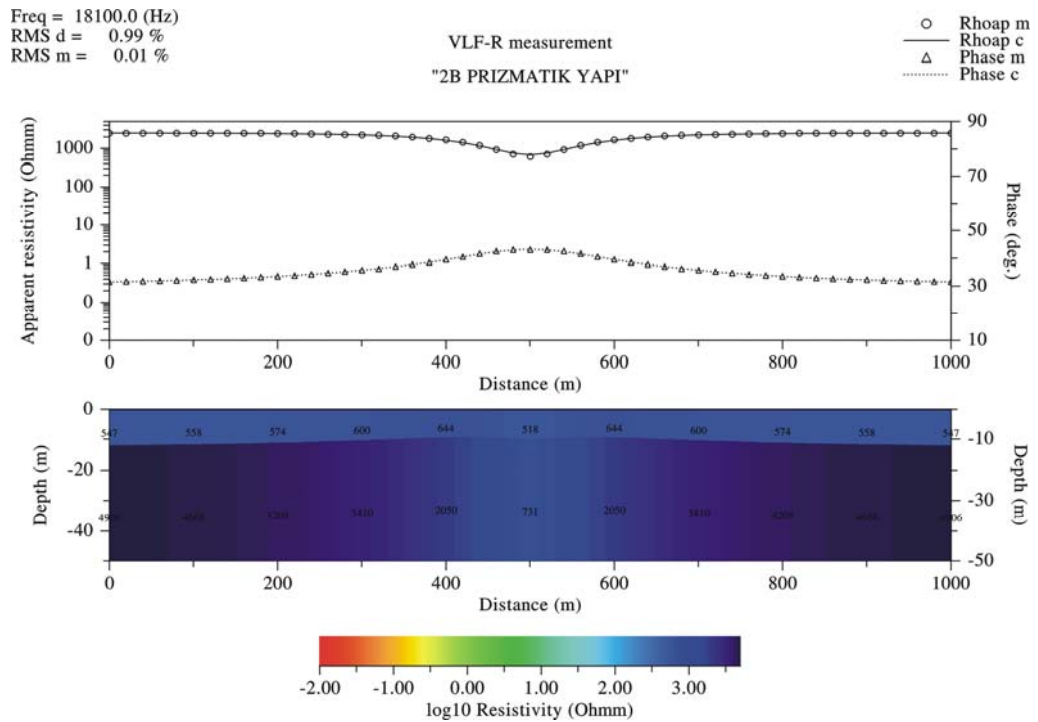
Kuramsal VLF-R çalışmaları bir ve iki adet prizmatik yapının çevresine göre düşük ve yüksek özdirençli olması durumları için gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla önce modeller için kuramsal veri üretilmiş daha sonra ters çözümle ulaşılan sonuç sınıanmıştır.

Şekillerin üst kısmında arazi verilerine ait görünür özdirenç ve faz değerleri yuvarlak ve üçgen simgelerle belirtilmiştir. Düz ve kesikli çizgiler ise sırasıyla hesaplanan görünür özdirenç ve hesaplanan faz değerlerini ifade etmektedir. Alt kısımda ters çözüm sonucunda her nokta için hesaplanan özdirenç ve derinlik farklı renk tonlarında sayısal olarak gösterilmiştir. Tüm kesitler için en fazla 100 yineleme yapılmış olup, hesaplanan karesel hatalar şekillerin sol üst kısmında belirtilmiştir (Şekil 6.24-Şekil 6.30).

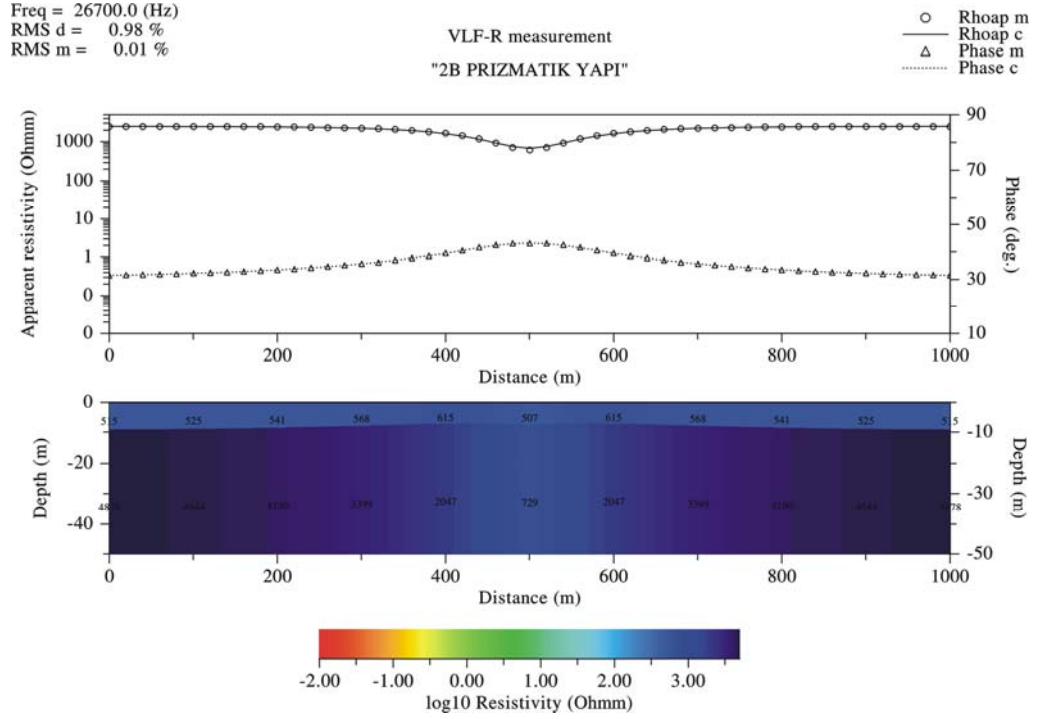
Bu çalışmada farklı bir yaklaşım olarak VLF yönteminde toplanan verilerden olan gerçel bileşen verileri ile tilt açısı verilerine uygulanan süzgeçlerden, Fraser (1969) süzgeci ile kenar belirleme yönteminin sonuçları karşılaştırılmış ve benzer sonuçlar verdiği belirlenmiştir.



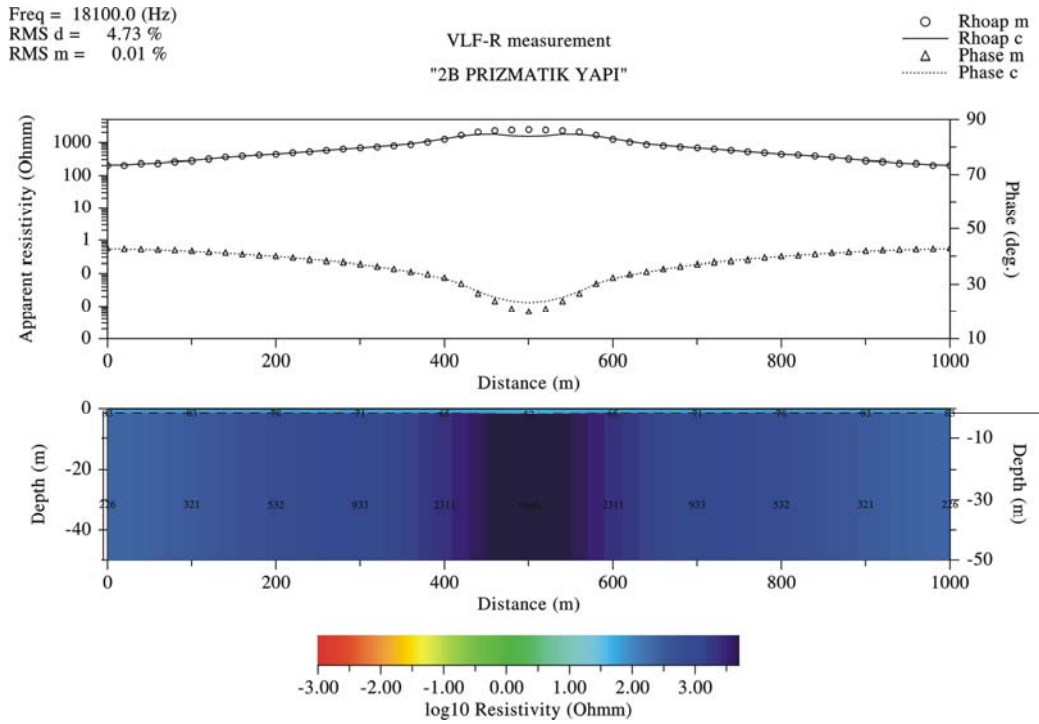
Şekil 6.24 150 m genişliğinde 10 m derinliğinde 900 ohm öz dirence sahip bir yapının 16 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.



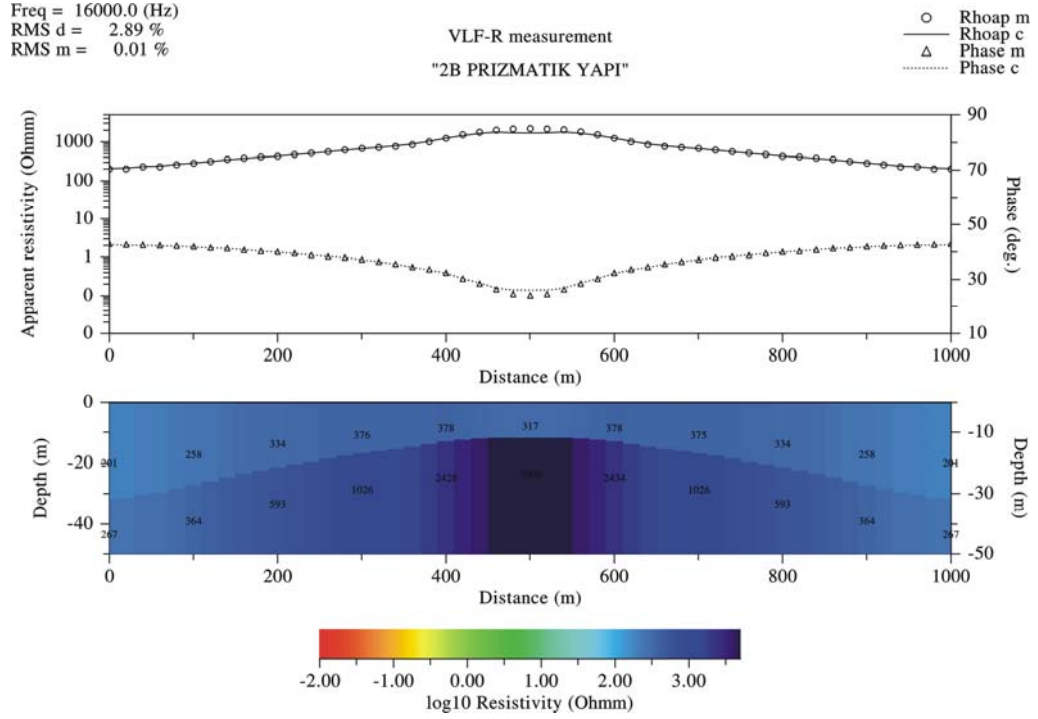
Şekil 6.25 150 m genişliğinde 10 m derinliğinde 900 ohm öz dirence sahip bir yapının 18,1 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.



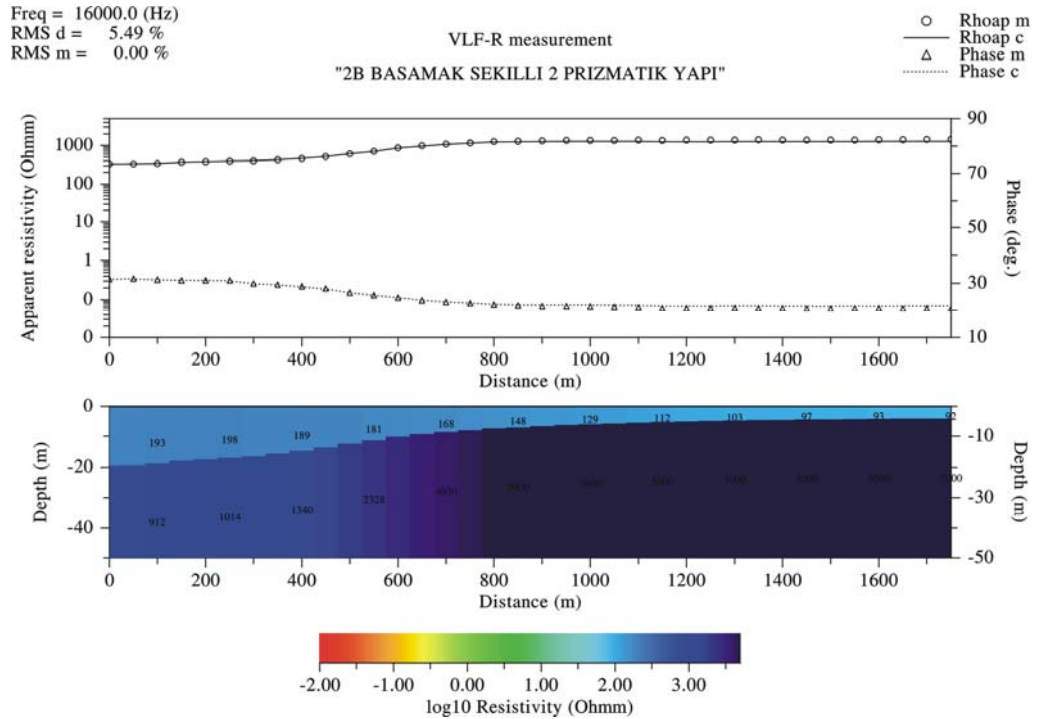
Şekil 6.26 150 m genişliğinde 10 m derinliğinde 900 ohm özdirence sahip bir yapının 26,7 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.



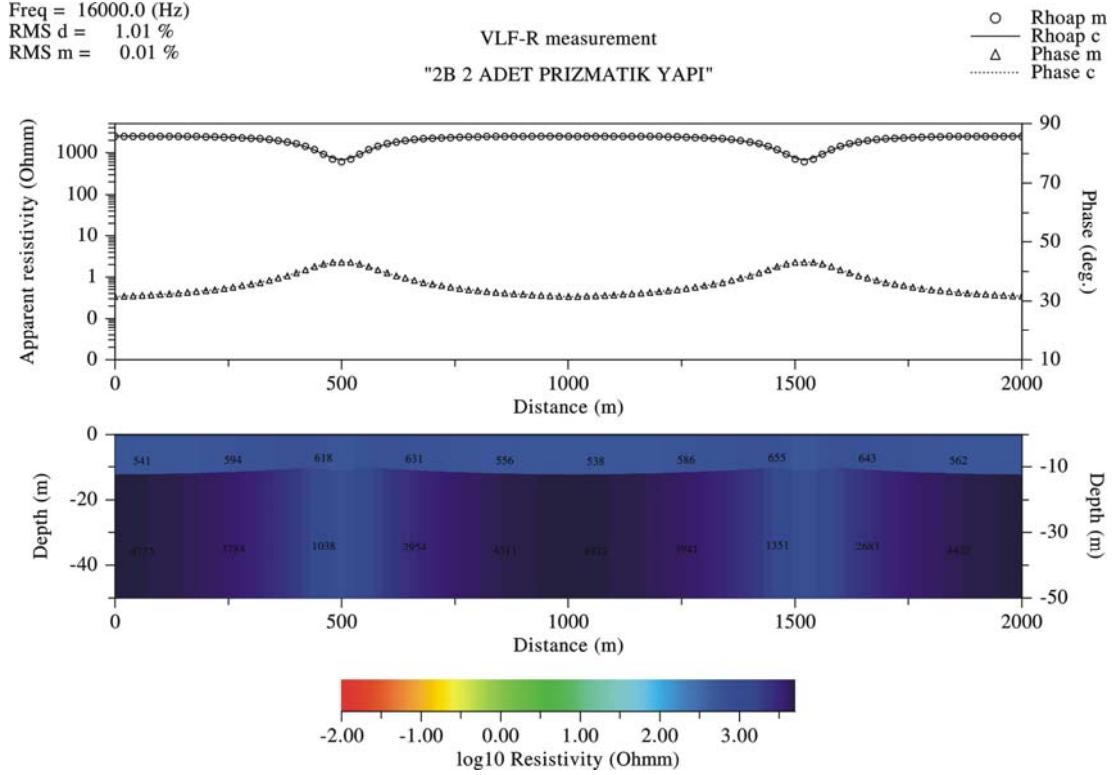
Şekil 6.27 150 m genişliğinde, yüzeyde, 5000 ohm özdirence sahip bir yapının 18,1 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.



Şekil 6.28 150 m genişliğinde 10 m derinliğinde 5000 ohm öz dirence sahip bir yapının çevre öz direnci 500 ohm olan bir ortamda 16 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.



Şekil 6.29 700 m uzunluğunda, 20 m derinliğinde, 1000 ohm öz dirence sahip bir yapının ve 1300 m uzunluğunda 10 m derinliğinde, 5000 ohm öz dirence sahip bir yapının 16 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.

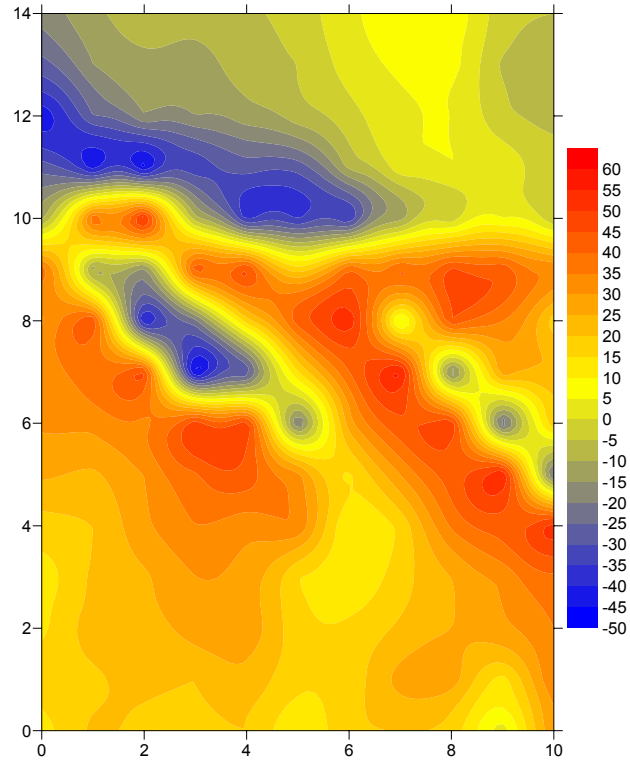


Şekil 6.30 150 m genişliğinde 10 m derinliğinde 1000 ohm özdirence sahip iki yapının, 4000 ohm özdirence sahip bir ortamda, 16 kHz model tepkisi ve ters çözüm kesiti.

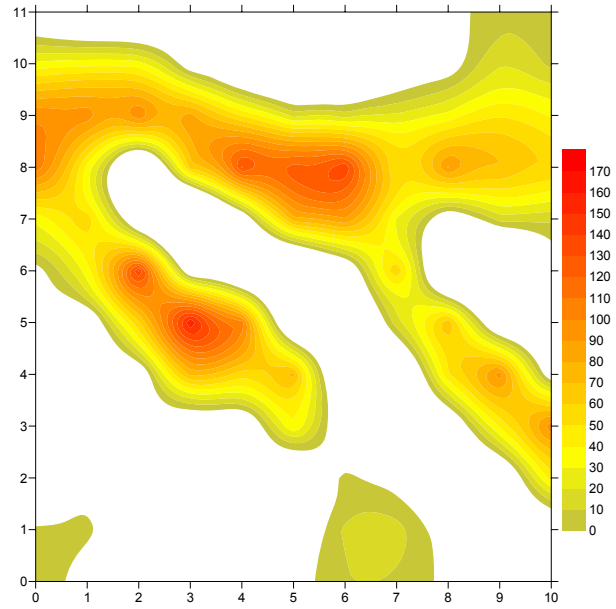
6.3.1 Fraser Süzgeci Uygulaması

Bilindiği gibi Fraser (1969) süzgeci gerçel bileşen ve tilt açısı verilerine uygulandığında, x ekseninin kesildiği (zero-crossing) noktalarını belirgin hale getirmekte diğer noktaları ise bastırmaktadır (Şekil 2.7). Bu çalışmadaki temel amaç, bir tilt açısı veya gerçel bileşen haritasından elde edilen görüntüde, x ekseninin kesildiği noktalar siyahla beyaz arasındaki ton değişiminin tam ortasına denk gelecek şekilde düzenlenirse, Fraser süzgeci ile aynı sonucu verip vermeyeceğinin sınanmasıdır. Fraser'ın kendi çalışmasında kullandığı veri aynen haritalararak yapılan kuramsal çalışmada, kenar belirleme yöntemleri ile Fraser süzgecinin benzer sonuç verdiği saptanmıştır. Ayrıca Fraser filtresinde yaşanan veri kaybı ve faz kayması gibi dezavantajlar bu yaklaşımda yoktur. Fraser çalışmasında sadece pozitif değerlerin konturlanmasının görsel açıdan daha yararlı olacağını belirtmiştir. Bu nedenle burada yine sadece pozitif değerler konturlanarak haritalanmıştır (Şekil 6.31 ve 6.32). Şekil 6.33'ten de görülebileceği gibi özellikle Prewitt ve Sobel operatörleri, filtreli harita

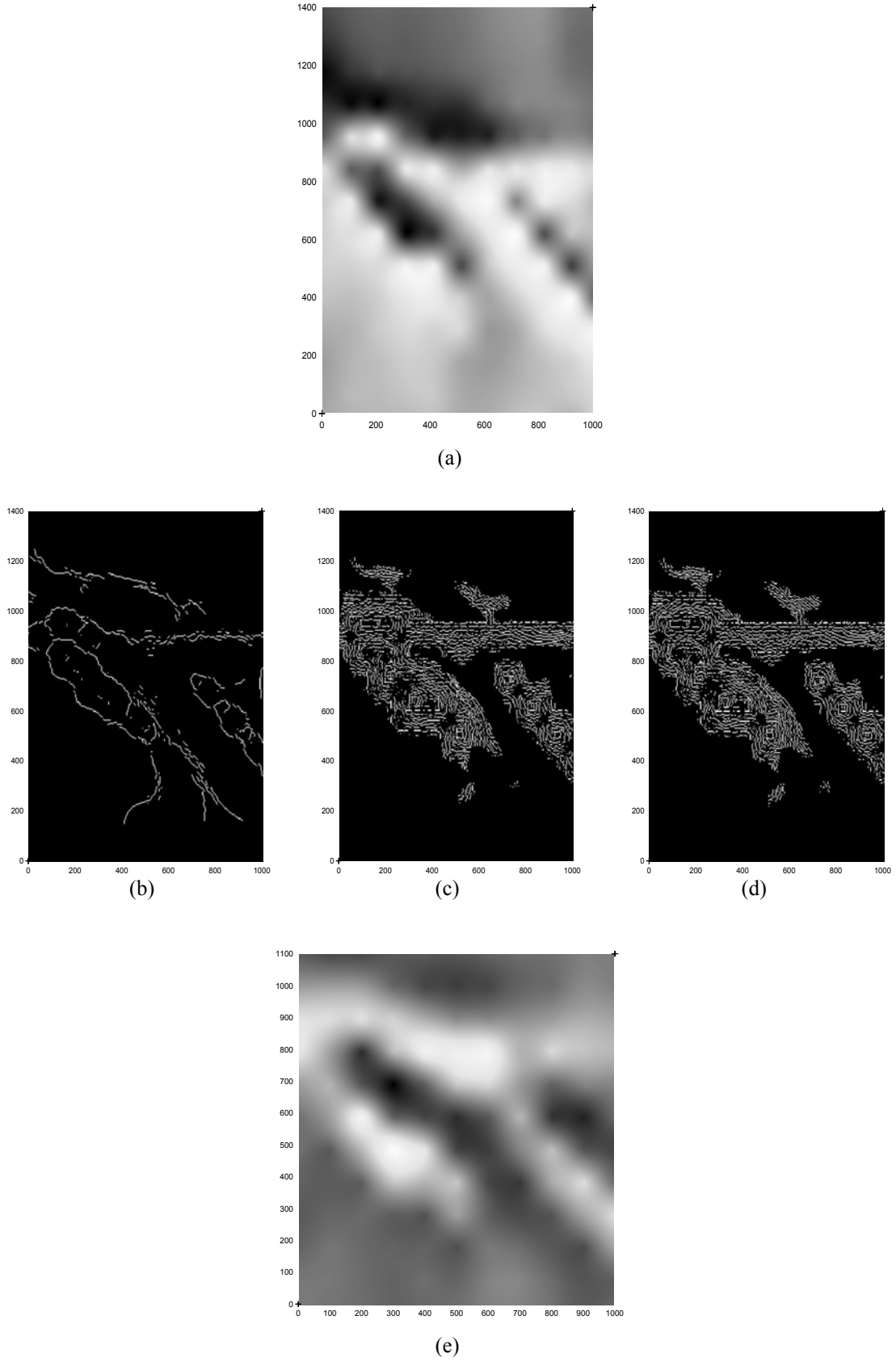
ile çok benzer sonuç vermiştir. Canny operatörü ise çizgisel olarak x ekseninin kesildiği yeri belirlemiştir.



Şekil 6.31 Tilt açısı haritası (Fraser, 1969).



Şekil 6.32 Filtrelenmiş tilt açısı haritası (Fraser, 1969).



Şekil 6.33 (a) Veri giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu, (e) Fraser filtreli haritanın görüntüsü (Timur, 2005).

BÖLÜM YEDİ

ARAZİ UYGULAMALARI

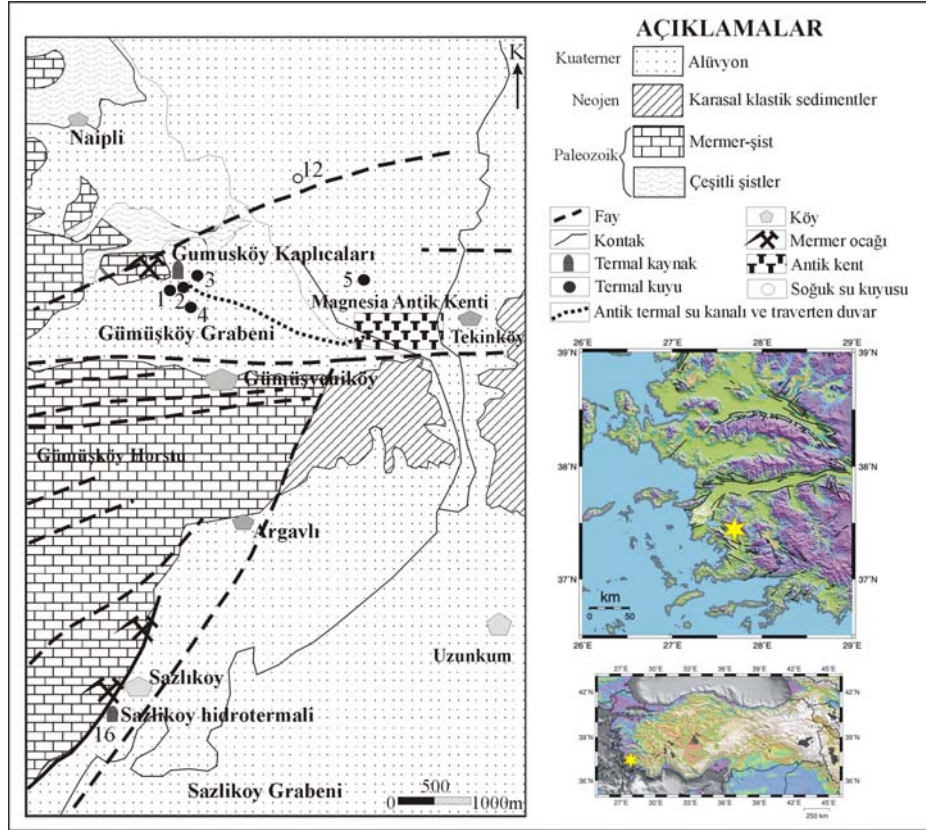
7.1. Magnesia Arkeolojik Alanı

Menderes Magnesiası (Magnesia ad Meandrum), Aydın İli, Germencik İlçesi Ortaklar Bucağına bağlı Tekin Köy sınırları içinde, Ortaklar-Söke karayolunun üzerinde yer almaktadır. Kent, anlatılan efsane ve antik kaynaklara göre, Thessalia'dan gelen ve Magnetler olarak adlandırılan bir kavim tarafından kurulmuştur. Hellenistik dönemde, önce Seleukos, ardından Bergama Krallığı'nın hakimiyetine giren Magnesia, Roma Döneminde önemini korumuş, Bizans Döneminde de piskoposluk merkezi olmuştur. Kent suru ile çevrili, yaklaşık 1.5 km. çapında bir alanı kapsayan, ızgara planlı cadde ve sokak sistemine sahip bir kent olan Magnesia; Priene, Ephesos, Tralleis üçgeni arasında ticari ve stratejik açıdan önemli bir konuma sahipti. Magnesia antik kenti insan kaynaklı fazla yıkım ve tahribata uğramamıştır. Bunda nehir taşmalarının ve Gümüş Dağı'ndan inen yağmur sularının getirdiği mil tabakasının kenti örtmesinin de payı yüksektir. M.S. 17 de yıkıcı bir deprem geçirdiği için epeyce zarar görmüştür (Bingöl, 2005).

7.1.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği

Jeolojik açıdan, bölgede temeli paleozoik yaşlı Menderes masifi metamorfikleri yer almaktadır. Bunlar Büyük Menderes çöküntüsünün dışında kalan yükselim bölgelerinde geniş yüzlekler vermektedirler (Şekil 7.1). Metamorfikler; gnays, çeşitli şistler, mermer, kuvarsit ve serpantinitten oluşmuştur (Tarcan ve Gemici, 2001). Çalışma yapılan arkeolojik bölge tamamen sel sularının taşıdığı ince silt tabakalarıyla örtülüdür. Magnesia arkeolojik alanında ilk jeofizik çalışma, 1989 yılında Başokur (1992) tarafından Argavlı Tümülüsü'nün girişinin araştırılması amacıyla üç gerilim yöntemi uygulanarak gerçekleştirilmiştir.

Bölgede Akdeniz iklimi hakimdir. Kışın yağın yağmurların alandan tahliye edilememesi nedeniyle Artemis kutsal alanı ve Anıtsal giriş alanı (Propylon) yılın 7-8 ayı boyunca su altında kalmaktadır.



Şekil 7.1 Magnesia arkeolojik alanının konumu ve jeolojisi (Tarcan ve Gemici, 2001)

7.1.2 Jeofizik Uygulamalar

Çalışma alanında 1 m aralıklı 35 profil üzerinde, yine 1 m aralıklı 35 ölçüm noktasında toplam manyetik alan ve düşey manyetik gradient ölçümleri G-K yönünde gerçekleştirilmiştir. VLF-R ölçümleri aynı alandan 3 m aralıklı 11 profil üzerinde, ölçüm aralıkları 2 m, elektrik alan elektrot aralıkları 5 m olmak üzere alınmıştır (Şekil 7.2). Toplam manyetik alan verilerine kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanmıştır (Şekil 7.3). Elde edilen yapay gravite haritalarına 3 farklı operatörle kenar belirleme işlemi (Şekil 7.4) ve sınır analiz yöntemi uygulanmıştır. Buradan belirlenen yapı konumu üç-boyutlu ters çözüm algoritmasında başlangıç modeli olarak kullanılarak, prizmatik yapı için veri

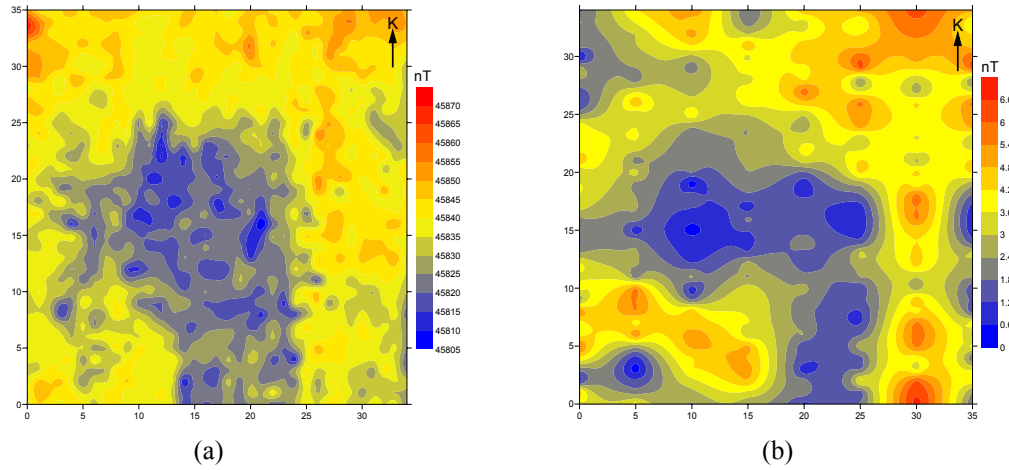
modellenmiştir (Tablo 7.1). Bu çalışmadaki temel amaç Agora'da bulunan Zeus tapınağının kalıntılarının yerinin belirlenmesidir (Şekil 7.5).

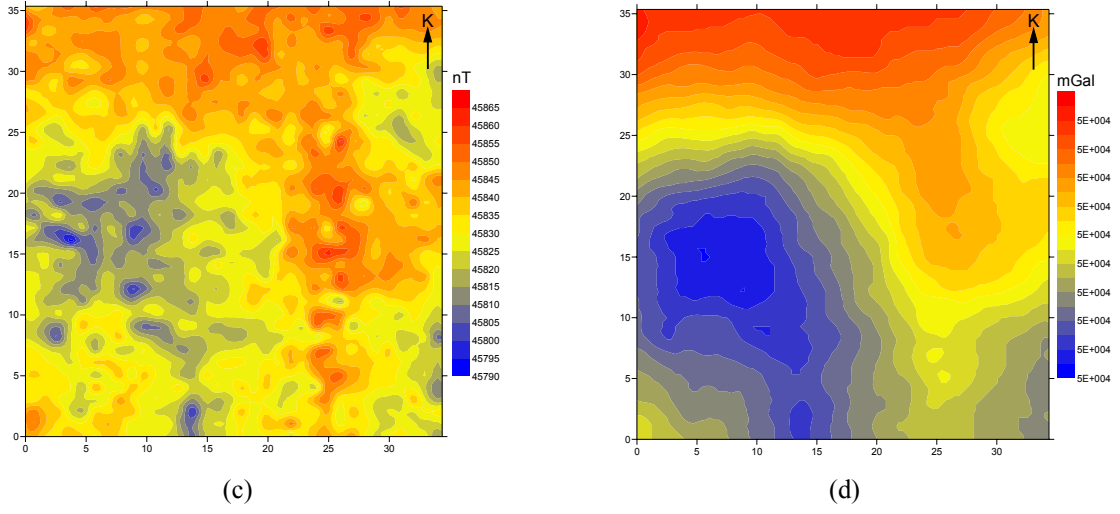


Şekil 7.2 Magnesia çalışma alanının uydu görüntüsü ve sarı çerçeve içinde konumu (google earth).

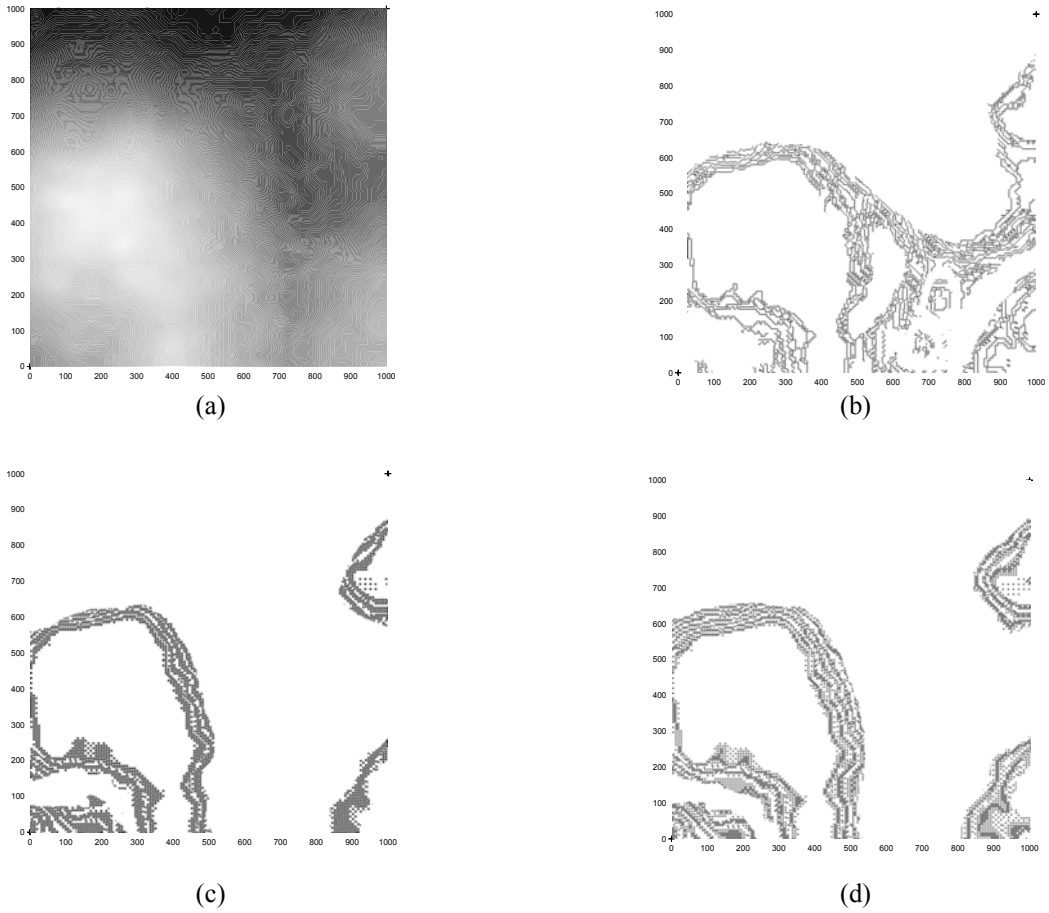
7.1.2.1 Manyetik Uygulamalar

Magnesia Agora'sında yapılan manyetik ölçüm çalışmaları toplam 35 profil üzerinde G-K yönünde alınmıştır. Ölçüm ve profil aralıkları ise 1 m'dir. 1. profil en batıda, 35. profil en doğudadır.

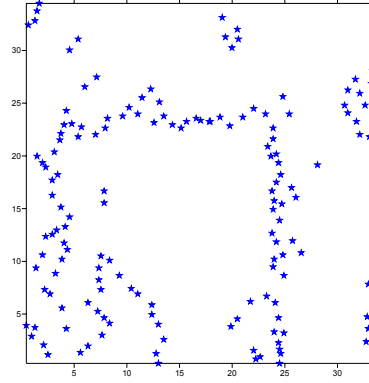




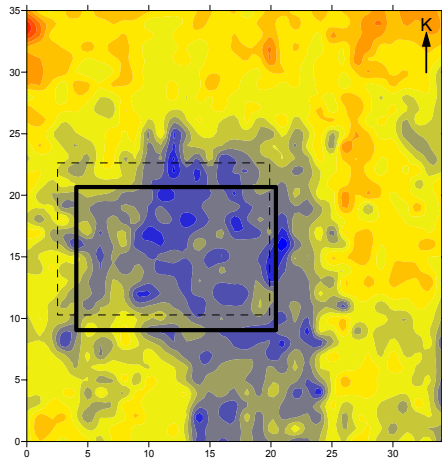
Şekil 7.3 (a) Toplam alan manyetik anomali haritası, (b) Düşey gradient anomali haritası, (c) Kutba indirgenmiş anomali haritası, (d) Yapay gravite anomali haritası.



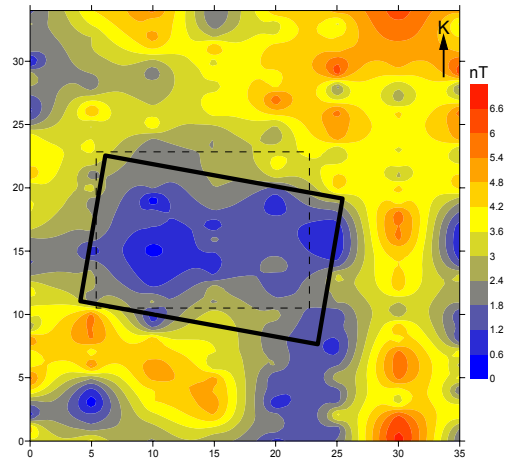
Şekil 7.4 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



(a)



(b)



(c)

Şekil 7.5 (a) 3. seviye sınır analizi sonuç haritası (En büyük genlikler 1,7-2,3), (b) Toplam alan anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu. (c) Düşey gradient anomali haritası üzerinde gösterilen kesikli çizgi başlangıç modeli düz çizgi ters çözüm sonucu.

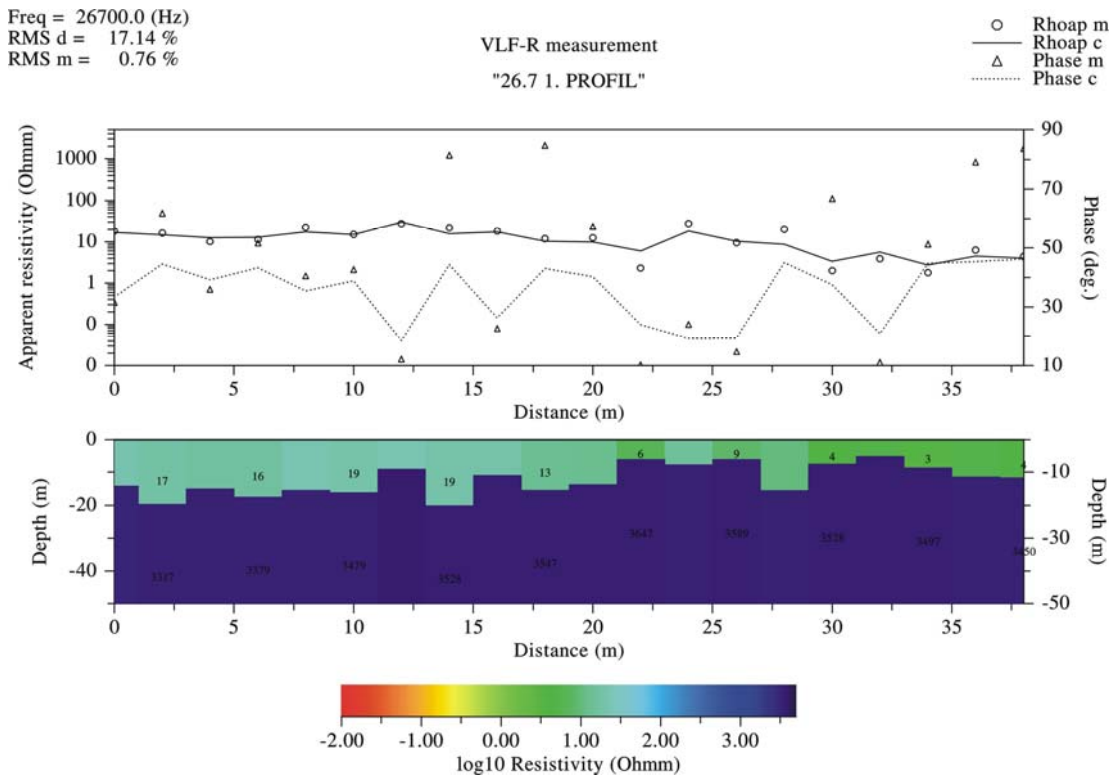
Tablo 7.1 Toplam alan ve düşey gradient haritalarına ait başlangıç değerleri ve ters çözüm sonuçları.

Parametreler	X_1 (m)	X_2 (m)	Y_1 (m)	Y_2 (m)	Z_1 (m)	Z_2 (m)	I_0 (Derece)	D_0 (Derece)	Θ (Derece)	EI (cgs)	Yineleme sayısı
Başlangıç Değerleri (Toplam Alan)	2	20	11	23	2	5	57	3	0	50	9
Ters Çözüm Sonucu	3,8	20,6	8,7	21,6	2,4	7,5	-78	0,2	0	34,6	
Başlangıç Değerleri (Gradient)	6	23	11	23	2	5	57	3	0	50	13
Ters Çözüm Sonucu	4,7	24,6	11,3	22,5	3,1	8,3	-64,8	19,4	-10,7	41,2	

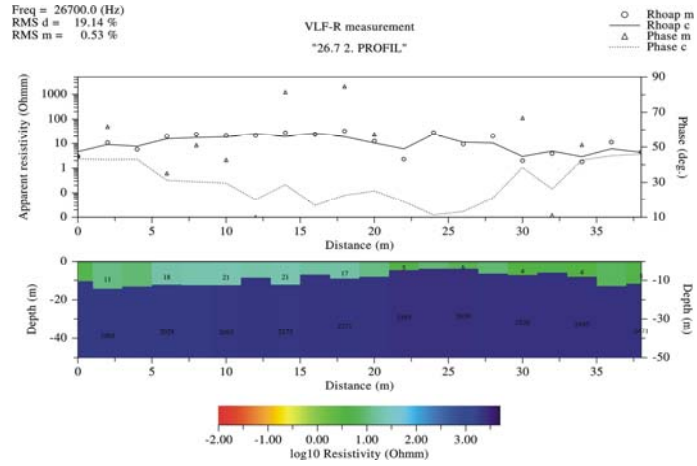
Yapılan manyetik çalışmalara uygulanan yatay gradyan ve kenar belirleme sınır analizi çalışmaları sonucunda olası tapınağın yeri belirlenmiştir. Toplam manyetik alan verilerine uygulanan üç-boyutlu ters çözüm işlemi sonucunda yapının üst yüzeyinin derinliği 2,4 m, düşey manyetik gradient verilerinde ise aynı yöntemle derinlik 3,1 m olarak belirlenmiştir. Belirlenen bu yaklaşık yapı derinlikleri, arkeolojik alanın kazı yapılmış olan bölgelerinde gözlenen yapı derinlikleriyle uyum göstermektedir. Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası da yapay gravite ile benzer konumda düşük anomali vermiştir.

7.1.2.2 VLF-R Uygulamaları

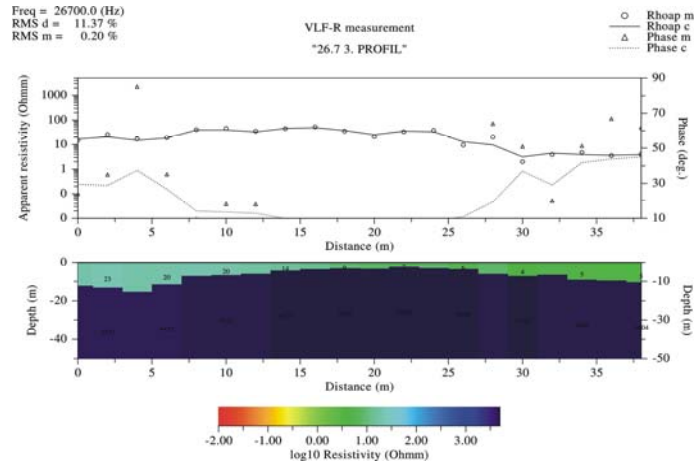
Magnesia Agora'sında yapılan VLF-R çalışmaları 26,7 kHz (TBB-Bafa), 21,8 kHz (TBA-Antalya) ve 20,3 kHz (ICV-Tavolara/İtalya) frekanslarında toplam 11 profil üzerinde G-K yönünde alınmıştır. Ölçüm aralıkları 2 m, profil aralıkları ise 3 m.'dir. 1. profil en batıda, 11. profil en doğudadır (Şekil 7.6-7.38).



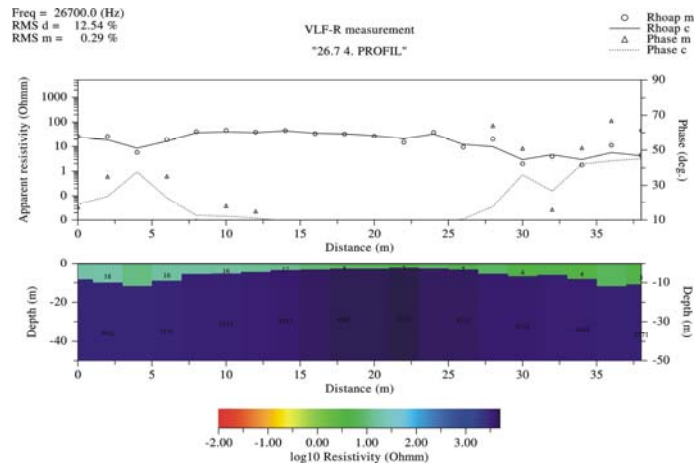
Şekil 7.6 Magnesia 1. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



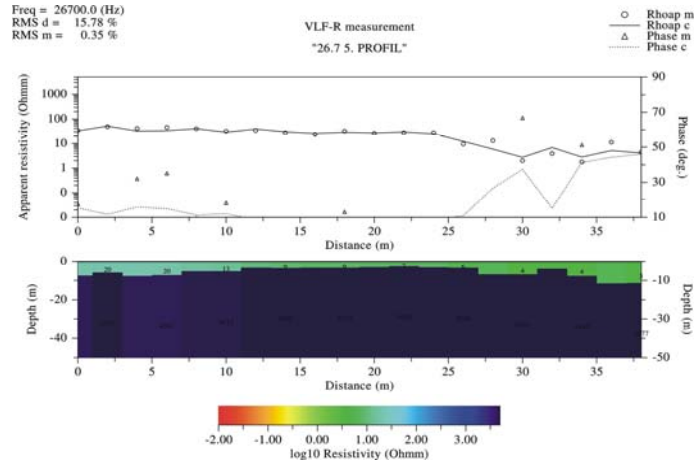
Şekil 7.7 Magnesia 2. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



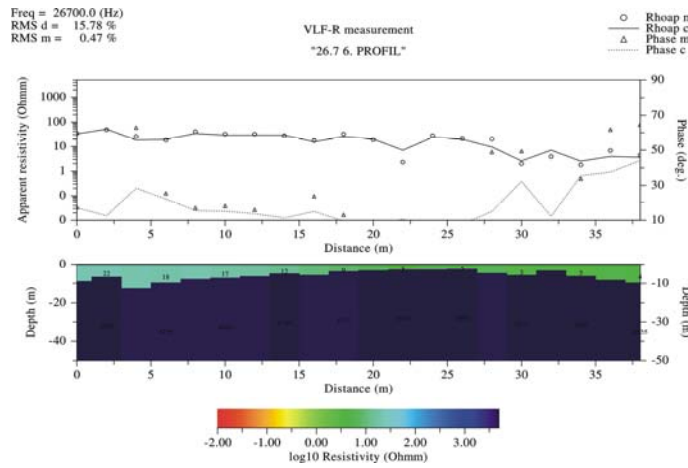
Şekil 7.8 Magnesia 3. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



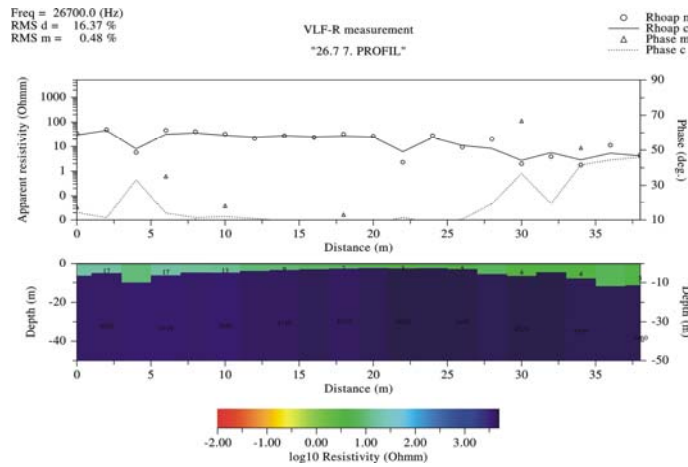
Şekil 7.9 Magnesia 4. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



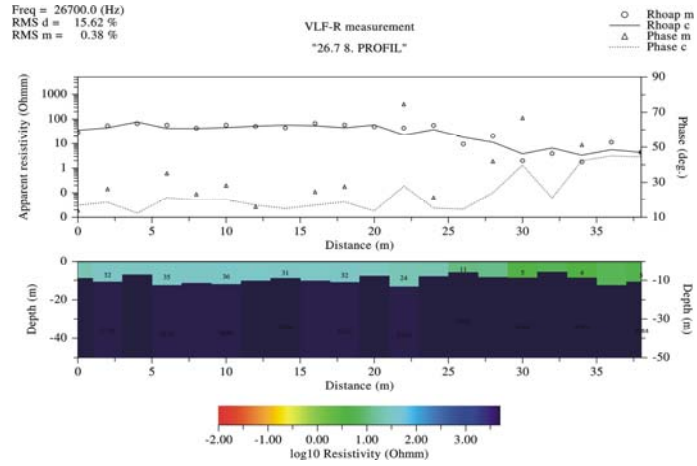
Şekil 7.10 Magnesia 5. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



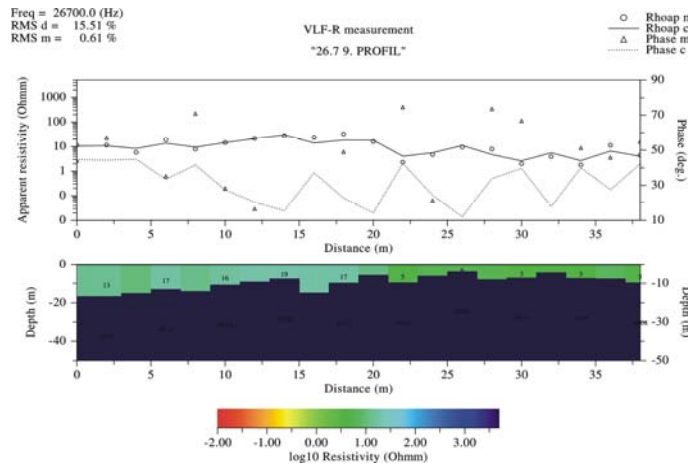
Şekil 7.11 Magnesia 6. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



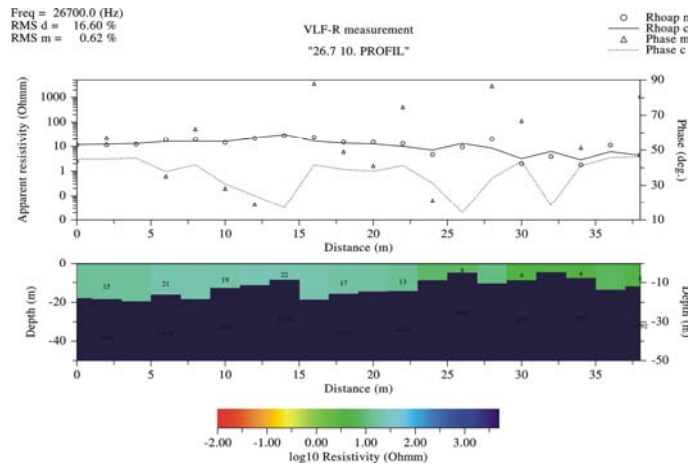
Şekil 7.12 Magnesia 7. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



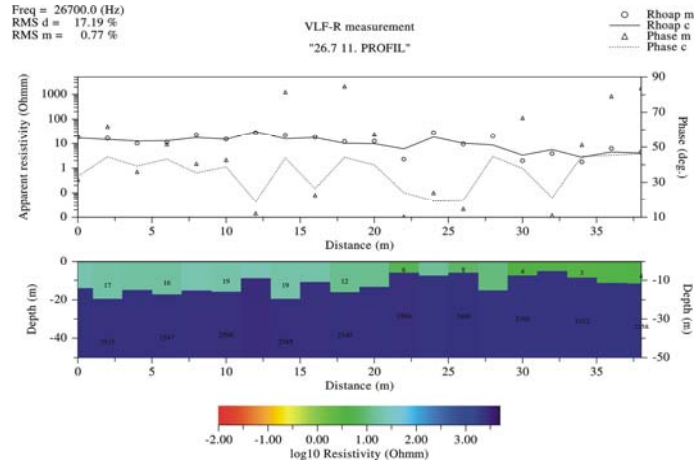
Şekil 7.13 Magnesia 8. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



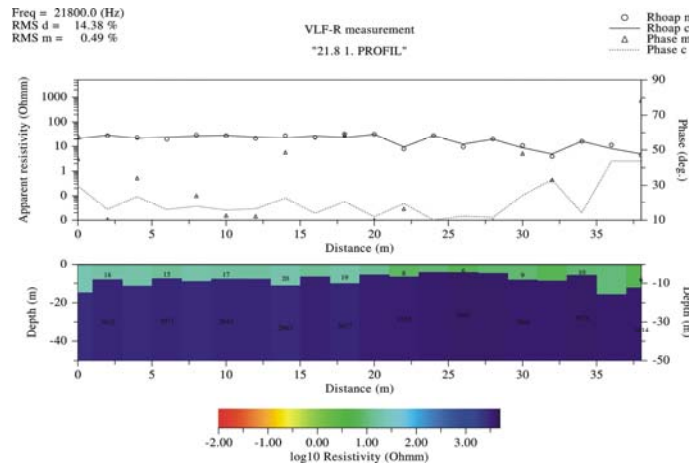
Şekil 7.14 Magnesia 9. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



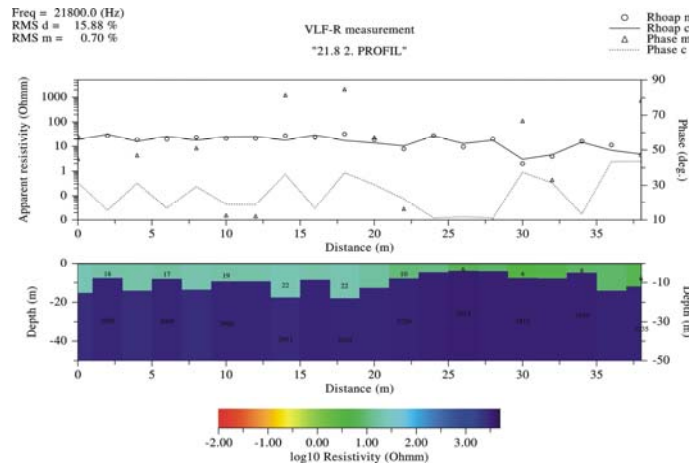
Şekil 7.15 Magnesia 10. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



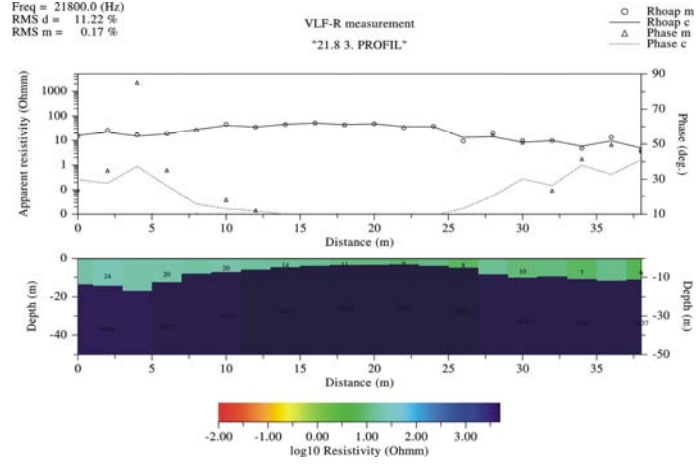
Şekil 7.16 Magnesia 10. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



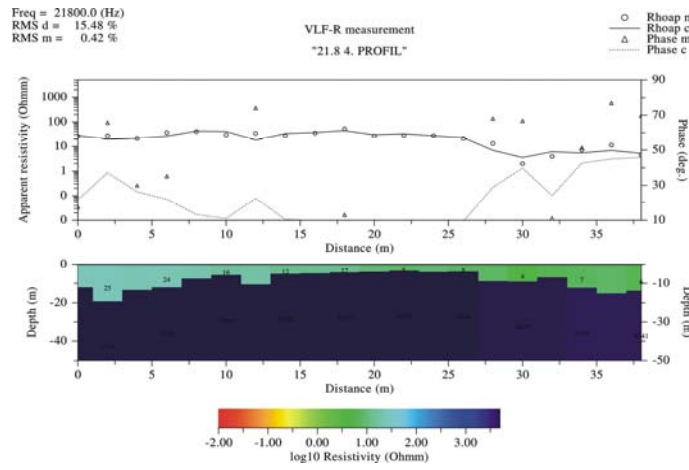
Şekil 7.17 Magnesia 1. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



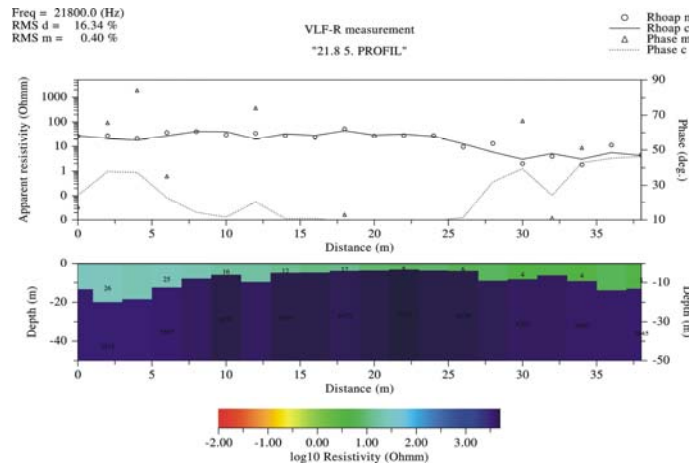
Şekil 7.18 Magnesia 2. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



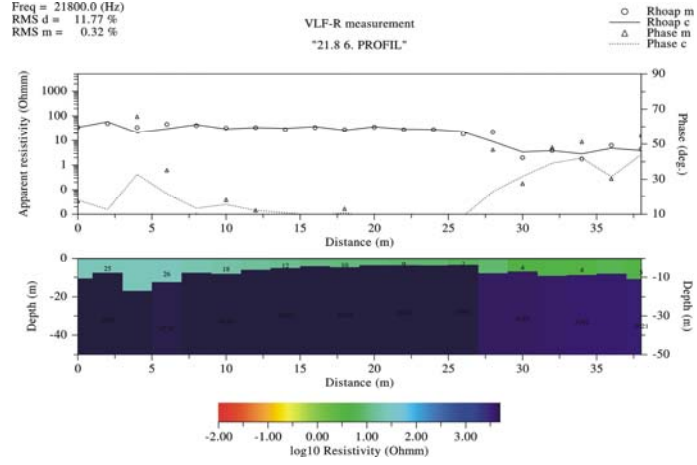
Şekil 7.19 Magnesia 3. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



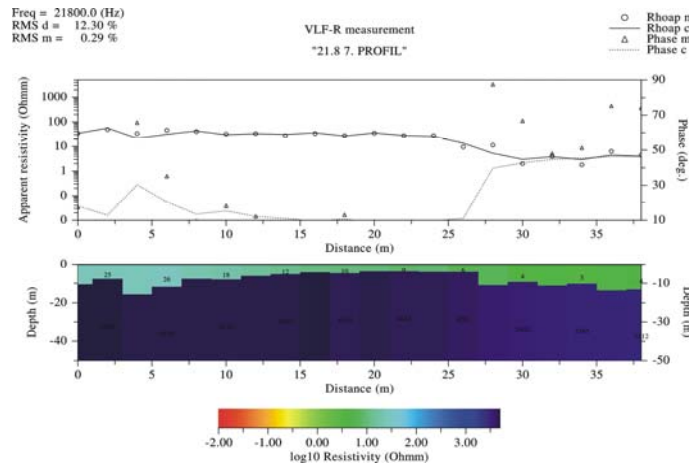
Şekil 7.20 Magnesia 4. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



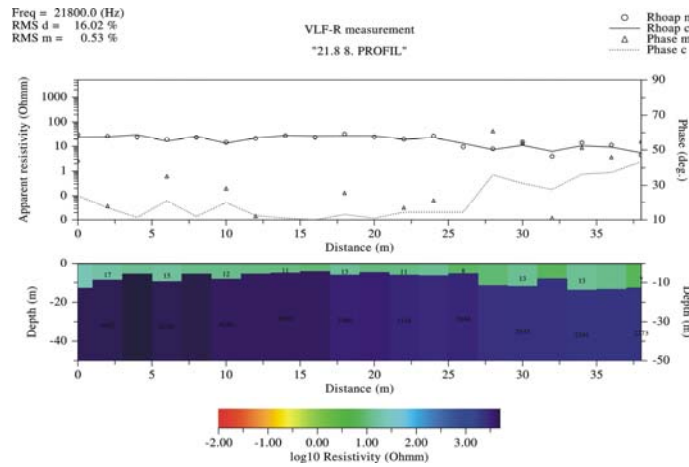
Şekil 7.21 Magnesia 5. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



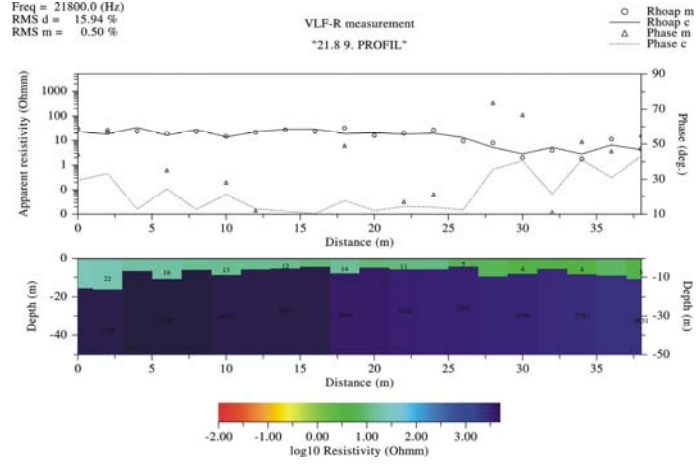
Şekil 7.22 Magnesia 6. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



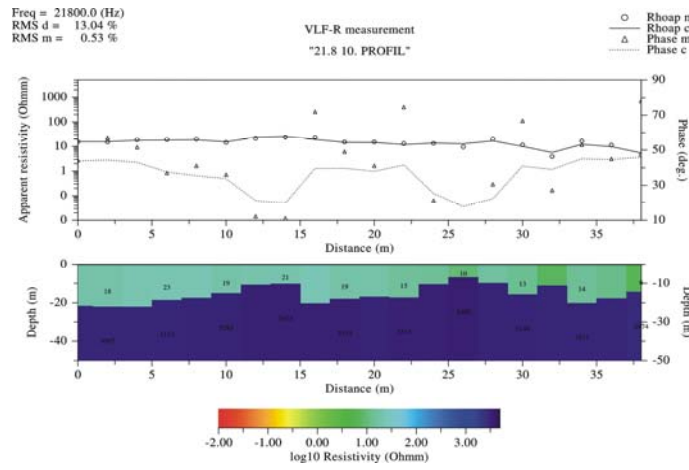
Şekil 7.23 Magnesia 7. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



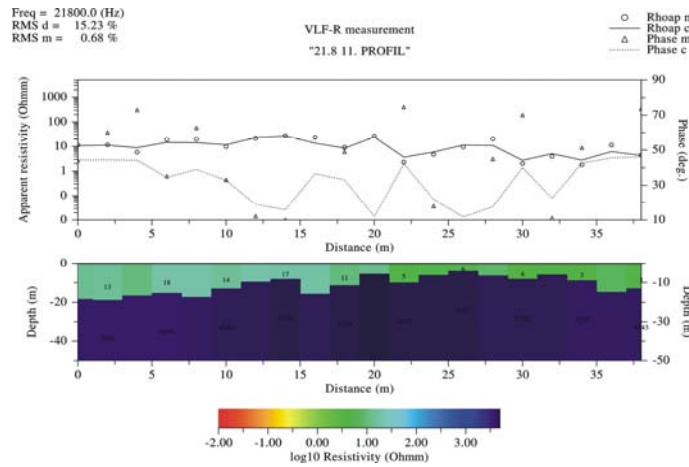
Şekil 7.24 Magnesia 8. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



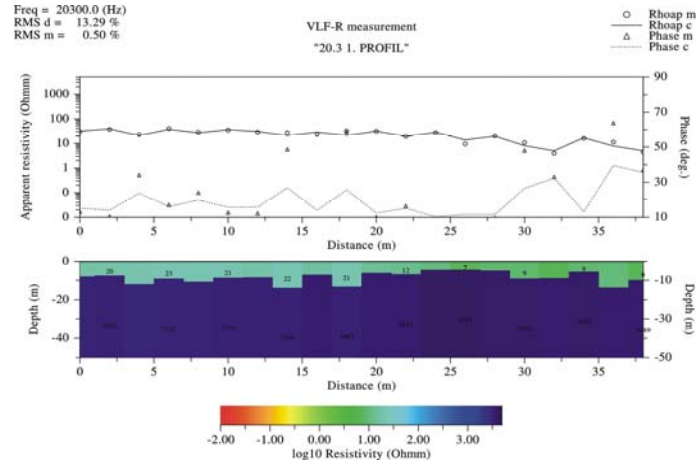
Şekil 7.25 Magnesia 9. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



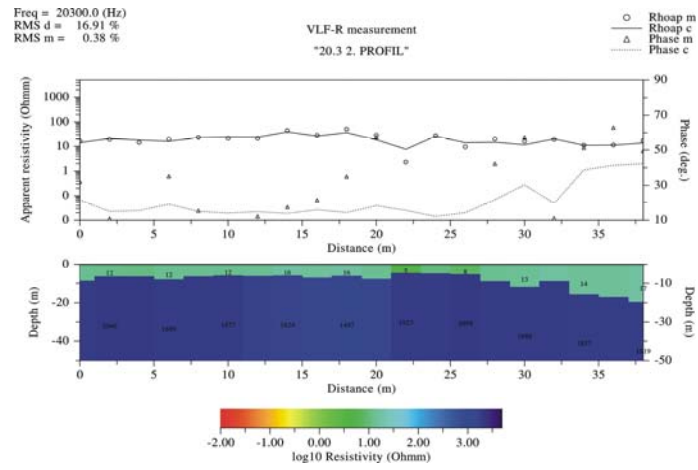
Şekil 7.26 Magnesia 10. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



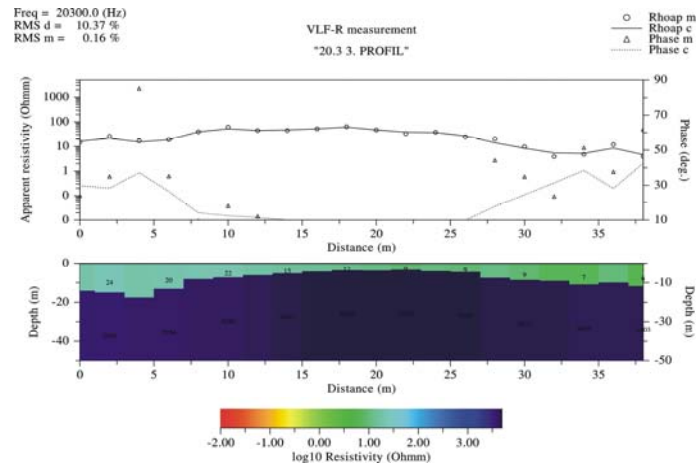
Şekil 7.27 Magnesia 11. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



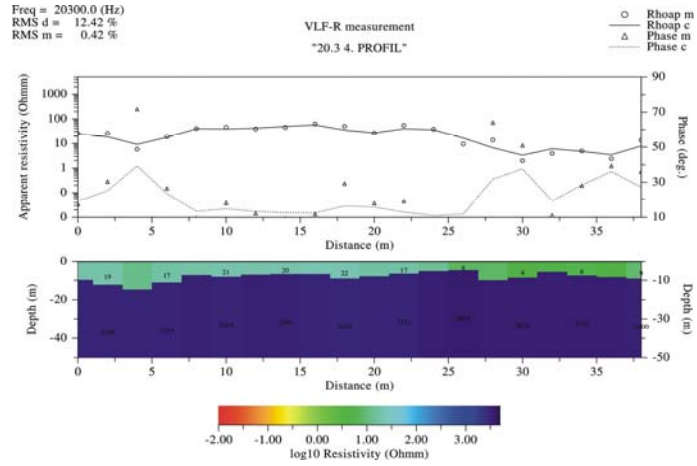
Şekil 7.28 Magnesia 1. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



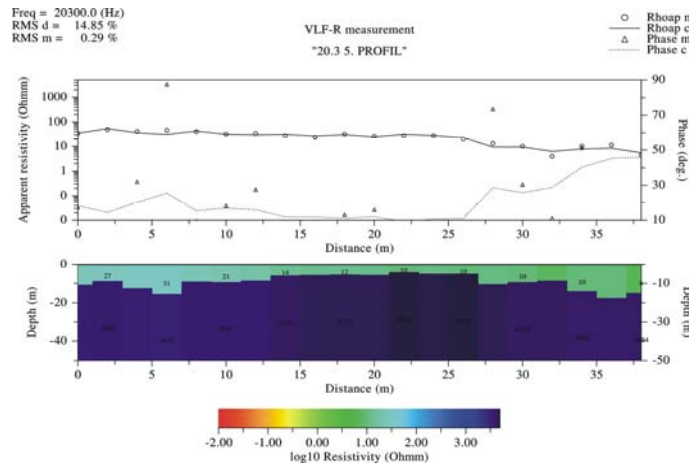
Şekil 7.29 Magnesia 2. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



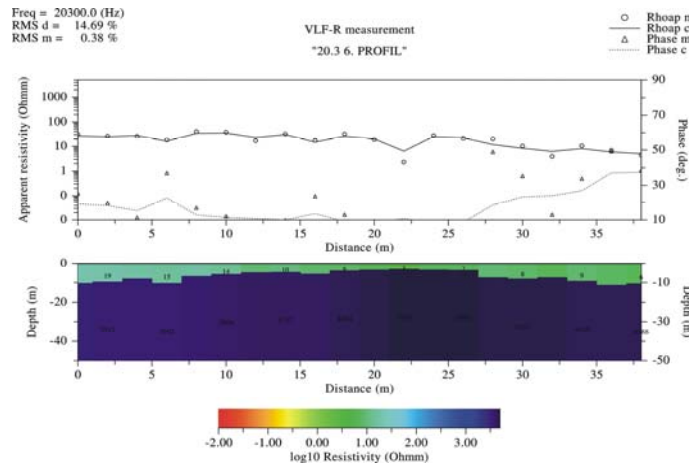
Şekil 7.30 Magnesia 3. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



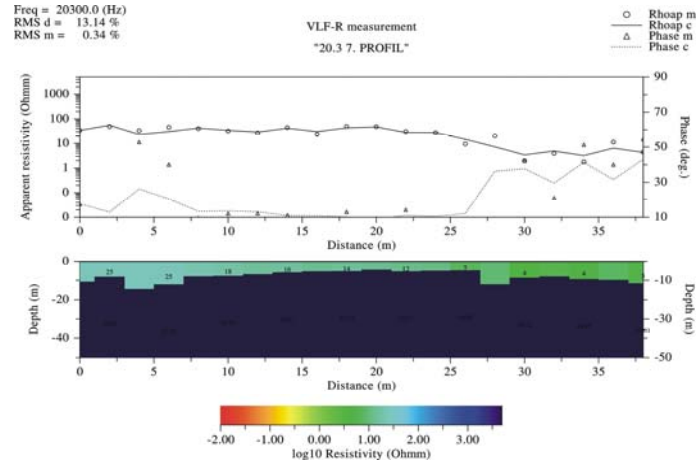
Şekil 7.31 Magnesia 4. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



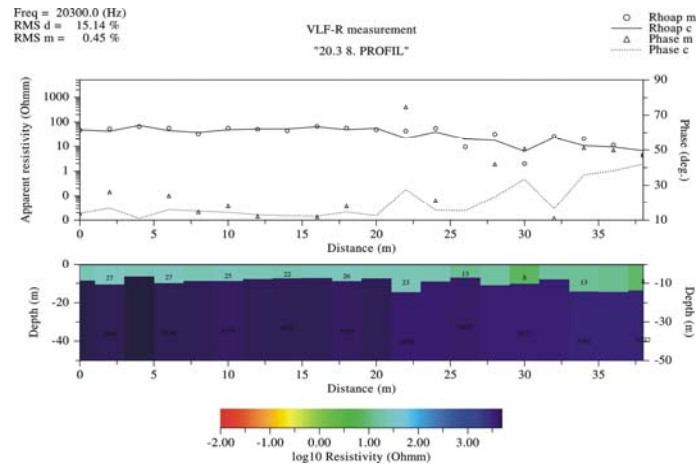
Şekil 7.32 Magnesia 5. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



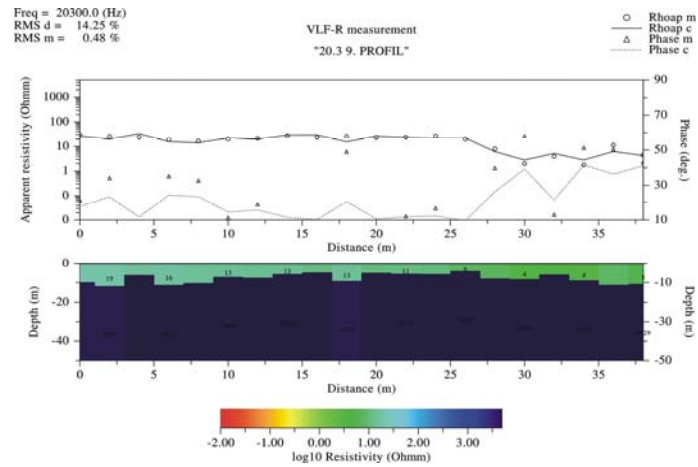
Şekil 7.33 Magnesia 6. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



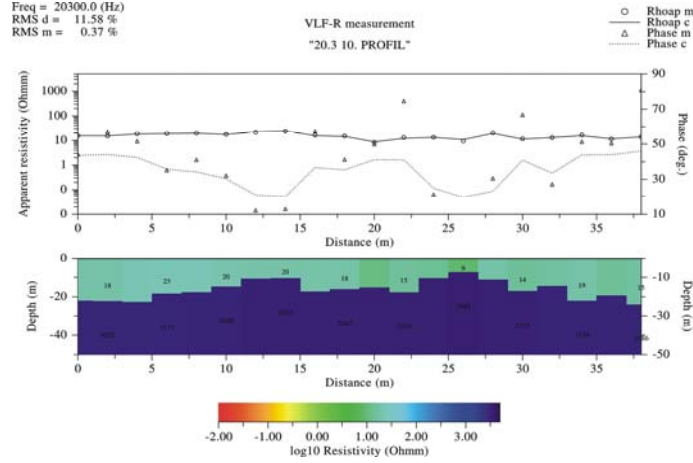
Şekil 7.34 Magnesia 7. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



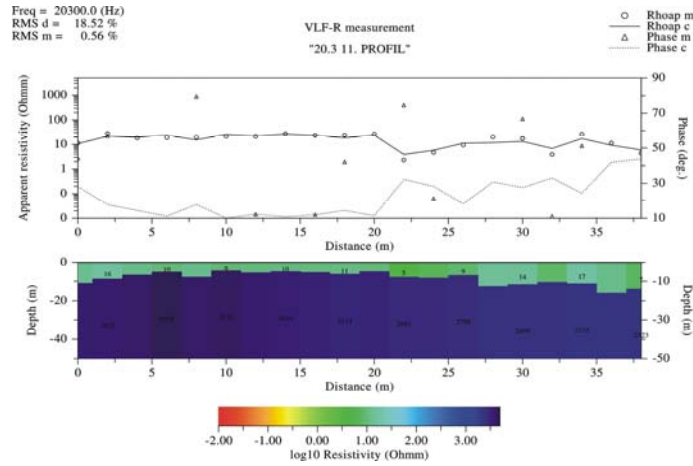
Şekil 7.35 Magnesia 8. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



Şekil 7.36 Magnesia 9. profil 20,3 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.

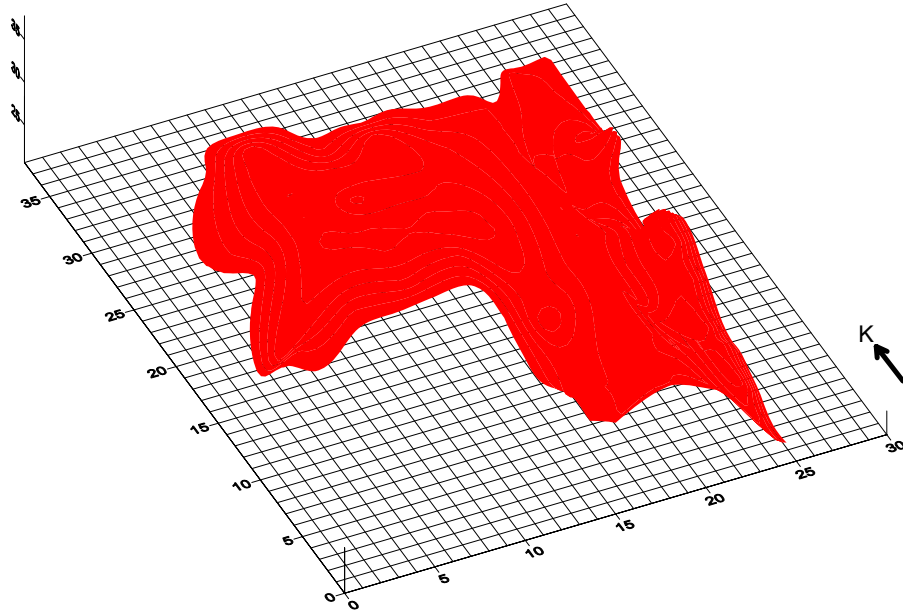


Şekil 7.37 Magnesia 10. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.

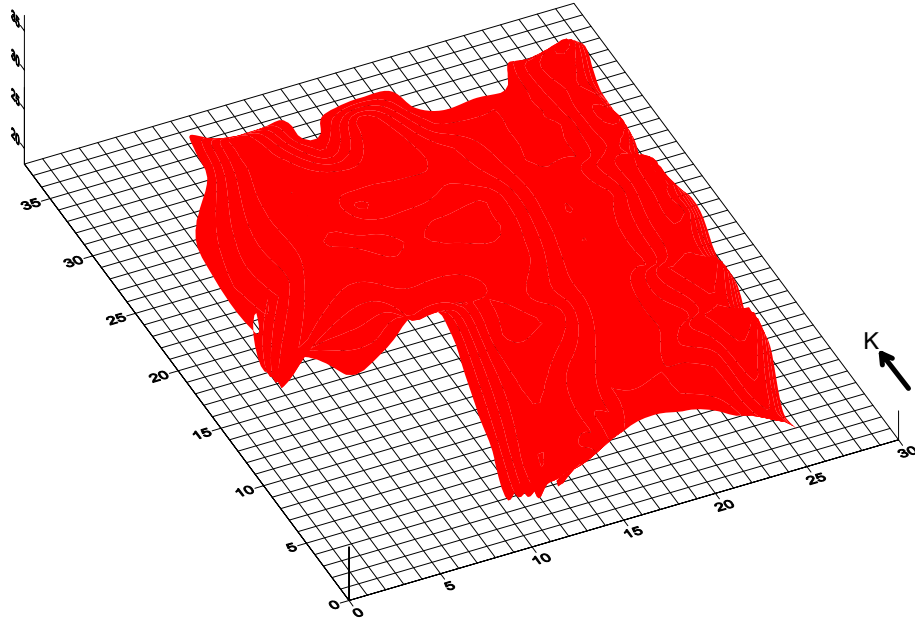


Şekil 7.38 Magnesia 11. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.

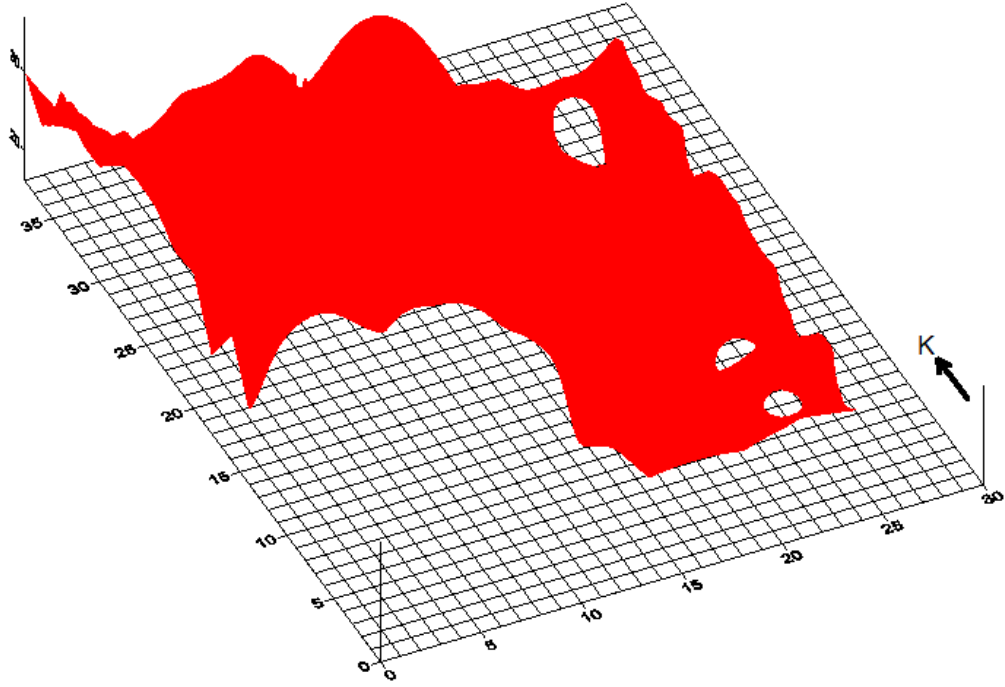
Yapılan VLF-R ölçümleri sonucunda toplam manyetik alan anomalisi ve düşey gradient verileri ile uyumlu olarak özellikle araştırılan alanın orta kısmında 15 ve 25. m'ler arasında tüm frekanslarda yüksek özdirençli yüzeye yakın bir yapı gözlenmektedir. Bu yapının olasılıkla tapınağın kalıntıları olabileceği düşünülmektedir. Tüm kesitlerin her frekans için birleştirilmesiyle üç-boyutlu yer kesitleri elde edilmiştir (Şekil 7.39-7.41). Özdirenç kesitleri Palacky'nin (1989) metamorfik kayalar ve mermer için önerdiği 1000-10000 ohm özdirenç aralığı da göz önüne alınarak 4500-5200 ohmm aralığında kırmızı renkle gösterilmiştir.



Şekil 7.39 Magnesia 26,7 kHz 3-boyutlu yatay özdirenç kesiti (4500-5200 ohmm).

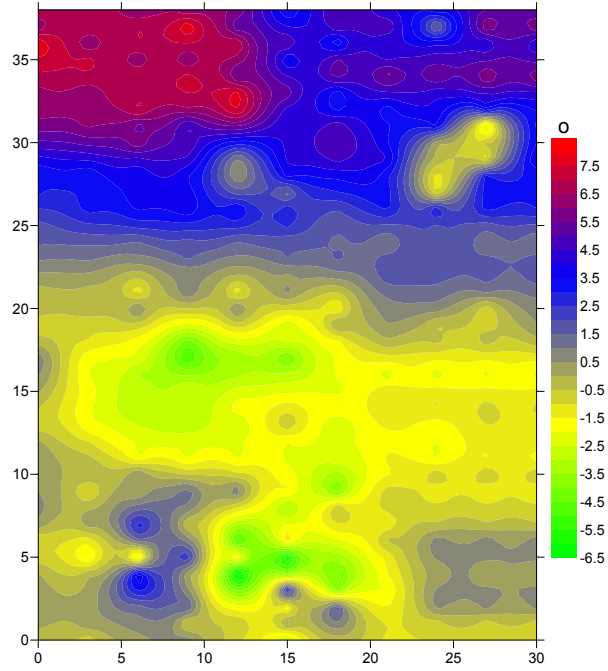


Şekil 7.40 Magnesia 21,8 kHz 3-boyutlu yatay özdirenç kesiti (4500-5200 ohmm).

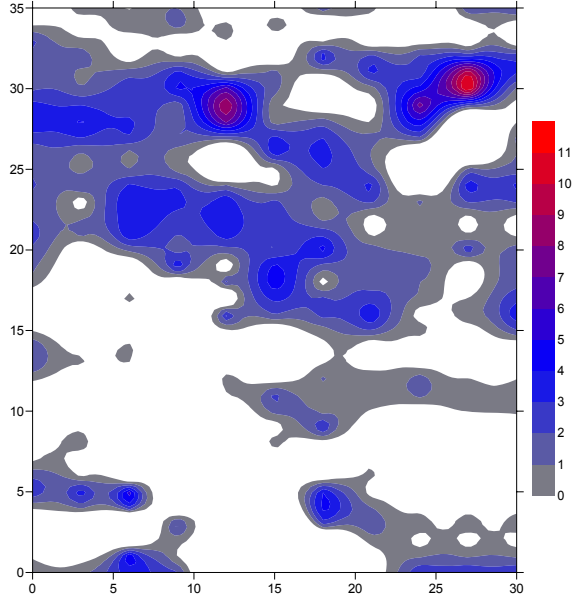


Şekil 7.41 Magnesia 20,3 kHz 3-boyutlu yatay öz direnç kesiti (4700-5200 ohmm).

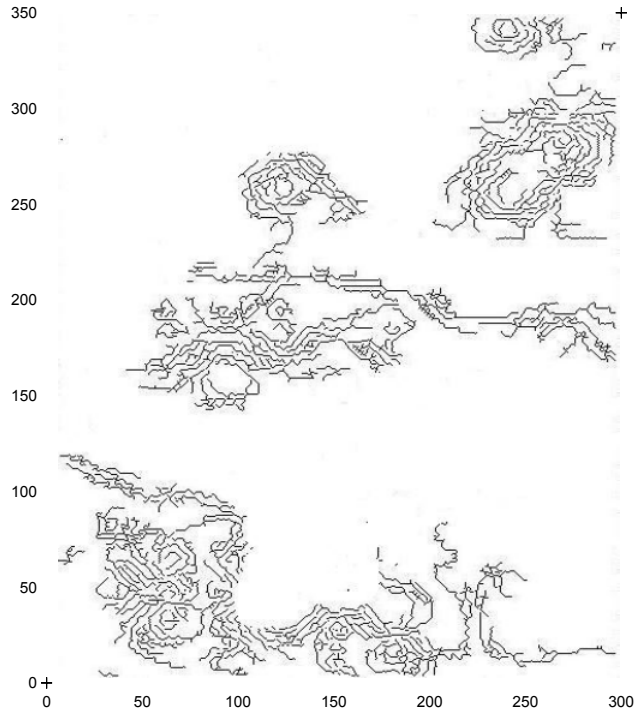
Agora'da yapılan VLF çalışmalarında toplanan tilt açısı verileri haritalanarak Fraser filtresi uygulanmıştır ve kenar belirleme işlemleri ile sonuç karşılaştırılmıştır.



Şekil 7.42 Magnesia 26,7 kHz tilt açısı haritası.

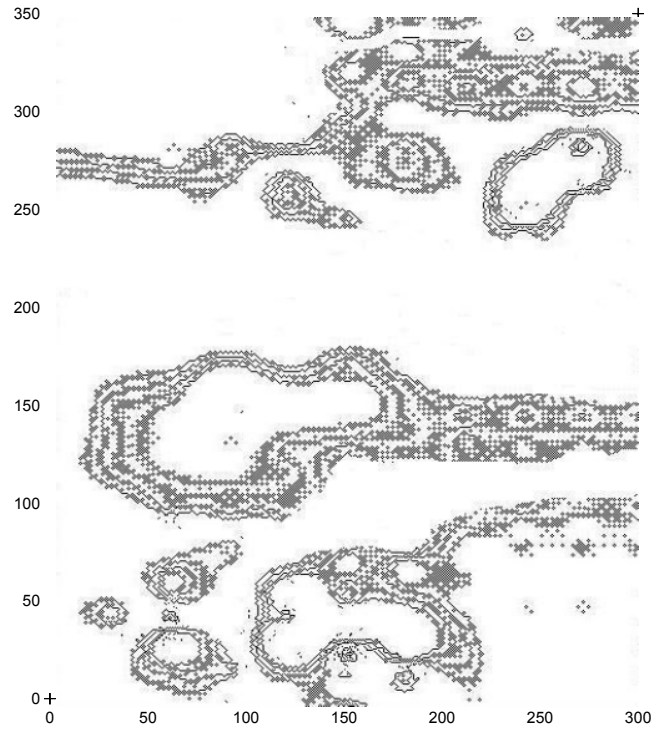


Şekil 7.43 Magnesia 26,7 kHz Fraser filtresi uygulanmış tilt açısı haritası.

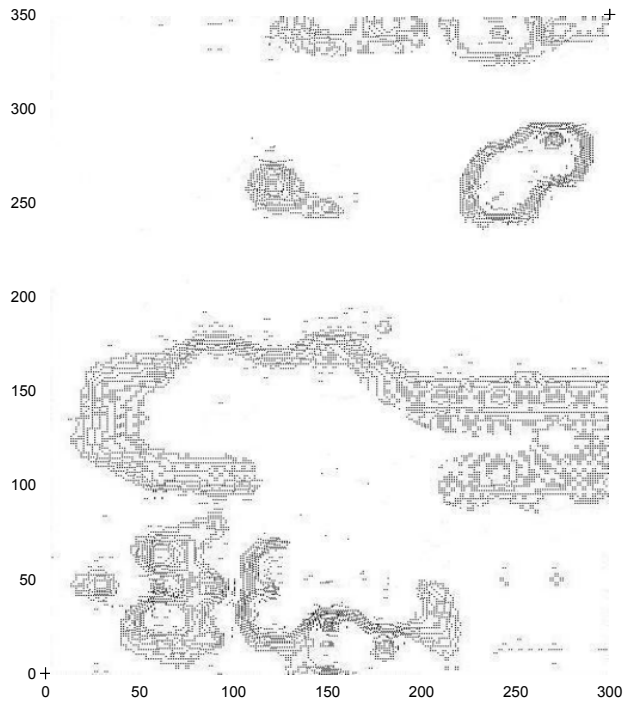


Şekil 7.44 Magnesia 26,7 kHz tilt açısına Canny işleci uygulanmış görüntü.

Magnesia'da toplanan tilt açısı verisine kenar belirleme yöntemlerinin uygulanmasıyla elde edilen görüntülerde özellikle Şekil 7.46'te görülen Prewitt işleci sonucu diğerlerine göre süzgeçli harita ile daha uyumlu sonuç vermiştir.

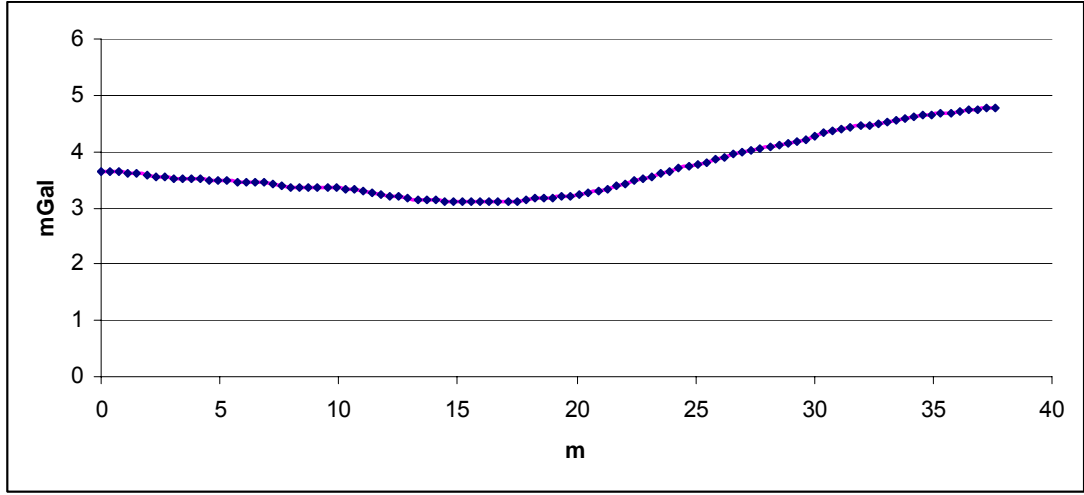


Şekil 7.45 Magnesia 26,7 kHz tilt açısına Sobel işleci uygulanmış görüntü.

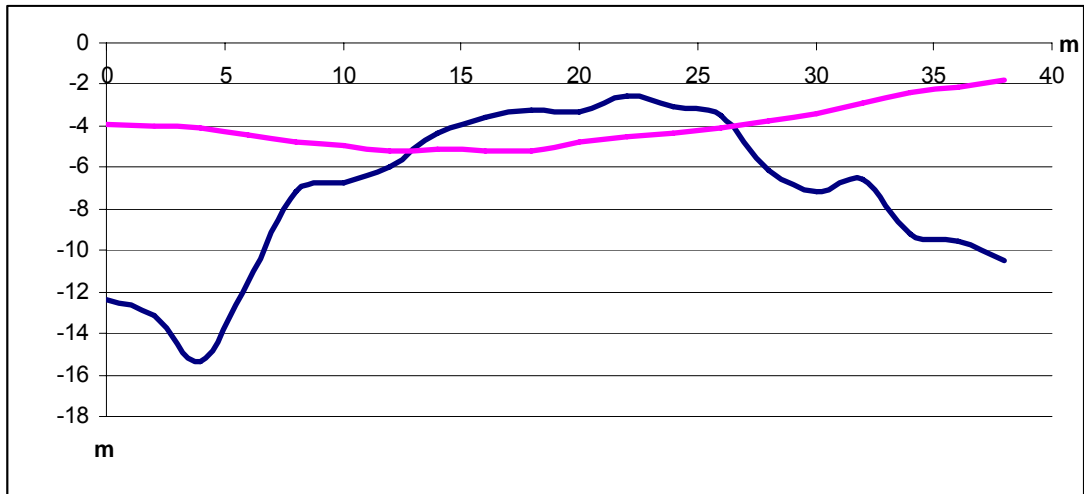


Şekil 7.46 Magnesia 26,7 kHz tilt açısına Prewitt işleci uygulanmış görüntü.

Yapay gravite değerlerine, VLF-R yönteminden elde edilen derinlik değerleri kullanılarak uygulanan iki-boyutlu ters çözüm sonucunda taban topoğrafyası elde edilmiştir (Şekil 7.47 ve 7.48). Başlangıç değerlerinde ortalama derinlik 3 m, en küçük derinlik 2 m, en büyük derinlik 16 m, yoğunluk farkı 0.07 gr/cm^3 alınmış olup, 17 yineleme sonucunda hata fonksiyonu 1854.57 değerinden 0.64 değerine inmiştir.



7.47. Magnesia 6. profil yapay gravite değerleri (mavi noktalar), iki-boyutlu ters çözüm sonucu (pembe çizgi).



7.48. Magnesia 6. profile ait 26,7 kHz VLF-R derinlik değerleri (mavi çizgi), yapay gravite ters çözümünden elde edilen derinlik değerleri (pembe çizgi).

2-boyutlu ters çözümünden ve VLF-R kesitlerinden elde edilen derinlikler karşılaştırıldığında, olası yapı konumunda yaklaşık 2 m'lik bir farkla hesaplanan değerler örtüşmektedir.

7.2. Tuzla (Seferihisar)

Tuzla bölgesi İzmir'in yaklaşık 40 km güneybatısında Seferihisar jeotermal alanının içinde yer almaktadır. Bu bölge kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı Çubukludağ grabeninin güneybatı kısmındadır. Jeofizik ölçümlerin yapıldığı profiller D17G doğrultusunda olası kırık yapısını yaklaşık dik kesecek yönde alınmıştır (Şekil 7.49).

7.2.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği

Bölgedeki jeolojik araştırmalar 1967 yılında başlamıştır. Bugüne kadar birçok yöntem ve teknik Seferihisar jeotermal alanı ve çevresinde uygulanmıştır (Eşder ve Şimşek, 1975, 1977; Eşder, 1990; Erdoğan, 1990; Filiz ve Tarcan, 1993; Genç ve diğer., 2001; Tarcan ve Gemici, 2003). Ancak bütünlük bir anlayışta jeofizik uygulamalar sadece Batı Anadolu Enerji Projesi kapsamında MTA tarafından 1968 ve 1977 yıllarında yapılan gravite ve öz direnç çalışmalarıdır. Bunun dışında Ekingen'in (1970) rejyonel gravite çalışması, Drahor ve diğer.'nin (1999b) gravite ve SP yöntemi üzerine çalışması, Drahor ve Berge'nin (2006) Doğanbey Cumalı arasında yapmış olduğu VLF-EM ve SP çalışması, Sındırgı'nın (2004) Cumalı bölgesinde yaptığı SP çalışması ile Timur ve Sındırgı'nın (2006) yine Cumalı bölgesinde yaptığı manyetik ve SP çalışması bulunmaktadır.

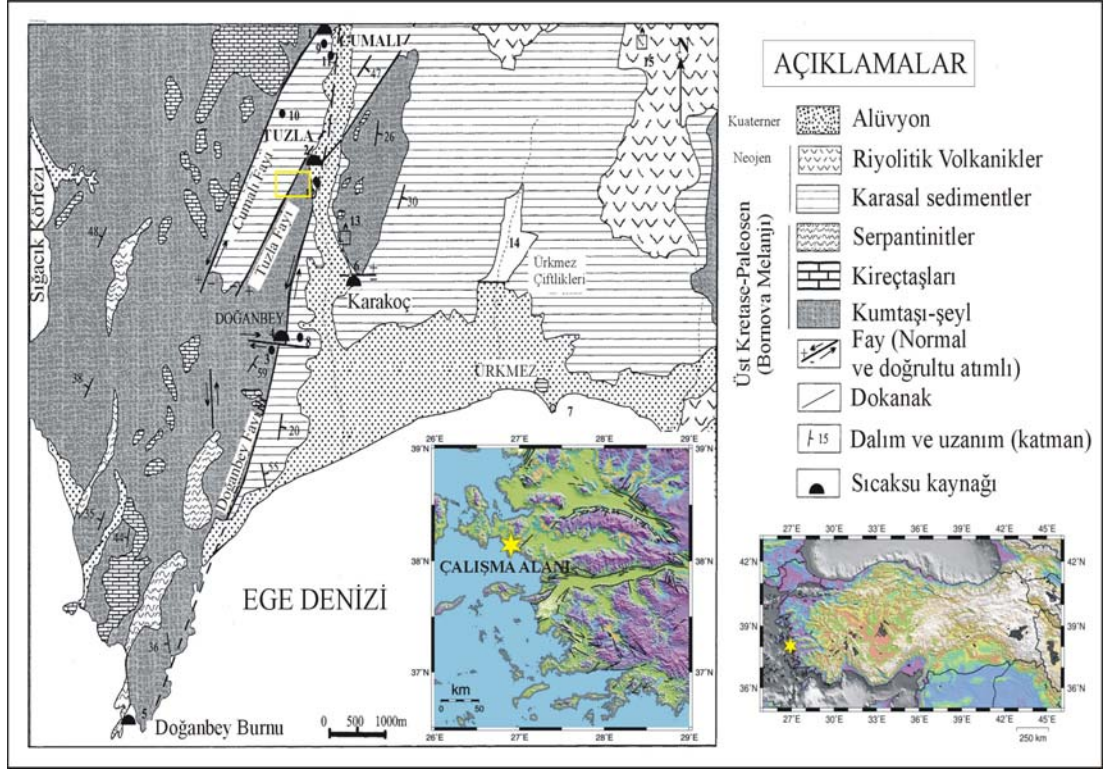
Seferihisar jeotermal alanının jeolojik temelini, Menderes masifine ait Paleozoik yaşlı metamorfikler oluşturur. Bu birim mikaşist, kalkışist ve mermerden oluşmuştur (Eşder ve Şimşek, 1975). Üst kesimlerinde mermerlerin kalınlığı 150 metreyi bulmaktadır. Bu birim üzerinde ise, pelitik şist, kumtaşı ve altere kireçtaşından oluşan Kretase yaşlı İzmir filizi uzanır. Bu birimin alt seviyelerindeki Ultrabazik kayalar, üst seviyelere doğru itilerek, KD-GB doğrultusunda yüzeylenirler (Eşder ve Şimşek, 1977).

Seferihisar jeotermal alanının güneydoğusunu, bölgenin en yüksek kesimi olan Dereboğazı yükselimi sınırlar. İkinci geniş ve önemli yükselimi ise KD-GB doğrultulu Seferihisar yükselimidir. Çubukludağ çöküntüsünü ve Seferihisar

yükselimini sınırlandıran önemli tektonik hatlar bulunmaktadır. Seferihisar yükseliminin güneydoğu uzanımı tektonik yoğunluğun merkezidir. Çubukludağ çöküntüsünün bu kısmında, Yeniköy formasyonunu kesen, Doğanbey Iıcası yükselimi ve Karakoç yükselimi bulunmaktadır. Bunlar çöküntüyü daha küçük çöküntülere bölmektedir. Seferihisar yükselimi ile Dereboğazı yükselimi arasındaki Çubukludağ çöküntüsünü KB-GD uzanlı faylar sınırlandırır (Şekil 7.49).

Tuzla Fayı, İzmir'in GB'sında, Cumaovası ile Doğanbey burnu arasında KD-GB genel doğrultulu bir hat buyunca uzanır. GB'ya doğru doğrultusu kuzeye dönen bu çizgisellik, doğu ucunda Cumaovası Fayı'na birleşir. Batı ucuna rastlayan Doğanbey Burnunda ise fay Ege Denizi'ne ulaşır. Denizin taban topoğrafyası, fayın aynı doğrultuda deniz içerisinde de devam ettiğini göstermektedir. Bu çizgiselliğin GB ucuna rastlayan yaklaşık 15 km'lik bölümü diri faylara özgü tüm yapısal ve morfolojik öğelere sahiptir. Üzerinde birçok sıcak su kaynağının dizili olduğu bu kesimdeki faylar zonal bir kırık sistemi oluşturur. Sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu kesim Tuzla Fayı olarak adlandırılmıştır. Tuzla Fayı, Cumaovası Fayı ile birlikte değerlendirildiğinde Gediz grabenine bağlanan büyük bir yapısal unsur oluşturmaktadır. Bu iki fay, batı Anadolu'nun gerilme rejimi ile tanınan diri tektonik çatısı içerisinde önemli bir konuma sahiptir. Yine Tuzla fayı İzmir'in deprem riski açısından ayrıca önem taşır. Bu sebeple Tuzla Fayı ayrıntılı araştırılmıştır. Fayın dalım açısı 80° 'dir ve fay üzerinde en son olarak 1992 yılında $M=6.0$ büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. Fay boyunca Bornova şisti birimleri alt Miyosen yaşlı konglomera ve kireçtaşları üzerine bindirmişlerdir. Doğanbey burnu ile Kavak deresi arasında $K20^\circ D$ doğrultusunda uzanır (Tarcan ve Gemici, 2003).

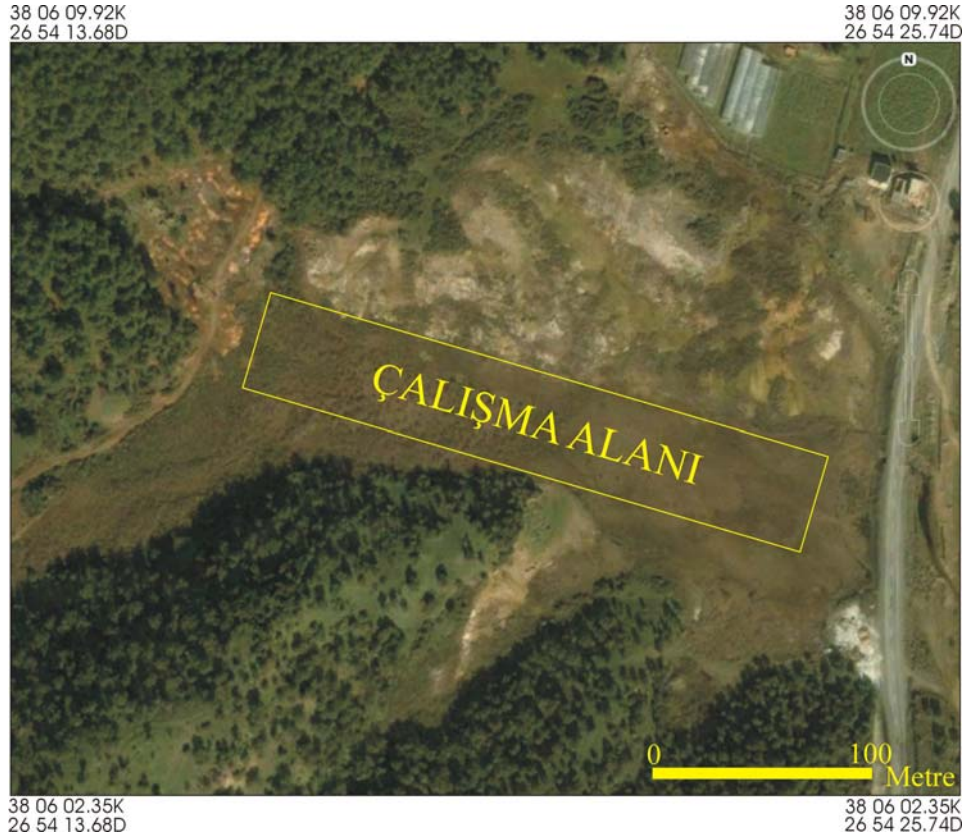
Çalışma alanı olarak seçilen Tuzla bölgesi, Çubukludağ grabeninin ortasında yer alır. Kuzeybatıda, Yeniköy formasyonu altındaki İzmir filişi kireçtaşı rezervlerinin yapısal istifine uygun olarak, Cumalı ters fayına doğru dalmaktadır. Bununla birlikte doğuda, şeyller arasında azalarak incelenmektedir. Bölge, temel tektonik trende dik olarak yaklaşık D-B doğrultusunda uzanmaktadır (Şekil 7.50).



Şekil 7.49 Tuzla çalışma alanının sarı çerçeve içinde konumu ve jeolojisi (Eşder ve Şimşek, 1975'ten değiştirilmiştir).

7.2.2 Jeofizik Uygulamalar

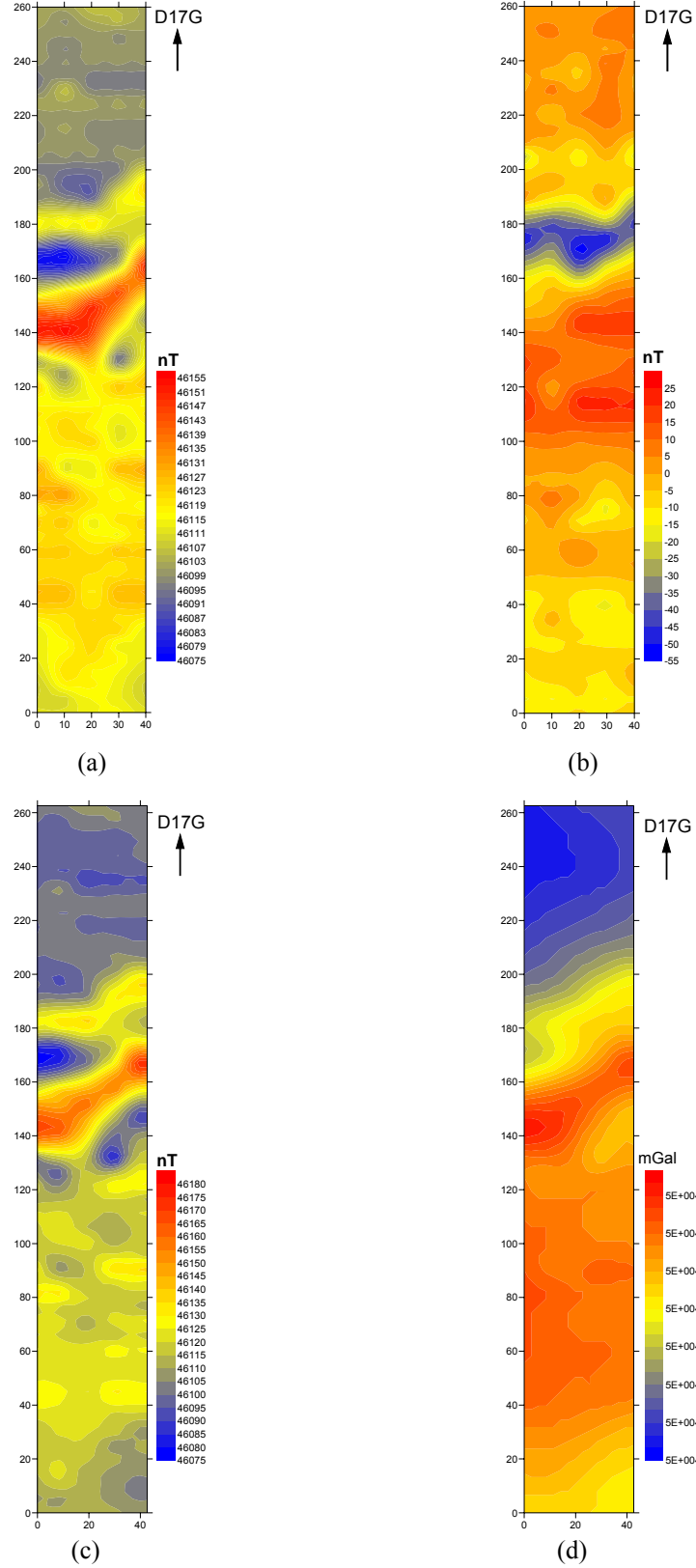
Çalışma alanında 10 m aralıklı 5 profil üzerinde, 5 m aralıklı 52 ölçüm noktasında toplam manyetik alan, düşey manyetik gradient ve VLF-R ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Şekil 7.50). Toplam manyetik alan verilerine kutba indirgeme ve yapay grative dönüşümü uygulanmıştır. Elde edilen yapay gravite haritalarına sınır analiz yöntemi olarak kenar belirleme işlemi 3 farklı operatörle uygulanmıştır. Buradan belirlenen yapı konumu, üç-boyutlu prizmatik yapıların kullanıldığı ters çözüm algoritmasında başlangıç modeli olarak kullanılarak veri modellenmiştir. Ayrıca burada alınan toplam manyetik alan verilerine fay modeli için ters çözüm işlemi de uygulanarak fayın dalım açısı hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Bu çalışmadaki temel amaç alanın içinden geçen ve yaklaşık KB-GD doğrultusunda uzanan olası fay hattının belirlenmesi ve modellenmesidir.



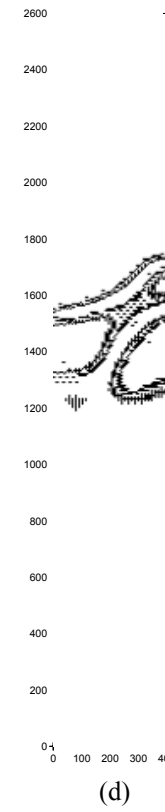
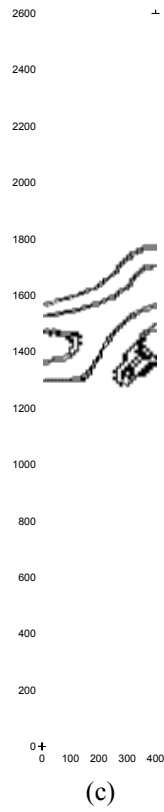
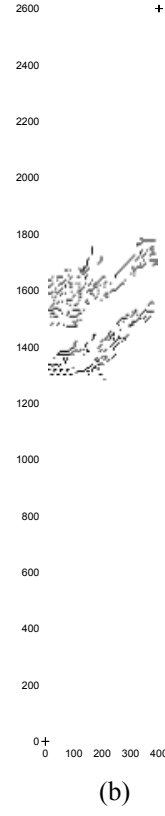
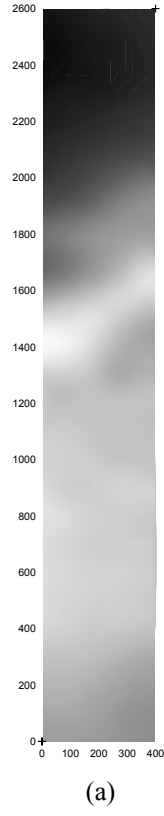
Şekil 7.50 Tuzla çalışma alanının uydu görüntüsü ve konumu (google earth).

7.2.2.1 Manyetik Çalışmalar

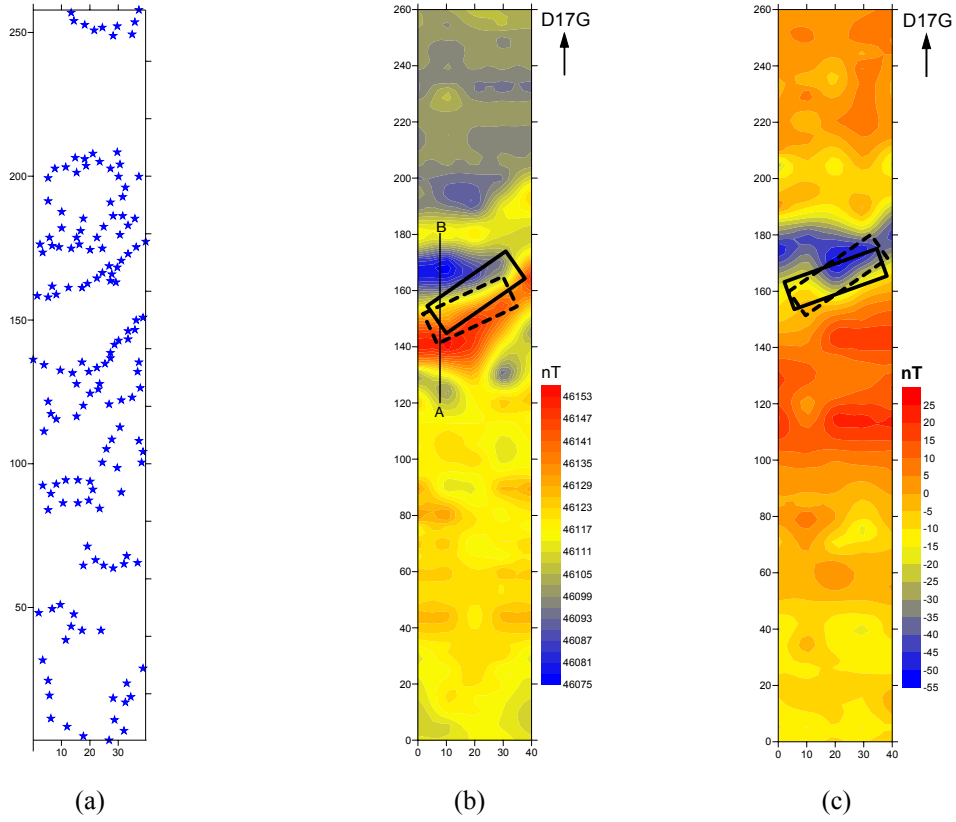
Tuzla'da yapılan manyetik ölçüm çalışmaları toplam 5 profil üzerinde D17°G yönünde alınmıştır. Ölçüm aralıkları 5 m, profil aralıkları ise 10 m'dir. 1. profil en kuzeyde, 5. profil en güneydedir. Toplam manyetik alan ve düşey gradient ölçümleri yapılarak haritalanmış (Şekil 7.51), daha sonra veri işlem teknikleri kullanılarak fay modeli ve üç-boyutlu prizmatik yapılar için modellenmiştir (Şekil 7.52, 7.53 ve 7.54). Üç-boyutlu modellemede gerek yatay gradyan sınır analizi yöntemiyle gerekse kenar belirleme yöntemiyle belirlenen konumdaki anomali fayın etkisi olarak değerlendirildiğinden tek prizmatik model kullanılmıştır.



Şekil 7.51 (a) Toplam alan manyetik anomali haritası, (b) Düşey gradient anomali haritası, (c) Kutba indirgenmiş anomali haritası, (d) Yapay gravite anomali haritası.



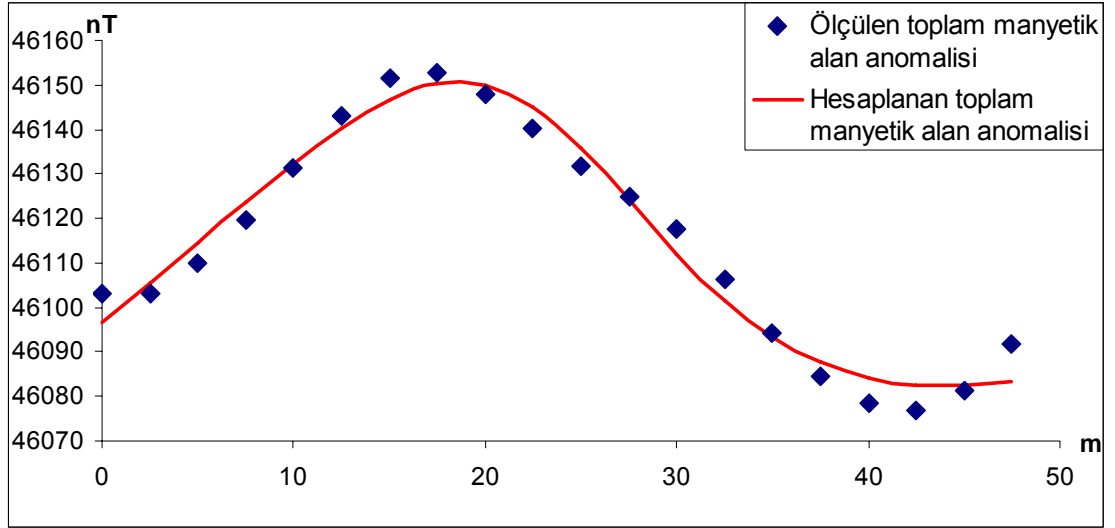
Şekil 7.52 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu



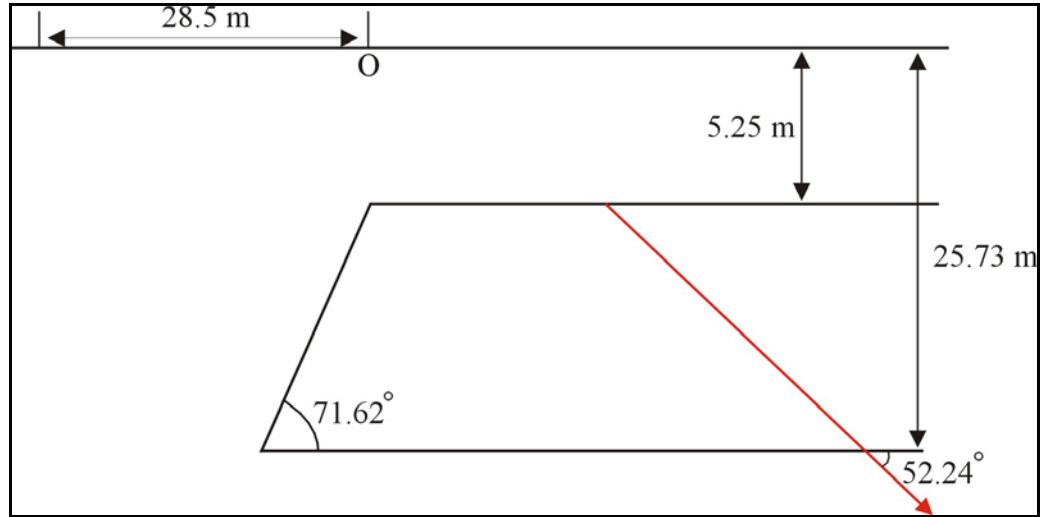
Şekil 7.53 (a) 3. seviye sınır analizi sonuç haritası (En büyük genlikler 1,4-2,1), (b) toplam manyetik alan anomali haritası üzerinde başlangıç modeli kesikli çizgi, ters çözüm sonucu düz kalın çizgi ve alınan A-B kesiti görülmektedir, (c) Düşey manyetik alan anomali haritası üzerinde başlangıç modeli kesikli çizgi, ters çözüm sonucu düz çizgi ile görülmektedir,

Tablo 7.2 Toplam alan ve düşey gradient haritalarına ait başlangıç değerleri ve ters çözüm sonuçları.

Parametreler	X ₁ (m)	X ₂ (m)	Y ₁ (m)	Y ₂ (m)	Z ₁ (m)	Z ₂ (m)	I ₀ (Der.)	D ₀ (Der.)	Θ (Der.)	EI (cgs)	Yineleme sayısı
Başlangıç Değerleri (Toplam Alan)	8	31	142	151	3	15	57	3	15	50	14
Ters Çözüm Sonucu	11,4	36,6	145,3	158,1	2,7	22,5	47,3	114	23,6	84,6	
Başlangıç Değerleri (Gradient)	9	38	150	160	3	15	57	3	18	50	16
Ters Çözüm Sonucu	6,7	38,2	153,6	163,5	3,1	8,3	37,3	19,4	10,7	41,2	



Şekil 7.54a Tuzla toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait ölçülen veriler ve ters çözüm sonucu.



Şekil 7.54b Tuzla toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait ters çözüm sonuçlarının fay modeli üzerinde gösterimi.

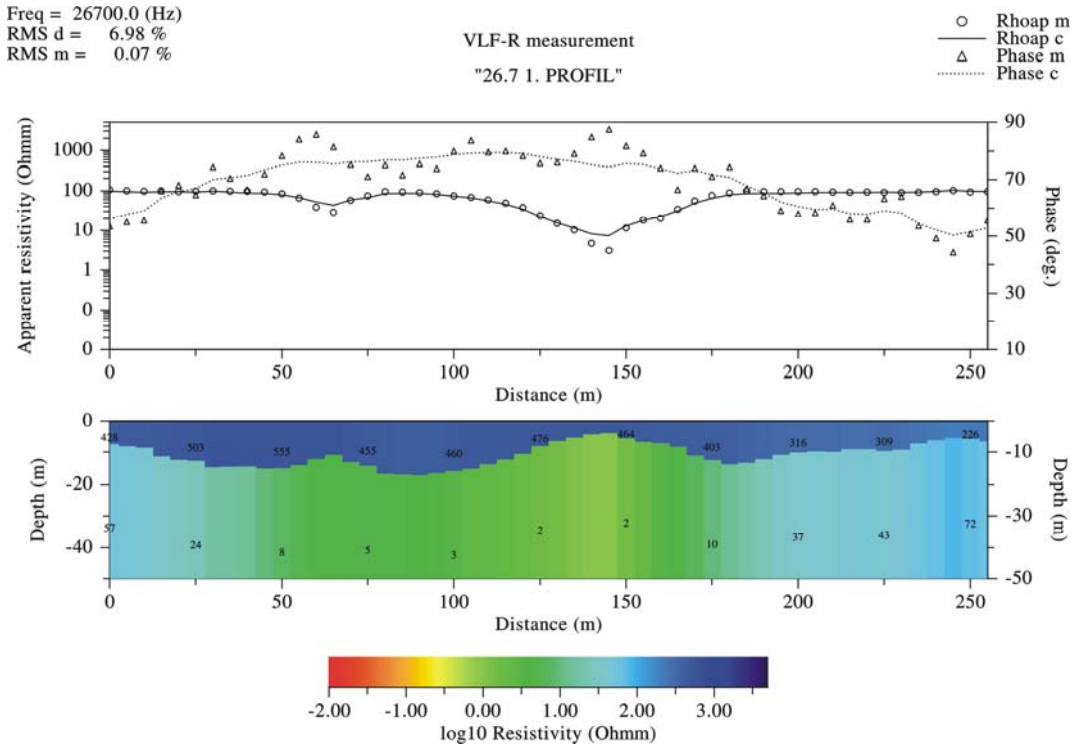
Tablo 7.3 Toplam alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait başlangıç ve ters çözüm parametre değerleri.

Parametre	Z1 (m)	Z2 (m)	D (m)	Θ (derece)	Φ (derece)	AJ (nT)	A (nT/m)	B (nT)
Başlangıç değerleri	4	20	25	45	57	100	0	0
Ters Çözüm Sonucu	5,25	25,73	28,5	71,62	52,24	214	0.01	0.1

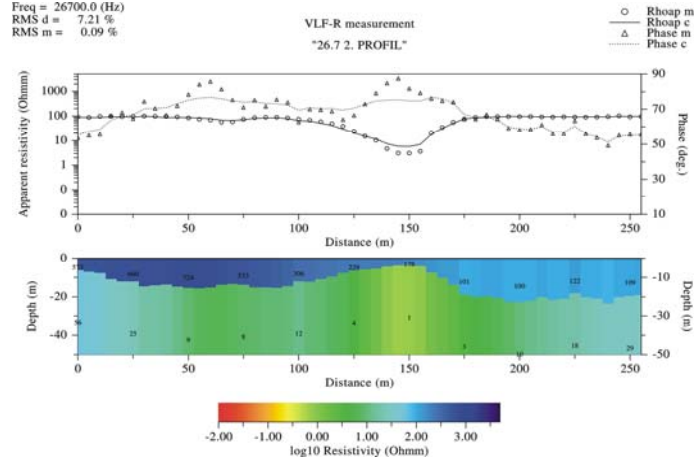
Yapılan manyetik çalışmalar sonucunda olası kırık yapısının fiziksel özellikleri belirlenmiştir. Sınır analizi yöntemi ile kenar belirleme yöntemleri sonuçları birbirini destekler nitelikte olup her iki yöntemde de olası yapı konumu 130-160 m'ler arasında belirlenmiştir. Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında da aynı konumda K-G uzanımlı anomali gözlenmektedir. Fay modeli için yapılan ters çözüm sonucunda yapının üst yüzeyinin derinliği 5,25 m, toplam manyetik alan verilerine uygulanan üç-boyutlu ters çözüm sonucunda 2,7 m, düşey manyetik gradient verilerinin ters çözümünde ise 3,1 m olarak belirlenmiştir.

7.2.2.2 VLF-R Çalışmaları

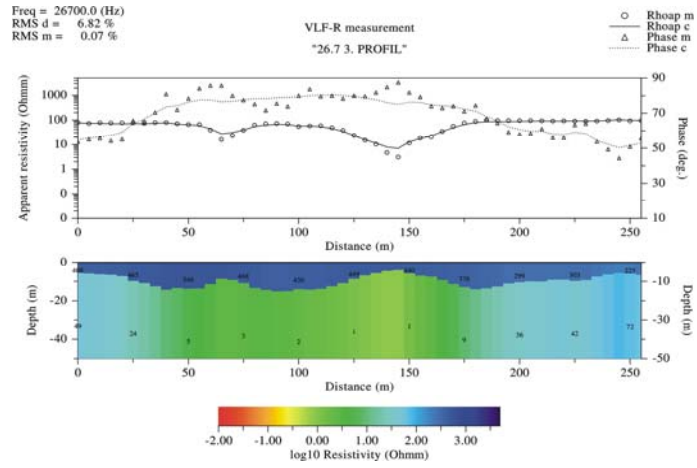
Tuzla'da yapılan VLF-R ölçüm çalışmaları toplam 5 profil üzerinde D17°G yönünde alınmıştır. Ölçüm aralıkları 5 m, profil aralıkları ise 10 m'dir. 1. profil en kuzeyde, 5. profil en güneydedir. Ölçümler 26,7 kHz (TBB-Bafa), 21,8 kHz (TBA-Antalya) ve 20,3 kHz (ICV-Tavolara/İtalya) frekanslarında alınmıştır (Şekil 7.55-769).



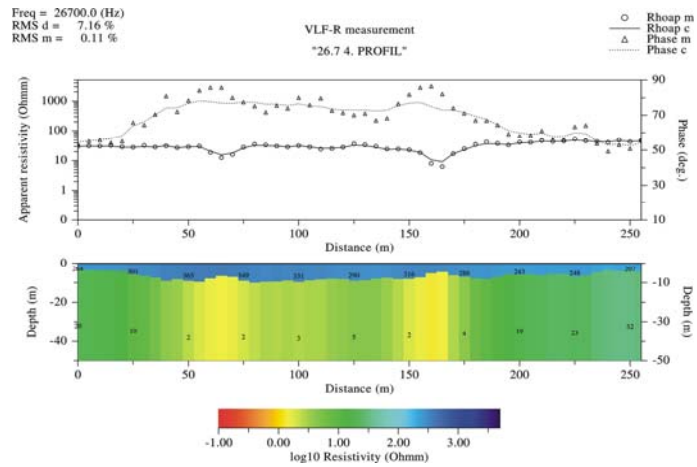
Şekil 7.55 Tuzla 1. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



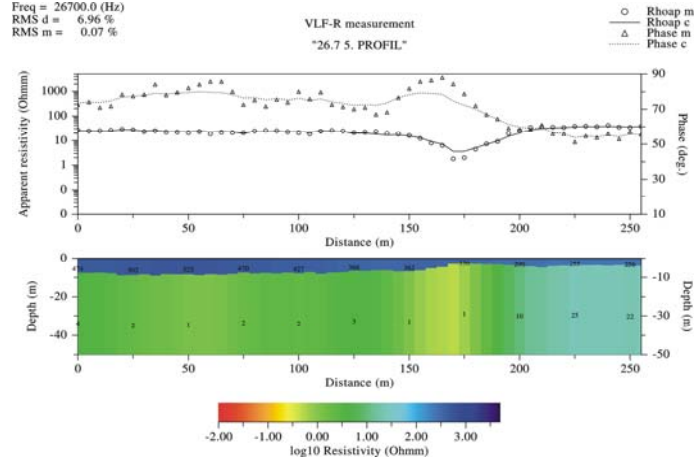
Şekil 7.56 Tuzla 2. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



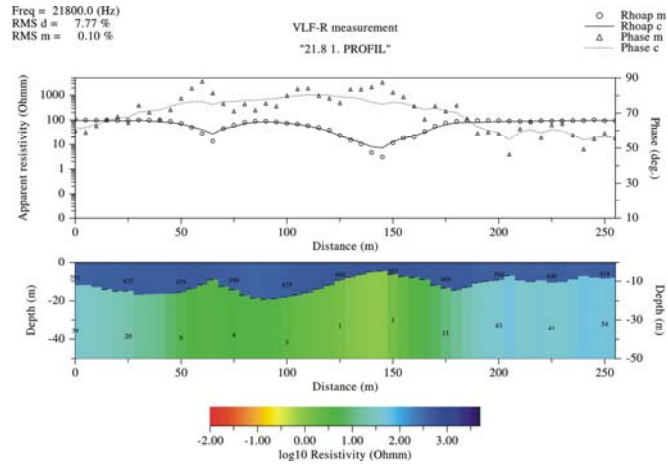
Şekil 7.57 Tuzla 3. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



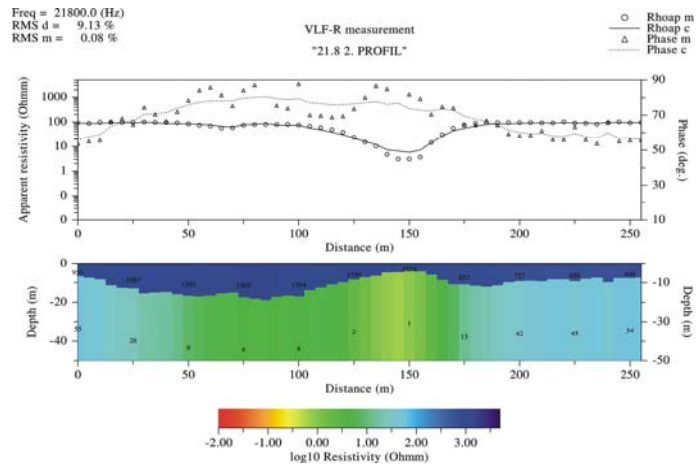
Şekil 7.58 Tuzla 4. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



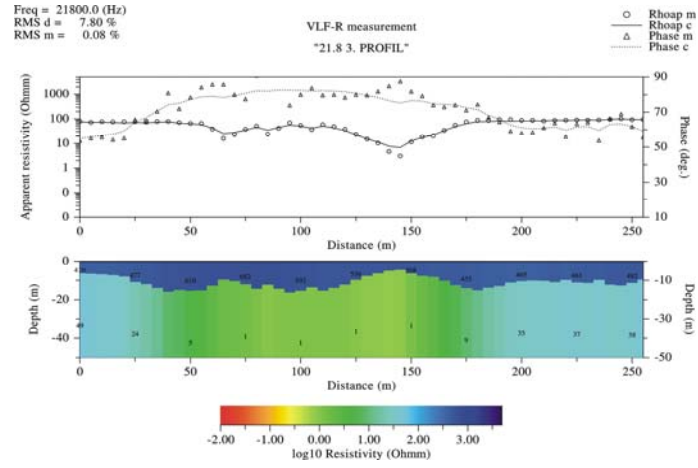
Şekil 7.59 Tuzla 5. profil 26,7 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



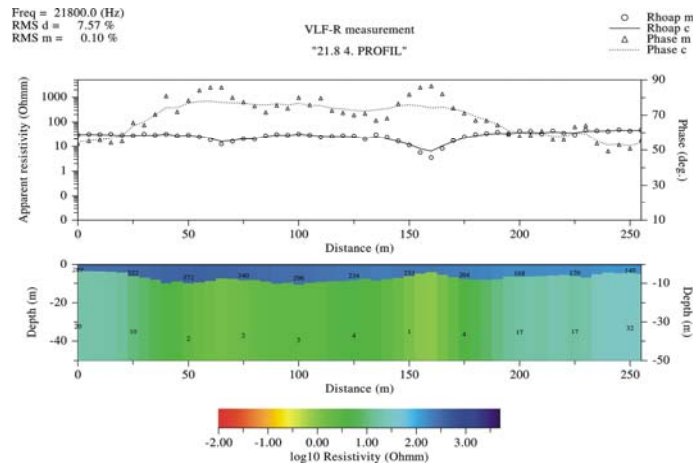
Şekil 7.60 Tuzla 1. profil 21,8 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



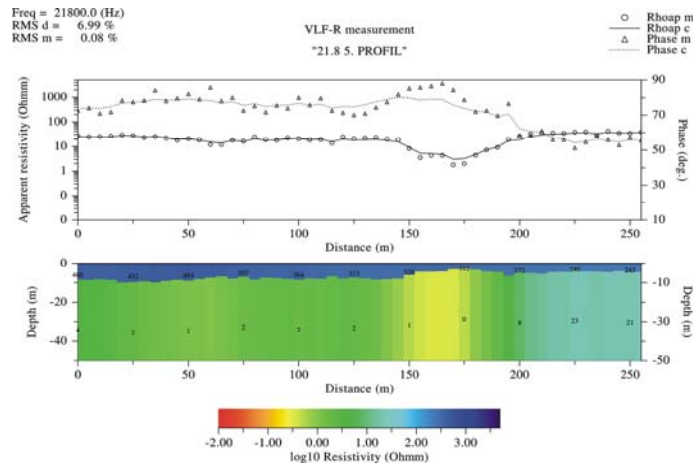
Şekil 7.61 Tuzla 2. profil 21,8 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



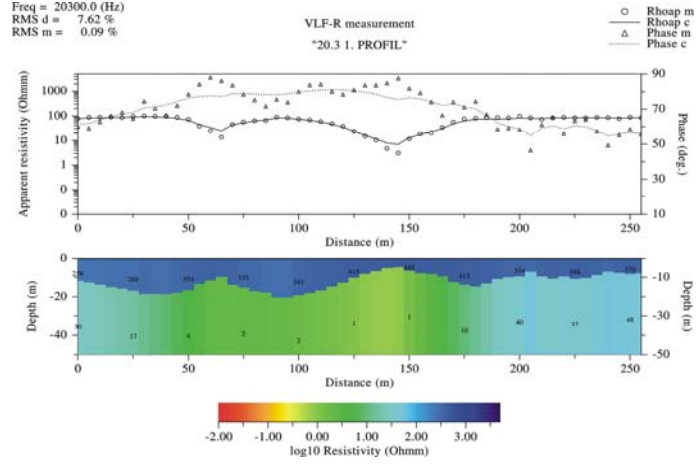
Şekil 7.62 Tuzla 3. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



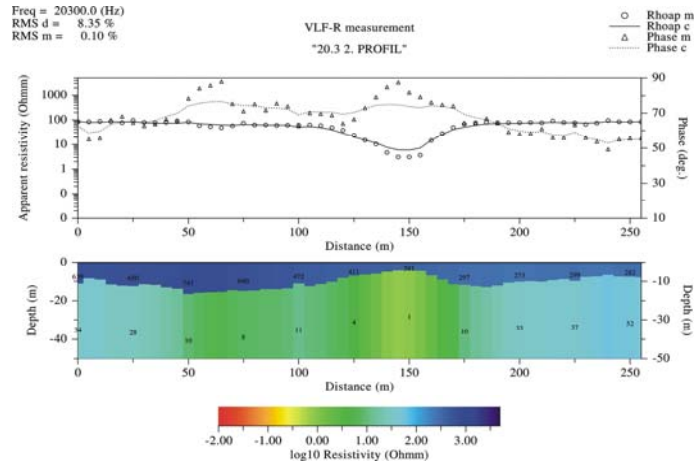
Şekil 7.63 Tuzla 4. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



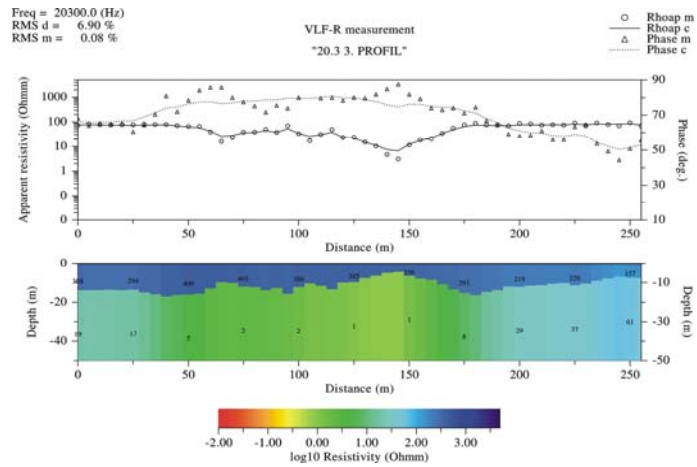
Şekil 7.64 Tuzla 5. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



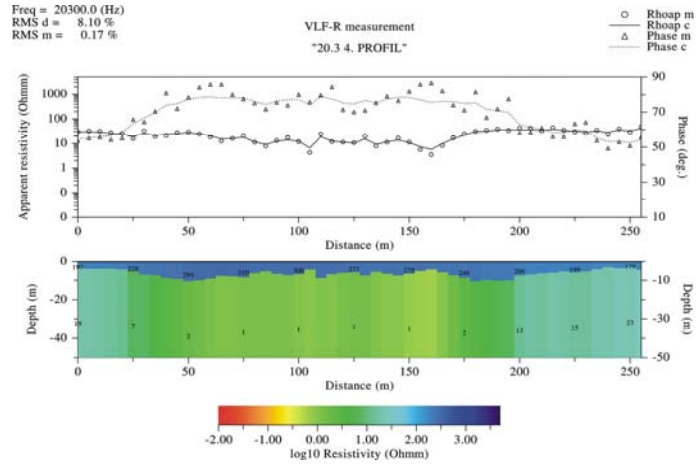
Şekil 7.65 Tuzla 1. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



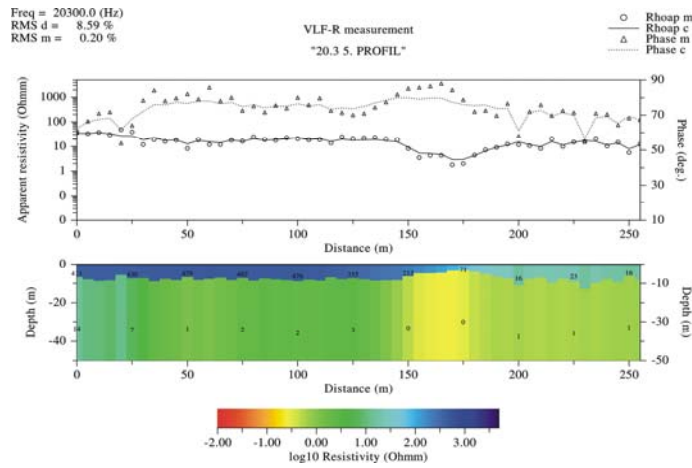
Şekil 7.66 Tuzla 2. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



Şekil 7.67 Tuzla 3. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



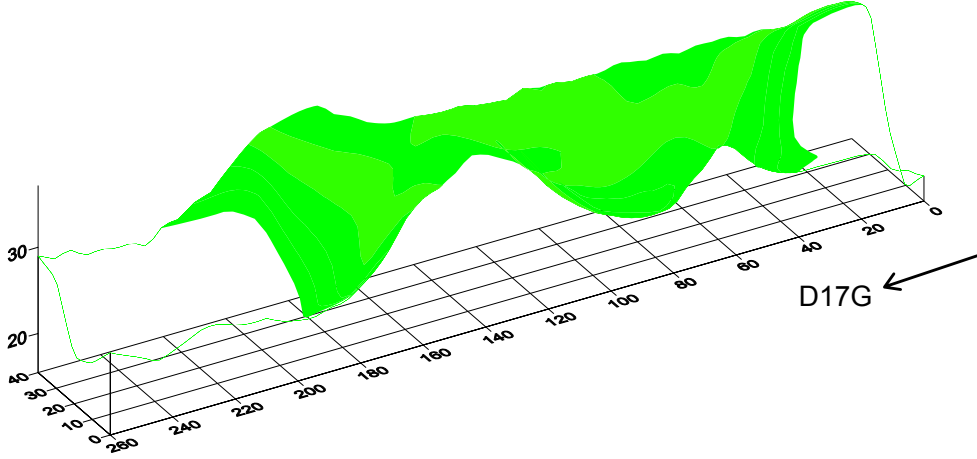
Şekil 7.68 Tuzla 4. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



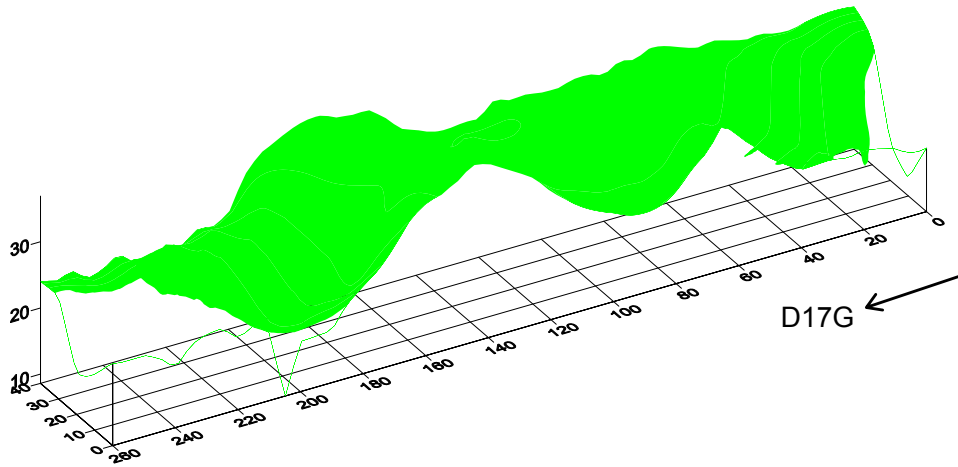
Şekil 7.69 Tuzla 5. profil 20,3 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.

Yapılan VLF-R ölçümleri sonucunda tüm profillerde 150 m civarında gözlenen yüzeye yakın iletken yapının Tuzla fayının etkisi olduğu düşünülmektedir. Tüm kesitlerde ve tüm frekanslarda 50-70 m arasında gözlenen düşük özdirençli anomali, bölgenin kuzeyinde gözlenen sıcak su çıkışının etkisi olarak değerlendirilmiştir. Bu sıcak su çıkışı yüzeydeki nem oranını oldukça arttırmıştır. Fay aynasına en yakın ölçüm olan 5. profilde tüm frekanslarda sığ düşük özdirençli anomali gözlenmektedir. Tüm kesitlerin her frekans için birleştirilmesiyle üç-boyutlu yer kesitleri elde edilmiştir (Şekil 7.70-7.72).

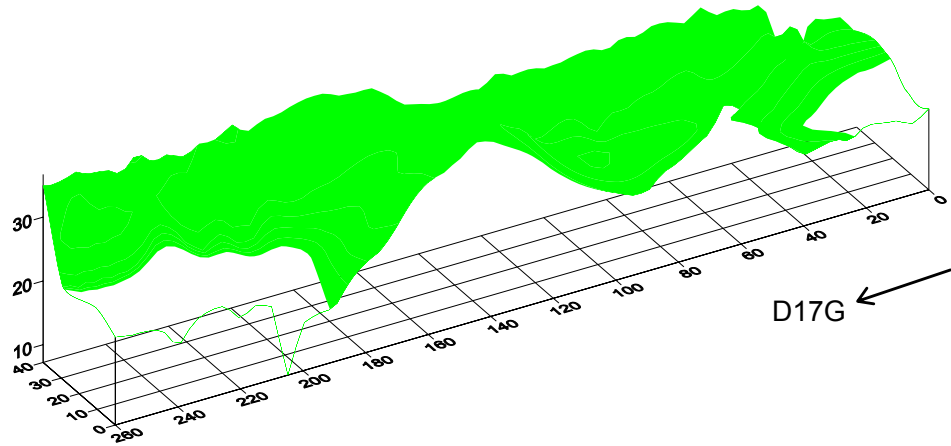
Hazırlanan kesitlerde 0,1-6 ohmm öz direnç değeri aralığı seçilerek haritalanmıştır. Bu değeri aralığı düşük öz dirençli yapının daha iyi gözlenmesi için seçilmiş ve yeşil renkle gösterilmiştir.



Şekil 7.70 Tuzla 26,7 kHz 3-boyutlu öz direnç kesiti (0,1-5 ohmm).



Şekil 7.71 Tuzla 21,8 kHz 3-boyutlu öz direnç kesiti (0,1-6 ohmm).

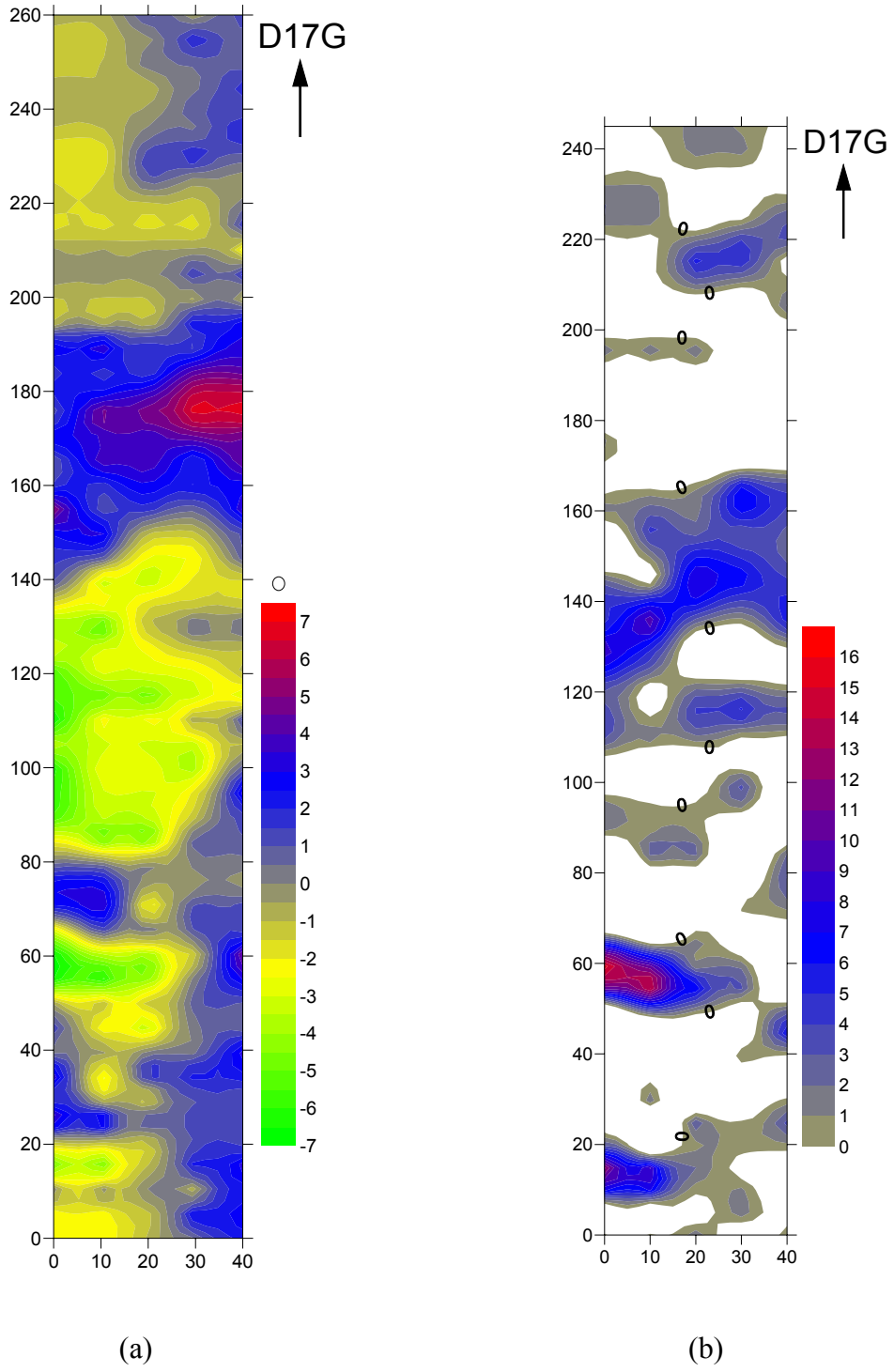


Şekil 7.72 Tuzla 20,3 kHz 3-boyutlu öz direnç kesiti (0,1-6 ohmm).

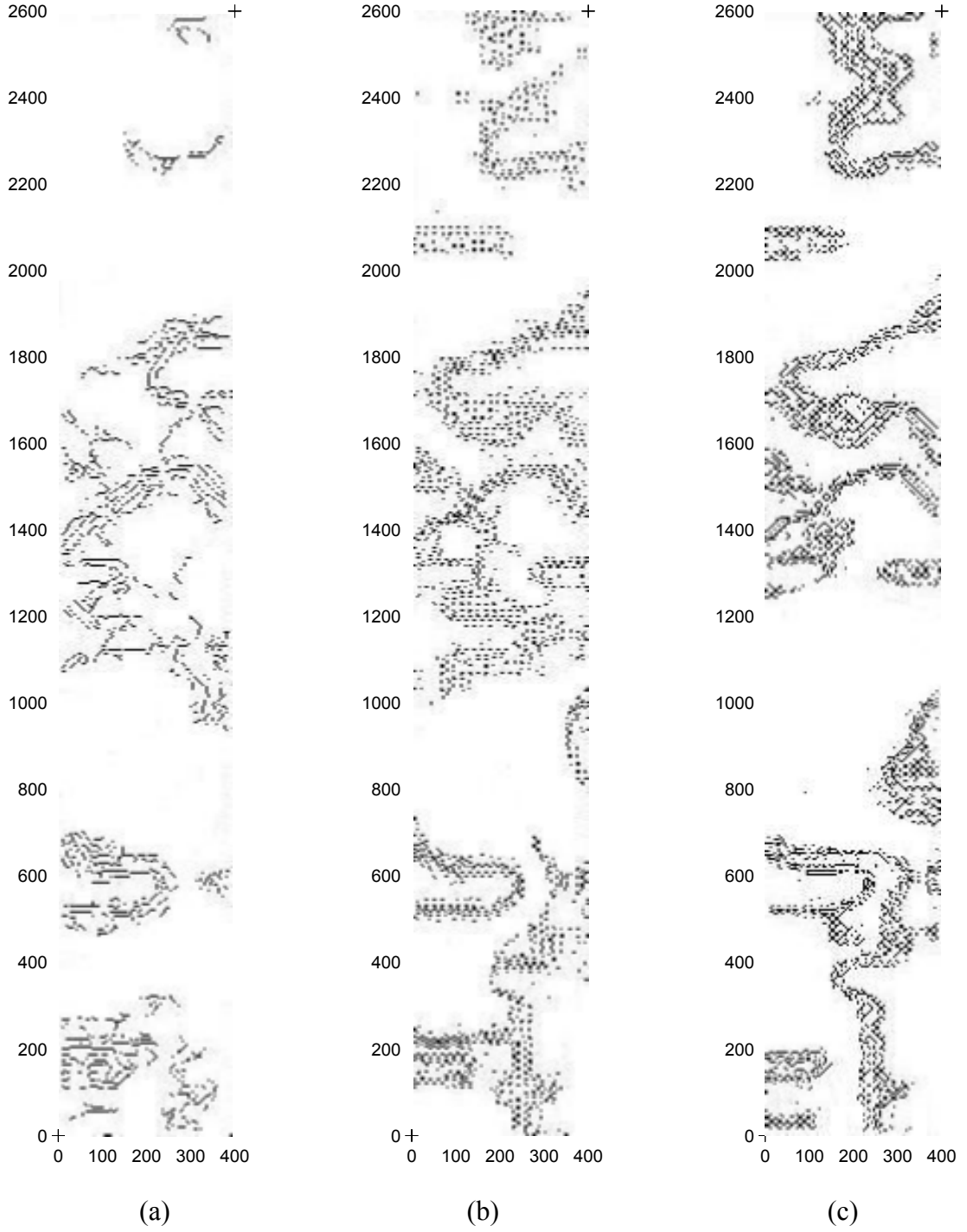
Yatay öz direnç kesitlerinin tamamında 150 m civarında yüzeye yaklaşan çok iletken bir yapı göze çarpmaktadır. Bu düşük öz dirençli yükselimin yüzeye yakın kırık hattından yüzeye yaklaşan sıcak suyun etkisi olduğu düşünülmektedir. Bu düşük öz dirençli yükselim ile manyetik haritalarda da gözlenen anomali, Tuzla bölgesindeki olası fayın konumu ve doğrultusu birebir örtüşmektedir.

Tuzla'da yapılan VLF çalışmalarında toplanan tilt açısı verileri haritalanarak Fraser filtresi uygulanmıştır ve kenar belirleme operatörleri ile sonuç karşılaştırılmıştır (Şekil 7.73 ve 7.74).

Tuzla'da toplanan 26,7 kHz tilt açısı verisine kenar belirleme yöntemi uygulanmasıyla elde edilen görüntülerde (Şekil 7.74) özellikle 50-70 m arasındaki bölge ile 110-170 m arasındaki anomaliler öz direnç kesitleriyle uyumlu sonuç vermiştir ve üç-boyutlu öz direnç kesitlerindeki düşük öz dirençli yapının konumunu destekler niteliktedir.



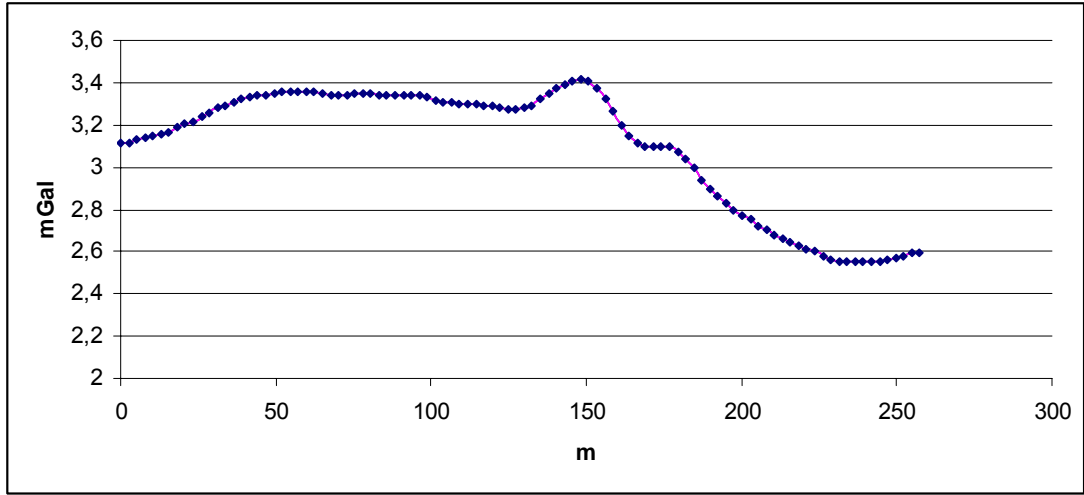
Şekil 7.73 (a) Tuzla 26,7 kHz tilt açısı haritası, (b) Tuzla 26,7 kHz Fraser filtresi uygulanmış tilt açısı haritası.



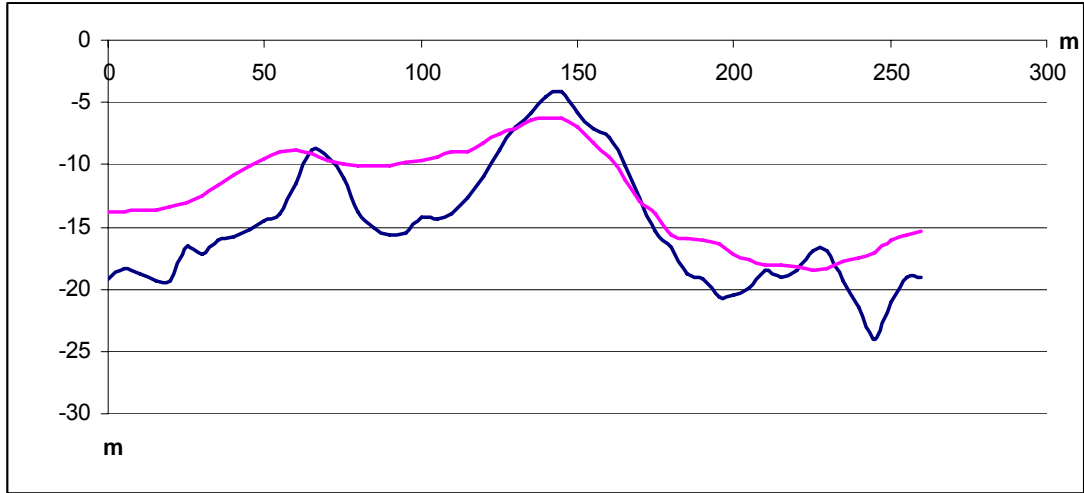
Şekil 7.74 (a) Tuzla 26,7 kHz tilt açısına Canny operatörü uygulanmış görüntü, (b) Tuzla 26,7 kHz tilt açısına Prewitt operatörü uygulanmış görüntü., (c) Tuzla 26,7 kHz tilt açısına Sobel operatörü uygulanmış görüntü.

Yapay gravite değerlerine, VLF-R yönteminden elde edilen derinlik değerleri kullanılarak uygulanan iki-boyutlu ters çözüm sonucunda taban topoğrafyası elde

edilmiştir (Şekil 7.75 ve 7.76). Başlangıç değerlerinde ortalama derinlik 13 m, en küçük derinlik 2 m, en büyük derinlik 25 m, yoğunluk farkı 0.1 gr/cm^3 alınmış olup, 29 yineleme sonucunda hata fonksiyonu 2451.46 değerinden 0.3 değerine inmiştir.



7.75 Tuzla 3. profil yapay gravite değerleri (mavi noktalar), iki-boyutlu ters çözüm sonucu (pembe çizgi).



7.76 Tuzla 3. profile ait 26,7 kHz VLF-R derinlik değerleri (mavi çizgi), yapay gravite ters çözümünden elde edilen derinlik değerleri (pembe çizgi).

Manyetik haritalarda ve VLF-R kesitlerinde olduğu gibi bu ters çözüm sonucunda da yaklaşık 130-160 m'ler arasında yüzeye çok yakın bir anomali etkisi gözlenmektedir.

7.3 Gülbahçe (Urla)

Çalışma alanı, Gülbahçe Köyü (Urla) sınırları içerisinde yer alan İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü'nün güneyindeki arıtma tesisinin güneyinde bulunmaktadır. Arazi Gülbahçe fay hattının güneye uzanan yaklaşık KD-GB uzanımlı hattını dik kesecek şekilde belirlenmiştir.

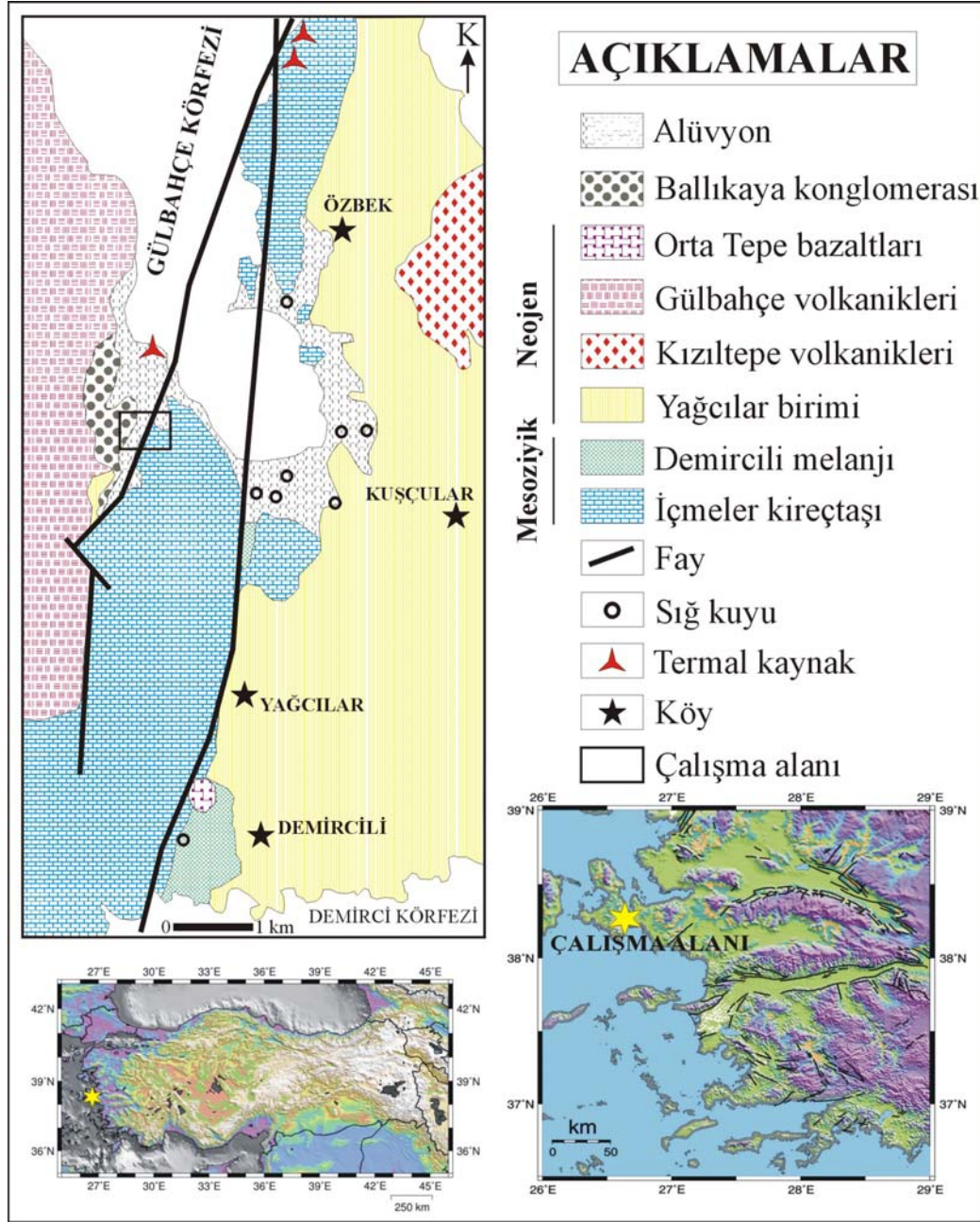
7.3.1 Bölge Jeolojisi ve Jeofiziği

Çalışma alanı İzmir-Çeşme yolu üzerinde İzmir'e 42 km uzaklıktaki Urla Gülbahçe İlçası yakınında yer almaktadır. Bölgesel jeoloji eski yıllarda birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Kalafatcıoğlu, 1961; Brinkman ve diğer., 1967; Gümüş, 1971; Erdoğan, 1990; Erdoğan ve diğer., 1990). Çalışma alanı Urla İçmeler ve Gülbahçe yöresi Urla L17-a3 ve d2 paftaları sınırında yer almaktadır. İzmir Çeşme yolu ile Karaburun yol kavşağının bulunduğu yerin güneyindedir.

Bölgesel jeolojik istif aşağıdaki haritada da görülebileceği gibi (Şekil 7.77) İçmeler Kireçtaşı, Yağcılar birimi (Çakıltası, kumtaşı, miltaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı karmaşığı) şeklindedir. Gülbahçe volkanik birimi, Ballıkaya çakıltası ve alüvyonlardan oluşmaktadır (Tarcan, 2001). Bölgedeki istifin detayları şöyle verilebilir:

İçmeler Kireçtaşı: İçmeler kireçtaşı birimi bölgede çok geniş alanlar kaplamaktadır. Eski çalışmalarda Karaburun kompleksi olarak adlandırılmış olan bu birimin diğer birimleri çevrede görülmesine rağmen çalışma sahasında sadece İçmeler kireçtaşı olarak yüzeylenmiştir. Yaygın erime boşlukları içermektedir. Genel eğim ve doğrultusu Doğu, Güneydoğu yönünde 15° - 45° 'dir. İnce ve kalın tabakalar gözlenebilmektedir. Bol su yüzme yeteneğine sahiptir. Fazla boşluklu olması nedeniyle bölgedeki yer altı su sirkülasyonunun tamamı bu birimde oluşmaktadır. Bol su içermesine rağmen deniz ile bağlantılı olması nedeniyle bölgedeki yer altı suyu, yoğun tuzlu su rezervidir. Deniz suyu girişiminin çok olduğu bölgelerde

tamamen tuzlu, az olduğu bölgelerde ise az tuzlu veya şüpheli olarak tatlı su içermektedir.



Şekil 7.77 Gölbaşı çalışma alanının konumu ve jeolojisi (Tarcan, 2001'den düzenlenmiştir).

Yağcılar birimi (Çakıltası, kumtaşı, miltaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı): Yağcılar birimi, Tersiyer yaşlı kaya birimidir. Sahanın kuzeybatı yarısında yüzeylenmiştir. Üzerinde bölgedeki volkanik kaya biriminin yer aldığı görülür. Neojen tabakaları sığ denizel ve gölsel fasiyeste görülür. İnce ve kalın tabakalı litolojik istif, çok karmaşık bir doku gösterir. Tabaka kalınlıkları yer yer ince laminadan, çok kalın tabakaya

kadar değişen birimlerden oluşmaktadır. Eğimleri 35° ile doğu yönündedir. Üzerinde Gülbahçe volkanik kaya birimi gözlenir. Yağcılar birimi ile İçmeler kireçtaşı arasındaki ilişki konumun normal görüldüğü yerlerde diskordan, sahada ise Gülbahçe Ilıca mevkiinde yüzeyleyen suyu besleyen fay ile faylı bir sınır oluşturmaktadır.

Gülbahçe volkanik birimi: Gülbahçe yöresinde görüldüğü için bu isim verilmiştir. Çok kalın bir istif oluşturur. Miyosen yaşlıdır. Üst Miyosen yaşlı olan bu birim bölgedeki jeotermal sistemin ısıtıcı kayasını oluşturmaktadır.

Ballıkaya çakıltası: Ballıkaya mevkiinde en iyi korunmuş olan bu birim iri çakıllı, taneleri iyi yuvarlanmış, kötü boylanmış, yer yer iyi çimentolu, yer yer gevşek çimentolu bir birimdir. Karamanderesi'nin yaptığı 8 DES ölçümünden 3 adedi bu birim üzerinde yer almaktadır. Yapılmış olan öz direnç ölçümlerinde bu birim altında bulunan sıkı bir birimin varlığı, olasılıkla bölgedeki boşalmanın alterasyon zonu olan bir silis şapka olabileceği belirtilmiştir. Bu birimin alt seviyelerinde tüf ve tüfit bulunmaktadır.

Alüvyon: Tatar deresi, Urla yerleşme bölgesi ve deniz kenarlarında görülen gevşek genç oluşumlardır. Alüvyonlar deniz kenarları ile Urla İçmeler yöresinde en kalın istifleri oluşturmaktadır. Urla yöresi bölgesel yapısı gereği şiddetli tektonik bir yapı gösterir. Aynı bölge Çeşme yöresi genel yapısı içinde yorumlanmalıdır. Bölgedeki hakim yapılar K-G uzanımlı normal faylardır. Muhtelif yönlü fayların kesişme bölgelerinde ılıca kaynakları bulunmaktadır.

Karamanderesi (1995) ise yaptığı jeofizik çalışmada bölgedeki ılıca sularının derindeki konumlarını ve bölgesel istifin konumunu incelemek amacı ile bölgesel istifi İYTE Kampus alanını da kapsayan bir bölgede DKD-BGB yönlü bir profil üzerinde geniş açılımlı DES ölçümleri ile incelenmiştir. Yapılan ölçümler sonucunda bu faylar çok net belirlenmiştir. Ancak ölçü noktaları yüksek sıcaklıklı bir sistemin varlığını kesin olarak vermemiştir. Bölgedeki kaynakların da sıcaklıkları 22°-30°C arasında değişmektedir. Aynı çalışmada, Urla içmeleri ile Gülbahçe Ilıca mevkiindeki suların çıkış yolları aynı faylar veya birbirine paralel iki fay sistemi ile

bunları verev yönde kesen bir başka fayın kesişme bölgesinde yüzeyleyen olası yapının belirlenmesi amaçlanmıştır. Yapılan öz direnç çalışmasından yola çıkılarak, 250-300 m kalınlık gösteren bu birimin olduğu belirtilmiştir.

7.3.2 Jeofizik Uygulamalar

Çalışma alanında 15 m aralıklı 5 profil üzerinde, 5 m aralıklı 63 ölçüm noktasında toplam manyetik alan, düşey gradient ve VLF-R ölçümleri gerçekleştirilmiştir. (Şekil 7.78). Toplam manyetik alan verilerine kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanmıştır. Elde edilen yapay gravite haritalarına sınır analiz yöntemi olarak kenar belirleme işlemi 3 farklı operatörle uygulanmıştır. Buradan belirlenen yapı konumu üç-boyutlu ters çözüm algoritmasında başlangıç modeli olarak kullanılarak, prizmatik yapı için veri modellenmiştir.



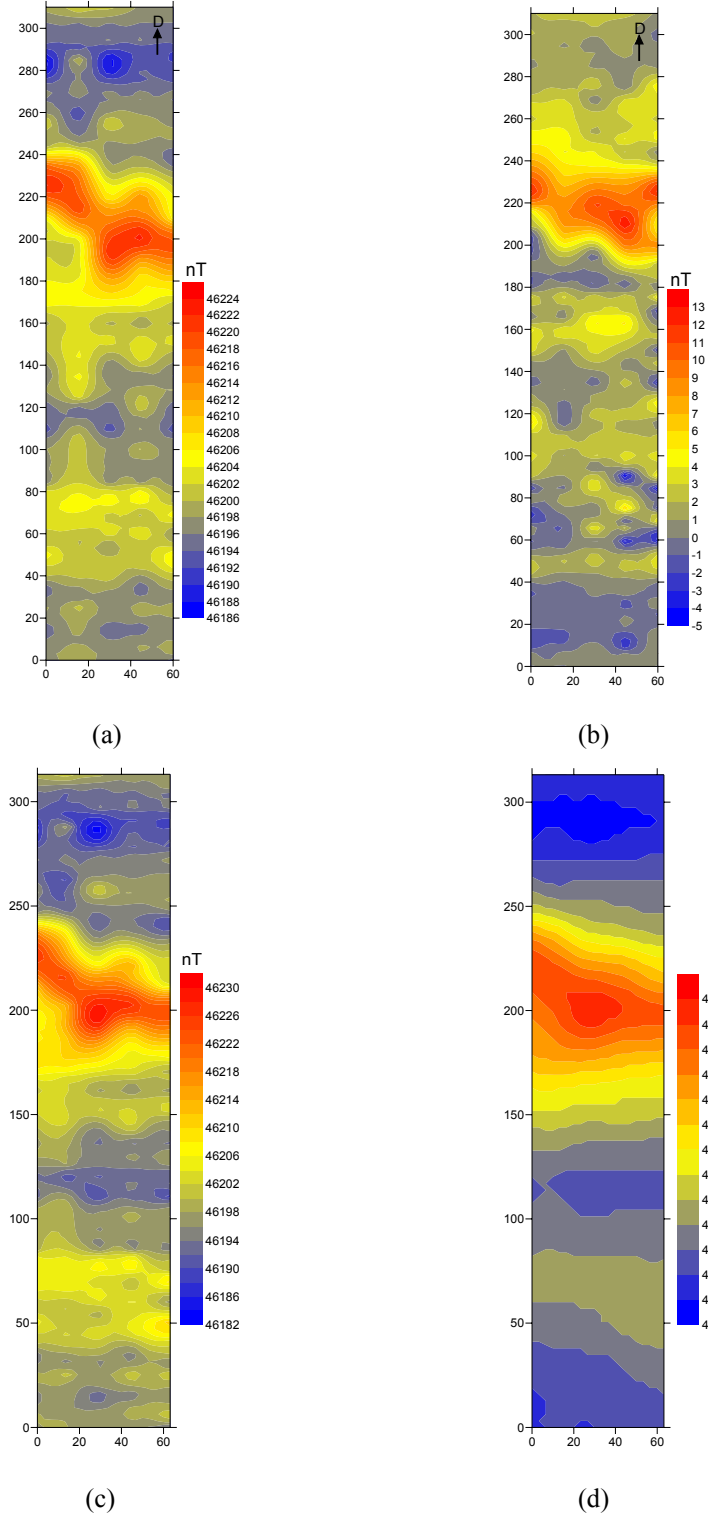
Şekil 7.78 Gülbahçe çalışma alanının uydu görüntüsü ve konumu (google earth).

Ayrıca burada alınan toplam manyetik alan verilerine fay modeli kullanılarak yapılan ters çözüm işlemi ile de fayın dalım açısı hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Elde edilen derinlik değerleri de ve üç-boyutlu ters çözüm sonucuyla karşılaştırılmıştır. Bu çalışmadaki temel amaç alanın içinden geçen ve yaklaşık KD-GB doğrultusunda uzandığı düşünülen olası fay hattının jeofizik yöntemlerle belirlenmesi ve modellenmesidir.

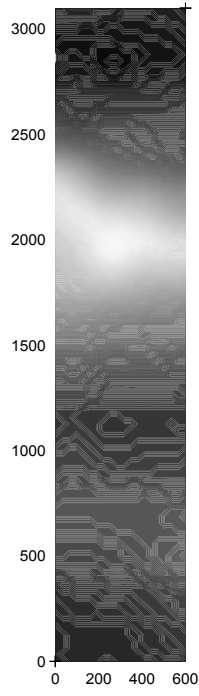
7.3.2.1 Manyetik Çalışmalar

Gülbahçe’de yapılan manyetik ölçüm çalışmaları toplam 5 profil üzerinde B-D yönünde alınmıştır. Ölçüm aralıkları 5 m, profil aralıkları ise 15 m’dir. 1. profil en kuzeyde, 5. profil en güneydedir. Toplam manyetik alan ve düşey gradient ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Profil boyları 310 m’dir. Yapılan çalışmalarda toplam alan, düşey gradient haritaları hazırlanarak (Şekil 7.79), yatay gradyan sınır analizi ve kenar belirleme işlemleri uygulanmış, veriler iki ve üç-boyutlu olarak modellenmiştir (Şekil 7.80 ve 7.81). Ayrıca toplam manyetik alan verilerine kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü işlemleri uygulanarak sonuçlar haritalanmıştır.

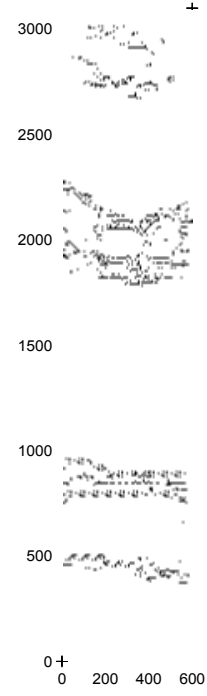
Fay modeli kullanılarak yapılan iki-boyutlu ters çözüm işlemi sonucunda olası kırık hattının dalım açısının belirlenmesi amaçlanmaktadır. Yapılan çalışma sonuçları hem fay modeli üzerinde hemde çizelge olarak (Tablo 7.5) hazırlanmıştır (Şekil 7.82).



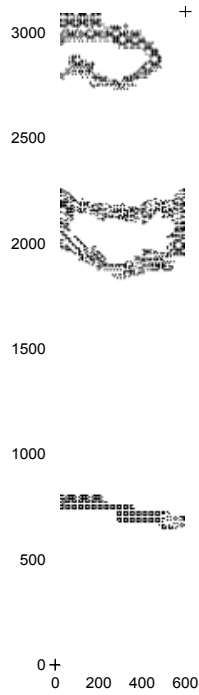
Şekil 7.79 (a) Toplam alan manyetik anomali haritası, (b) Düşey gradient anomali haritası, (c) Kutba indirgenmiş anomali haritası, (d) Yapay gravite anomali haritası.



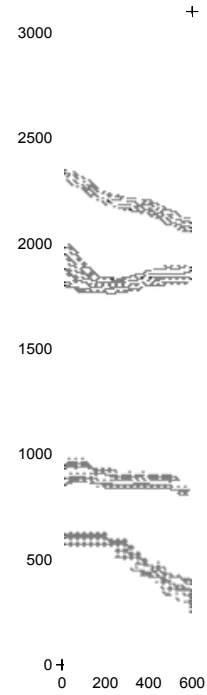
(a)



(b)

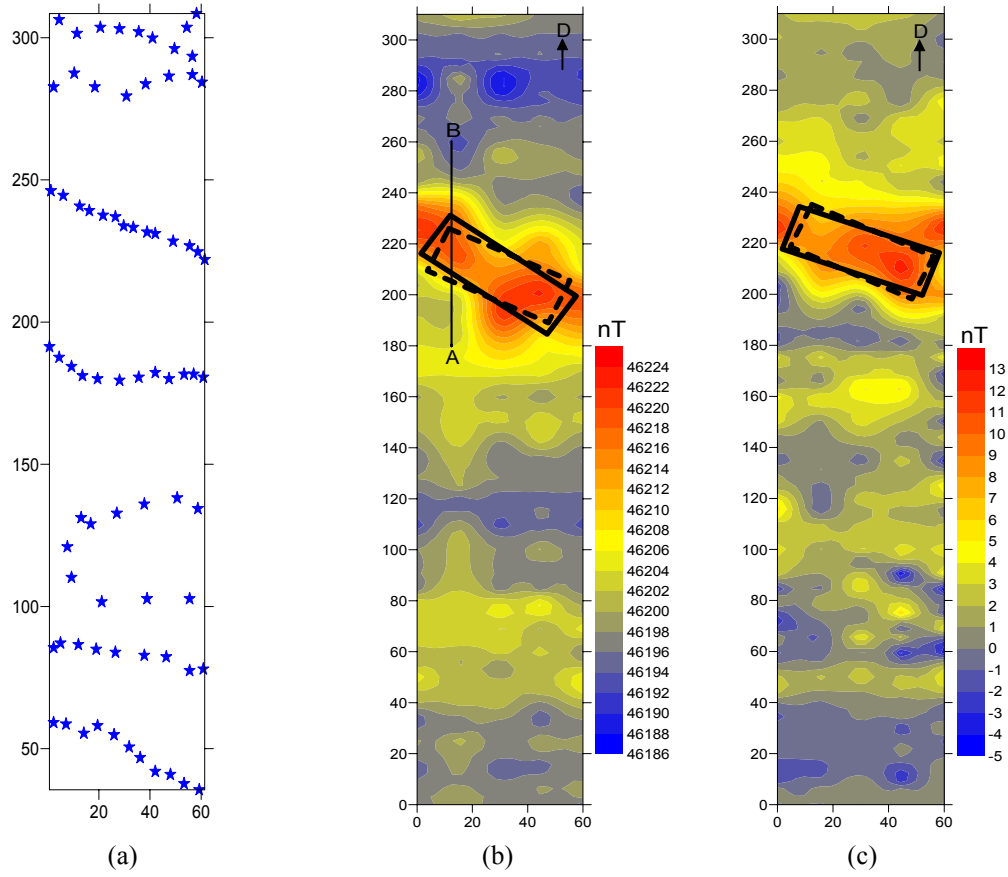


(c)



(d)

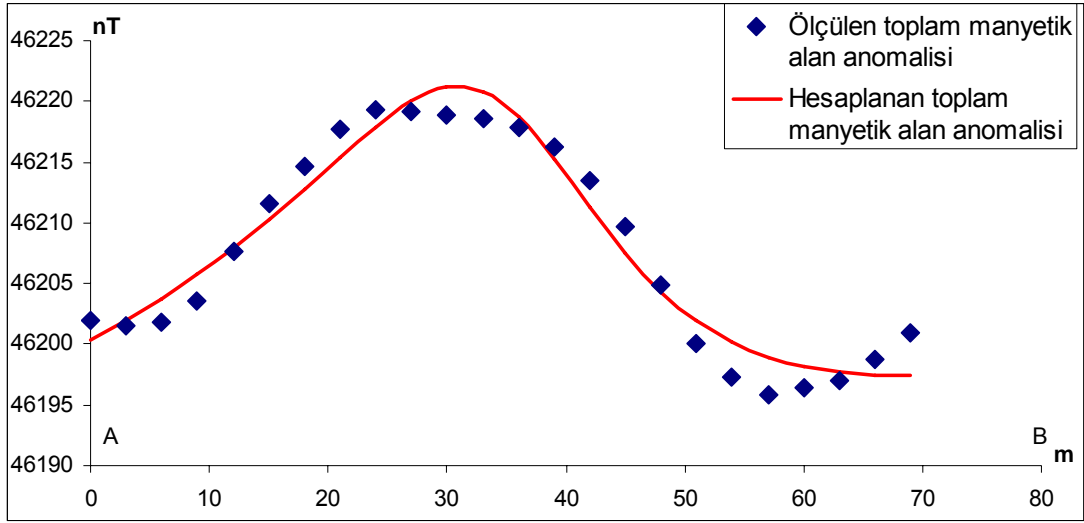
Şekil 7.80 (a) Giriş görüntüsü, (b) Canny operatörü sonucu, (c) Prewitt operatörü sonucu, (d) Sobel operatörü sonucu.



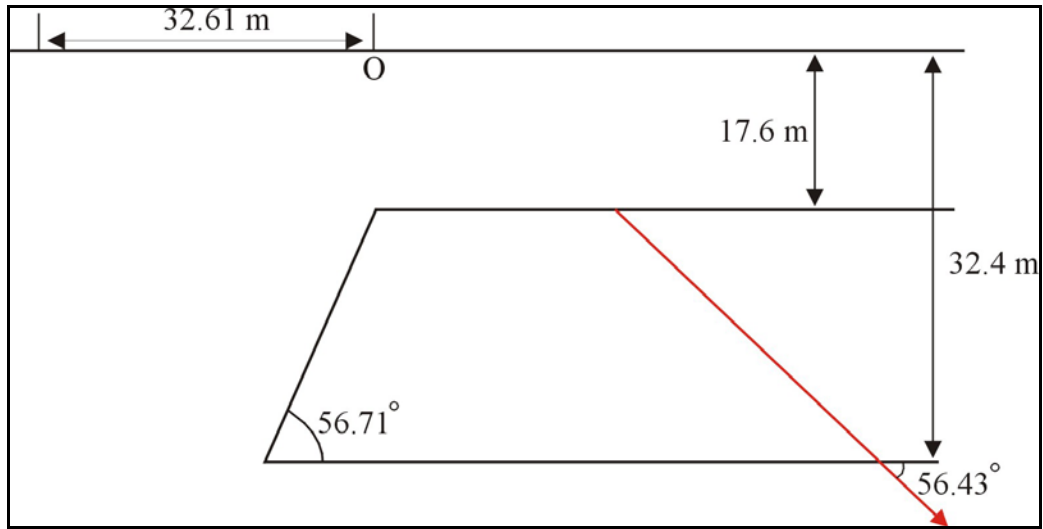
Şekil 7.81 (a) 3. seviye sınır analizi sonucu haritası (En büyük genlikler 2,3-3,8), (b) toplam manyetik alan anomali haritası üzerinde başlangıç modeli kesikli çizgi, ters çözüm sonucu düz kalın çizgi ve alınan A-B kesiti görülmektedir, (c) Düşey manyetik alan anomali haritası üzerinde başlangıç modeli kesikli çizgi, ters çözüm sonucu düz çizgi ile görülmektedir,

Tablo 7.4 Toplam alan ve düşey gradient haritalarına ait başlangıç değerleri ve ters çözüm sonuçları.

Parametreler	X ₁ (m)	X ₂ (m)	Y ₁ (m)	Y ₂ (m)	Z ₁ (m)	Z ₂ (m)	I ₀ (Der.)	D ₀ (Der.)	Θ (Der.)	EI (cgs)	Yineleme sayısı
Başlangıç Değerleri (Toplam Alan)	5	49	210	228	5	25	57	3	-18	50	15
Ters Çözüm Sonucu	2,1	45,5	218,2	230	11,4	22,3	76,3	24	-21,1	46,6	
Başlangıç Değerleri (Gradient)	4	50	215	235	5	25	57	3	-17	50	11
Ters Çözüm Sonucu	2,1	53,8	219,2	232	14,7	33,1	83,1	14	-15,3	62	



Şekil 7.82a Gülbahçe toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait ölçülen veriler ve ters çözüm sonucu.



Şekil 7.82b Gülbahçe toplam manyetik alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait ters çözüm sonuçlarının fay modeli üzerinde gösterimi.

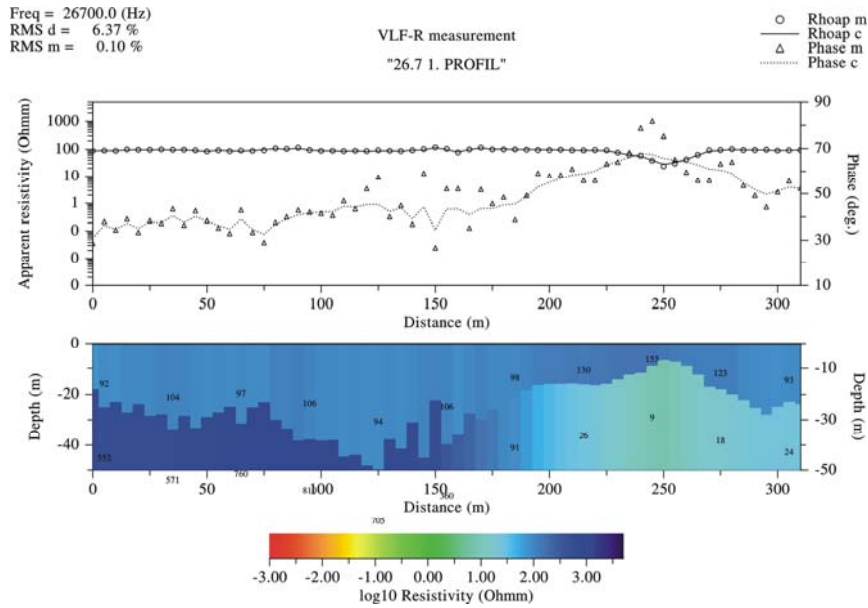
Tablo 7.5 Toplam alan haritası üzerinde alınan A-B kesitine ait başlangıç ve ters çözüm parametre değerleri.

Parametre	Z1 (m)	Z2 (m)	D (m)	Θ (derece)	Φ (derece)	AJ (nT)	A (nT/m)	B (nT)
Model veri	10	20	30	45	57	100	0	0
Ters Çözüm Sonucu	17,6	32,4	32,61	56,71	56,43	287	1,1	0

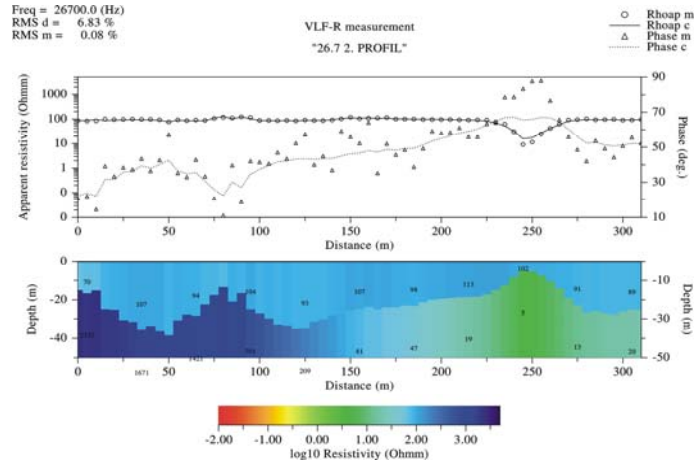
Toplam manyetik alan verilerine uygulanan gerek sınır analizi yöntemi ile gerekse kenar belirleme yöntemleri ile yapı sınırı ve uzanımı 200-240 m'ler arasında belirlenmiştir. Fay modeli için yapılan ters çözüm sonucunda üst yüzeyinin derinliği 17,6 m, toplam manyetik alan verilerine uygulanan üç-boyutlu ters çözüm sonucunda ise 11,4 m, düşey manyetik gradient verilerine uygulanan üç-boyutlu ters çözüm sonucunda ise 14,7 m olarak belirlenmiştir. Belirlenen yaklaşık yapı derinlikleri göz önüne alındığında, yapının oldukça sığ bir derinlikte olduğu söylenebilir. Şekil 7.79c'de görülen kutba indirgenmiş manyetik alan haritasında, yapay gravite anomali haritası ile benzer biçimde 180-250 m'ler arasında olası yapı konumu olarak değerlendirilebilecek bir anomali gözlenmektedir.

7.3.2.2 VLF-R Çalışmaları

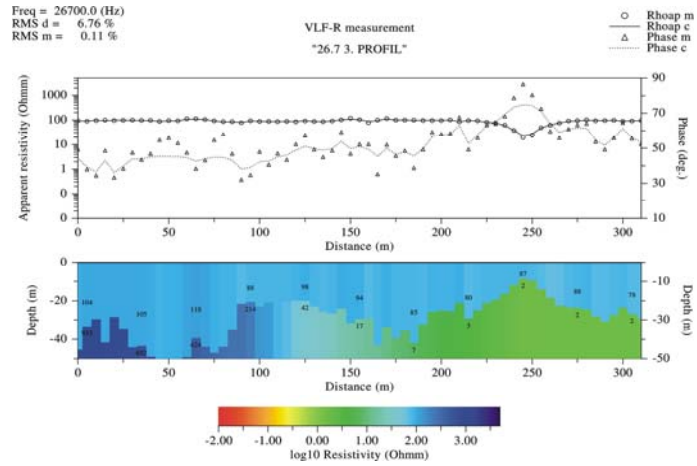
Gülbahçe'de yapılan VLF-R ölçüm çalışmaları toplam 5 profil üzerinde B-D yönünde alınmıştır. Ölçüm aralıkları 5 m, profil aralıkları ise 15 m'dir. 1. profil en kuzeyde, 5. profil en güneydedir. Ölçümler 26,7 kHz (TBB-Bafa), 21,8 kHz (TBA-Antalya) ve 18,1 kHz (UPD-Mumansk/Rusya) frekanslarında gerçekleştirilmiştir ve modellenmiştir (Şekil 7.83-7.97).



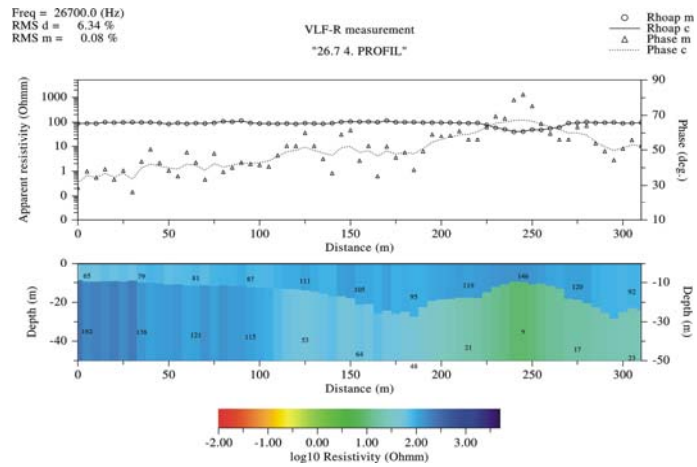
Şekil 7.83 Gülbahçe 1. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



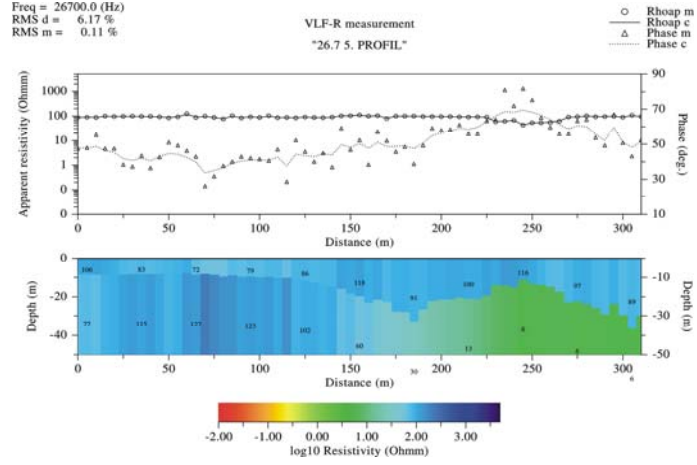
Şekil 7.84 Gülbahçe 2. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



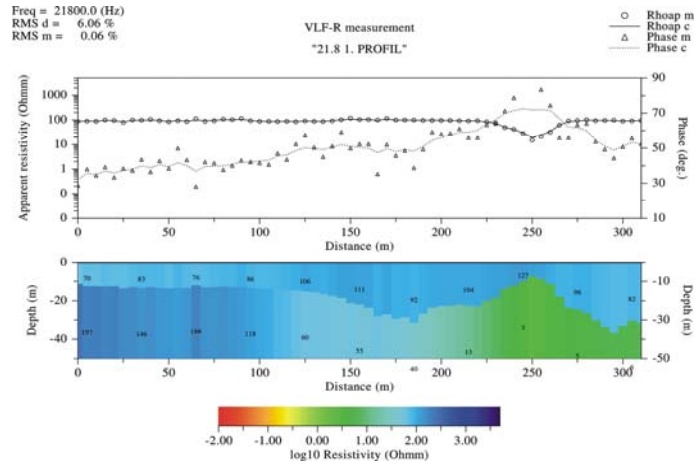
Şekil 7.85 Gülbahçe 3. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



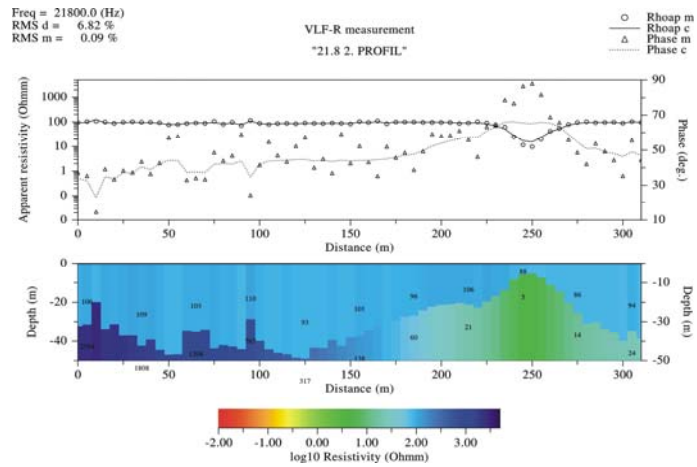
Şekil 7.86 Gülbahçe 4. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



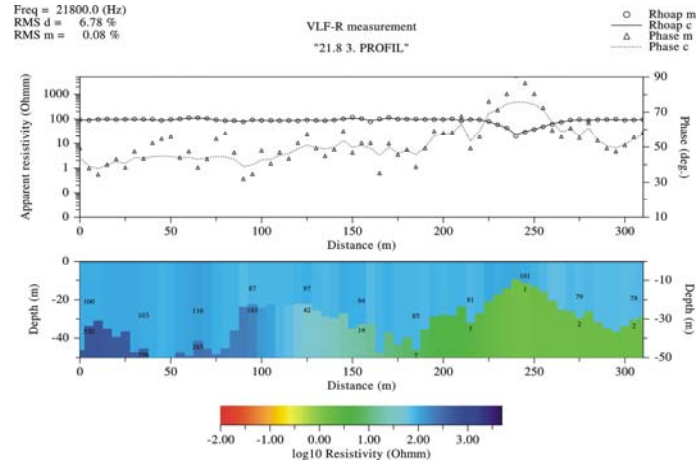
Şekil 7.87 Gülbahçe 5. profil 26,7 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



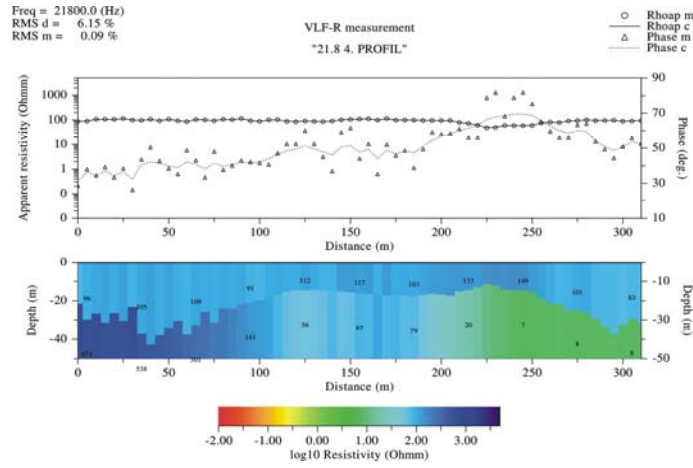
Şekil 7.88 Gülbahçe 1. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



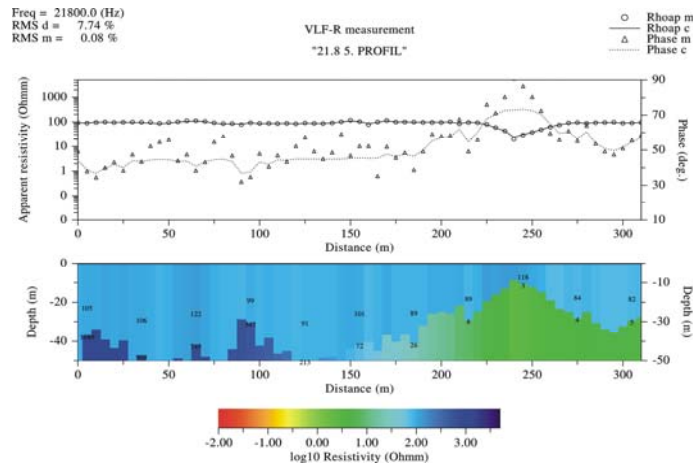
Şekil 7.89 Gülbahçe 2. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



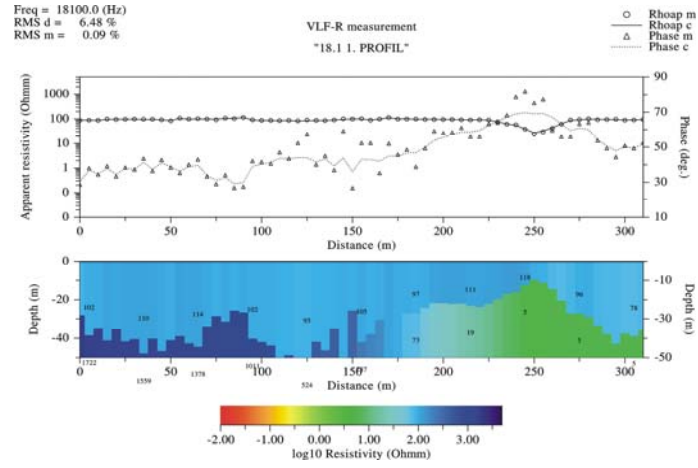
Şekil 7.90 Gülbahçe 3. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



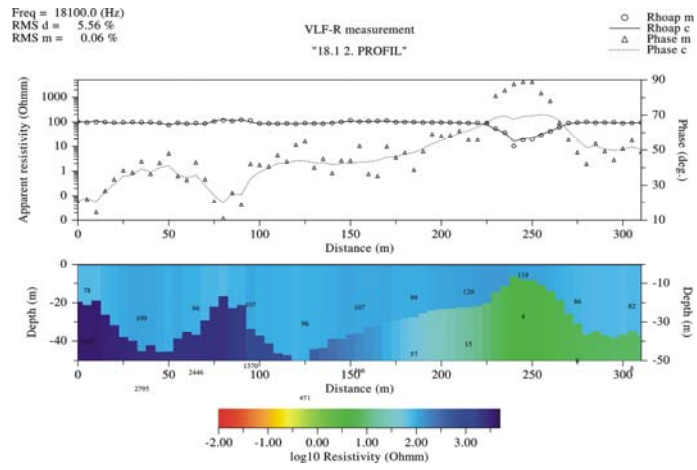
Şekil 7.91 Gülbahçe 4. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



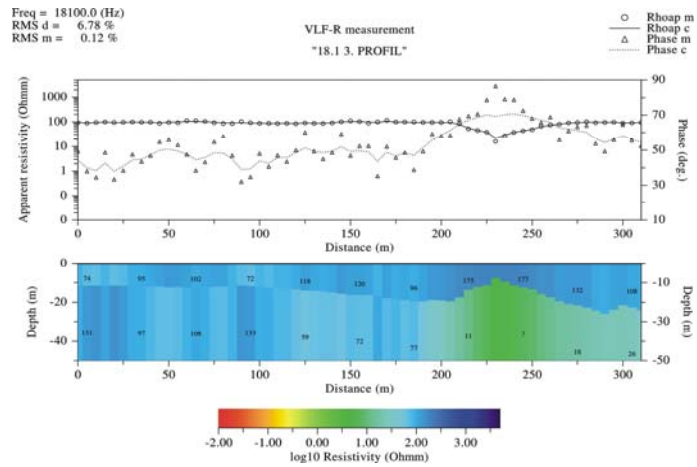
Şekil 7.92 Gülbahçe 5. profil 21,8 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



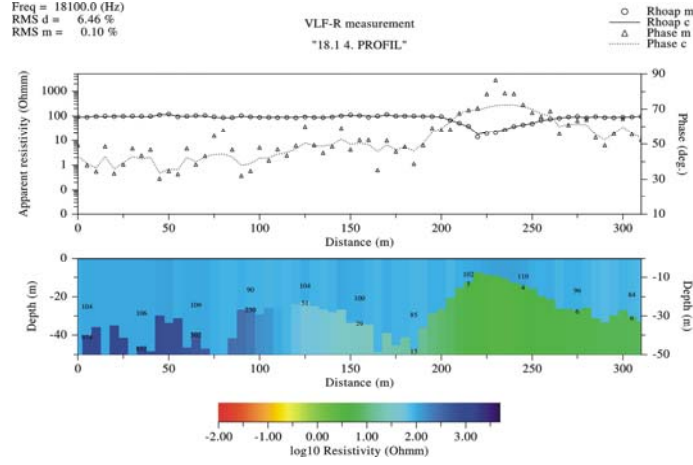
Şekil 7.93 Gülbahçe 1. profil 18,1 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



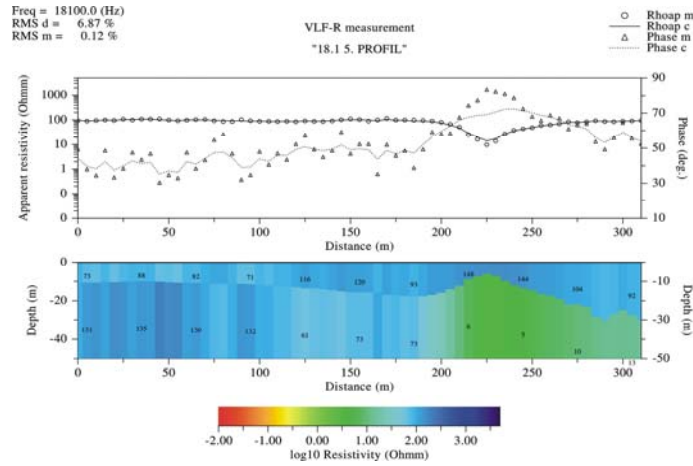
Şekil 7.94 Gülbahçe 2. profil 18,1 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



Şekil 7.95 Gülbahçe 3. profil 18,1 kHz görünür öz direnç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



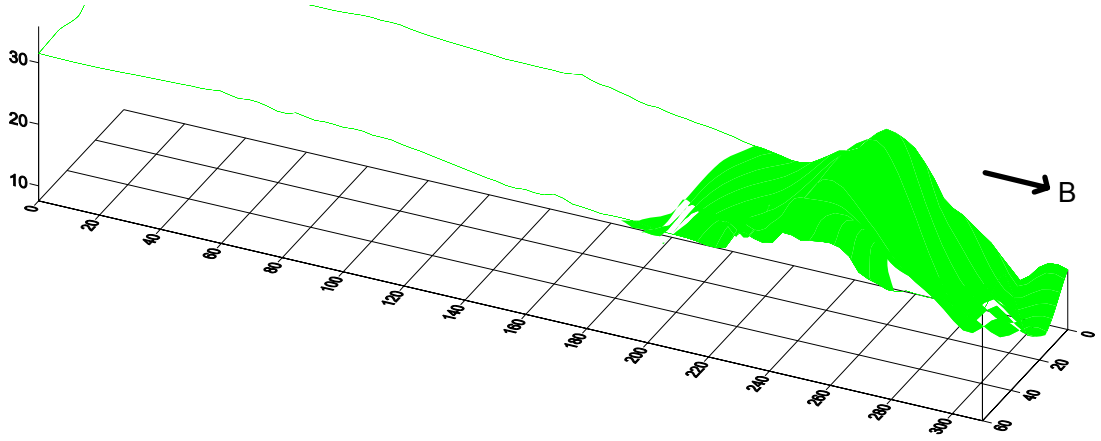
Şekil 7.96 Gülbahçe 4. profil 18,1 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.



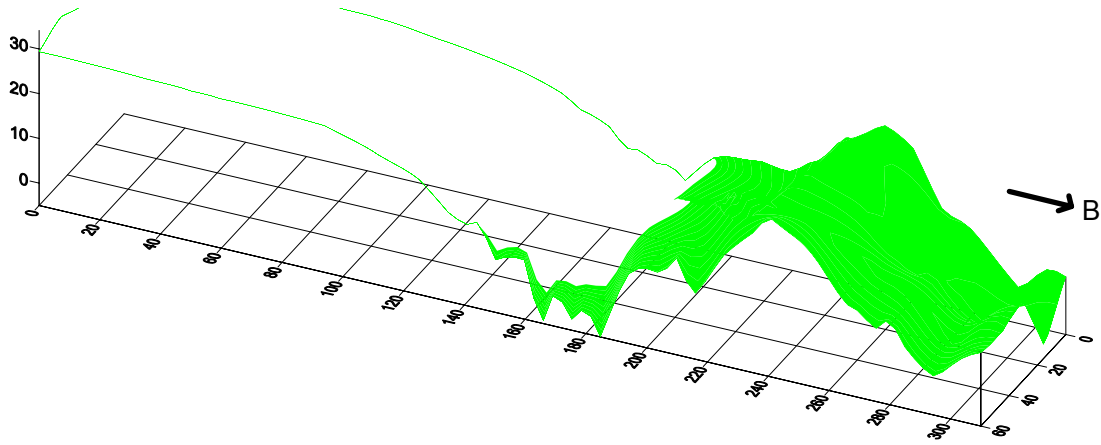
Şekil 7.97 Gülbahçe 5. profil 18,1 kHz görünür özdirenç ve faz değerleri ile bunların ters çözümü.

Yapılan VLF-R ölçümleri sonucunda tüm profillerde 200-250 m civarında gözlenen sığ iletken yapının Gülbahçe fayının etkisi olduğu düşünülmektedir.

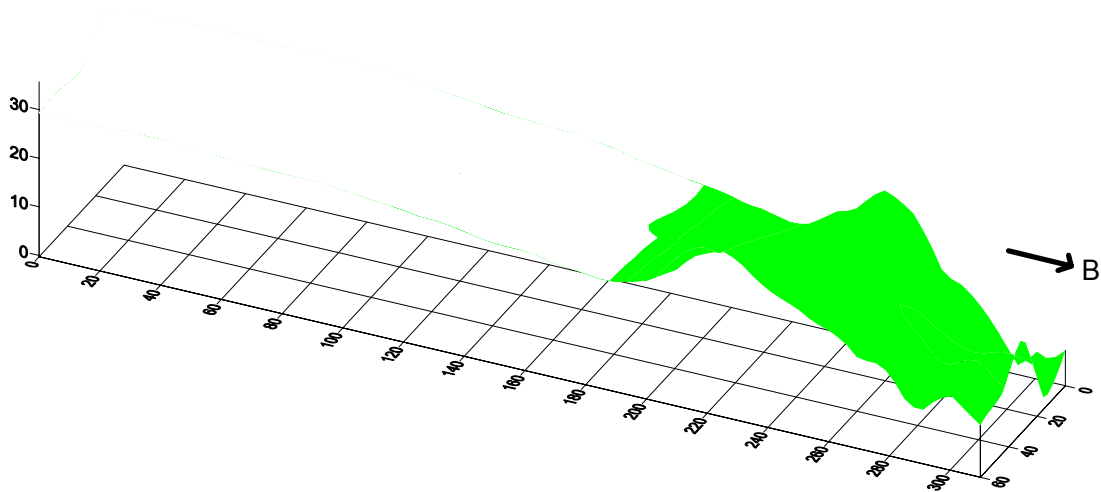
Çalışmada aranan yapının görsel açıdan daha iyi sunulabilmesi için tüm kesitlerdeki derinlikler birleştirilerek seçilen bir özdirenç aralığı haritalanmıştır. Sonuçlar Şekil (7.98-7.100)'de görülmektedir.



Şekil 7.98 Gülbağçe 26,7 kHz 3-boyutlu özdirenç kesiti (0,1-20 ohmm).



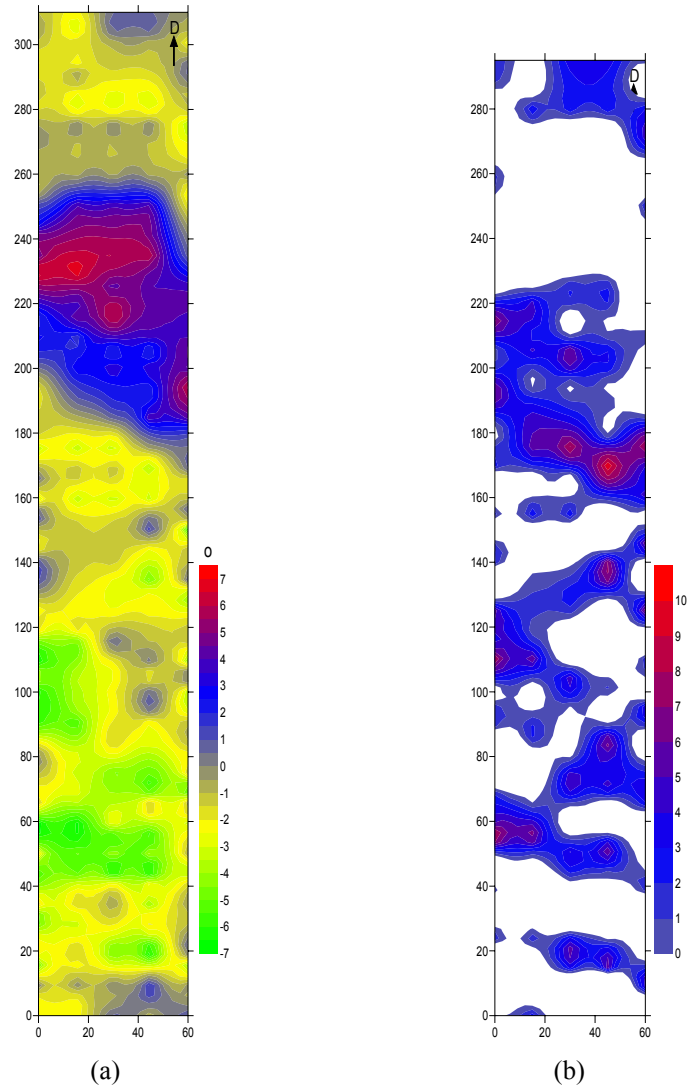
Şekil 7.99 Gülbağçe 21,8 kHz 3-boyutlu özdirenç kesiti (0,1-20 ohmm).



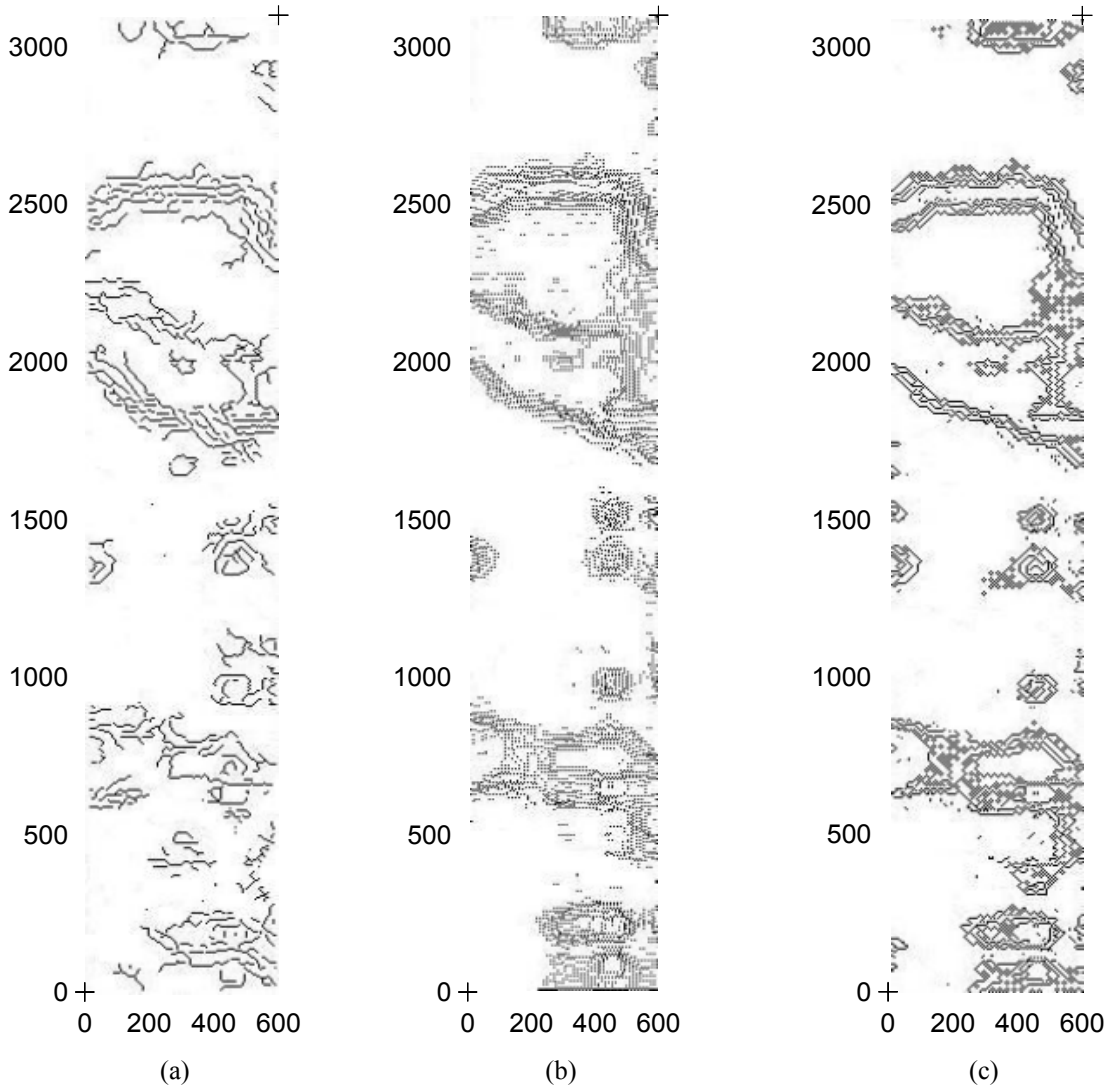
Şekil 7.100 Gülbağçe 18,1 kHz 3-boyutlu özdirenç kesiti (0,1-20 ohmm).

Tüm özdirenç kesitlerinde düşük özdirençli yükselim boyunca gözlenen 0,1-20 ohmm aralığı seçilerek yeşil renkte haritalanmıştır. Özdirenç kesitlerinin tamamında 200-250 m civarında yüzeye yaklaşan düşük özdirençli bir anomali gözlenmektedir.

Bu iletken yükselimin yüzeye yakın profillerin dik kestiği kırık hattının etkisi olduğu düşünülmektedir. Bölgede İYTE'nin açmış olduğu sondajlardan su seviyesinin oldukça derinde olduğu bilinmekle birlikte ölçüm sahasına yakın hiçbir sondaj bulunmamaktadır. Bu düşük öz dirençli yükselimin içmeler kaynaklarının batıdaki uzantısı olabileceği düşünülmekte ve bölgenin aktif bir jeotermal saha olması nedeniyle ayrı bir jeotermal kaynak olabileceği de değerlendirilmektedir. Ayrıca bu sahada da yapılan VLF çalışmalarında toplanan tilt açısı verileri haritalanarak Fraser filtresi uygulanmıştır ve kenar belirleme operatörleri ile sonuç karşılaştırılmıştır (Şekil 7.101 ve 7.102). Her iki yöntemde de 200-250 m arasında bir anomali belirlenmiştir.



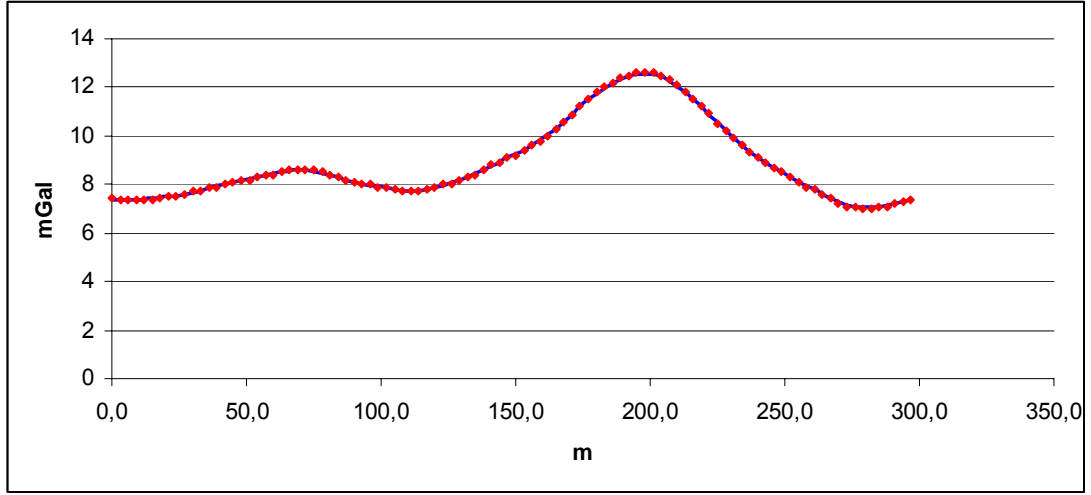
Şekil 7.101 (a) Gülbahçe 26,7 kHz tilt açısı haritası, (b) Gülbahçe 26,7 kHz Fraser filtresi uygulanmış tilt açısı haritası.



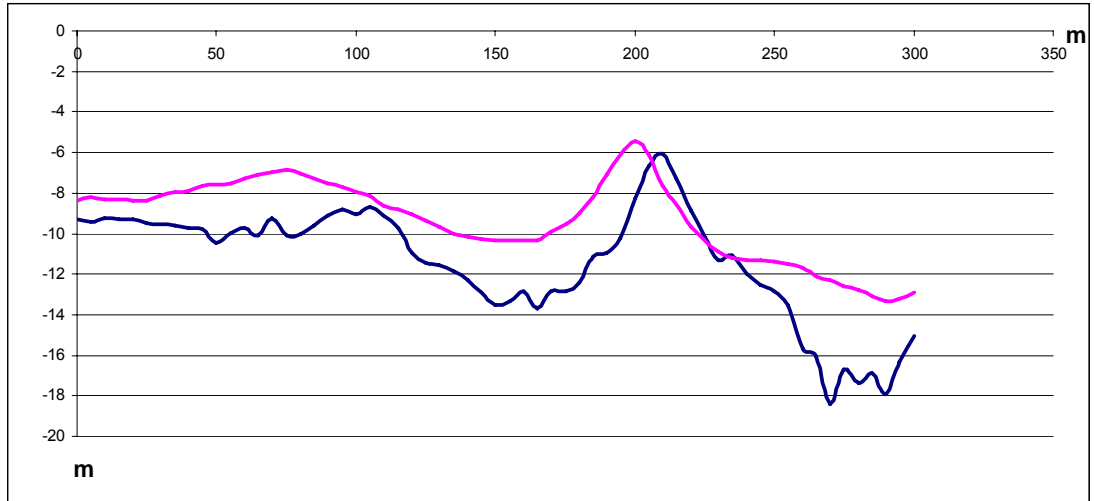
Şekil 7.102 (a) Gülbahçe 26,7 kHz tilt açısına Canny operatörü uygulanmış görüntü, (b) Gülbahçe 26,7 kHz tilt açısına Prewitt operatörü uygulanmış görüntü., (c) Gülbahçe 26,7 kHz tilt açısına Sobel operatörü uygulanmış görüntü.

Gülbahçe’de toplanan 26,7 kHz tilt açısı verisine kenar belirleme yöntemi uygulanmasıyla elde edilen görüntülerde (Şekil 7.99) 200-250 m arasındaki düşük öz dirençli bölge ile öz direnç kesitleri uyumlu sonuç vermiştir. Aynı profil noktalarında gerek tilt açısı verilerinde gerekse öz direnç kesitlerinde sığ düşük öz dirençli yapının etkisi göze çarpmaktadır.

Yapay gravite değerlerine VLF-R yönteminden elde edilen derinlik değerleri kullanılarak uygulanan iki-boyutlu ters çözüm sonucunda taban topoğrafyası elde edilmiştir (Şekil 7.103 ve 7.104). Başlangıç değerlerinde ortalama derinlik 10 m, en küçük derinlik 5 m, en büyük derinlik 20 m, yoğunluk farkı $0,1 \text{ gr/cm}^3$ alınmış olup, 50 yineleme sonucunda hata fonksiyonu 3087,23 değerinden 0,43 değerine inmiştir.



7.103 Gülbahçe 3. profil yapay gravite değerleri (kırmızı noktalar), iki-boyutlu ters çözüm sonucu (mavi çizgi).



7.104 Gülbahçe 3. profile ait 26,7 kHz VLF-R derinlik değerleri (mavi çizgi), yapay gravite ters çözümünden elde edilen derinlik değerleri (pembe çizgi).

Manyetik haritalarda ve VLF-R kesitlerinde olduğu gibi bu ters çözüm sonucunda da yaklaşık 180-240 m'ler arasında yüzeye yakın bir anomali etkisi gözlenmektedir.

BÖLÜM SEKİZ

SONUÇLAR

Bu çalışmada yer aramacılığında sıklıkla kullanılan manyetik ve VLF elektromanyetik yöntemi için önce kuramsal çalışmalar gerçekleştirilmiş daha sonra sınanan yöntemler, üç farklı sahadan alınan toplam manyetik alan, düşey manyetik gradient ve VLF-R ölçümleri üzerinde kullanılarak modelleme çalışmaları gerçekleştirilmiş ve bütünlük olarak değerlendirilmiştir. Manyetik veriler fay modeli ve üç-boyutlu ters çözümle, VLF-R verileri ise bir-boyutlu (2 katman) ters çözüm tekniği ile modellenmiştir. Çalışmada toplanan veriler toplandıkları sahalar için ilk olma özelliği taşımaktadır. Ayrıca gerek manyetik verilere gerekse VLF tilt açısı verilerine 3 farklı operatör kullanılarak uygulanan kenar belirleme yöntemleri bu çalışmaya özgü uygulamalardır.

Öncelikle VLF, manyetik arama ve görüntü işleme yöntemlerinin genel özellikleri incelenmiş ve çalışma içinde de özet olarak sunulmuştur. VLF yöntemi için bir-boyutlu ters çözüm algoritması genel özellikleri araştırılarak kullanılmıştır. Manyetik yöntemde ise kutba indirgeme, yapay gravite dönüşümü işlemleri gerçekleştirilmiş, elde edilen yapay gravite haritalarına hem yatay gradyan yöntemiyle hemde kenar belirleme yöntemleriyle sınır analizi yapılmış ve sonuçlar başlangıç modeli için göz önüne alınarak modelleme işlemi gerçekleştirilmiştir.

Manyetik yöntemde yapılan kuramsal çalışmalarda önce fay modeli için kuramsal veri üretilmiş ve iki-boyutlu ters çözüm algoritması uygulanmıştır. Bu modellerde özellikle iki farklı fay eğim açısı için çözüm yapılmasının nedeni, bu çözüm tekniğinin sadece kırık yapıların araştırılmasında kullanılacak olması nedeniyle fayın eğimini hesaplamadaki başarısını incelemektir. Yapılan iki çalışma sonucunda başlangıç modeli ile birebir örtüşen değerler elde edilmiştir.

Manyetik yöntemde daha sonra üç-boyutlu prizmatik yapılar için kuramsal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu kuramsal çalışmanın amacı, kullanılacak üç-boyutlu ters çözüm algoritmasını sınamak ve kuramsal bağıntılarda kullanılacak

farklı fiziksel ve geometrik değerlerin manyetik anomali haritası üzerindeki etkilerini gözlemlemektir. Bu amaçla yedi farklı özellikteki yapı için önce toplam alan anomali haritaları oluşturulmuştur. Daha sonra kutba indirgeme ve yapay gravite dönüşümü uygulanarak çift kutup etkisi elimine edilmiş ve Canny, Prewitt ve Sobel kenar belirleme işlemleri anomali haritalarına uygulanmıştır. Operatörlerin uygulandığı görüntüler anomali haritalarından elde edilen 16 bit renk derinliğinde gri renk skalasında kaydedilmiştir. Yapılan kuramsal uygulamalar sonucunda özellikle inklınasyonun 90° olduğu durumlarda kenar belirleme işleminin yatay gradyan sınır analiz yöntemi ile birebir örtüşen sonuçlar verdiği gözlenmiştir. Inklınasyon değerinin düştüğü durumlarda da kenar belirleme sonuçları yapının bulunduğu yerde sonuç vermiş olmasına karşın izlerin kısmen saçıldığı gözlenmiştir. Yapılan 4. ve 5. model uygulamalarında birbirine yakın ve uzak iki yapı göz önüne alınmıştır. Bunun temel amacı kenar belirleme yöntemlerinin birbirine uzak ve yakın yapılarda sağlayabileceği ayrımlılığı saptamaktır. Çalışma sonucunda birbirine çok yakın yapılarda bile kenar belirleme yöntemleri kullanılarak gerçekleştirilen sınır analizinin yapı yerini belirlediği gözlenmiştir. Benzer bir başarı, özellikle arkeolojik sahalarda sıklıkla karşılaşılan bir duvar yapısı şekli olan ve iki bitişik uzun yapı içeren 7. modelde de gözlenmiştir. Farklı matematiksel işlevler kullanmalarına rağmen tüm operatörler kuramsal model çalışmalarında benzer ve başarılı sonuçlar vermiştir.

VLF-R yöntemi için gerçekleştirilen kuramsal çalışmalarda düşük ve yüksek öz dirençli tek yapı, farklı öz direnci olan iki bitişik yapı ve iki uzak yapı modelleri için uygulamalar gerçekleştirilmiştir. Yapılan çalışmalarda başlangıç modelleriyle tam uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Bu çalışmada yapılan farklı bir yaklaşım da VLF tilt ve gerçel bileşen verilerine en çok uygulanan veri işlem tekniği olan Fraser süzgecinin sonucunu kenar belirleme yöntemleri sonuçlarıyla karşılaştırmaktır. Yapılan uygulamada Fraser'ın çalışmasında kullandığı veriler karşılaştırmalı olarak sunulmuş ve Fraser filtresi sonuç haritası ile tilt açısı görüntüsünün kenar belirleme işlemleri uygulanmış sonuç görüntülerinin benzer konumlarda anomali verdiği belirlenmiştir. Buradan yola çıkarak veri kaybı gibi dezavantajları olan bu süzgeçle birlikte kenar belirleme yöntemlerinin de kullanılmasının yorumlayıcılara kolaylık sağlayacağı sonucuna ulaşılmıştır. Burada dikkat edilmesi gereken en önemli nokta,

giriş görüntüsü hazırlanırken x ekseninin kesildiği yerler (zero-crossing) olan sıfır değerlerinin mutlaka ara renk değişim ölçeğinde orta değer olarak atanmasıdır. Aksi halde elde edilen kenarlar Fraser filtresinin sonucuyla benzerlik göstermeyecektir. VLF verilerine uygulanan tüm kenar belirleme işlemleri 26,7 kHz frekansında kaydedilen tilt açısı değerlerine uygulanmıştır. Bu seçimin nedeni her üç araştırma sahasında da en güçlü sinyal alınan frekansın bu olmasıdır. Ölçüm doğrultuları olası yapıları dik kesecek şekilde seçilmiştir.

Çalışma kapsamında veriler Magnesia arkeolojik alanında, Tuzla'da (Seferihisar) ve Gülbahçe'de belirlenen bir araştırma sahasında yapılan ölçümlerle toplanmıştır. Magnesia'daki temel amaç Agora içinde bulunan Zeus tapınağına ait kalıntıların bulunması iken, diğer iki sahada sığ kırık yapılarının özelliklerinin belirlenmesidir. Gerek Tuzla gerekse Gülbahçe'deki çalışma sahaları kırık yapıları dik kesecek şekilde seçilmiş olup, her iki alan da jeotermal kaynakların bulunduğu bölgelerdir.

Birinci çalışma sahası olan Magnesia'da 35 profil üzerinde 35 noktada 1 m aralıklarla veri toplanmış ve haritalanarak veri işlem teknikleri ile hem toplam alan verileri hemde düşey gradient verileri üç-boyutlu modellenmiştir. Bu işlem sonucunda 2,4 m derinlikte olduğu hesaplanan yapının konumu ve doğrultusu belirlenmiştir. Gerçekleştirilen VLF-R ölçümleri 11 profil üzerinde 2 m ölçüm aralığı ile 26.7 kHz, 21,8 kHz ve 20,3 kHz frekanslarında yapılmıştır. Elde edilen düşey ters çözüm kesitleri ve üç-boyutlu kesitlerden de görülebileceği gibi gömülü tapınak kalıntılarının yeri çok sığda gözlenen yüksek öz dirençli anomali ile belirlenmiştir. Bu yöntemle belirlenen derinlik manyetik yöntemle belirlenen derinlikle aynıdır. Belirlenen yapının konumu kazı için önerilmiştir.

İkinci çalışma sahası olan Tuzla bölgesinde 5 profil üzerinde 5 m aralıklı her birinde 52 noktada manyetik ve 26.7 kHz, 21,8 kHz ve 20,3 kHz frekanslarında VLF-R ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar incelendiğinde özellikle güneydeki fay aynasına yakın iki profile çok düşük öz direnç değerleri elde edilmiştir. Fay modeli sonucunda yapının üst yüzeyinin derinliği 2,7 m ve üç-boyutlu manyetik modellemede ise 5,25 m olarak belirlenmiştir. Bu bölge sismik açıdan da

diri bir fay hattı olup profillerin başına çok yakın MTA'nın seksenli yıllarda açtığı bir sondajda bulunmaktadır. Ancak bu sondaj işletilmemektedir. Manyetik yöntemde tüm profillerde 140-180 m'ler arasında çok belirgin anomali veren, VLF-R ölçümlerinde de yine aynı konumda gözlenen çok düşük öz dirençli ve yüzeye çok yakın anomalinin, yüzeye yakın bir sıcak su kaynağı olabileceği düşünülmektedir. Yeni bir sondaj yeri olarak burasının değerlendirilmesi yararlı olacaktır.

Üçüncü çalışma alanı olan Gülbahçe fayı, aktif bir jeotermal sistem üzerindedir ve güneyde Sığacık körfezine kadar ilerlemektedir. Toplam 15 m aralıklı 5 profil üzerinde 5 m ölçüm aralıklı 63 noktada ölçüm alınmış olup 18 dönümden fazla bir alan taranmıştır. Bu sahadaki VLF-R çalışmalarında 26.7 kHz, 21,8 kHz ve 18,1 kHz frekansları kullanılmıştır. Yapılan manyetik çalışmalar sonucunda 200-240 m arasında oldukça güçlü bir anomali belirlenmiştir. Burada yapılan ters çözümler sonucunda yapının konumu belirlenmiş ve üst derinliğinin fay modeli ters çözümüne göre 11,4 m, üç-boyutlu ters çözüme göre 17,6 m olduğu saptanmıştır. VLF-R ölçümlerinde yine aynı konumda çok düşük öz dirençli bir yükselim belirlenmiştir. Bu anomali için İçmeler kaynağının devamı veya bir sıcak su havzası olabileceği değerlendirilmektedir. Belirlenen anomali konumunun ve yakın çevresinin ayrıntılı öz direnç ölçümleriyle ve sondajlarla incelenmesi yararlı olacaktır.

Sonuç olarak toplanan verilere uygulanan veri işlem ve görüntü işleme teknikleri kuramsal çalışmalarla sınanmış ve başarılı sonuç verdikleri belirlenmiştir. Üç farklı sahada gerçekleştirilen manyetik ve VLF-R ölçümleri, çalışma alanlarının genel özellikleri ve beklentiler göz önüne alındığında başarılı sonuçlar vermiştir. Kenar belirleme yöntemlerinin manyetik verilerine sınır analizi amacıyla kullanılabilmesi sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca bu yöntemlerin tilt açısı haritalarına uygulandığında Fraser süzgeci ile benzer sonuç verdiği de belirlenmiştir.

Tüm çalışma alanlarından toplanan manyetik verilerden elde edilen yapma gravite haritalarındaki birer profile, VLF-R kesitlerinden elde edilen prizmatik yapı derinlikleri kullanılarak iki-boyutlu ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Gerçekleştirilen bu bütünleşik uygulama sonucunda Magnesia, Tuzla ve Gülbahçe çalışma

alanlarındaki yapı topoğrafyası elde edilmiştir. Bu sonuçlar manyetik ve VLF-R sonuçlarını destekler niteliktedir.

VLF yöntemi ile ilgili olarak arazide en sık karşılaşılan sorunlardan birisi, yeni geliştirilen cihazların frekans spektrumu taraması sırasında, navigasyon istasyonu olarak kullanılmayan bazı gürültü kaynaklarını algılayarak, özel olarak yayını yapan istasyon frekansları gibi kabul ederek o frekanslara kilitlenmesidir. Bu sorun, doğal olarak oluşan, geçici ve güçlü sinyallerin varlığı nedeniyle karşımıza çıkmaktadır. Bu nedenle, arazi çalışmalarında mutlaka uluslararası frekans listeleri gözönünde bulundurularak, aynı noktada birden fazla frekans spektrumu taraması yapılarak uygun frekansların seçildiğinden emin olunması gerekmektedir. VLF-R yönteminin uygulanması sırasında elektrik alan bileşeninin ölçülmesi için kullanılan elektrotların yerle tam olarak temas etmesi çok önemlidir. Yapılan çalışmalarda kullanılan Scintrex ENVI-VLF ekipmanının buna çok duyarlı olduğu belirlenmiştir. Aksi halde yer içi etkisiyle ilgisi olmayan büyük öz direnç değerleri okunabilmektedir.

Kenar belirleme işlemi uygulanacağı zaman en önemli aşama haritanın bir görüntüye dönüştürülmesi işlemidir. Bu dönüşüm sırasında yazılımlardan kaynaklanan bazı beyaz pikseller görüntülerin kenarlarına eklenebilmektedir. Bu durum düzeltilmezse görüntüdeki beyaz içeriği miktarı değiştiğinden algoritmaların seçtiği eşik değeri farklı olacak ve otomatik değerlendirme hatalı kenar belirlemelerle sonuçlanacaktır. Ayrıca kenar belirleme işlemi öncesinde harita boyutları artık piksel boyutuna dönüşeceği için harita boyutlarıyla orantılı görüntü boyutu seçimi yapıların yerinin kaymaması açısından önemlidir.

KAYNAKLAR

- Abem, *Abem International Frequency List*. Abem printed matter no:93062.
- Aitken, M. J. (1974). *Physics and Archeology*, (2nd ed.), London: Clarendon Press.
- Aitken, M.J. Webster, G. ve Rees, A. (1958). Magnetic Prospecting. *Antiquity*, 32, 270-271.
- Al-Chalabi, M. (1970). Interpretation of two-dimensional magnetic profiles by non-linear optimization. *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 12, 3-20.
- Al-Chalabi, M. (1972). Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimization. *Geophysical Prospecting*, 10, 1-15.
- Arcone, S.A. (1979). Resolution studies in Airborne Resistivity Surveying at VLF. *Geophysics*, 44, 937-946.
- Argialas, D.P. ve Mavtranza, O.D. (2001). Comparison of Edge Detection and Hough Transform Techniques for the Extraction of Geologic Features. *IEEE Papers*.
- Arısoy, M.Ö. ve Ulugergerli, E.U. (2005). Evaluation of different receiver orientations and receiver separations in magnetic gradiometer method. *4th Congress of Balkan Geophysical Society*, 229-232.
- Ateş, A. (2004). *Gravite ve Manyetik Yöntemler ve Uygulamaları* (b.t.). AÜ Ders notları, www.eng.ankara.edu.tr.
- Ateş, A., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Bektaş, Ö., Şendur, Ç. ve Komanovalı, G. (2008). Spatial correlation of the aeromagnetic anomalies and seismogenic faults in the Marmara region, NW Turkey. *Tectonophysics*. (Article in press).

- Atkinson, R.J.C. (1952). *Methodes Electriques De Prospection En Arceologie* (Laming, A. Ed.). La Decouverte Du Passe, Picard, 59-70.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359–383.
- Baranov, V. ve Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29, 67–79.
- Barr, R. (1998). The generation of ELF and VLF radio waves in the ionosphere using powerful HF transmitters. *Adv. Space Res.*, 21, 677-687.
- Başokur, A.T. (1992). Magnesia ad Meandrum (Ortaklar) Argavlı Tümülüsünde jeofizik çalışmalar, *VIII. Arkeometri Sonuçları Toplantısı*, Ankara.
- Başokur, A.T. (2001). *Doğrusal ve Doğrusal Olmayan Problemlerin Ters-Çözümü*. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:4.
- Beamish, D. (1994). Two dimensional, regularized inversion of VLF data. *Jour. of Appl. Geop.*, 32, 357-374.
- Beamish, D. (1998). Three-dimensional modelling of VLF data. *Jour. of Appl. Geop.*, 39, 63-76.
- Beamish, D. (2000). Quantitative 2D VLF data interpretation. *Jour. of Appl. Geop.*, 45, 33-47.
- Bella, F., Biagi, P.F., Caputo, M., Cozzi, E., Della Monica, E., Ermini, A., Plastino, W. ve Sgrigna, V. (1998). Field strenght variations of LF radio waves prior to earthquakes in central Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105, 279-286.

- Benson, A.K., Payne, K.L. ve Stubben, M.A. (1997). Mapping groundwater contamination using the resistivity and VLF geophysical methods-A case study. *Geophysics*, 62, 80-86.
- Bhattacharya, B.K. (1964). Magnetic anomalies due to prism shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, 29, 517-531.
- Bhattacharya, B.K. (1980). A generalized multibody for inversion of magnetic anomalies. *Geophysics*, 45, 255-270.
- Bingöl, O. (2005). Menderes Magnesiası/Magnesia on the Meander: Theatron. İstanbul: Homer Yayınları.
- Blakely, R.J. ve Simpson, R.W. (1986). Approximating edge of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, 1494-1498.
- Blakely, R.J. (1995). *Potential Theory in Gravity&Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Boschetti, F., Hornby, P. ve Horowitz, F.G. (2001). Wavelet based inversion of gravity data. *Exploration Geophysics*, 32, 48– 55.
- Boschetti, F. (2005). Improved edge detection and noise removal in gravity maps via the use of gravity gradients. *Journal of Applied Geophysics*, 57, 213-225.
- Brinkmann, R., Rendel, B. ve Trick, P. (1967). Pelagic Triassic in İzmir Region. *E.Ü.F.F. İlimi Raporlar Serisi.*, 37, 1-3.
- Breiner, S. (1973). *Applications manual for portable magnetometers*. Geometrics Ltd., 49-52.

- Bruckshaw, J.M. ve Kunaratnam, K. (1963). The interpretation of magnetic anomalies due to dykes. *Geophysical Prospecting*, 7, 509-522.
- Bueche, F.J. ve Jerde, D.A. (2000). *Fizik İlkeleri-II* (Çolakoğlu, K.). Palme Yayınları.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Candansayar, M.E. (2002). *Sönümlü en-küçük kareler ve eşlenik türev algoritmalarının ardışık kullanımı ile manyetotellürik verilerin iki-boyutlu ters çözümü*. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi.
- Candansayar, M.E., Ulugergerli, E.U., Batmunkh, B., Tosun, S. ve Gündoğdu, B. (2001). Doğru akım öz direnç verilerinin 2-B ters çözümü ve iki yönlü gradyen dönüşümü ile arkeolojik yapıların aranması: Moğolistan'daki Türk anıtları etrafında yapılan jeofizik çalışmalar. *Jeofizik Dergisi*, 16 (2), 105-124.
- Canny, J.F. (1983). *Finding Edges and Lines in Images*. MIT Artificial Intelligence Laboratory Technical Report, TR-720.
- Canny, J.F. (1986). A Computational Approach To Edge Detection. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 8, 679-714.
- Cho, M. ve Rycoft, M.J. (2001). Non-uniform ionisation of the upper atmosphere due to the electromagnetic pulse from a horizontal lightning discharge. *Jour. of Sol. and Terr. Phys.*, 63, 559-580.
- Chouteau, M., Zhang, P. ve Chapellier, D. (1996). Computation of apparent resistivity profiles from VLF-EM data using linear filtering. *Geophysical Prospecting*, 44, 215-232

- Clark, A.J. (1986). Review of archeological geophysics in Britain. *Geophysics*, 51, 135-148.
- Constable, S.C., Parker, R.L. ve Constable, C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, in (Hinze, W.J.), *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Soc. of Exploration Geophysics, Tulsa, 181-197.
- Crossley, D.J. (1981). The Theory of EM Surface Wave Impedance Measurements. *Geol. Survey of Canada*, 81, 1-17.
- d'Erceville, I. ve Kunetz, G. (1962). The Effect of a Fault on The Earth's Natural Electromagnetic Field. *Geophysics* 27, 651-655.
- deGroot-Hedlin, C. ve Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Dhaliwal, J.S. (1990). *A Comparative Study of Edge Detection Techniques*. New Jersey Institute of Technology, Yüksek Lisans Tezi.
- Drahor, M.G. (1998). Arkeoloji jeofiziği: Arkeojeofizik-I. *Arkeoloji ve Sanat*, 87, 16-25.
- Drahor, M.G. ve Berge, M.A. (2006). Geophysical investigations of the Seferihisar geothermal area. *Geothermics*, 35, 302-320.
- Drahor, M.G., Hesse, A. ve Kaya M.A. (1995). Sinop amfora atölyeleri üzerinde manyetik çalışmalar. *Jeofizik Dergisi*, 9 (1-2), 13-18.

- Drahor, M.G., Kaya, M.A., Bayrak, M., İlkışık, O.M. ve Öztan, A. (1999a). Acemhöyük'ten Manyetik ve Elektromanyetik-VLF Sonuçları. *Fen ve Mühendislik*, 1, Sayı: 2.
- Drahor, M.G., Sarı, C. ve Şalk, M. (1999b). Seferihisar Jeotermal Alanında Doğal Gerilim (SP) ve Gravite Çalışmaları. *Fen ve Mühendislik*, 3, 97-112.
- Drahor, M.G. ve Şengül, E. (1999). Acemhöyük, Amorium, Burgaz ve Ulucak Höyükte Uygulanan Geniş Ölçekli Jeofizik Çalışmalar. *Workshop: Arkeoloji ve Jeofizik*, İzmir.
- Ekinci, Y.L. (2005). *Amorium Antik Kenti'nin Manyetik Yöntemle Araştırılması*. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- Ekingen, A. (1970). İzmir-Urla Seferihisar bölgesinin gravite yöntemiyle incelenmesi. *MTA Raporları* No: 4312, Ankara.
- Ercan, A. (1985). *Yapay Kaynaklı Derin Yerelektromanyetik Yöntemler*. İTÜ Kütüphanesi, Sayı:1309.
- Erdem, E. (2002). *Kerkenes (Yozgat) Sahasında Arkeolojik Amaçlı Jeofizik Çalışmalar*. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.
- Erdoğan, B. (1990). Tectonic evolution and stratigraphic properties of region between İzmir and Seferihisar at zones of İzmir-Ankara. *TPJD Dergisi*, 1, 1-20.
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T., ve Özer, S. (1990). Karaburun yarımadasının stratigrafisi. *MTA (Türkiye Jeoloji Araştırması)*, 1-22.

- Erdoğan, B. (1990). The tectonic relation of the İzmir-Ankara Zone and Karaburun belt. *MTA Dergisi*, 110, 1-15.
- Eşder, T. (1990). The crust structure and convection mechanism of geothermal fluids in Seferihisar geothermal area. *Proceedings International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, 135–147.
- Eşder, T. ve Şimşek, S. (1975). Geology of İzmir (Seferihisar) geothermal area, Western Anatolia of Turkey: determination of reservoirs by means of gradient drilling. *Proceedings of the second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 349–361.
- Eşder, T. ve Şimşek, S. (1977). The relationship between the temperature gradient distribution and geological structure in the İzmir-Seferihisar geothermal area, Turkey. *Symposium on Geothermal Energy, CENTO Scientific Programme*, 93–111.
- Filiz, Ş. ve Tarcan, G. (1993). Hydrogeology of Seferihisar geothermal field in the southern part of Izmir. *TPJD Dergisi*, 97–112
- Fraser, D.C. (1969). Countouring of VLF-EM Data. *Geophysics*, 34, 958-967.
- Garland, G.D. (1951). Combined Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies. *Geophysics*, 16, 51-62.
- Genç, C. S., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M. ve Yılmaz, Y. (2001). The Çubukludağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of western Anatolia. *Geodinamica Acta*, 14, 45–55.
- Gibson, T.H. (1986). Magnetic prospection on prehistoric sites in western Canada. *Geophysics*, 51, 553-560.

- Guerin, R. ve Benderitter, Y. (1995). Shallow karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 43, 635-653.
- Gümüş, H. (1971). Karaburun yarımadası orta kısmının jeolojisi. *E.Ü.F.F. İlmî raporlar serisi*, 100, 1-18.
- Grant, F.S. ve West, G.F. (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. New York: McGraw-Hill Publishing Co. Inc.
- Hayakawa, M. ve Molchanov, O.A. (2000). Effect of earthquakes on lower ionosphere as found by subionospheric VLF propagation. *Adv. Space Res.*, 26, 1273-1276.
- Hayles, J.G. ve Sinha, A.K. (1986). A portable local loop VLF transmitter for geological fracture mapping. *Geophysical Prospecting*, 34, 873-896.
- Hornby, P., Boschetti, F. ve Horowitz, F. (1999). Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International*, 137, 175– 196.
- Işıkara, A.M., Watanabe, N., Orbay, N., Tanaka, H. ve Baydemir, N. (1986). Magnetic Measurements. Electric and Magnetic Research on Active Faults in the North Anatolian Fault Zone. *Boğaziçi Üniversitesi Jeofizik Bölümü Semineri*.
- İlkışık, O.M. (1996). *Jeofiziğe Giriş*. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayın No:97.
- Jordan, E.C. ve Balmain, K.G. (2001). *Electromagnetic waves and radiating systems*. New Delhi: Prentice Hall of India.
- Jupp, D.B.L. ve Vozoff, K. (1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys, J.R.Ast. Soc.*, 42, 957-976.

- Kaikkonen, P. (1979). Numerical VLF modelling. *Geophysical Prospecting*, 27, 815-835.
- Kaikkonen, P. ve Sharma, S.P. (1998). 2D nonlinear joint inversion of VLF and VLF-R data using simulated annealing. *Jour. of Appl. Geop.*, 39, 155-176.
- Kalafatçioğlu, A. (1961). Karaburun yarımadasının jeolojisi. *MTA Bülteni*, 56, 40-49.
- Karamanderesi, İ.H. (1995). İzmir İleri teknoloji Enstitüsü Jeofizik Etüt Raporu. *MTA Raporu* (Yayınlanmamış).
- Karlık, G. ve Kaya, M.A. (2000). Investigation of groundwater contamination using electric and electromagnetic methods at a solid waste disposal site-A case study from Isparta, West-Turkey. *Environmental Geology*, 40, 725-731.
- Karous, M. ve Hjelt, S.E. (1983). Linear filtering of very-low-frequency (VLF) dip angle measurements. *Geophysical Prospecting*, 31, 782-794
- Kaya, M.A., Şeren, A., Balkaya, Ç., Şengül, E. ve Yiğit, P. (2003). Amorium Antik kenti 2002 Yılı Arkeoloji Jeofiziği Araştırmaları. *Türkiye 15. Jeofizik kurultayı ve Sergisi*, İzmir.
- Keller, F.J., Gettys W.E. ve Skove, M.J. (1995). *Fizik 2. Cilt* (Akyüz, R.Ö. ve diğer.). McGraw-Hill-Literatür Yayınları.
- Kong, J.A. (1986). *Electromagnetic Wave Theory*. John Wiley&Sons, Inc.
- Konishi, S. (2003). Statistical Edge Detection: Learning and Evaluating Edge Cues. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 25, No.1.
- Koschan, A. (1995). A comparative study on color edge detection. *Proceedings 2nd Asian Conference on Computer Vision, Singapore*, 3, 574-578.

- Kunaratram, K. (1981). Simplified expressions for the magnetic anomalies due to vertical rectangular prisms. *Geophysical Prospecting*, 29 (6), 883-890.
- Kunetz, G. (1972). Processing and interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophyscis*, 37, 1005-1021.
- Küresel inklinasyon, denklinasyon ve toplam manyetik alan haritası*, (2005). 15.11.2009, www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/faqgeom.shtml.
- Larnika, V.I., Ruzhin, Yu.Ya., Sergeeva, N.G. ve Senin, B.V. (2002). Definition of lithospheric zones of variable geodynamic activity at satellite orbit by emission measurement. *Adv. Space Res.*, 29, 79-83.
- Leborgne, E. (1955). Susceptibilite magnetique anormale du sol et celles du schist et du granite. *Annales de Geophysique*, 16, 159-196.
- Leu, L. (1982). Use of reduction-to-the-equator process for magnetic data interpretation. *Geophysics*, 47, 445-450.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. *Quart.Appl.Math.*, 2, 164-168.
- Li, Y. ve Oldenburg D. W. (1998). Separation of regional and residualmagnetic field data. *Geophysics*, 63, 431–439.
- Li, Y. ve Oldenburg, D. W. (2000). Reduction to the pole using equivalent sources. *60th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 386–389.
- Mallat, S. ve Zhong, S. (1992). Characterisation of signals from multiscale edges. *IEEE Transactions on Pattern Recognition and Machine Intelligence*, 14, 710– 732.

- Marr, D. ve Hildreth, E.C. (1980). *A Theory of Edge Detection*. London: Phil. Trans. Roy Soc. B 207, 187-217.
- Marquardt, D.W. (1963). An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- McNeill, J.D. (1990). *Use of electromagnetic methods for groundwater studies*. (Ward, S.H.), Geotechnical and environmental geophysics. Vol. 1. Soc. of Expl. Geophysics, 191-218.
- McNeill, J.D. ve Labson, V. (1991). *Geological mapping using VLF Radio Fields*. (Ward S.H.), Electromagnetic methods in applied geophysics- Investigations in Geophysics, Vol. 3. Soc. of Expl. Geophysics., 522-559.
- Meju, M.A. (1994). *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*. SEG Course Notes Series 6.
- Moreau, F., Gibert, D., Holschneider, M. ve Saracco, G. (1997). Wavelet analysis of potential fields. *Inverse Problems*, 13, 165–178.
- Murthy, I.V.R. (1990). Magnetic anomalies of two-dimensional bodies and algorithm for magnetic inversion of dykes and basement topographies, *Proceeding of Indian Academy of Sciences*, 99, 549-579.
- Murthy, I.V.R. (1998). *Gravity and Magnetic Interpretation in Exploration Geophysics*. Bangalore: Geological Society of India.
- Murthy, I.V.R., Swamy, K.V. ve Rao, S.J. (2001). Automatic inversion of magnetic anomalies of faults. *Computers&Geosciences*, 27, 315-325.

- Murthy, I.V.R. ve Rao, S.J. (1989). A FORTRAN 77 program for inverting the gravity anomalies of two-dimensional basement structures. *Computers&Geosciences*, 15, 1149-1159.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J. D. ve Ruder, M.E. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics 75th Anniversary, Vol.70* (6), 33-61.
- Nagao, T., Enomoto, Y., Fujinawa, Y., Hata, M., Hayakawa, M., Huang, Q., Izutsu, J., Kushida, Y., Maeda, K., Oike, K., Uycda, S. ve Yoshino, T. (2002). Electromagnetic anomalies associated with 1995 Kobe earthquake. *Journal of Geodynamics*, 33, 401-411.
- Oglivy, R.D. ve Lee, A.C. (1991). Interpretation of VLF-EM inphase data using current density pseudosections. *Geophysical Prospecting*, 39, 567-580.
- Olsson, O. (1978). Scattering of electromagnetic waves by a perfectly conducting half-plane below a stratified overburden. *Radio Science*, 13, 391-397.
- Olsson, O. (1983). Computation of VLF response over half-plane and wedge models. *Geophysical Prospecting*, 31, 171-191.
- Orellana, E. (1974). *Prospeccion geoelectrica: por campos variables*. Madrid: Paraninfo.
- Özdoğan, İ., Işıkara, A.M., Orbay N. ve Düzgit, Z. (1986). *Arz manyetizması İlkeler ve Uygulamalar*. İstanbul Üniversitesi Yayınları No:46.
- Öztürk, K. (1995). *Elektrik ve elektromanyetik prospeksiyon yöntemleri*. İÜ Müh. Fak. Yayın No: 94.

- Özürlan, G. ve Ulugergerli, E.U. (2005). *Jeofizik Mühendisliğinde Elektromanyetik Yöntemler*. İstanbul: Birsen Yayınevi.
- Özyalın, Ş., (2003). *Potansiyel Alanlarda Otomatik Değerlendirme Teknikleri ve Arkeolojik Alanlarda Uygulanması*. DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi.
- Palacky, G.J. (1989). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory Volume-1*. SEG Book Series 1.
- Palacky, G.J., Ritsema, I.L. ve De Jong, S.J. (1981). Electromagnetic prospecting for groundwater in precambrien terrains in the Republic of Upper Volta. *Geophysical Prospecting*, 29, 932-955.
- Pattantyus, A.M. (1986). Geophysical results in archeology in Hungary. *Geophysics*, 51, 561-567.
- Pearson, W.C. ve Skinner, C.M. (1982). Reduction-to-the-pole of low latitude magnetic anomalies. *52nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 356.
- Philips, J.D. (2001) *Processing and interpretation of aeromagnetic data for the Satra Cruse Basin-Pategonia Mountains Area, South-Central Arizona, A Preliminary Report*. U.S. Geological Survey Open File Report.
- Pirttijarvi, M. (2006). *2Layinv-Laterally constrained two-layer inversion of VLF-R measurements, User's guide*. University of Oulu, Division of Geophysics.
- Powell, D.W. (1967). Fitting observed profiles to a magnetized dyke or fault-step model, *Geophysical Prospecting*, 15, 208-220.

- Poulet, T., D'Esquivan, H., Boschetti, F., Hornby, P. ve Horowitz, F.G. (2001). *New Advances in the Analysis of Potential Field Data by Multiscale Edges*. ASEG, Brisbane.
- Powell, D.W. (1967). Fitting observed profiles to a magnetized dyke or fault-step model. *Geophysical Prospecting*, 15, 208-220.
- Pratt, W.K. (1991). *Digital Image Processing*. New York: John Wiley & Sons.
- Prewitt, J.M.S. (1970). *Object Enhancement and Extraction in Picture Processing and Psychopictorics*. New York: Academic Press.
- Qureshi, I.P. ve Nalaye, A.M. (1978). A method for direct interpretation of magnetic anomalies caused by 2-D vertical faults. *Geophysics* 43 (1), 179-188.
- Raju, D.C.V. (2003). LIMAT: a computer program for least-squares inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Computers&Geosciences*, 29, 91-98.
- Rama Rao, Ch., Veeraswamy, K., Sarma, M.R.L. ve Baskara Rao, D.S. (1987). Interpretation of magnetic anomalies due to infinite dyke and vertical steps using relation figures, *Geophysical Research Bulletin*, 25, 178-183.
- Rao, D. B. ve Babu, N. R. (1991). A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies: *Geophysics*, 56, (11), 1729-1737.
- Rao, D. B. ve Babu, N. R. (1993). A Fortran-77 Computer Program For Three-Dimensional Inversion of Magnetic Anomalies Resulting from Multiple Prismatic Bodies. *Computers&Geosciences*, 19, (6), 781-801.
- Rao, B.S.R., Murthy, I.V.R. ve Visweswara Rao, C. (1973). Two methods for computer interpretation of magnetic anomalies of dikes. *Geophysics*, 38, 710-718.

- Rao, B.S.R. ve Murthy, I.V.R., (1978). *Gravity and Magnetic Methods of Prospecting*. New Delhi: Arnold-Heinemann Publishers (India) Pvt. Ltd.
- Rao, D. ve Rambabu, H.V. (1983). Standard curves for the interpretation of magnetic anomalies over vertical faults. *Geophysical Research Bulletin* 21 (1), 71-89.
- Rodger, C.J., Wait, R.W., Dowden, R.L. ve Thomson, N.R. (1998). Radiating conducting columns inside the earth-ionosphere waveguide: Application to red sprites. *Jour. of Atm. and Sol. Terr. Phys.*, 60, 1193-1204.
- Roest, W.R. ve Pilkington, M. (1993). Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58, 653-659.
- Sailhac, P. ve Gilbert, D. (2003). Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: two-dimensional wavelets and multipolar approximations. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5), 2262.
- Sarı, C., Şalk, M., Çifçi, G. ve Vural T. (1997). Yeraltı taban topoğrafyasının iki boyutlu gravite-manyetik ters çözüm yöntemiyle saptanması ve Ankara-Polatlı bölgesine uygulanması. *Jeofizik Dergisi*, 11, 21-33.
- Sasaki, Y. (1989). Two dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipole-dipole resistivity data, *Geophysics*, 54, 254-262.
- Saydam, A.S. (1981) Very Low-Frequency Electromagnetic interpretation Using Tilt Angle and Ellipticity Measurements. *Geophysics*, 46, 1594-1605
- Sergeenko, T., Kornilov, I., Belova, E., Turunen, T. ve Manninen, T. (1997). Optical effects in the aurora caused by ionospheric HF heating. *Jour. of Sol. and Terr. Phys.*, 59, 2401-2407.

- Sındırgı, P. (2004). *Sıcak Alanlarda Jeofizik Modellemeler ve Uygulamaları*. DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi.
- Sinha, A.K. (1990). Interpretation of ground VLF-EM data in terms of inclined sheet-like conductor models. *Pageoph.*, 132, 733-756.
- Smith, D.S. ve Ward, S.H. (1974). On the computation of polarization ellipse parameters. *Geophysics*, 39, 867-869.
- Sobel, I. ve Feldman, G. (1968). *A 3x3 Isotropic Gradient Operator for Image Processing*. New York: John Wiley&Sons, No:73.
- Stratton, J.A. (1941). *Electromagnetic theory*. San Francisco: McGraw-Hill Book Company.
- Süzen, M. L. ve Toprak, V. (1998). Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a fault zone in Central Turkey. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 1101-1114.
- Swift, C.M. (1989). Fundamentals of the electromagnetic method. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory Volume-1*. SEG Book Series 1.
- Tarcan, G. (2001). Hydrogeology and Hydrogeochemistry of the Gülbahçe Bay Hydrothermal Karst System, İzmir, Turkey. *Proceedings of the 6th International Symposium and Field Seminar on "Present State and Future Trends of Karst Studies" 17-26 Sept.2000, Marmaris-Turkey*. (eds.) Günay, Ford, Johnson & Johnson, International Hydrological Programme-UNESCO, 515–524.
- Tarcan, G. ve Gemici, Ü. (2003). Water geochemistry of the Seferihisar geothermal area, İzmir, Turkey. *J. Volcanol.Geotherm. Res.* 126, 225–242.

- Tarcan, G. ve Gemici, Ü. (2001). Hydrogeochemistry of the Gumuskoy and Sazlikoy geothermal fields, Aydin, Turkey. *Water-Rock Interaction 2001, Cidu-Italy*, 2, 931-934.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. ve Keys, D.A. (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. ve Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*, (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Tezkan, B. (1999). A review of environmental applications of quasi-stationary Electromagnetic Techniques. *Survey in Geophysics*, 20, 279-308
- Timur, E. (2003). *VLF Yönteminin Arkeolojik Alanlarda Uygulanması*. DEÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi, İzmir.
- Timur E. (2005) An Approach To Interpretation of Tilt Angle Values by Using Edge Detection Techniques. *4th Congress of the Balkan Geophysical Society-International Conference of Applied Geophysics and Earth Physics*.
- Timur, E. (2008). Kenar Belirleme Yöntemleri Kullanılarak Tilt Açısı Verilerinin ve Sismik Kesitlerin Yorumlanması. *Yüzeğe Yakın Yapıların Belirlenmesinde Jeofizik ve Uzaktan Algılama Sempozyumu*, 104-107, İzmir.
- Timur, E. ve Sındırgı P. (2006). Cumalı (Seferihisar/İzmir) Jeotermal alanında yapılan manyetik ve SP çalışmaları. *Türkiye 17. Uluslar arası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, Ankara.
- Tsokas, G.N. ve Papazachos, C.B. (1990). The applicability of the dimensional inversion filters in magnetic prospecting for buried antiquities. *Wiesbaden*, 121-144.

- Tsokas, G.N. ve Papazachos, C.B. (1992). Two-dimensional inversion filters in magnetic prospecting: Application to the exploration for buried antiquities. *Geophysics*, 57, 1004-1013.
- Trompat, H., Boschetti, F. ve Hornby, P. (2003). Improved downward continuation of potential field data. *Exploration Geophysics*, 34, 249–256.
- Uchida, T. (1993). Smooth 2-D inversion for magnetotelluric data based on statistical criterion ABIC. *J. Geomag. Geoelectr.*, 45, 841-858.
- Vaskov, V.V., Budko, N.I., Kapustina, O.V., Mikahailov, M., Ryabova, N.A., Komrakov, G.P., Maresov, A.N. ve Gdalevich, G.L. (1995). Appearance of VLF and ELF noises in topside ionosphere under the action of high power radio wave from data of satellite Intercosmos-24. *Adv. Space Res.*, 15, 49-56.
- Vozoff, K. (1971). The effect of overburden on vertical component anomalies in AFMAG and VLF exploration. *Geophysics*, 36, 53-57.
- Weymouth, J.W. ve Huggins, R. (1985). *Geophysical surveying of archeological sites in Archeological geology*. New Haven: Yale University Press.
- Wait, J.R. (1951) A Conducting Sphere in a Time Varying Magnetic Field. *Geophysics*, 16, 666-672
- Wait, J.R. (1962). Theory of Magnetotelluric Fields. *Jour. Res. of NBS-D*, 66, 509-541.
- Ward, S.H. ve Hohmann, G.W. (1989). Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory Volume-1*. SEG Book Series 1.

Yaramancı, A. (1970). *Keban projesi jeofizik araştırmaları Ön Raporu. 1968 Yaz Çalışmaları*. ODTÜ Keban Projesi Yayınları, Seri:1, Yayın:1, Ankara: Türk Tarih kurumu Basımevi.

Zhdanov, M.S. ve Fang, S. (1996). 3-D quasi linear electromagnetic inversion. *Radio Science*, 31, 741-753.

EK A

Maxwell, kuramını ortaya koyarken aşağıdaki denklemleri kullanmıştır.

$$\oint E.ds = \frac{\sum q}{\epsilon_0} \quad (\text{A.1})$$

$$\oint B.ds = 0 \quad (\text{A.2})$$

$$\oint E.dl = -\frac{d}{dt} \int B.ds \quad (\text{A.3})$$

$$\oint B.dl = \mu_0 \sum I + \epsilon_0 \mu_0 \frac{d}{dt} \int E.ds \quad (\text{A.4})$$

Burada μ manyetik geçirgenlik, ϵ ise dielektrik sabittir. Her bir denklemin fiziksel anlamı gözden geçirilecek olursa;

(A.1) denklemi, Gauss yasası olup, statik alanlar için Coulomb yasasına denktir. Bu, elektrik alanın kapalı bir yüzeydeki toplam elektrik akısının bu yüzey içindeki net yükün ϵ_0 'a bölümüne eşit olduğunu belirtir. Yani elektrik alanı, bu alanı oluşturan yük yoğunluğuna bağlıdır.

(A.2) denklemi, manyetik alanlar için Gauss yasası olup, kapalı bir yüzeydeki net manyetik akısının sıfır olduğunu ifade etmektedir. Bu akı her zaman sıfır olduğu için elektrik yükünün manyetik karşılığı yoktur. Yani kapalı bir yüzeyle sınırlanmış hacim içine giren manyetik alan çizgilerinin sayısının, bu hacimden çıkanların sayısına eşit olduğunu belirtir.

(A.3) denklemi, Faraday yasası olup elektrik alanın kapalı bir çizgi üzerinden integralinin, bu çizginin sınırladığı yüzeydeki manyetik akının değişme hızıyla doğru orantılı olduğunu ifade eder. Dolayısıyla değişken bir manyetik alana bir elektrik alan eşlik eder. Diğer bir ifadeyle değişken bir manyetik alan iletken bir halkada akım oluşmasına neden olur.

(A.4) denklemi de Amper yasasının Maxwell tarafından evrilmiş şeklidir. Maxwell'in denkleme getirdiği yenilik, sağ taraftaki ikinci terimdir. Bu terim elektrik alanın akısıyla tanımlanan yerdeğiştirme akımını verir. Ampere yasasının bu evrilmiş biçiminde, manyetik alanın kapalı bir çizgi üzerinden integrali iki terimin toplamıyla orantılıdır. Birinci terim kapalı çizginin sınırladığı yüzeyden geçen net akımı; Maxwell'in katkısı olan ikinci terim ise, aynı yüzeydeki elektrik akısının değişme hızını verir. Bu denklem Maxwell'in getirdiği yenilikten dolayı değişken elektrik alanına bir manyetik alanın eşlik ettiğini göstermektedir. Yani değişken elektrik akımları değişken bir manyetik alan oluşturur (Keller ve diğer., 1995).

Değişken iletkenlik dağılımlarına sahip bir ortamda bulunan elektromanyetik indüksiyon kaynak alanı ve ikincil alan arasındaki etkileşimler oldukça karmaşıktır. Bundan sonraki bölümlerde ortamın homojen ve izotrop olduğu kabul edilecektir.

Bir elektromanyetik alan veya elektromanyetik dalganın davranışı; E , elektrik alan şiddeti (V/m), B manyetik indüksiyon (Tesla, T), H manyetik alan şiddeti (A/m), D dielektrik yerdeğiştirme (C/m^2) ve J elektrik akım yoğunluğundan (A/m^2) oluşan 5 vektör ortamında tanımlanır.

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_q \quad (A.5a)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0 \quad (A.6)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -j\omega\mu_0\vec{H} = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (A.7)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma\vec{E} + j\omega\epsilon_0\vec{E} = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (A.8)$$

(A.5a) bağıntısı çok genel bir denklemdir. Sıfırdan farklı bir iletkenlik değerine sahip herhangi bir ortamda ρ_q yük yoğunluğu çok kısa bir zaman içinde dengeye ulaşır. Buradan hareketle (A.8) denkleminin her iki tarafının da diverjansı alınarak (A.5a) denkleminin

$$\nabla \cdot \vec{D} = 0 \quad (A.5b)$$

olduğu gösterilebilir. Yerküreye ilişkin elektromanyetik uygulamaların çoğunda ortamın homojen ve izotrop olduğu kabul edilirse şu ek bağıntılar geçerlidir (Bayrak, 1993).

$$D = \varepsilon.E \quad (\text{A.9})$$

$$B = \mu_0.H \quad (\text{A.10})$$

$$J = \sigma.E \quad (\text{A.11})$$

Burada ε , dielektrik geçirgenlik (F/m), μ manyetik geçirgenlik (H/m) ve σ elektrik iletkenliktir (S/m). Eğer ortam yön bağımlı yani anizotrop ise bu ortam nicelikleri tensördür ve doğrusal olmayan durumlarda karmaşık olarak hesaplanır. (A.7) denkleminin her iki tarafının rotasyoneli alınırsa;

$$\nabla \times (\nabla \times E) = \nabla \times (-\partial B / \partial t) \quad (\text{A.12})$$

$B = \mu.H$ alınır ve ikisi de türev olduğundan $\nabla \times$ ile $\partial / \partial t$ yerdeğiştirilirse,

$$\nabla \times (\nabla \times E) = \nabla \times \left(-\frac{\partial}{\partial t} \mu H \right) \quad (\text{A.13})$$

$$\nabla \times (\nabla \times E) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times H) \quad (\text{A.14})$$

elde edilir.

(A.8) denkleminde $D = \varepsilon.E$ ve $J = \sigma.E$ bağıntıları kullanılarak aşağıdaki biçimde ifade edilebilir.

$$\nabla \times H = \sigma.E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (\text{A.15})$$

bu ifade (2.19)A.14 denkleminde yerine konursa,

$$\nabla \times (\nabla \times E) = -\mu \frac{\partial}{\partial t} (\sigma \cdot E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t}) \quad (\text{A.16})$$

sonucuna ulaşılır. Burada $\nabla \times (\nabla \times E) = \nabla(\nabla \cdot E) - \nabla^2 E$ vektörel eşitliği kullanılarak,

$$\nabla(\nabla \cdot E) - \nabla^2 E = -\mu\varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad (\text{A.17})$$

olur. $\nabla \cdot D = \rho_q$ ve $D = \varepsilon \cdot E$ kullanılarak

$$\nabla \varepsilon \cdot E = \rho_q \text{ ve } \nabla \cdot E = \rho_q / \varepsilon \quad (\text{A.18})$$

yazılabilir.

Buradan hareketle, serbest uzayda veya iletken bir ortamda, elektrik yükü hacim yoğunluğu olan ρ_q uygulanan alan dağılımından bağımsızdır ve sifıra eşit alınabilir. Bu durumda (A.17) bağıntısı

$$\nabla^2 E = \mu\varepsilon \left(\frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \right) + \mu\sigma \left(\frac{\partial E}{\partial t} \right) \quad (\text{A.19})$$

olarak bulunur. Benzer biçimde (A.8) denkleminin her iki tarafının rotasyoneli alınır ve E eklenirse,

$$\nabla^2 H = \mu\varepsilon \left(\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \right) + \mu\sigma \left(\frac{\partial H}{\partial t} \right) \quad (\text{A.20})$$

bulunur. Burada (A.19) ve (A.20) denklemleri zaman ortamındaki genel vektörel dalga denklemleridir. Periyodik alan değişimlerinin zamana bağımlılığı $e^{i\omega t}$ biçiminde ise (A.19) ve (A.20) bağıntıları frekans ortamında,

$$\nabla^2 E + (\varepsilon\mu\omega^2 - i.\omega\mu\sigma).E = 0 \quad (\text{A.21})$$

$$\nabla^2 H = (\varepsilon\mu\omega^2 - i\omega\mu\sigma).H = 0 \quad (\text{A.22})$$

veya $k^2 = \varepsilon\mu\omega^2 - i.\omega\mu\sigma$ yazarak,

$$\nabla^2 E + k^2.E = 0 \quad (\text{A.23})$$

$$\nabla^2 H + k^2.H = 0 \quad (\text{A.24})$$

olur. Yerküreyi oluşturan kayalar içinde 10^5 Hz'den küçük frekanslarda yer değiştirme akımları iletkenlik akımlarından çok daha küçük yani $\varepsilon\mu\omega^2 \ll \omega\mu\sigma$ olması sebebiyle, (A.23) ve (A.24) bağıntıları

$$\nabla^2 E = i.\omega\mu\sigma.E \quad (\text{A.25})$$

$$\nabla^2 H = i.\omega\mu\sigma.H \quad (\text{A.26})$$

biçiminde yazılabilir. Bu durumda ortamı ve dalganın ortam içindeki davranışlarını gösteren bir katsayı olan k dalga sayısı

$$k = (-i\omega\mu\sigma)^{1/2}$$

(A.27)

olur. (A.25) ve (A.26) denklemlerinin genel çözümü

$$E_{x,y} = {}^+E_0 e^{1\omega t + kz} + {}^-E_0 e^{1\omega t - kz} \quad (\text{A.28})$$

$$H_{x,y} = (k / i\omega\mu). {}^+E_0 e^{1\omega t + kz} + {}^-E_0 e^{1\omega t - kz} \quad (\text{A.29})$$

olarak bulunur (Ward ve Hohmann, 1989). Burada ${}^+E_0 e^{i\omega t + kz}$ terimi, sanal terimdir ve yerden gelip uzaya giden bir dalgayı gösterir. ${}^-E_0 e^{i\omega t - kz}$ terimi ise gerçel terim olup uzaydan gelip yer içine doğru ilerleyen bir dalgayı göstermektedir ve kaynaktan

uzaklaştıkça şiddetin azalması gerektiğinden gerçek çözüm olarak tanımlanır (Telford ve diğer., 1990).

(A.23) ve (A.24) denklemlerinin yardımıyla, (A.7) ve (A.8) denklemleri,

$$\vec{H}_{ij} = \frac{1}{i\omega\mu} \nabla \times \vec{E} \quad (\text{A.30})$$

$$\vec{E}_{ij} = \frac{1}{\sigma + i\omega\varepsilon} \nabla \times \vec{H} \quad (\text{A.31})$$

olarak basitleştirilebilir. E_i elektrik alan bileşeninin H_j , ($i,j=x,y,z$) manyetik alan bileşenine oranı karmaşık vektörel bir niceliktir ve empedans olarak bilinir.

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (\text{A.32})$$

Z_{ij} 'nin genliği ortamın elektriksel özelliklerinin bir göstergesidir.

İlişki kurulan diğer bir nicelikte dalga eğimi olup, dalganın elektrik alan yada manyetik alanına ait yatay ve düşey bileşenlerinin oranı olarak açıklanır. Burada $i=x,y$ 'dir.

$$\alpha_{iz} = \frac{E_i}{E_z} = \frac{H_i}{H_z} \quad (\text{A.33})$$

(A.5)'ten (A.8)'e kadar alan denklemler, çiftler halinde kısmi diferansiyel denklemler oluştururlar ve sınır koşulları altına, klasik elektromanyetik etkileşim (indüksiyon) olayını tamamen tanımlarlar. Sınır koşulları, hem manyetik hem de elektrik alanlarının teğetsel bileşenlerinin, herhangi bir ara yüzey karşısında sürekli olmalarına gereksinim gösterir. Elbette bu denklemler, elektromanyetik davranışı doğru biçimde tanımlarken, gerçek dağılım alanlarını elde etmeye yarayan çözümlerdir. (A.7) ve (A.8) denklemlerinin incelenmesi, bir elektrik alanın zamanla

değişen manyetik alan tarafından üretilebileceğini ortaya koymuştur. Jeofiziksel uygulamalarda çok sık kullanılan bir yaklaşım ise quasi-statik veya uzun dalga boyu yaklaşımıdır. Bunun için daha değişik isimlerde kullanılmıştır. Bu yaklaşımda, eğer bir ortamda $\delta \gg \omega E$ ise (A.8)'in ikinci terimi ihmal edilebilir.

$$\nabla \cdot \vec{E} = -j\omega\mu_0\vec{H} \quad (\text{A.34})$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = \sigma \cdot \vec{E} \quad (\text{A.35})$$

Bu yaklaşımdan doğan sonuca göre, alan bilgileri bir anda iletilmektedir. Bu nedenle verilen herhangi bir andaki manyetik alan, aynı anda oluşan değişken akım tarafından üretilmektedir. Bu manyetik alanın, herhangi bir anda, Biot-Savart kuralının akım yayılımına aynı anda uygulanmasıyla hesaplanabileceğini gösterir.

Quasi-statik yaklaşım ve bunun çeşitli uygulamaları genel olarak VLF alanları için geçerlidir. Birincil alan dağılımları VLF çalışmalarında homojen yatay manyetik alan ve dikey elektrik alan olarak kabul edilebilir. Denklem (A.34) manyetik alanın 90° gerisinde bulunan bir elektrik alanının varlığını tanımlamakta ve bu elektrik alanının, manyetik alanın frekansı ve genliği ile orantılı olduğunu belirtmektedir.

Denklem (A.35) elektrik alanla aynı fazda olan bir manyetik alanın varlığını göstermektedir. Zamanla değişken manyetik alanlar, akımların iletken ortam içinde akmasına neden olur. Ancak, denklem (A.34)'ten dolayı akımları oluşturan manyetik alanın nedeni elektrik alanıdır. Sonuç olarak bir elektrik alan ne zaman değişik iletkenlikteki ortamlar arasındaki sınırı keserse bu ara yüzeyde yeni elektrik şarjları oluşur.