KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DEĞİŞKEN YOĞUNLUKLU SEDİMANTER BASEN ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

DOKTORA TEZİ

Y.Müh. Mahir IŞIK

Anabilim Dalı : JEOFİZİK
Programı : UYGULAMALI JEOFİZİK

HAZİRAN 1997

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DEĞİŞKEN YOĞUNLUKLU SEDİMANTER BASEN ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

DOKTORA TEZİ

Y.Müh. Mahir IŞIK

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18 Haziran 1997

Tezin Savunulduğu Tarih : 12 Kasım 1997

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Yrd.Doç.Dr. Hakkı ŞENEL	Prof.Dr. Uğur KAYNAK	Doç.Dr. İbrahim KARA

HAZİRAN 1997

DEĞİŞKEN YOĞUNLUKLU SEDİMANTER BASEN ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜ

Mahir IŞIK

Anahtar Kelimeler : Sedimanter Basen, Yoğunluk Fonksiyonu, Ters Çözüm, Düşey Prizma, Sonsuz Yatay Tabaka

Özet : İki boyutlu gelişigüzel kütleler, basit geometrik şekillerin toplamı olarak düşünülebilir. Bu durumda, jeofizik veriye neden olan jeolojik yapı, analitik bağıntılarla gösterilerek, düz veya ters çözüm yaklaşımları ile saptanabilir.

Bu çalışmada, ters çözüm yaklaşımı ile sedimanter basenlerin modellemesi yapılmıştır. Birbirine bitişik yanyana prizmalardan oluştuğu kabul edilen sedimanter bir basende, sediment yoğunluklarının derinlikle değişimi, eksponansiyel, kuadratik ve hiperbolik fonksiyonlarla gösterilmiştir. Ancak, eksponansiyel yoğunluk fonksiyonu ile prizmatik bir kütlenin gravite bağıntısı kapalı formda üretilememiştir. Bu nedenle, bu fonksiyonun seriye açılmış hali olan kuadratik yoğunluk fonksiyonu ve ayrı bir fonksiyon olan hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ile ters çözüm gerçekleştirilmiştir.

Ters çözüm için prizmaların başlangıç derinlikleri, sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanarak belirlenmiştir. Bu derinlikler, gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farklara dayanarak, ters çözüm yöntemleri ile düzeltilmiştir. Yöntemler teorik modeller üzerinde denenerek, Aydın-Sultanhisar arazi verisine uygulanmıştır.

Ayrıca, kullanılan yoğunluk fonksiyonlarının ve ters çözüm yöntemlerinin avantaj ve dezavantajları tartışılmıştır.

INVERSE SOLUTION OF SEDIMENTARY BASIN ANOMALIES WITH VARIABLE DENSITY

Mahir IŞIK

Keywords : Sedimentary Basin, Density Function, Inverse Solution, Vertical Prism, Infinite Horizontal Slab

Abstract : Two dimensional arbitrarily shaped masses can be considered as the collection of simple geometric figures. In this case, the geological structure causing the geophysical anomaly representing by analytical expressions can be determined by the forward or inverse solution approaches.

In this study, sedimentary basins are modelled by the inverse solution approach. The variation in the density of sediments with depth is represented by exponential, quadratic and hyperbolic functions in a sedimentary basin viewed as a series of prisms juxtaposed with each other. However, the gravity equation of a prismatic mass can't be derived in a closed form using the exponential density function. Therefore, the inverse solution is achieved by the quadratic density function which is the expanded form of the exponential density function into the series and the hyperbolic density function that is a different function.

The initial depths of the prisms are obtained by using the gravity anomaly of an infinite horizontal slab for the inverse solution. These depths are improved by the inverse solution methods based on the differences between the observed and calculated anomalies. The methods are tested on theoretical models and then they are applied to Aydın-Sultanhisar field data.

Besides, the advantages and disadvantages of the used density functions and inverse solution methods are discussed.

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Gravite yöntemi, yeraltında çevresi ile arasında yoğunluk farkı bulunan jeolojik yapıların belirlemekte kullanılmaktadır. Bu yapılar genellikle, sabit bir yoğunluk farkı kullanılarak modellenmektedir.

Bu çalışmada, yoğunluk farkının derinlikle değiştiği sedimanter basenler, ters çözüm teknikleri ile modellenmeye çalışılmıştır. Çalışmalarım boyunca destek ve yardımlarını esirgemeyen danışman hocam Sayın Yrd.Doç.Dr. Hakkı ŞENEL ' e (KO.Ü.M.F.) sonsuz teşekkür ederim.

Arazi verilerinin eldesinde her türlü ilgi ve kolaylığı gösteren Sayın Jeof. Yük. Müh. Hasan KILIÇ ' a (M.T.A.), gerekli jeolojik bilgilerin derlenmesindeki katkılarından dolayı Sayın Prof.Dr. Erman ŞAMİLGİL (KO.Ü.M.F.) ve Sayın Yrd.Doç.Dr. Feyzi GÜRER 'e (KO.Ü. M.F.) şükranlarımı sunarım.

Ayrıca, çalışmam süresince gösterdikleri sabır ve anlayıştan dolayı aileme teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

a, b, c	: Kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayıları
dm	: Üç boyutlu elemanter kütle
D	: Jacobian matrisi, duyarlılık matrisi
D_L^{-1}	: Lanczos tersi
Δg_{cal}	: Hesaplanan anomali
Δg_{obs}	: Gözlenen anomali
Δg_s	: Sonsuz yatay tabakanın gravite kuvveti
$\Delta g(x)$	: Gravite kuvveti
$\Delta\rho(Z)$	: Z derinliğindeki yoğunluk farkı
$\Delta\rho_o$	: Yüzeydeki yoğunluk farkı
ΔZ	: Parametre düzeltme vektörü
I	: Birim matris
K	: Hata fonksiyonu, vektör kare uzunluğu
r	: Elemanter kütle ile gözlem noktası arasındaki uzaklık
U	: Gravite potansiyeli, logaritmik potansiyel
w	: Prizma yarı genişliği
Y_m	: Yakınsama kriteri
Z	: Sonsuz yatay tabakanın kalınlığı
Z_1	: Prizma üst derinliği
Z_2	: Prizma alt derinliği

β : Marquardt bastırma faktörü, Langrange çarpanı

γ : Evrensel gravite sabiti

λ : Derinliğin artması ile yoğunluk farkının azalımını ifade eden birim uzunluk sabiti

ρ_{max} : Maksimum yoğunluk, temel yoğunluğu

$\rho(Z)$: Z derinliğindeki tabakanın yoğunluğu

HYF : Hiperbolik yoğunluk farkı

KYF : Kuadratik yoğunluk farkı

M-HYF : Marquardt-Levenberg hiperbolik yoğunluk farkı

M-KYF : Marquardt-Levenberg kuadratik yoğunluk farkı

M.T.A. : Maden Tetkik ve Arama

ŞEKİLLER DİZİNİ

TABLOLAR DİZİNİ

1. GİRİŞ

Diğer jeofizik prospeksiyon metodlarında olduğu gibi, gravite prospeksiyonunda da temel sorun, jeofizik anomaliye neden olan kaynağı modellemektir. Modelleme, modeli belirleyen büyüklükleri yani parametreleri saptama işlemidir. Amaca uygun olarak, yapının ya fiziksel özellikleri ya da geometrisi araştırılır.

Jeofizikte problem çözümü, düz ve ters çözüm olarak ikiye ayrılır. Jeolojik bir modelden yola çıkarak, onun vereceği jeofizik tepki bulunmaya çalışılıyorsa, bu düz çözümdür. Bu işlemi gerçekleştirebilmek için, önce bir matematiksel model belirlenir. Bu matematiksel model, basit geometrilere sahip olabileceği gibi, gelişigüzel şekilli de olabilir. Basit geometrilere sahip kütlelere ilişkin matematiksel modelleri bir çok kaynakta bulmak mümkündür (Grant and West 1965, Nettleton 1971, Telford et al 1976, Erden 1979, Ergin 1985, Parasnis 1986, vs.). Gelişigüzel şekilli kütlelerin ise, formüle edilebilen geometrik yapılı bir çok kütlenin bir araya gelmesi ile meydana geldiği düşünülebilir (Talwani et al 1959, Rao 1986, Şenel 1986, Kara 1989, Rao et al 1990, Aydoğan 1992, vs.). Matematiksel model için gerekli parametreler belirlendikten sonra, modele ait jeofizik tepki sayısal olarak hesaplanabilir. Bilgisayar teknolojisinin gelişimi, bu hesaplamaların kolaylıkla yapılabilmesine imkan tanımaktadır.

Düz çözümde, modele ait tek bir anomali varken, ters çözümde, aynı jeofizik tepkiyi verebilecek birden fazla model bulunabilir. Ters çözüm işlemlerinde varolan bu belirsizliği ortadan kaldırmak için, eldeki bilgi ve varsayımlara uygun olacak, gözlenen jeofizik tepkiyi verebilecek yeraltı yapısı araştırılır. Ters çözümde model parametreleri doğrudan saptanmaya çalışılırsa, doğrusal ters çözüm yapılmış olur. Bu durumda, model tepkisi ile model parametreleri arasında doğrusal bir ilişki vardır. Doğrusal denklem sistemi çözülüp, bilinmeyen parametreler belirlenir. Doğrusal olmayan ters çözümde ise, bir başlangıç modeli seçilir. Bu başlangıç modelinin yanıtı ile gerçek veri arasındaki uyumu optimum düzeyde tutacak şekilde, parametre değişimleri incelenerek yeraltı yapısı bulunmaya çalışılır.

Doğrusal olmayan problemler için hazırlanmış belli bir algoritma yoktur. Bu tür problemlerin çözümünde en çok izlenen yol, problemi Taylor serisine açarak doğrusallaştırıp, çözümü yinelemeli (iteratif) olarak bulmaya çalışmaktır. Çözüm yinelemeli olarak yapıldığından, bir başlangıç modelinden başlanarak, her yineleme adımında model iyileştirilmeye çalışılır. Bu şartlar altında bulunan çözümler tam çözüm değil, yaklaşık bir çözümdür. Kabul edilebilir bir çözümün bulunması durumunda, belirlenen model parametreleri kullanılarak hesaplanacak model tepkisinin, gözlemsel değerlerle uyumlu olması gerekir. Bu uyumun kontrolü için bir yakınsama kriteri belirlenmelidir. Böylece, gerçek modele yaklaşma veya uzaklaşma kontrol altına alınmış olur. Bu durum, verinin kalitesine, seçilen algoritmanın özelliğine ve başlangıç modelinin gerçek modele ne kadar yakın olduğuna bağlıdır. Ayrıca yineleme durumlarında, özdeğerlerin küçülmesi ya da sıfır olması, matris tersinin alınamamasına neden olduğundan ters çözümde sorun yaratır. Jeofizikte ters çözümün teorik temelleri, Jackson (1972), Wiggins (1972), Bott (1973), Lines and Treitel (1984), Menke (1984) ve daha birçok yazar tarafından ele alınmıştır.

Jeofizik bir anomaliyi, yeraltı jeolojik yapısının geometrisinin yanı sıra ortamın fiziksel özellikleri de etkiler. Gravite yönteminde etkin fiziksel büyüklük yoğunluktur. Gravite anomalileri yeraltı jeolojisindeki yoğunluk farkından ileri geldiğinden, gravite haritasındaki her anomali aranan yapıya ait olmayabilir. Yeraltı jeolojisinin ve yoğunluk farklarının iyi bilinmesi değerlendirmede önemli rol oynar. Sedimanter kayaçlar, volkanik ve metamorfik kayaçlardan daha düşük yoğunluklara sahiptir. Sedimanter kayaçların yoğunlukları, basınç, sıkılaşma (compaction), porozite, yaş, derinlik gibi etkenlere bağlı olarak değişiklik gösterir. Örneğin, derinlik ile yoğunluk arasında eksponansiyel bir ilişki vardır (Athy 1930). Derinlik arttıkça yoğunluk farkının eksponansiyel olarak azaldığı düşünülebilir. Bu düşünceden yola çıkarak, Cordell (1973), Chai and Hinze (1988), Rao et al (1993) sedimanter basenleri modellemeye çalışmışlardır.

Jeofizikte modelleme üzerine pek çok inceleme ve araştırma yapılmıştır. Backus and Gilbert (1967), jeofizikte ters çözüm problemlerine temel oluşturan teoriler geliştirmiş ve bunlara ait uygulamalar sunmuşlardır. Murthy and Rao (1979), yoğunluk farkının eksponansiyel değişimini, poligonal bir model üretip her bir parçasında yoğunluk farkının lineer olarak azaldığını kabul ederek bulmuşlardır. Chavez and Garland (1983), Backus-Gilbert ters çözüm yönteminden yararlanarak, gelişigüzel şekilli yapıları yorumlamışlardır. Last and Kübik (1983), kütlenin hacmini en küçüğe indirgeyerek yeraltı yoğunluk dağılımını hesaplamışlardır. Menichetti and Guillen (1983), genelleştirilmiş ters çözüm metodunu kullanarak, iki buçuk boyutlu gelişigüzel yapıların gravite ve magnetik yorumunu yapmışlardır. Rao (1986), yoğunluk farkının değişimini, kuadratik bir fonksiyon ile göstererek sedimanter basenleri modellemiştir. Sarı ve Ergün (1988), Last-Kübik ters çözüm metodunu Aydın-Germencik sahasına uygulamışlardır. Litinsky (1989), sedimanter bir basenin gravite anomalisini, efektif hiperbolik yoğunluk farkı kavramını kullanarak yorumlamıştır. Rao (1990), kuadratik yoğunluk fonksiyonu kullanarak, asimetrik trapezoidal model ile sedimanter basenleri incelemiştir. Rao et al (1990), yine kuadratik yoğunluk fonksiyonu ile iki buçuk ve üç boyutlu prizmatik kütleler kullanarak, Los Angeles baseninin yapısını araştırmışlardır. Mickus and Peeples (1992), Backus-Gilbert ters çözüm yöntemini kullanarak, sedimanter basenlerin gravite ve magnetik yorumunu yapmışlardır. Barbosa and Silva (1994), Last-Kübik ters çözüm metodunu çok yönlülük kavramı ile geliştirerek, yeraltı yoğunluk dağılımını incelemişlerdir. Rao et al (1994), poligonal model yaklaşımı ile bir ters çözüm metodu geliştirerek, potansiyel alan verilerini yorumlamışlardır. Bear et al (1995), Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniğini geliştirerek, yeraltı yoğunluk dağılımını üç boyutlu olarak hesaplamışlardır.

Bu çalışmada ise, çeşitli yoğunluk fonksiyonları kullanılarak, sedimanter basenlerin modellemesi yapılmıştır. Modelleme yapılırken basenin, yanyana birbirine bitişik prizmatik kütlelerden oluştuğu ve prizma üst derinliklerinin yeryüzünde olduğu kabul edilmiştir. Ters çözüm yöntemleri ile prizmaların alt derinlikleri tespit edilmiştir. Yöntemler, teorik modeller üzerinde denenerek, Aydın-Sultanhisar arazi verisine uygulanmıştır.

2. SEDİMANTER KAYAÇLAR ve YOĞUNLUK-DERİNLİK İLİŞKİSİ

Her çeşit kayacın her çeşit şartlar altında fiziksel, kimyasal ve biyolojik bozunma ve dağılması, daha sonra da olduğu yerde kalması veya değişik yollarla taşınarak belirli bir yerde çökelmesinden meydana gelen malzemeye sediman denir. Meydana gelen sedimanların taneler arası boşlukları bağlayıcı çimento veya matriks malzemesi ile dolarak, değişen zaman süresi içinde sıkışarak ve pekişerek oluşabilen kayaçlara da sedimanter kayaç adı verilir (Üşenmez 1985).

Sedimanter kayaçların yoğunluğu, özellikle porozite ve derinlik ile yakından ilgilidir. Sedimanter basenlerde, sedimentlerin yoğunluğu, yaklaşık olarak eksponansiyel bir kurala göre derinlikle artar (Athy 1930). Derinliğin artmasıyla beraber basıncın da artması sonucu sedimentler içinde sıkılaşma olmakta ve sedimentler ile çevre kayaçlar arasındaki yoğunluk farkı azalmaktadır (Cordell 1973). Yoğunluk farkındaki bu azalmayı matematiksel bir formülasyonla kesin olarak belirlemek, stratigrafik tabakalanma, fasiyes değişimleri, diyajenez, tektonik evrim, sedimantasyon ve basınç nedeniyle sıkılaşma (compaction) etkileri yüzünden, çok zordur. Bununla birlikte, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisine, yoğunluk fonksiyonları kullanılarak bir yaklaşım yapılabilir.

2.1. Eksponansiyel Yoğunluk Fonksiyonu

Sedimanter basanlerde, yoğunluk-derinlik ilişkisi, eksponansiyel bir fonksiyon ile gösterilebilir (Athy 1930);

$$\rho(Z) = \Delta\rho_o e^{-\lambda Z} + \rho_{max} \quad (2.1)$$

Burada $\rho(Z)$; Z derinliğindeki takakanın yoğunluğu, $\Delta\rho_o$; yüzeydeki yoğunluk farkı, ρ_{max} ; maksimum yoğunluk ki bu, temelin yoğunluğu olarak düşünülebilir ve λ ; derinliğin artması ile yoğunluk farkının azalımını ifade eden birim uzunluk sabitidir. Z=0 derinliğinde ;

$$\rho(0) = \Delta\rho_o + \rho_{max} \quad (2.2)$$

olur.

Z derinliğindeki $\Delta\rho(Z)$ yoğunluk farkı için formül,

$$\Delta\rho(Z) = \Delta\rho_o e^{-\lambda Z} \tag{2.3}$$

haline gelir. Bu ifade, uzay domeninde herhangi bir geometrik veya rastgele yapının gravite bağıntısının kapalı formda üretilmesinde kullanılamaz (Rao 1990).

2.2. Kuadratik Yoğunluk Fonksiyonu

Uzay domeninde geometrik veya rastgele bir yapının gravite bağıntısının kapalı formda üretilmesinde, (2.3) nolu ifade ile verilen eksponansiyel fonksiyon uygun olmadığı için, ancak bu fonksiyon seriye açılarak kullanılabilir. Maclaurin serisinde üçüncü ve daha yüksek mertebeden türevli terimler gözardı edilirse ;

$$\Delta\rho(Z) = a + bZ + cZ^2 \tag{2.4}$$

biçiminde yeni bir fonksiyon elde edilir ki bu ve buna benzer fonksiyonlara kuadratik fonksiyonlar adı verilir (Hudson and Lipka 1940).

Burada $\Delta\rho(Z)$; Z derinliğindeki yoğunluk farkı, a, b, c ; kuadratik yoğunluk fonksiyonu katsayılarıdır. Bu katsayılar, yoğunluk farkı-derinlik verilerine en küçük kareler yaklaşımı uygulanarak saptanabilir. Derinliğe bağlı yoğunluk farkı verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalarından veya sondaj verilerinden elde edilebilir.

Yoğunluk farkının derinlikle kuadratik olarak değiştiği bir ortamda, N adet derinlik noktasında yoğunluk farkı değerleri elde edilmiş olsun. Böylece, i=1,2,......,N olmak üzere herhangi bir i derinlik noktasındaki yoğunluk farkı, $\Delta\rho(Z)$ yerine y_i yazılarak,

$$y_i = a + bZ + cZ^2 \tag{2.5}$$

biçiminde ifade edilebilir. Bu ifade, kapalı matris formunda,

$$Gk=y \tag{2.6}$$

biçiminde yazılabilir. Açık matris formunda;

$$\begin{bmatrix} 1 & Z_1 & Z_1^2 \\ 1 & Z_2 & Z_2^2 \\ . & . & . \\ . & . & . \\ 1 & Z_N & Z_N^2 \end{bmatrix} . \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ . \\ . \\ y_N \end{bmatrix} \tag{2.7}$$

biçimindedir. En küçük kareler çözümü için, G^TG matris çarpımı ,

$$G^TG = \begin{bmatrix} 1 & 1 & . & . & 1 \\ Z_1 & Z_2 & . & . & Z_N \\ Z_1^2 & Z_2^2 & . & . & Z_N^2 \end{bmatrix} . \begin{bmatrix} 1 & Z_1 & Z_1^2 \\ 1 & Z_2 & Z_2^2 \\ . & . & . \\ . & . & . \\ 1 & Z_N & Z_N^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & \Sigma Z_i & \Sigma Z_i^2 \\ \Sigma Z_i & \Sigma Z_i^2 & \Sigma Z_i^3 \\ \Sigma Z_i^2 & \Sigma Z_i^3 & \Sigma Z_i^4 \end{bmatrix} \tag{2.8}$$

olarak yazılabilir. Burada G^T ; G matrisinin transpozesini göstermektedir. G^Ty ifadesi de,

$$G^Ty = \begin{bmatrix} 1 & 1 & . & . & 1 \\ Z_1 & Z_2 & . & . & Z_N \\ Z_1^2 & Z_2^2 & . & . & Z_N^2 \end{bmatrix} . \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ . \\ . \\ y_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Sigma y_i \\ \Sigma Z_i y_i \\ \Sigma Z_i^2 y_i \end{bmatrix} \tag{2.9}$$

şeklindedir. Böylece, $k=(G^TG)^{-1}G^Ty$ formundaki en küçük kareler çözümü;

$$k = (G^TG)^{-1}G^Ty = \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & \Sigma Z_i & \Sigma Z_i^2 \\ \Sigma Z_i & \Sigma Z_i^2 & \Sigma Z_i^3 \\ \Sigma Z_i^2 & \Sigma Z_i^3 & \Sigma Z_i^4 \end{bmatrix}^{-1} . \begin{bmatrix} \Sigma y_i \\ \Sigma Z_i y_i \\ \Sigma Z_i^2 y_i \end{bmatrix} \tag{2.10}$$

olarak elde edilir. Burada, $(G^TG)^{-1}$ ifadesi matris tersini göstermektedir. Böylece, (2.10) ifadesinden bilinmeyen a, b ve c katsayıları bulunabilir.

2.3. Hiperbolik Yoğunluk Fonksiyonu

Sedimanter basanlerde, derinlikle yoğunluğun değişimine, hiperbolik bir fonksiyon ile de yaklaşım yapılabilir (Litinsky 1989);

$$\rho(Z) = \Delta\rho_o \frac{\lambda^2}{(Z+\lambda)^2} + \rho_{max} \tag{2.11}$$

Burada $\rho(Z)$; Z derinliğindeki takakanın yoğunluğu, $\Delta\rho_o$; yüzeydeki yoğunluk farkı, ρ_{max} ; maksimum yoğunluk ki bu, temel yoğunluğu olarak kabul edilebilir ve λ ; derinliğin artması ile yoğunluk farkının azalımını ifade eden birim uzunluk sabitidir. Z=0 derinliğinde ;

$$\rho(0) = \Delta\rho_o + \rho_{max} \tag{2.12}$$

olur.

Z derinliğindeki $\Delta\rho(Z)$ yoğunluk farkı için formül,

$$\Delta\rho(Z) = \frac{\Delta\rho_o \lambda^2}{(Z+\lambda)^2} \tag{2.13}$$

şeklini alır. (2.13) nolu ifadede λ ve $\Delta\rho_o$ bilinmeyenleri, yoğunluk farkı-derinlik verilerine en küçük kareler yaklaşımı uygulanarak saptanabilir. Bu yoğunluk farkı-derinlik verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalarından veya sondaj verilerinden elde edilebilir.

Yoğunluk farkının derinlikle hiperbolik olarak değiştiği bir ortamda, N adet derinlik noktasında yoğunluk farkı değerleri elde edilmiş olsun. Böylece, i=1,2,......,N olmak üzere herhangi bir i derinlik noktasındaki yoğunluk farkı, (2.13) nolu ifade düzenlenerek;

$$\lambda\sqrt{\Delta\rho_o} - \lambda\sqrt{\Delta\rho(Z_i)} = Z_i\sqrt{\Delta\rho(Z_i)} \tag{2.14}$$

biçiminde ifade edilebilir. (2.14) nolu ifadede $a = \lambda\sqrt{\Delta\rho_o}$, $b = \lambda$, $y_i = Z_i\sqrt{\Delta\rho(Z_i)}$ yazılarak yeni ifade,

$$a - b\sqrt{\Delta\rho(Z_i)} = y_i \tag{2.15}$$

elde edilir. Bu ifade, $\sqrt{\Delta\rho(Z_i)} = s_i$ yazılarak, kapalı matris formunda,

$$Gk=y \tag{2.16}$$

biçiminde yazılabilir. Açık matris formunda;

$$\begin{bmatrix} 1 & -s_1 \\ 1 & -s_2 \\ . & . \\ . & . \\ 1 & -s_N \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ . \\ . \\ y_N \end{bmatrix} \tag{2.17}$$

biçimindedir. En küçük kareler çözümü için, G^TG matris çarpımı,

$$G^TG = \begin{bmatrix} 1 & 1 & . & . & 1 \\ -s_1 & -s_2 & . & . & -s_N \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & -s_1 \\ 1 & -s_2 \\ . & . \\ . & . \\ 1 & -s_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & -\sum s_i \\ -\sum s_i & \sum s_i^2 \end{bmatrix} \tag{2.18}$$

olarak yazılabilir. Burada G^T ; G matrisinin transpozesini göstermektedir. G^Ty ifadesi de,

$$G^Ty = \begin{bmatrix} 1 & 1 & . & . & 1 \\ -s_1 & -s_2 & . & . & -s_N \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ . \\ . \\ y_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum y_i \\ -\sum s_i y_i \end{bmatrix} \tag{2.19}$$

şeklindedir. Böylece, $k=(G^TG)^{-1}G^Ty$ formundaki en küçük kareler çözümü;

$$k = (G^TG)^{-1}G^Ty = \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} N & -\sum s_i \\ -\sum s_i & \sum s_i^2 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} \sum y_i \\ -\sum s_i y_i \end{bmatrix} \tag{2.20}$$

olarak elde edilir. Burada, $(G^TG)^{-1}$ ifadesi matris tersini göstermektedir. Böylece, λ ve $\Delta\rho_o$ bilinmeyenleri, $\lambda = b$ ve $\Delta\rho_o = (a/b)^2$ ifadelerinden bulunabilir.

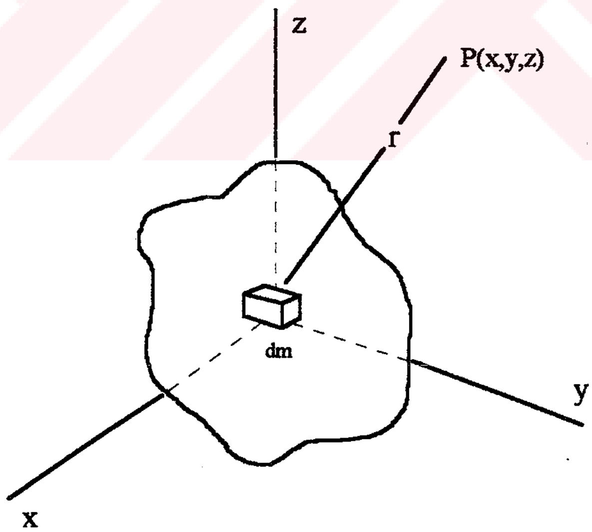
3. İKİ BOYUTLU YAPILARIN GRAVİTE ANOMALİLERİ

Gelişigüzel şekle sahip bir kütlenin gravite anomalisini hesaplayabilmek için, basit geometrik şekillerden (küre, silindir, dayk vb.) yararlanılır. Önce bir dm elemanter kütlesinin gravite alanı hesaplanır, daha sonra tüm kütleye uygulanır. Kütle düzgün bir geometriye sahipse uygulama analitik olarak, düzensiz bir şekle sahipse sayısal yöntemlerle yaklaşık olarak yapılabilir. Ayrıca, kütle basit geometrik şekilli kütlelere ayrılarak, herbirinin gravite alanı hesaplanıp, toplam kütlenin gravite alanı bulunabilir.

Üç boyutlu dm elemanter kütlesinin (Şekil 3.1), kendisinden r kadar uzaklıkta bulunan P noktasındaki gravite potansiyeli;

$$dU = \gamma \frac{dm}{r} \tag{3.1}$$

veya daha açık şekilde,



Şekil 3.1. Üç boyutlu kütle

$$dU = \gamma \Delta\rho \frac{dxdydz}{r} \tag{3.2}$$

ile verilir. Burada, γ ; evrensel gravite sabiti, $\Delta\rho$; yoğunluk farkıdır. Toplam kütlenin potansiyel ifadesi,

$$U = \gamma \Delta\rho \int_x \int_y \int_z \frac{1}{r} dxdydz \tag{3.3}$$

şeklindedir. Eğer, kütlenin y ekseni doğrultusunda sonsuza uzandığı kabul edilirse, (3.3) denklemi ile verilen potansiyel ifadesi, iki boyutlu potansiyel (logaritmik potansiyel) halini alır (Telford et al 1976). $x^2 + z^2 = r^2$ yazılarak, bu ifade,

$$U = 2\gamma \Delta\rho \int_x \int_z \log_e \left(\frac{1}{r} \right) dxdz \tag{3.4}$$

şeklinde bulunur. (3.4) nolu çekim potansiyeli bağıntısından, çekim kuvveti bağıntısına geçerken, potansiyelin z derinliğine göre değişimi incelenir ve bağıntı;

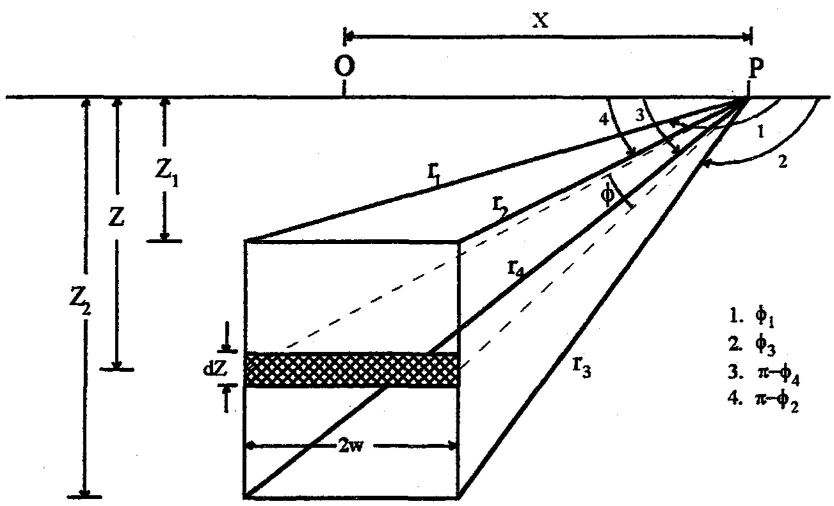
$$\Delta g(x) = \frac{\partial U}{\partial z} = -2\gamma \Delta\rho \int_x \int_z \frac{z}{r^2} dxdz \tag{3.5}$$

halini alır. Bu bağıntı, iki boyutlu yapıların gravite kuvvetlerinin hesaplanmasında kullanılan genel bir ifededir. Yapının geometrisine göre, bağıntıdaki integralin sınırları belirlenerek , yapıya ait gravite anomalisi elde edilebilir.

Düşey bir prizmanın (Şekil 3.2) , gravite bağıntısı (3.5) nolu ifadeden,

$$\Delta g(x) = 2\gamma \Delta\rho \int_{x-w}^{x+w} \int_{z_1}^{z_2} \frac{Z}{r^2} dxdZ \tag{3.6}$$

şeklinde elde edilir.



Şekil 3.2. İki boyutlu düşey prizma

Buradan,

$$\Delta g(x) = 2\gamma\Delta\rho \int_{z_1}^{z_2} \left[\arctan\left(\frac{x+w}{Z}\right) - \arctan\left(\frac{x-w}{Z}\right) \right] dZ \tag{3.7}$$

bulunur. Prizmanın $\Delta g(x)$ gravite anomalisi, Z_1 ve Z_2 derinlik sınırlarında (3.7) nolu ifadenin integre edilmesi ile hesaplanır.

3.1. Kuadratik Yoğunluk Farkı (KYF) ile Düşey Prizma ve Sonsuz Yatay Tabakanın Gravite Anomalileri

(3.7) nolu bağıntıda, $\Delta\rho(Z) = a + bZ + cZ^2$ ifadesi kullanılarak,

$$\Delta g(x) = 2\gamma \int_{z_1}^{z_2} \left\{ \left(a + bZ + cZ^2\right) \left[\arctan\left(\frac{x+w}{Z}\right) - \arctan\left(\frac{x-w}{Z}\right) \right] \right\} dZ \tag{3.8}$$

bulunur.

Terimlerin düzenlenmesi ve integrasyondan sonra, prizmanın (Şekil 3.2) gravite anomalisi;

$$\Delta g(x) = A\left[Z_2\phi_{43} - Z_1\phi_{12} + (x+w)L_{41} - (x-w)L_{32}\right] + B\left[Z_2^2\phi_{43} - Z_1^2\phi_{12} + (x-w)^2\phi_{23}\right.$$
$$\left. -(x+w)^2\phi_{14} + 2w(Z_2 - Z_1)\right] + C\left[Z_2^3\phi_{43} - Z_1^3\phi_{12} + (x-w)^3L_{32} - (x+w)^3L_{41}\right.$$
$$\left. + w(Z_2^2 - Z_1^2)\right] \tag{3.9}$$

olarak yazılabilir. Burada,

$A = 2\gamma a$

$B = \gamma b$

$C = 2\gamma c/3$

$r_1 = \left[Z_1^2 + (x+w)^2\right]^{1/2}$

$r_2 = \left[Z_1^2 + (x-w)^2\right]^{1/2}$

$r_3 = \left[Z_2^2 + (x-w)^2\right]^{1/2}$

$r_4 = \left[Z_2^2 + (x+w)^2\right]^{1/2}$

$\phi_1 = \pi/2 + \arctan\left[(x+w)/Z_1\right]$

$\phi_2 = \pi/2 + \arctan\left[(x-w)/Z_1\right]$

$\phi_3 = \pi/2 + \arctan\left[(x-w)/Z_2\right]$

$\phi_4 = \pi/2 + \arctan\left[(x+w)/Z_2\right]$

$L_{32} = \log_e \dfrac{r_3}{r_2}$

$L_{41} = \log_e \dfrac{r_4}{r_1}$

$\phi_{12} = \phi_1 - \phi_2$

$\phi_{14} = \phi_1 - \phi_4$

$\phi_{23} = \phi_2 - \phi_3$

$\phi_{43} = \phi_4 - \phi_3$

dir.

Yüzeydeki (Z_1=0) bir prizma için (3.9) nolu ifade değiştirilerek;

$$\Delta g(x) = A\left[Z_2\phi_{43} + (x+w)L_4 - (x-w)L_3\right] + B\left[Z_2^2\phi_{43} + (x-w)^2\phi_{23} - (x+w)^2\phi_{14}\right.$$
$$\left. +2wZ_2\right] + C\left[Z_2^3\phi_{43} + (x-w)^3L_3 - (x+w)^3L_4 + wZ_2^2\right] \tag{3.10}$$

elde edilir. Burada, $L_3 = \log_e\left[\dfrac{r_3}{x-w}\right]$ ve $L_4 = \log_e\left[\dfrac{r_4}{x+w}\right]$ dir.

Her bir prizmanın gravite anomalisinin hesaplanmasında, aşağıdaki hususlar göz önünde tutulmalıdır;

(i) x ' in sıfırdan farklı $(x \neq 0)$ tüm pozitif değerleri için ; $\phi_1 = \phi_2 = \pi$

(ii) x ' in sıfırdan farklı $(x \neq 0)$ tüm negatif değerleri için ; $\phi_1 = \phi_2 = 0$

(iii) x=0 için ; $\phi_1 = \pi$ ve $\phi_2 = 0$.

Kuadratik fonksiyona göre değişen yoğunluk farkına sahip, Z_2-Z_1 kalınlıklı sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisi (Δg_s), $w \rightarrow \infty$ ve $x = 0$ için (3.9) nolu ifadeden bulunabilir. Buna göre,

$$\Delta g_s = 2\pi\gamma\left[a(Z_2 - Z_1) + \frac{b}{2}(Z_2^2 - Z_1^2) + \frac{c}{3}(Z_2^3 - Z_1^3)\right] \tag{3.11}$$

olur.

Yüzeydeki Z kalınlıklı sonsuz yatay tabaka için,

$$\Delta g_s = 2\pi\gamma\left[aZ + \frac{b}{2}Z^2 + \frac{c}{3}Z^3\right] \tag{3.12}$$

dir. Bu ifade kübik bir denkleme benzediğinden, Z ' nin pozitif kökü için çözülür. Z ' nin çözümü başlangıç parametrelerinin tayini için gerektiğinden, kuadratik fonksiyonun yalnızca ilk terimi alınabilir (Rao et al 1990);

$$\Delta g_s = 2\pi\gamma a Z \tag{3.13}$$

Buradan, sonsuz yatay tabakanın kalınlığı ;

$$Z = \Delta g_s / 2\pi\gamma a \tag{3.14}$$

ile verilir. Burada, Δg_s ; mgal ve Z ; km. 'dir.

3.2. Hiperbolik Yoğunluk Farkı (HYF) ile Düşey Prizma ve Sonsuz Yatay Tabakanın Gravite Anomalileri

Düşey prizmanın gravite anomalisini veren (3.7) nolu bağıntıda, $\Delta\rho(Z) = \dfrac{\Delta\rho_o \lambda^2}{(Z+\lambda)^2}$ ifadesi kullanılarak,

$$\Delta g(x) = 2\gamma\Delta\rho_o\lambda^2 \int_{Z_1}^{Z_2}\left\{\left[\arctan\left(\frac{x+w}{Z}\right) - \arctan\left(\frac{x-w}{Z}\right)\right]\Big/(Z+\lambda)^2\right\} dZ \tag{3.15}$$

elde edilir.

Terimlerin düzenlenmesi ve integrasyondan sonra, prizmanın (Bkz. Şekil 3.2) gravite anomalisi;

$$\Delta g(x) = A\big(\theta_1 \log_e B - \theta_2 \log_e C + (\phi_1 M_2 / T_2 - \phi_2 M_1 / T_1)/(\lambda + Z_1) + (\phi_3 M_3 / T_1 - \phi_4 M_4 / T_2)/(\lambda + Z_2)\big] \tag{3.16}$$

şeklinde yazılabilir. Burada,

$$A = 2\gamma\Delta\rho_o\lambda^2 \qquad \theta_2 = (x+w)/T_2$$
$$B = Rr_2 / r_3 \qquad r_1 = \left[Z_1^2 + (x+w)^2\right]^{1/2}$$
$$C = Rr_1 / r_4 \qquad r_2 = \left[Z_1^2 + (x-w)^2\right]^{1/2}$$
$$R = (\lambda + Z_2)/(\lambda + Z_1) \qquad r_3 = \left[Z_2^2 + (x-w)^2\right]^{1/2}$$
$$M_1 = (x-w)^2 - \lambda Z_1 \qquad r_4 = \left[Z_2^2 + (x+w)^2\right]^{1/2}$$
$$M_2 = (x+w)^2 - \lambda Z_1 \qquad \phi_1 = \pi/2 + \arctan\left[(x+w)/Z_1\right]$$
$$M_3 = (x-w)^2 - \lambda Z_2 \qquad \phi_2 = \pi/2 + \arctan\left[(x-w)/Z_1\right]$$
$$M_4 = (x+w)^2 - \lambda Z_2 \qquad \phi_3 = \pi/2 + \arctan\left[(x-w)/Z_2\right]$$
$$T_1 = \lambda^2 + (x-w)^2 \qquad \phi_4 = \pi/2 + \arctan\left[(x+w)/Z_2\right]$$
$$T_2 = \lambda^2 + (x+w)^2$$
$$\theta_1 = (x-w)/T_1$$

dir.

Yüzeydeki (Z_1=0) bir prizma için (3.16) nolu ifade değiştirilerek;

$$\Delta g(x) = A\left[\theta_1 \log_e \frac{R'(x-w)}{r_3} - \theta_2 \log_e \frac{R'(x+w)}{r_4} + \left\{\frac{\phi_1}{T_2}(x+w)^2 - \frac{\phi_2}{T_1}(x-w)^2\right\}\Big/\lambda + \left\{\frac{\phi_3 M_3}{T_1} - \frac{\phi_4 M_4}{T_2}\right\}\Big/(\lambda + Z_2)\right] \tag{3.17}$$

elde edilir. Burada, $R' = (\lambda + Z_2)/\lambda$ dır.

Her bir prizmanın gravite anomalisinin hesaplanmasında, aşağıdaki hususlar göz önünde tutulmalıdır;

(i) x ' in sıfırdan farklı $(x \neq 0)$ tüm pozitif değerleri için ; $\phi_1 = \phi_2 = \pi$
(ii) x ' in sıfırdan farklı $(x \neq 0)$ tüm negatif değerleri için ; $\phi_1 = \phi_2 = 0$
(iii) x=0 için ; $\phi_1 = \pi$ ve $\phi_2 = 0$.

Hiperbolik fonksiyona göre değişen yoğunluk farkına sahip, Z_2-Z_1 kalınlıklı sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisi (Δg_s), $w \to \infty$ ve $x = 0$ için (3.16) nolu ifadeden bulunabilir. Buna göre,

$$\Delta g_s = 2\pi\gamma\Delta\rho_o\lambda^2 (Z_2 - Z_1)/(\lambda + Z_1)(\lambda + Z_2) \qquad (3.18)$$

olur.

Yüzeydeki Z kalınlıklı sonsuz yatay tabaka için,

$$\Delta g_s = 2\pi\gamma\Delta\rho_o\lambda Z/(\lambda + Z) \qquad (3.19)$$

dir. Buradan, sonsuz yatay tabakanın kalınlığı ;

$$Z = \lambda\Delta g_s/(2\pi\gamma\Delta\rho_o\lambda - \Delta g_s) \qquad (3.20)$$

ile verilir. Burada, Δg_s ; mgal ve Z ; km. 'dir.

4. SEDİMANTER BASENLERİN KYF ve HYF ile MODELLENMESİ

Derinlikle yoğunluk farkının değiştiği sedimanter basenler, KYF ve HYF kavramı kullanılarak, gravite anomalilerinden modellenebilir. Belirli derinliklerde sedimentlerin temele göre yoğunluk farkı değerleri bilinirse, (2.4) nolu ifade kullanılarak a, b, c bilinmeyenleri ve (2.13) nolu ifade kullanılarak λ ve $\Delta\rho_o$ bilinmeyenleri bulunabilir.

Basen, birbirine bitişik iki boyutlu düşey prizmalar dizisi olarak düşünülmüştür. Prizmaların genişlikleri gözlem aralığına eşittir. Yüzeydeki bir basen için, tüm prizmaların üst derinlikleri yeryüzünde kabul edilir. Böylece modelleme problemi, m tane prizma alt derinliğinin bulunması halini almış olur. Burada, m gözlem sayısıdır. Başlangıç olarak, her gözlem noktası altındaki prizmaların yaklaşık derinlikleri, KYF kavramı için (3.14) nolu bağıntı ile, HYF kavramı için (3.20) nolu bağıntı ile bulunur. Her gözlem noktasında bu prizmaların gravite değerleri (3.10) ve (3.17) nolu bağıntılar ile hesaplanır ve bu değerlerin toplamı, basenin toplam gravite anomalisini (Δg_{cal}) verir. $\Delta g_{obs}(i)$ gözlenen anomaliler ile $\Delta g_{cal}(i)$ hesaplanan anomaliler arasındaki farklar, prizma derinliklerinin düzeltilmesinde kullanılır;

KYF için;

$$Z_i^{(k+1)} = Z_i^{(k)} + E_i/(2\pi\gamma a) \quad , \tag{4.1}$$

HYF için;

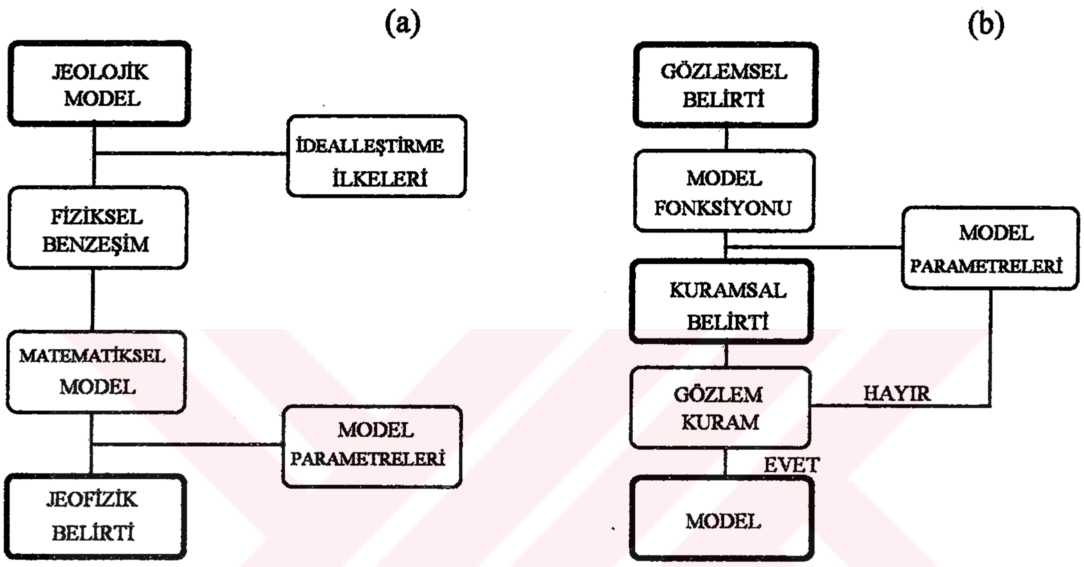
$$Z_i^{(k+1)} = Z_i^{(k)} + E_i\lambda/(2\pi\gamma\Delta\rho_o\lambda - E_i) \tag{4.2}$$

dir. Burada, (i=1,2,......,m), $E_i = \Delta g_{obs}(i) - \Delta g_{cal}(i)$ ve k ; iterasyon sayısıdır.

Prizma derinliklerinin düzeltilmesi işlemi, istenilen iterasyon sayısına ulaştığında veya anomalilerin karelerinin toplamı birbirine oldukça yaklaştığı anda durdurulur. Burada, bu yakınsama kriteri, Y_m= 0.00025.m olarak alınmıştır.

5. MODELLEMEDE DÜZ ve TERS ÇÖZÜM YÖNTEMLERİ

Jeofizik problemlerinin çözümü iki yolla mümkün olmaktadır. Bunlardan birincisi; jeolojik bir modelden yola çıkarak onun vereceği jeofizik belirtiyi bulmayı amaçlayan düz çözüm, ikincisi ise; jeofizik belirtiden hareketle jeolojik model belirlemeye yönelik ters çözüm yöntemleridir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1.a. Düz problem çözümü, b. Ters problem çözümü (Canıtez 1992)

Jeofizik problemlerin bir kısmında; ters çözüm için belirlenen model fonksiyonlarında, model tepkisi ile model parametreleri arasında doğrusal bir ilişki vardır. Modele ait parametreler, model fonksiyonunun bilinmeyenlerini oluştururlar. Bu parametrelerin, model fonksiyonunda yerine konulması ile yapılan yaklaşım düz problem çözümüdür. Düz problem çözümü, model tepkisi hesaplamayı hedeflediğinden, ters çözüm aşamalarında gerekli bir unsurdur.

Ters çözümde, gözlemsel değerler ile hesaplanan değerler arasındaki farkların karelerinin toplamını minimuma götüren parametre değişiklikleri, eski parametrelere eklenerek yeni parametreler bulunabilir. Bu işlem, gözlemsel değerler ile hesaplanan değerler arasındaki farkın, önceden belirlenen yakınsama (durma) kriterinin altına düşünceye kadar yinelenir. Ters çözüm yöntemlerinde problemleri, m adet gözlemsel veri, n adet parametre ve r adet özdeğere (eigenvalue) bağlı olarak dört türlü irdelemek mümkündür (Akgün 1987);

1. Bağımsız ve tam tanımlı düzen (m=n=r) : Gözlem sayısı bilinmeyen parametre sayısına eşittir. Sistemin tek bir çözümü vardır. Bu tür sistemlere tam tanımlı sistem adı verilir.
2. Kısıtlı ve tam tanımlı düzen (r=n<m) : Gözlem sayısı bilinmeyen parametre sayısından fazladır. Bu tür sistemlere aşırı tanımlı sistemler denir.
3. Bağımsız ve eksik tanımlı düzen (r=m<n) : Gözlem sayısı bilinmeyen parametre sayısından azdır. Bu tür sistemler eksik tanımlı sistemler olarak bilinir. Sistemin çözümü bazı kısıtlar altında bulunabilir.
4. Kısıtlı ve eksik tanımlı düzen (r<m ve n) : Bu tür sistemler, seyrek sistemler olarak adlandırılır. Sistemin çözümü m ve n değerlerine bağlı olarak, özel algoritmalar ile yapılabilir.

Gözlemsel değerler ile hesaplanan değerler arasındaki farkların karelerinin toplamını minimize eden doğrusal olmayan iterasyon yöntemlerinden;

a) Gauss-Newton yöntemi: Kesilmiş Taylor serisini kullanmakta olup parametreleri lineer kabul etmektedir. Parametrelerin lineer kabul edilmesi için çok iyi bir modelden başlamak gerekmektedir.
b) Gradyen yöntemi: En küçük kareler fonksiyonunun en hızlı azalma yönü ile ilgili olan gradyenini hesaplamakta ve parametreleri bu yönde düzeltmektedir. Herhangi bir başlangıç modelinden çözüme ulaşmak mümkündür. Ancak, son iterasyonlarda çözüme yaklaşma hızı oldukça düşmektedir.
c) Marquardt-Levenberg yöntemi: Gauss-Newton yöntemi ile Gradyen yöntemi arasında bir interpolasyon yaptığından ve çözüme en kısa zamanda en az iterasyonla ulaştığından etkin bir yöntem olarak dikkat çekmektedir (Erol 1978).

5.1. Marquardt-Levenberg Ters Çözüm Tekniği

Gözlemsel veriler (m adet),

$$G_i = (g_1 , g_2 ,\ldots\ldots, g_m) \tag{5.1}$$

model parametreleri (n adet),

$$Z_k = (z_1 , z_2 ,\ldots\ldots, z_n) \tag{5.2}$$

biçiminde yazılırsa, model parametreleri ile gözlemsel veriler arasında,

$$G_i = D_i(Z_k) \tag{5.3}$$

şeklinde bir ilişki olur (Pedersen 1977). Burada, D ; n x m boyutlu duyarlılık veya Jacobian matrisidir. Gözlem değerleri ile model parametreleri arasında doğrusal bir ilişki varsa (5.3) nolu ifade;

$$G_i = D_{ik}(Z_k) \tag{5.4}$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntının matris formunda kapalı yazılımı,

$$G=DZ \tag{5.5}$$

şeklindedir. Bu denklemden model parametreleri,

$$Z = D^{-1}G \tag{5.6}$$

olarak bulunabilir. Eğer (5.3) nolu ifadedeki ilişki doğrusal değilse; başlangıç parametreleri Z^o ve model fonksiyonu M olmak üzere, Taylor serisi kullanılarak;

$$G_i = M_i(Z_k^o) + \sum_{k=1}^{n} \frac{\partial M_i}{\partial Z_k} \Delta Z_k + \sum_{k=1}^{n} \frac{\partial^2 M_i}{\partial Z_k^2} \Delta Z_k^2 + ... \tag{5.7}$$

doğrusallık sağlanır. Bu ifadede, ikinci ve daha yüksek mertebeden türevli terimler gözardı edilirse;

$$G_i = M_i(Z_k^o) + \sum_{k=1}^{n} \frac{\partial M_i}{\partial Z_k} \Delta Z_k \tag{5.8}$$

olur. Burada; $M_i(Z_k^o)$ 'ya M_i^o ve $\frac{\partial M_i}{\partial Z_k}$ 'ya da D_{ik} denilirse,

$$G_i = M_i^o + D_{ik}\Delta Z_k \tag{5.9}$$

olur.

Gözlemsel veriler ile teorik değerler arasındaki fark,

$$G_i - M_i^o = \Delta G_i \tag{5.10}$$

olarak yazılırsa, (5.8) nolu denklem;

$$\Delta G_i = D_{ik} \Delta Z_k \tag{5.11}$$

matris eşitliği halini alır. Bu bağıntının açık gösterimi;

$$\begin{bmatrix} G_1 - M_1^o \\ G_2 - M_2^o \\ . \\ . \\ G_m - M_m^o \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial M_1}{\partial Z_1} & \frac{\partial M_1}{\partial Z_2} & . \; . & \frac{\partial M_1}{\partial Z_n} \\ . & . & . \; . & . \\ \frac{\partial M_m}{\partial Z_1} & \frac{\partial M_m}{\partial Z_2} & . \; . & \frac{\partial M_m}{\partial Z_n} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta Z_1 \\ \Delta Z_2 \\ . \\ . \\ \Delta Z_n \end{bmatrix} \tag{5.12}$$

şeklindedir. Kapalı olarak ise;

$$\Delta G = D \Delta Z \tag{5.13}$$

biçiminde yazılabilir. Bu denklemin (5.5) nolu denkleme benzediği görülmektedir. Ters çözüm işlemi sırasında, model parametrelerine eklenecek parametre düzeltme (ΔZ) değerlerini bulmak için, başlangıç parametrelerine göre hesaplanan M_i^o teorik değerlerinin ve kısmi türevlerin her yineleme aşamasında hesaplanması gerekir.

Model fonksiyonu Taylor serisine açılarak ulaşılan çözümlerde; iki veya daha yüksek dereceli terimler gözardı edildiği için, sistemde bir hata oluşacaktır. Her bir ölçüm noktasındaki, gözlemsel veri ile hesaplanan teorik veri değerleri arasındaki hataların toplamı, bir h hata vektörü ile gösterilebilir. Bir vektörün kare uzunluğu (K), transpozesi ile kendisinin çarpımına veya bileşenlerinin karelerinin toplamına eşit olacağından,

$$K = h^T h = \sum_{i=1}^{m} h_i^2 \tag{5.14}$$

yazılabilir. Bu eşitliğe istatistikte L_2 normu denilir. Bu norma göre ideal çözümün sağlanmasına ise, En Küçük Kareler Yöntemi adı verilir. Gözlemsel veri ile teorik veri arasındaki hatayı h ile gösterirsek,

$$G_i - M_i = h_i \tag{5.15}$$

yazılabilir. (5.9) nolu bağıntı dikkate alınarak, model fonksiyonunun teorik cevabı;

$$M_i = M_i^o + D_{ik} Z_k \tag{5.16}$$

şeklinde verilebilir. (5.16) nolu ifade (5.15) nolu bağıntıda yerine yazılırsa,

$$G_i - (M_i^o + D_{ik} \Delta Z_k) = h_i \tag{5.17}$$

olur. Bağıntı düzenlenirse,

$$G_i - M_i^o = D_{ik} \Delta Z_k + h_i \tag{5.18}$$

halini alır. $G_i - M_i^o$ yerine ΔG_i yazılırsa,

$$\Delta G_i = D_{ik} \Delta Z_k + h_i \tag{5.19}$$

elde edilir. Bu bağıntının matris gösterimi;

$$\Delta G = D \Delta Z + h \tag{5.20}$$

şeklindedir. En küçük kareler yaklaşımında hatanın; ΔZ ' ye göre minimum olması istenir. (5.20) nolu bağıntıdan hata vektörü;

$$h = \Delta G - D \Delta Z \tag{5.21}$$

olarak bulunur. (5.14) nolu ifade kullanılarak;

$$K = h^T h = (\Delta G - D\Delta Z)^T (\Delta G - D\Delta Z) \tag{5.22}$$

elde edilir. Bu ifadenin minimum olması için K ' nın ΔZ ' ye göre kısmi türevlerinin sıfıra eşitlenmesi gerekir;

$$\frac{\partial K}{\partial \Delta Z} = \frac{\partial}{\partial \Delta Z}\left[(\Delta G - D\Delta Z)^T (\Delta G - D\Delta Z)\right] = 0 \tag{5.23}$$

olur. Buradan,

$$D^T D \, \Delta Z^T = D \Delta G^T \tag{5.24}$$

elde edilir. Her iki tarafin transpozesi alınarak;

$$\Delta Z = (D^T D)^{-1} D^T \Delta G \qquad (5.25)$$

bulunur. Bu ifade, Gauss-Newton veya kısıtsız en küçük kareler çözümü adını alır. Burada, $D_L^{-1} = (D^T D)^{-1} D^T$ şeklinde bir ters matris tanımlanır ki buna Lanczos tersi adı verilir (Lanczos 1961). D_L^{-1} ' in hesaplanabilmesi için, matrisin kare matris olması, determinantının sıfır ya da sıfıra yakın olmaması, yani özdeğerlerinin sıfıra yaklaşmaması gerekir. (5.25) nolu ifadede verilen $D^T D$ 'nin yaklaşık tekil değerler alması, ΔZ çözüm vektörünün elemanlarının büyümesine yani ıraksak bir çözüme yol açabilir. Bu sorunu ortadan kaldırmak için; ΔZ parametre düzeltme vektörünün elemanlarının enerjisini, ΔZ_o^2 gibi bir sonlu nicelik ile sınırlamak amacıyla, bir kısıtlama koşulu konur. Bu sayede parametre düzeltme vektörü her iterasyonda iyileştirilmektedir. Bu yaklaşım, Levenberg (1944) tarafindan verilmiş, daha sonra ise Marquardt (1963) tarafindan ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Kısıtlı en küçük kareler çözümü, Langrange çarpanları probleminin çözümünü gerektirir. Bu problemde, (5.22) nolu bağıntı ile verilen $h^T h$ ifadesi $\Delta Z^T \Delta Z = \Delta Z_o^2$ koşuluna göre minimum yapılır. Buna göre;

$$K = h^T h + \beta(\Delta Z^T \Delta Z - \Delta Z_o^2) \qquad (5.26)$$

yazılır. Burada, β; Langrange çarpanıdır. Bu bağıntı,

$$K = (\Delta G - D\Delta Z)^T (\Delta G - D\Delta Z) + \beta(\Delta Z^T \Delta Z - \Delta Z_o^2) \qquad (5.27)$$

olarak da gösterilebilir. Bu bağıntı açılıp, ΔZ 'ye göre türevi alınarak sıfıra eşitlenirse;

$$\frac{\partial K}{\partial \Delta Z} = D^T D \ \Delta Z^T - D\,\Delta G^T + \beta\,\Delta Z^T = 0 \qquad (5.28)$$

bulunur. Bu ifade tekrar düzenlenirse,

$$\Delta Z^T (D^T D + \beta I) = D\,\Delta G^T \qquad (5.29)$$

elde edilir. Burada, I ; birim matrisi göstermektedir. Her iki tarafin transpozesi alınarak;

$$\Delta Z = (D^T D + \beta I)^{-1} D^T \Delta G \qquad (5.30)$$

bulunur. Burada, β; Marquardt bastırma faktörü olarak adlandırılır. (5.30) nolu bağıntıda görüldüğü gibi, $D^T D$ esas köşegeni üzerindeki sıfır veya sıfıra çok yakın olan değerlere βI gibi bir köşegen matris eklenmektedir. Böylece tekil değer sorununa bir çözüm sunulmaktadır.

5.2. Sedimanter Basen Verilerinin Ters Çözümü

Yoğunluk farkının artan derinlikle azaldığı sedimanter basenler üzerinde bir profil boyunca, profil altındaki ortamın birbirine bitişik iki boyutlu prizmalardan oluştuğu kabul edilir. Prizmaların genişlikleri gözlem aralığına eşit olup, üst derinlikleri yeryüzündedir. Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniği ile, her bir gözlem noktası altındaki prizmaların alt derinlikleri hesaplanarak, basen sınırları belirlenebilir. Marquardt-Levenberg tekniği kullanılarak yapılan ters çözüm işleminde bilinmeyen parametrelerin belirlenmesi iteratif olarak yapılmaktadır. Profil üzerinde yer alan gözlem noktalarının altındaki prizmaların alt derinlikleri, bilinmeyen parametrelerdir. Gözlem sayısına eşit sayıda parametre olduğundan problem tam tanımlı bir sistemdir.

Önce, kuyu logu veya sismik çalışmalarından veya sondaj bilgilerinden elde edilen, yoğunluk farkı - derinlik verileri kullanılarak, (2.4) ve (2.13) nolu ifadeler yardımıyla; kuadratik fonksiyon katsayıları (a, b, c) ve hiperbolik fonksiyon sabitleri (λ, $\Delta\rho_o$) bulunur. Bu bilinmeyenlerin bulunmasından sonra, (3.14) ve (3.20) nolu bağıntılarla prizmaların alt derinlikleri başlangıç parametreleri olarak belirlenir. Başlangıç parametreleri, (3.10) ve (3.17) bağıntılarında kullanılarak hesaplanan anomali ($\Delta g_{cal}(i)$) elde edilir. $\Delta g_{obs}(i)$, gözlenen anomali olmak üzere;

$$K_u = \sum_{i=1}^{m} \left(\Delta g_{obs}(i) - \Delta g_{cal}(i) \right)^2 \quad , \; (u = 1, 2) \qquad (5.31)$$

bir hata fonksiyonu yazılabilir. Burada, m; gözlem sayısıdır. Bu fonksiyon, Marquardt-Levenberg tekniği ile minimize edilmeye çalışılır (Press et al 1986). Problemin denklem sistemi,

$$\sum_{k=1}^{m} \sum_{i=1}^{m} \frac{\partial \Delta g(i)}{\partial Z_j} \frac{\partial \Delta g(i)}{\partial Z_k} (1 + \delta_{jk}\beta) dZ_k = \sum_{i=1}^{m} \left[\Delta g_{obs}(i) - \Delta g_{cal}(i) \right] \frac{\partial \Delta g(i)}{\partial Z_j} \qquad (5.32)$$

şeklinde verilir. Burada, β ; bastırma faktörü, Z_k ; bilinmeyen derinlik parametreleri, dZ_k ; k. parametrenin artış veya azalımı ve j=1, 2, ...,m olmak üzere, $\delta_{jk} = \begin{cases} 1 & j = k \\ 0 & j \neq k \end{cases}$ dır.

Model tepki fonksiyonunun bilinmeyen parametrelere göre kısmi türevlerini içeren $m \times m$ boyutlu Jacobian matris;

$$D_{ik} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \Delta g_1}{\partial Z_1} & \frac{\partial \Delta g_1}{\partial Z_2} & \cdot\ \cdot & \frac{\partial \Delta g_1}{\partial Z_m} \\ \frac{\partial \Delta g_2}{\partial Z_1} & \frac{\partial \Delta g_2}{\partial Z_2} & \cdot\ \cdot & \frac{\partial \Delta g_2}{\partial Z_m} \\ \cdot & \cdot & \cdot\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot\ \cdot & \cdot \\ \frac{\partial \Delta g_m}{\partial Z_1} & \frac{\partial \Delta g_m}{\partial Z_2} & \cdot\ \cdot & \frac{\partial \Delta g_m}{\partial Z_m} \end{bmatrix} \tag{5.33}$$

şeklinde verilir. Matristeki kısmi türevler, analitik veya sayısal olarak alınabilir. Sayısal olarak Z_1 parametresine göre kısmı türev şu şekilde alınır;

Sırayla Z_2, Z_3, ... Z_m parametreleri sabit kalmak üzere, önce Z_1 parametresinin değeri $0.5dZ_1$ kadar arttırılarak m adet gravite değeri elde edilir. Bu değerler, Δg_a ile gösterilir. Sonra yine diğer parametreler sabit kalmak üzere, Z_1 parametresinin değeri $0.5dZ_1$ kadar azaltılarak m adet gravite değeri elde edilir. Bu değerler de, Δg_b ile gösterilir. Böylece,

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial Z_1} = \frac{\Delta g_a - \Delta g_b}{dZ_1} \tag{5.34}$$

işlemi ile Z_1 parametresine göre kısmi türev hesaplanmış olur. Aynı işlemler diğer paremetreler için de yapılır. Parametrelere uygulanan bu küçük artım ve azalım, bu çalışmada olduğu gibi, parametrelerin 0.1 değeri ile çarpılmasıyla da elde edilebilir (Rao 1990).

Bu işlemlerle, başlangıç parametreleri düzeltilir ve (5.31) nolu ifade kullanılarak yeni bir hata fonksiyonu ($K_{u=2}$) bulunur. Bu fonksiyon önceki hata fonksiyonu ile karşılaştırılır. Eğer, $K_{u=2} \leq K_{u=1}$ ise; β bastırma faktörünün azalımı ile hata fonksiyonunun minimizasyonu, yakınsama kriterinin altına düşene kadar devam eder. Aksi durumda ise hesaplama, bastırma faktörünün artması ile düzeltilir. İşlemler bu şekilde devam ederek, çözüm iteratif olarak bulunur.

5.2.1. Yakınsama kriterinin belirlenmesi

Ters çözüm işleminde, her iterasyonda parametre düzeltme vektörü bileşenleri iyileştirilerek minimum hata içeren bir çözüm amaçlanır. Bu nedenle, (5.31) nolu ifade ile verilen hata fonksiyonu en küçük kareler kriterine göre minimize edilir. Bu amaçla en iyi model yaklaşımını sağlayarak, iterasyonu durduran bir yakınsama (durma) kriteri belirlenmelidir. Maksimum hata büyüklüğü;

$$H_{max} = \frac{10^{-t}}{2} \tag{5.35}$$

ile verilebilir (Ocala 1972). Burada, t ; hatanın desimal noktadan sonraki hane sayısının yarısıdır. m adet gözlem noktası için yuvarlatma hatalarının karelerinin toplamı ise;

$$Y_m = mH_{max}^2 \tag{5.36}$$

eşitliği ile verilir ve yakınsama kriteri olarak tanımlanır. Ardışık iki iterasyon sonunda; (5.31) nolu bağıntıdan elde edilen ve bir önceki iterasyonla bulunan $K_{u=1}$ hata değeri ile bir sonraki iterasyonla bulunan $K_{u=2}$ hata değeri arasındaki farkın mutlak değeri,

$$| K_{u=2} - K_{u=1} | \langle Y_m \tag{5.37}$$

şartını sağlıyorsa iterasyon durdurulur. Bu çalışma için; yakınsama kriteri olarak, t=3 alınıp, Y_m=0.00000025.m kullanılmıştır.

5.2.2. Bastırma faktörünün seçimi

Bastırma faktörü (β) için keyfi bir değer verilebilir. Ancak β' nın seçimi, istenen çözümün yakınsaması açısından oldukça önemlidir. β' nın sıfır olması durumunda Marquardt-Levenberg yöntemi, Gauss-Newton yöntemine dönüşmektedir. β bastırma faktörü sonsuza gittiğinde ise, Gradyen yöntemine yaklaşılmaktadır.

Bastırma faktörünün başlangıç değeri ile arttırıcı ve azaltıcı çarpanların değerleri problemin cinsine göre değişebilir. Bu değerlerin değişmesi, yakınsama hızına dolayısıyla iterasyon sayısındaki artma ya da azalmaya etki eder. Rao (1990) , β' nın başlangıç değerini 0.5 , azaltıcı çarpanı 0.75 ve arttırıcı çarpanı 1.25 olarak belirlemiştir.

Bu çalışmada, bastırma faktörünün başlangıç değeri 5.0 olarak belirlenmiştir. Başlangıç parametrelerine göre hesaplanan anomali değerleri ile gözlenen anomali değerleri arasındaki farkı tanımlayan hata fonksiyonu, (5.31) nolu ifadeden yararlanılarak $K_{u=1}$ ile gösterilebilir. (5.30) nolu bağıntı ile belirlenen parametre düzeltme vektörünün, başlangıç parametrelerine eklenmesiyle yeni parametreler elde edilir. Bu parametreler kullanılarak hesaplanan anomali değerleri ile gözlenen anomali değerleri arasındaki farka göre bulunan hata fonksiyonu da $K_{u=2}$ ile gösterilir. $K_{u=2} \leq K_{u=1}$ ise, β' nın değeri 0.75 çarpanı ile çarpılarak azaltılır ve $K_{u=1}$ değeri $K_{u=2}$ değerine atanır. Bu işlem, belirlenen bir yakınsama kriteri sağlanıncaya kadar devam eder. Eğer herhangi bir iterasyon adımında, $K_{u=2} \rangle K_{u=1}$ oluyorsa; β' nın değeri 1.25 çarpanı ile çarpılarak arttırılır. Düzeltilen parametrelerden hesaplanan anomali değerlerine göre bulunan $K_{u=2}$ değeri, bir önceki adımda bulunan $K_{u=1}$ değeri ile karşılaştırılır. Bu işlem, $K_{u=2} \leq K_{u=1}$ olana kadar tekrar edilir.

5.2.3. Başlangıç parametrelerinin tayini

Ters çözüm işleminde bilinmeyen parametrelerin başlangıç değerlerinin tespiti oldukça önemlidir. Çok kötü seçilen başlangıç parametreleri, olması gereken yapının dışında tamamen farklı bir yapı ortaya çıkarabileceği gibi, kullanılan algoritmayı tamamen çıkmaza da sokabilir. Ters çözüm algoritmalarının başarısı, başlangıç parametrelerine bağlıdır. Bunun tespiti için belli bir yöntem olmamakla birlikte, problemin yapısına uygun seçimi araştırmacının kendisi belirlemek zorundadır (Tulunay 1987). Rao (1990), başlangıç parametrelerinin seçimi için düşey bir prizmaya ait karakteristik eğrileri önermiştir.

KYF için (3.10) ve HYF için (3.17) nolu ifadelerle verilen iki boyutlu düşey prizmanın gravite anomali bağıntıları kullanılarak, sedimanter basenler üzerinde alınan bir profil boyunca, yeraltı yapısı modellenebilir. Burada, bilinmeyen parametreler, prizmaların alt derinlikleridir. Bu derinliklerin başlangıç değerleri, her bir prizmanın sonsuz yatay bir tabaka olduğu düşünülerek, KYF için (3.14) ve HYF için (3.20) nolu bağıntılar kullanılarak bulunabilir.

6. TEORİK UYGULAMALAR

Burada, Bölüm 4 ve Bölüm 5 ' de anlatılan, ters çözüm teknikleri teorik modeller üzerinde uygulanmış ve sonuçlar irdelenmiştir.

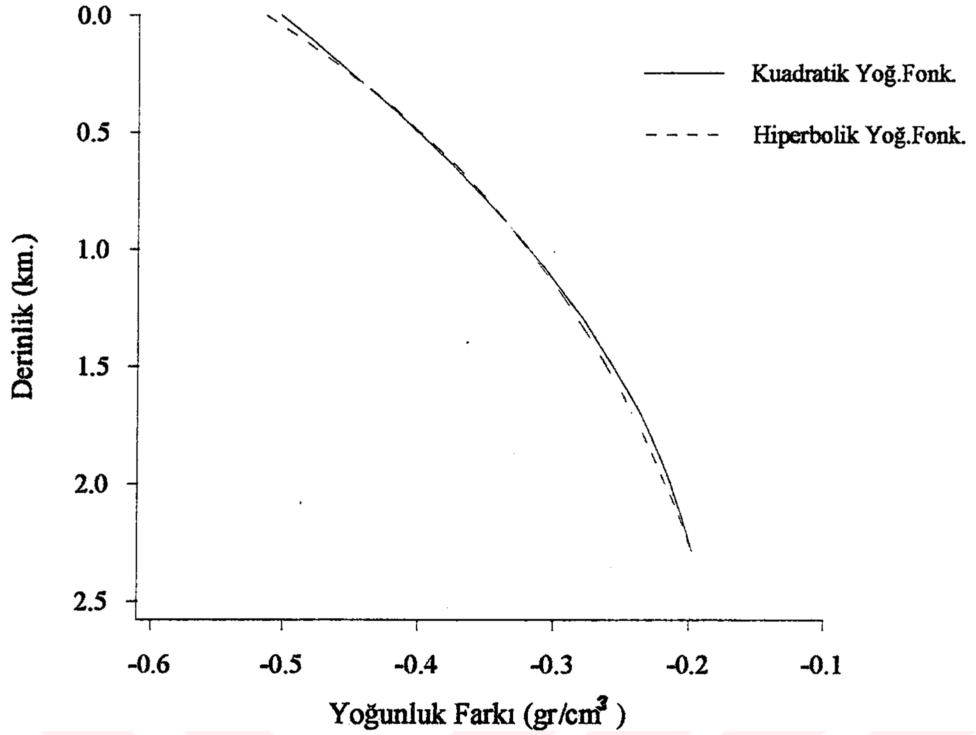
Ters çözüm teknikleri, üç farklı model üzerinde uygulanmış ve üçüncü model çalışmasında ayrıca, model verisine, rastgele sayı üretilerek -1 ile +1 mgal değerleri arasında gürültü katılmıştır. Bundan amaç, araziden elde edilecek verilerin tam anlamıyla gerçek doğrulukta olmayacakları, en azından okuma ve yuvarlatma hatalarını kapsayacağı varsayımıdır.

Belirli derinliklerde sedimentlerin temele göre yoğunluk farkı değerlerinden, Bölüm 2 ' de verilen (2.4) nolu ifade kullanılarak a, b, c bilinmeyenleri ve (2.13) nolu ifade kullanılarak λ ve $\Delta\rho_o$ bilinmeyenleri bulunmuştur. Daha sonra, yoğunluk farkının, derinlik arttıkça nasıl azaldığının daha iyi görülebilmesi için, seçilen modellerin yoğunluk farkı-derinlik grafikleri çizilmiş ve görüntüleme işlemi gerçekleştirilmiştir.

Bölüm 3 ' de verilen (3.14) ve (3.20) nolu ifadeler kullanılarak ters çözüm için başlangıç derinlikleri belirlenmiştir. Seçilen basen modellerinin; başlangıç, ters çözüm ile bulunan ve gerçek derinlik değerleri tablolar ve şekillerle gösterilmiştir. Bunlara ait gravite anomalileri, Bölüm 3 ' de verilen (3.10) ve (3.17) nolu bağıntılarla elde edilmiştir. Ayrıca, ters çözüm yöntemlerindeki yakınsamaların değişimi, her bir iterasyon sayısına karşılık hata fonksiyonu değerleri grafiklenerek incelenmiştir.

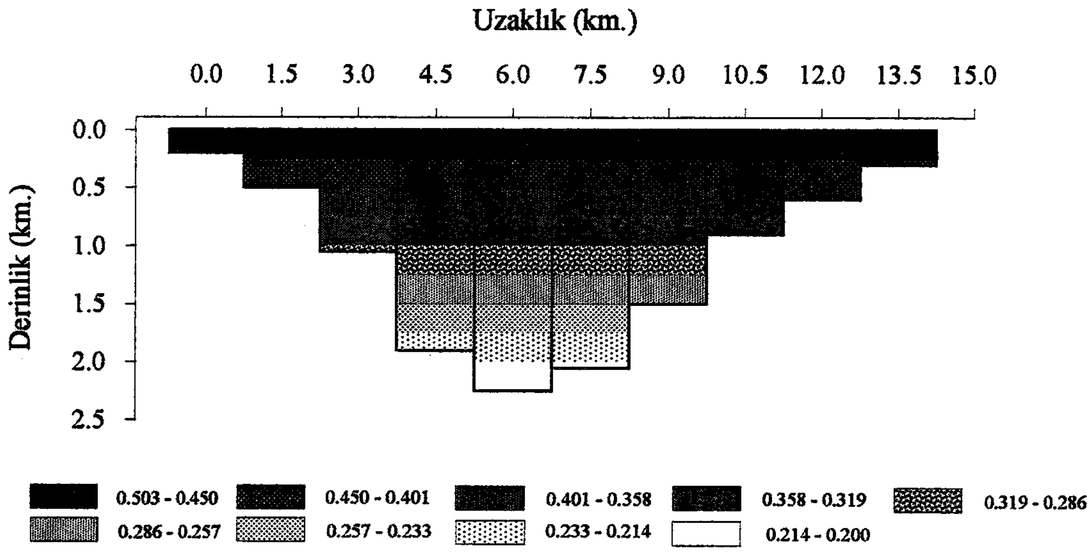
6.1. Teorik Model - I

Bu modelde , yoğunluk farkı değerleri olarak ; $\Delta\rho(0.25\text{ km.}) = -0.45\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(0.80\text{ km.}) = -0.35\text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(2.25\text{ km.}) = -0.2\text{ gr/cm}^3$ alınmıştır. Bu değerlerden yararlanarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ; $a = -0.503$, $b = 0.223$ ve $c = -0.0392$ bulunur. Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ise ; $\Delta\rho_o = -0.514$ ve $\lambda = 3.732$ olarak belirlenir. Böylece, model-I için kuadratik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -0.503 + 0.223Z - 0.0392Z^2$ ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -7.159/(Z + 3.732)^2$ bulunur. Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 6.1. ' de gösterilmektedir.

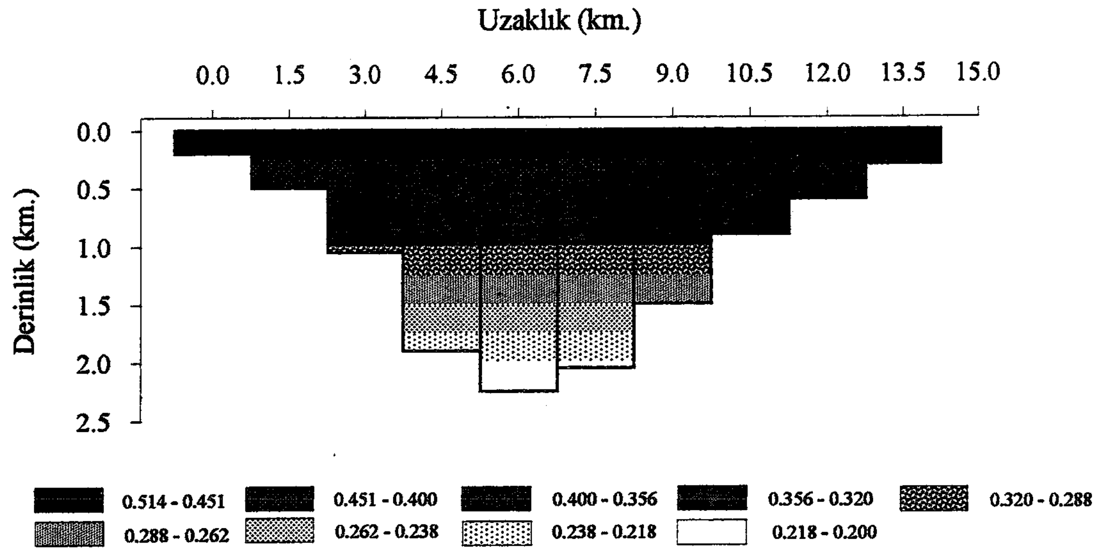


Şekil 6.1. Teorik model-I için, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

Basen üzerinde, 13.5 km. uzunluğunda bir profil boyunca , 1.5 km. aralıklarla , 10 gözlem noktası olduğu düşünülmüştür. Kuadratik ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonlarına bağlı olarak, modelin yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi Şekil 6.2 ve 6.3 'deki gibi görüntülenebilir.



Şekil 6.2. Teorik model-I 'in kuadratik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü (Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)



Şekil 6.3. Teorik model-I 'in hiperbolik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü (Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)

Şekil 6.2 ve 6.3 ' de verilen basen modelinin yoğunluk farkı görüntüsü, 0.25 km. derinlik artımı ($\delta Z = 0.25$ km.) yapılarak ortaya çıkarılmıştır.

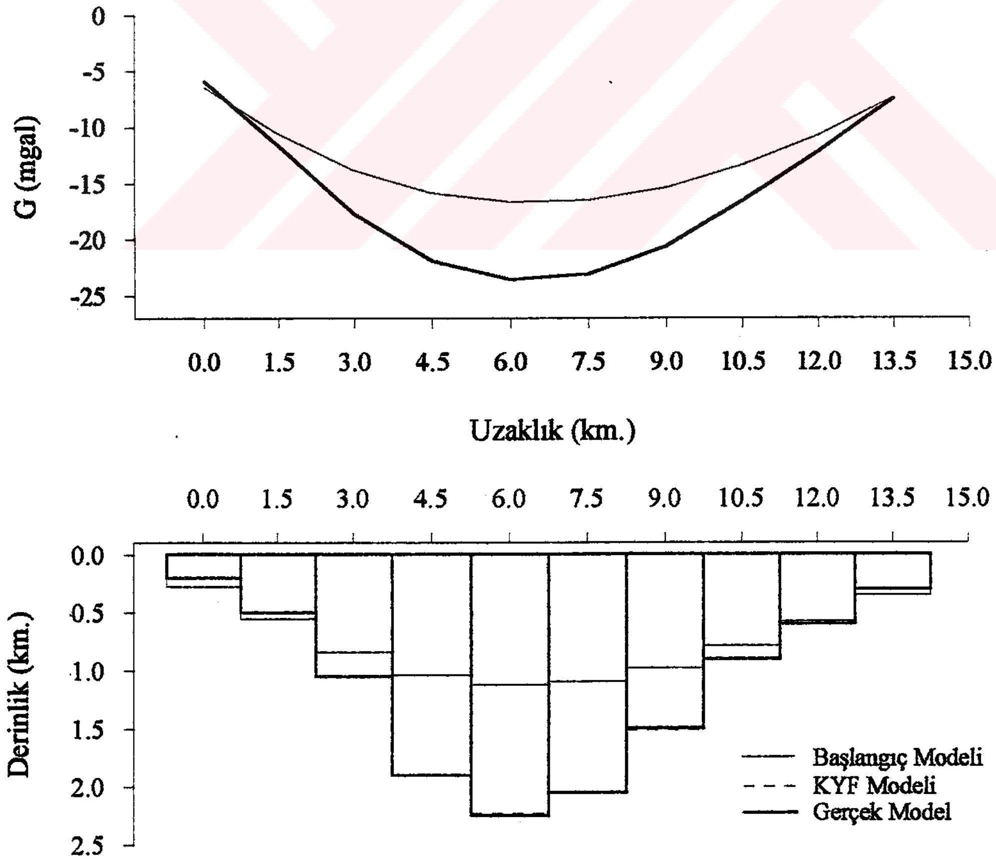
KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 6.1 ve Şekil 6.4 ' de verilmektedir. HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 6.2 ve Şekil 6.5 ' de gösterilmektedir. Bulunan derinlikler gerçek derinliklere o derece yakındır ki , şekillerde üst üste çakışmalar gözlenmektedir.

Aynı basen modeli üzerine, kuadratik ve hiperbolik yoğunluk farkı kavramlarından yararlanarak, Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniği uygulanmıştır. Kolaylık açısından yöntem, sırasıyla M-KYF ve M-HYF olarak isimlendirilmiştir. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 6.3 ve Şekil 6.6 ' da verilmektedir. M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 6.4 ve Şekil 6.7 ' de gösterilmektedir.

Ayrıca, bu yöntemlerdeki yakınsamalar, iterasyon sayısına karşılık hata fonksiyonlarındaki değişim grafiklenerek Şekil 6.8 'de gösterilmiştir.

Tablo 6.1. Teorik model-I için, KYF ters çözüm sonuçları

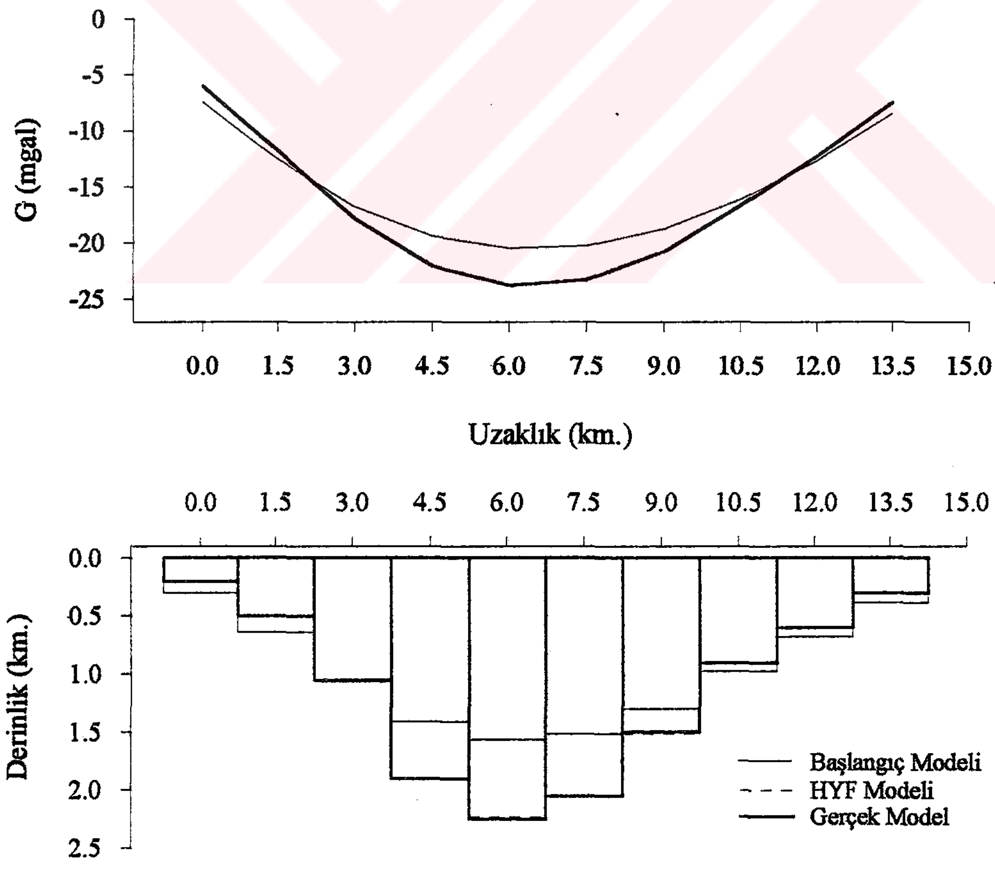
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 10	1	183.6949000
Gözlem Aralığı : 1.5 km.	3	21.4648200
a Sabiti : -0.503	10	0.4682422
b Sabiti : 0.223	20	0.0230867
c Sabiti : -0.0392	31	0.0020745
Başlangıç Derinliği (km.)	KYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.2813	0.2001	0.2000
0.5544	0.4993	0.5000
0.8422	1.0566	1.0500
1.0402	1.8954	1.9000
1.1199	2.2317	2.2500
1.0955	2.0486	2.0500
0.9788	1.5130	1.5000
0.7839	0.8970	0.9000
0.5798	0.6002	0.6000
0.3520	0.3000	0.3000



Şekil 6.4. Teorik model-I için, başlangıç, KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.2. Teorik model-I için, HYF ters çözüm sonuçları

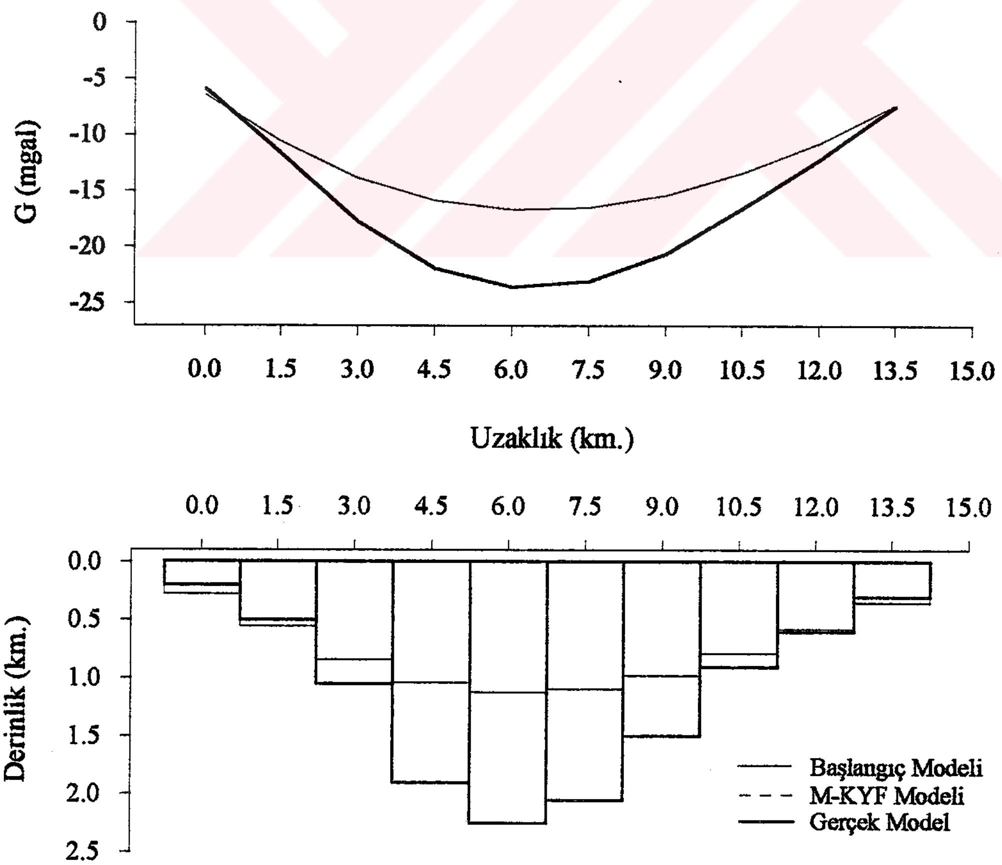
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 10	1	36.5022200
Gözlem Aralığı : 1.5 km.	3	7.3241770
$\lambda = 3.732$	10	0.2604044
$\Delta\rho_o = -0.514$	20	0.0152741
	29	0.0021751
Başlangıç Derinliği (km.)	**HYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.3006	0.2001	0.2000
0.6395	0.4992	0.5000
1.0642	1.0574	1.0500
1.4106	1.8930	1.9000
1.5652	2.2332	2.2500
1.5165	2.0494	2.0500
1.2971	1.5119	1.5000
0.9708	0.8973	0.9000
0.6733	0.6002	0.6000
0.3832	0.3000	0.3000



Şekil 6.5. Teorik model-I için, başlangıç, HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.3. Teorik model-I için, M-KYF ters çözüm sonuçları

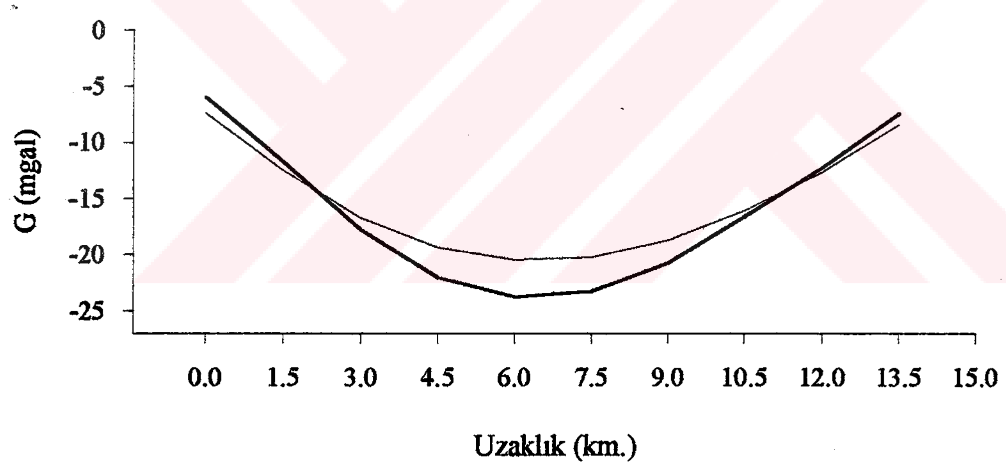
Gözlem Sayısı : 10 Gözlem Aralığı : 1.5 km.	a Sabiti : -0.503 b Sabiti : 0.223 c Sabiti : -0.0392	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	87.0548900	3.7500000
3	6.5716010	2.1093750
5	0.5378478	1.1865230
10	0.0005150	0.2815676
19	0.0000059	0.0211414
Başlangıç Derinliği (km.)	**M-KYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.2813	0.2000	0.2000
0.5545	0.5000	0.5000
0.8422	1.0505	1.0500
1.0402	1.8968	1.9000
1.1199	2.2560	2.2500
1.0955	2.0466	2.0500
0.9788	1.5007	1.5000
0.7839	0.9000	0.9000
0.5798	0.6000	0.6000
0.3520	0.3000	0.3000

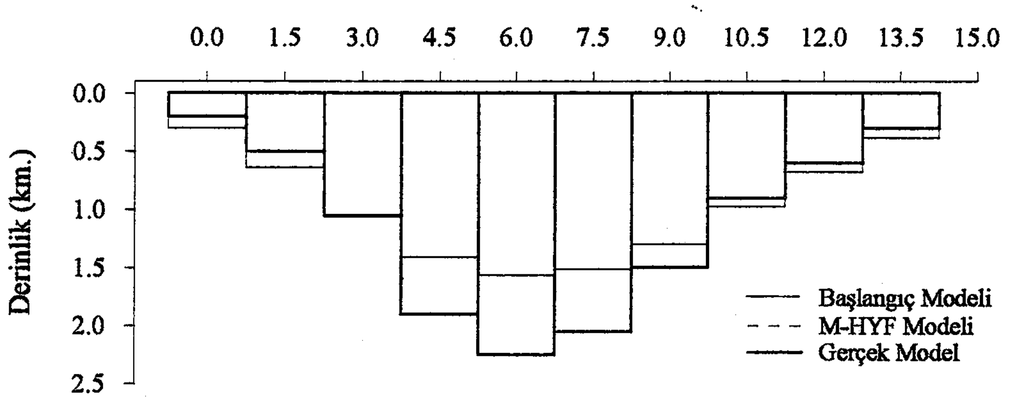


Şekil 6.6. Teorik model-I için, başlangıç, M-KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

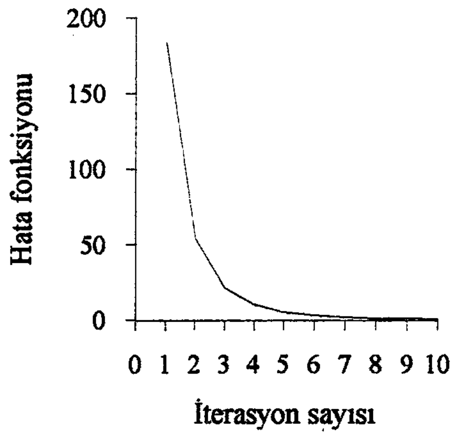
Tablo 6.4. Teorik model-I için, M-HYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 10 Gözlem Aralığı : 1.5 km.	$\lambda = 3.732$ $\Delta\rho_o = -0.514$	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	17.1448700	3.7500000
3	2.8960030	2.1093750
5	0.3610331	1.1865230
10	0.0004745	0.2815676
19	0.0000061	0.0211414
Başlangıç Derinliği (km.)	**M-HYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.3006	0.2000	0.2000
0.6395	0.5000	0.5000
1.0642	1.0505	1.0500
1.4106	1.8966	1.9000
1.5652	2.2560	2.2500
1.5165	2.0462	2.0500
1.2971	1.5007	1.5000
0.9708	0.8999	0.9000
0.6733	0.6000	0.6000
0.3832	0.3000	0.3000

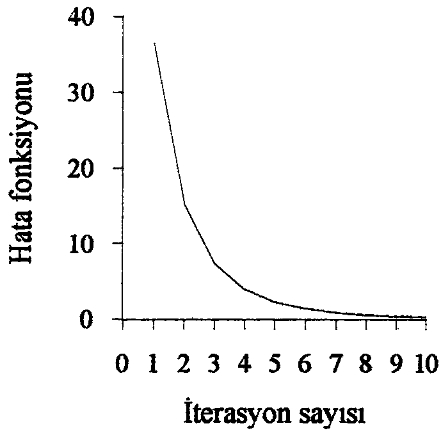




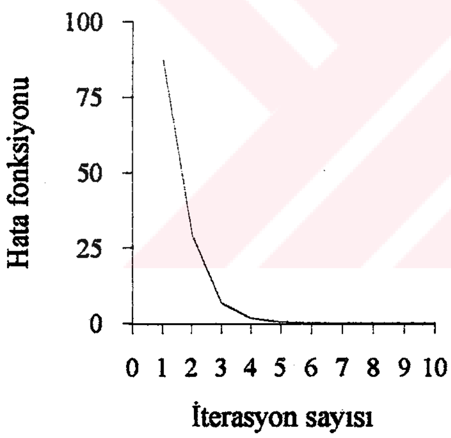
Şekil 6.7. Teorik model-I için, başlangıç, M-HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri



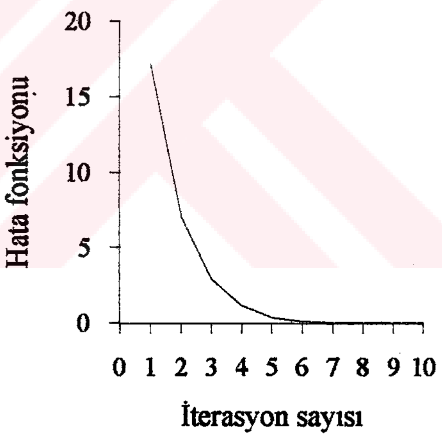
a) KYF ters çözüm yöntemi



b) HYF ters çözüm yöntemi



c) M-KYF ters çözüm yöntemi

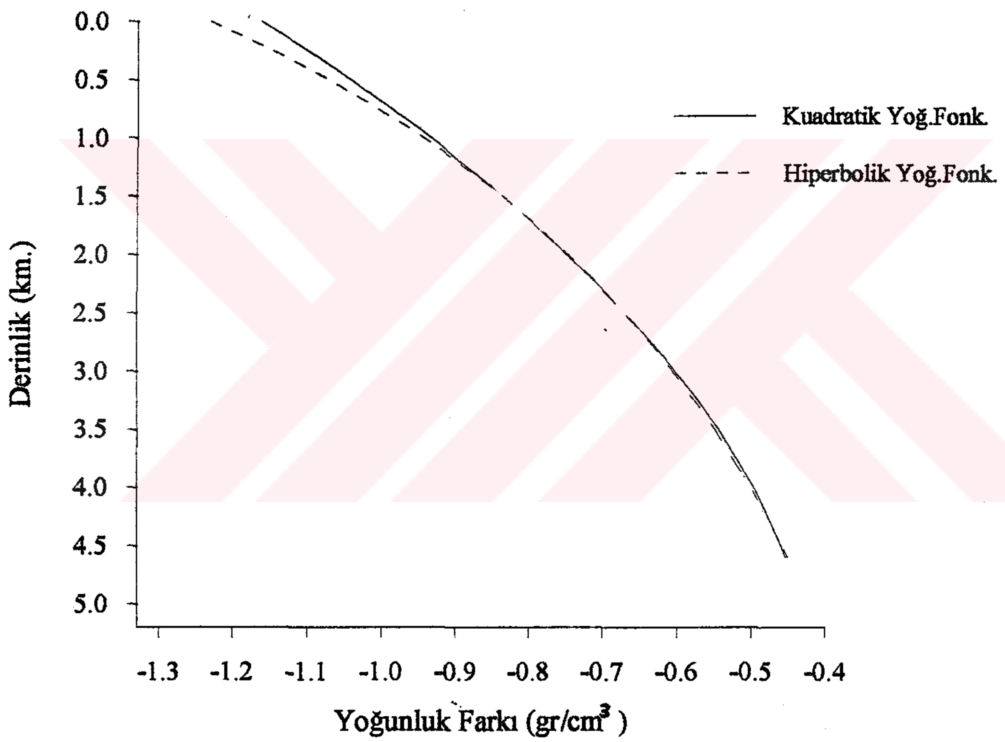


d) M-HYF ters çözüm yöntemi

Şekil 6.8. Teorik model-I için, ters çözüm yöntemlerindeki hata fonksiyonu grafikleri

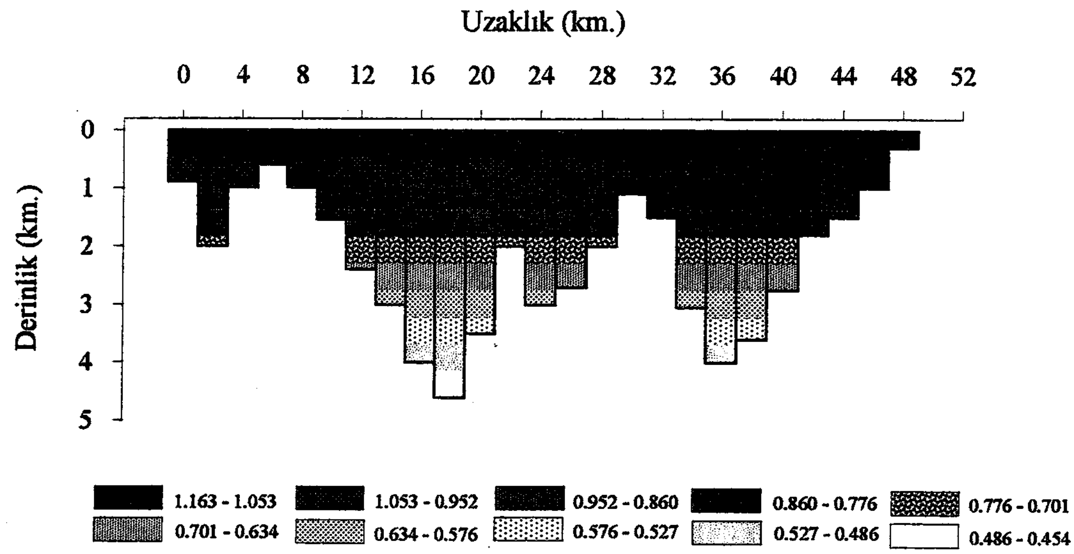
6.2. Teorik Model - II

Basen modeli için yoğunluk farkları bu kez ; $\Delta\rho(2.0\text{ km.}) = -0.75\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(3.4\text{ km.}) = -0.55\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(4.1\text{ km.}) = -0.50\text{ gr/cm}^3$ ve $\Delta\rho(4.6\text{ km.}) = -0.45\text{ gr/cm}^3$ seçilmiştir. Bu değerlerden yararlanarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ; $a = -1.163$, $b = 0.248$ ve $c = -0.0204$ bulunur. Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ise ; $\Delta\rho_0 = -1.232$ ve $\lambda = 7.046$ olarak belirlenir. Bu sabitlerin bulunmasıyla, model-II için kuadratik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -1.163 + 0.248Z - 0.0204Z^2$ ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -61.164/(Z+7.046)^2$ olarak elde edilir. Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 6.9 ' da gösterilmektedir.



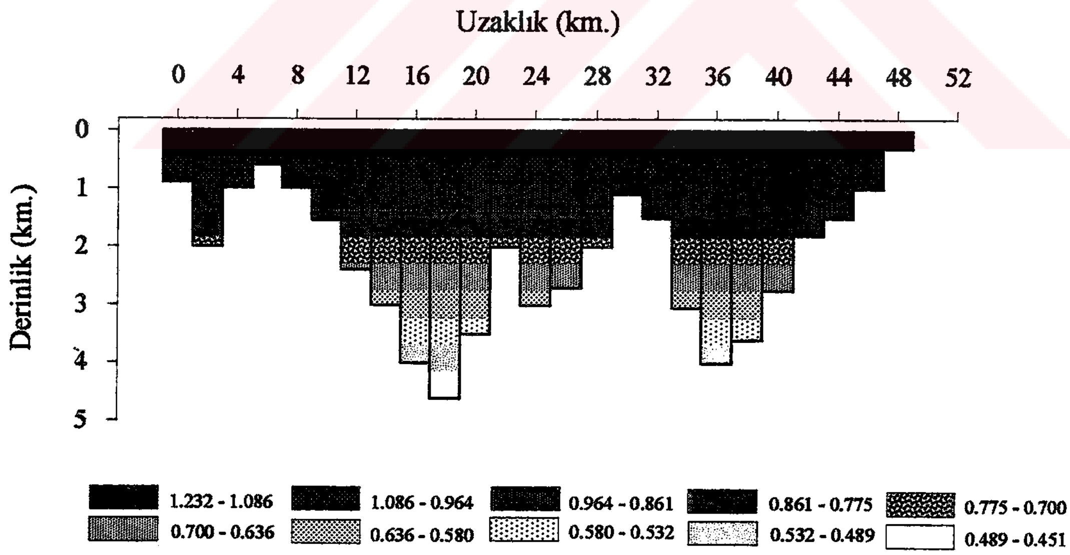
Şekil 6.9. Teorik model-II için, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

Basen üzerinde, 48 km. uzunluğunda bir profil boyunca , 2 km. aralıklarla , 25 gözlem noktası olduğu kabul edilmiştir. Kuadratik ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonlarına bağlı olarak, modelin yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi Şekil 6.10 ve 6.11 'deki gibi görüntülenebilir.



Şekil 6.10. Teorik model-II 'nin kuadratik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü
(Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)

Şekil 6.10 ve 6.11 ' de verilen basen modelinin yoğunluk farkı görüntüsü, 0.46 km. derinlik artımı (δZ = 0.46 km.) yapılarak hazırlanmıştır.



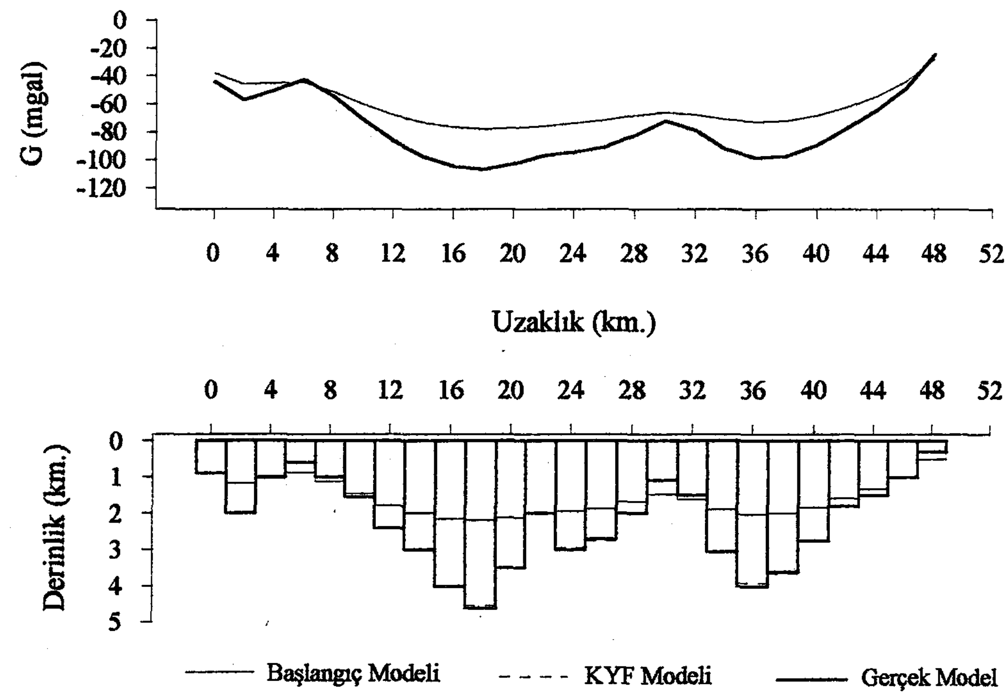
Şekil 6.11. Teorik model-II 'nin hiperbolik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü
(Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)

KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 6.5 ve Şekil 6.12 ' de verilmektedir. HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 6.6 ve Şekil 6.13 ' de gösterilmektedir. Aynı basen modeli üzerine, kuadratik ve hiperbolik yoğunluk farkı kavramlarından yararlanarak, Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniği uygulanmıştır. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 6.7 ve Şekil 6.14 ' de verilmektedir. M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 6.8 ve Şekil 6.15 ' de gösterilmektedir.

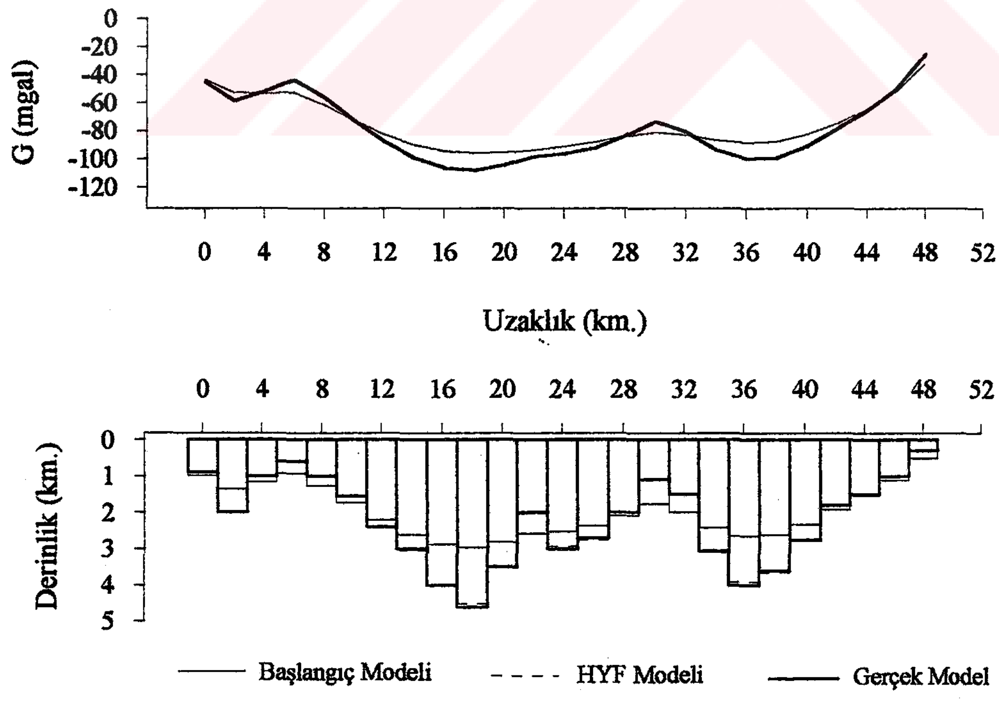
Birinci model çalışmasında olduğu gibi, burada da yöntemlere ait hata fonksiyonu grafikleri hazırlanmıştır (Şekil 6.16).

Tablo 6.5. Teorik model-II için, KYF ters çözüm sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
	1	7666.8740000
Gözlem Sayısı : 25	10	22.7956700
Gözlem Aralığı : 2 km.	30	0.7037539
a Sabiti : -1.163	50	0.1108471
b Sabiti : 0.248	75	0.0236148
c Sabiti : -0.0204	100	0.0075041
	105	0.0061948
Başlangıç Derinliği (km.)	**KYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.9018	0.8999	0.9000
1.1800	2.0004	2.0000
1.0384	1.0000	1.0000
0.8691	0.6002	0.6000
1.1238	0.9998	1.0000
1.4577	1.5527	1.5500
1.7701	2.3890	2.4000
2.0021	3.0168	3.0000
2.1483	4.0287	4.0000
2.1879	4.5296	4.6000
2.1095	3.5166	3.5000
1.9825	2.0169	2.0000
1.9425	2.9481	3.0000
1.8615	2.7434	2.7000
1.6825	1.9897	2.0000
1.4814	1.1013	1.1000
1.6247	1.4978	1.5000
1.8918	3.0796	3.0500
2.0253	3.9269	4.0000
1.9982	3.6451	3.6000
1.8361	2.7435	2.7500
1.5813	1.8002	1.8000
1.3191	1.5001	1.5000
1.0010	1.0001	1.0000
0.5019	0.3001	0.3000



Şekil 6.12. Teorik model-II için, başlangıç, KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri



Şekil 6.13. Teorik model-II için, başlangıç, HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

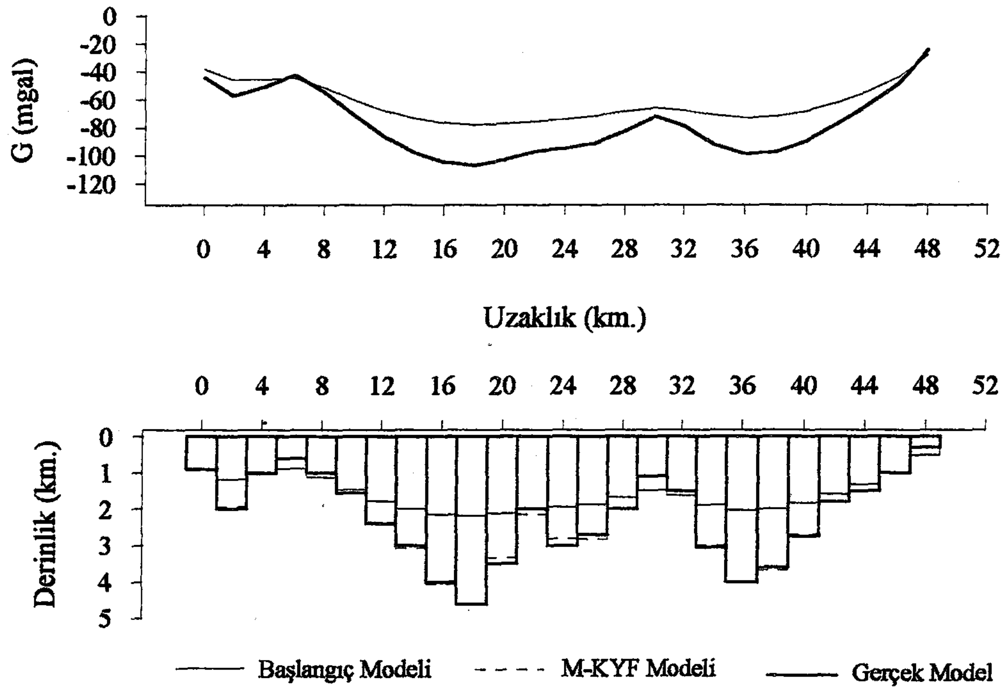
Tablo 6.6. Teorik model-II için, HYF ters çözüm sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 25 Gözlem Aralığı : 2 km. $\lambda = 7.046$ $\Delta\rho_o = -1.232$	1 10 30 50 75 100 110	1216.4080000 18.5643000 0.7272335 0.1241128 0.0275155 0.0090544 0.0061512

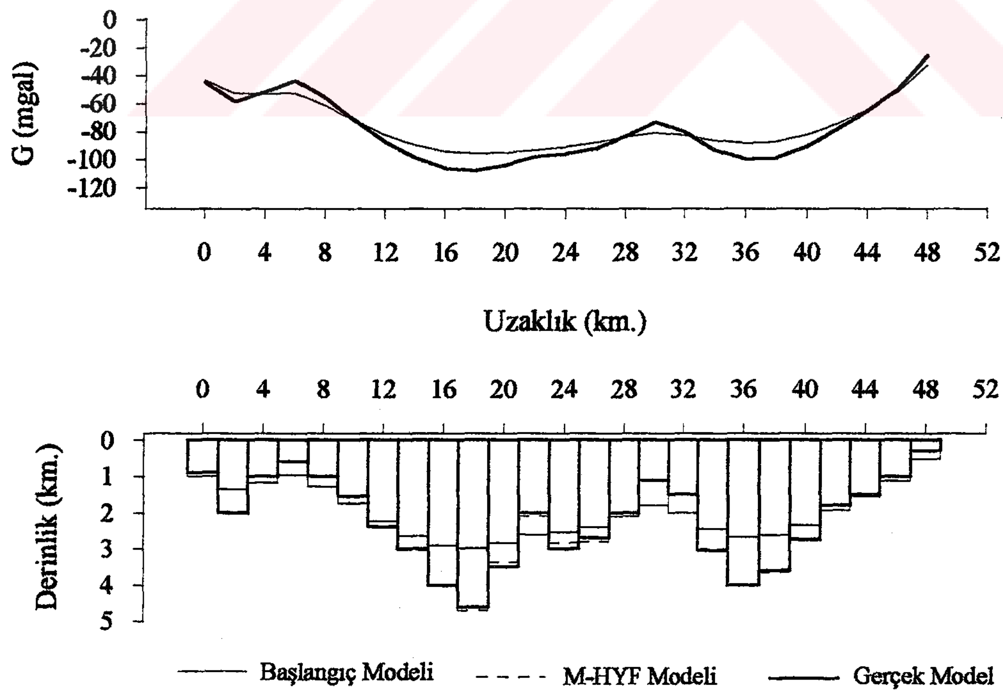
Başlangıç Derinliği (km.)	HYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.9994	0.9001	0.9000
1.3605	2.0003	2.0000
1.1738	1.0001	1.0000
0.9590	0.6001	0.6000
1.2859	0.9999	1.0000
1.7533	1.5524	1.5500
2.2397	2.3894	2.4000
2.6375	3.0163	3.0000
2.9064	4.0276	4.0000
2.9821	4.5330	4.6000
2.8337	3.5141	3.5000
2.6026	2.0174	2.0000
2.5316	2.9481	3.0000
2.3920	2.7434	2.7000
2.0980	1.9896	2.0000
1.7888	1.1012	1.1000
2.0075	1.4980	1.5000
2.4445	3.0777	3.0500
2.6793	3.9305	4.0000
2.6305	3.6438	3.6000
2.3493	2.7432	2.7500
1.9394	1.8003	1.8000
1.5531	1.5001	1.5000
1.1249	1.0001	1.0000
0.5256	0.3000	0.3000

Tablo 6.7. Teorik model-II için, M-KYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 25 Gözlem Aralığı : 2 km.	a Sabiti : -1.163 b Sabiti : 0.248 c Sabiti : -0.0204	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	2512.6420000	3.7500000
2	511.5201000	2.8125000
3	148.9145000	2.1093750
4	62.1259300	1.5820310
5	22.1315000	1.1865230
6	8.5287080	0.8898926
7	3.3574130	0.6674194
8	1.5511760	0.5005646
9	0.6773988	0.3754234
10	0.4886081	0.2815676
11	0.4886081	0.3519595
Başlangıç Derinliği (km.)	M-KYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.9019	0.9216	0.9000
1.1800	1.9492	2.0000
1.0384	1.0232	1.0000
0.8692	0.5989	0.6000
1.1239	1.0003	1.0000
1.4577	1.5610	1.5500
1.7701	2.3548	2.4000
2.0021	3.0703	3.0000
2.1483	4.0538	4.0000
2.1879	4.6213	4.6000
2.1095	3.3377	3.5000
1.9825	2.1526	2.0000
1.9425	2.8018	3.0000
1.8615	2.8234	2.7000
1.6825	1.9878	2.0000
1.4814	1.1025	1.1000
1.6247	1.5159	1.5000
1.8918	3.0003	3.0500
2.0253	4.0270	4.0000
1.9982	3.6662	3.6000
1.8361	2.7060	2.7500
1.5813	1.8198	1.8000
1.3191	1.4896	1.5000
1.0010	1.0036	1.0000
0.5019	0.3005	0.3000



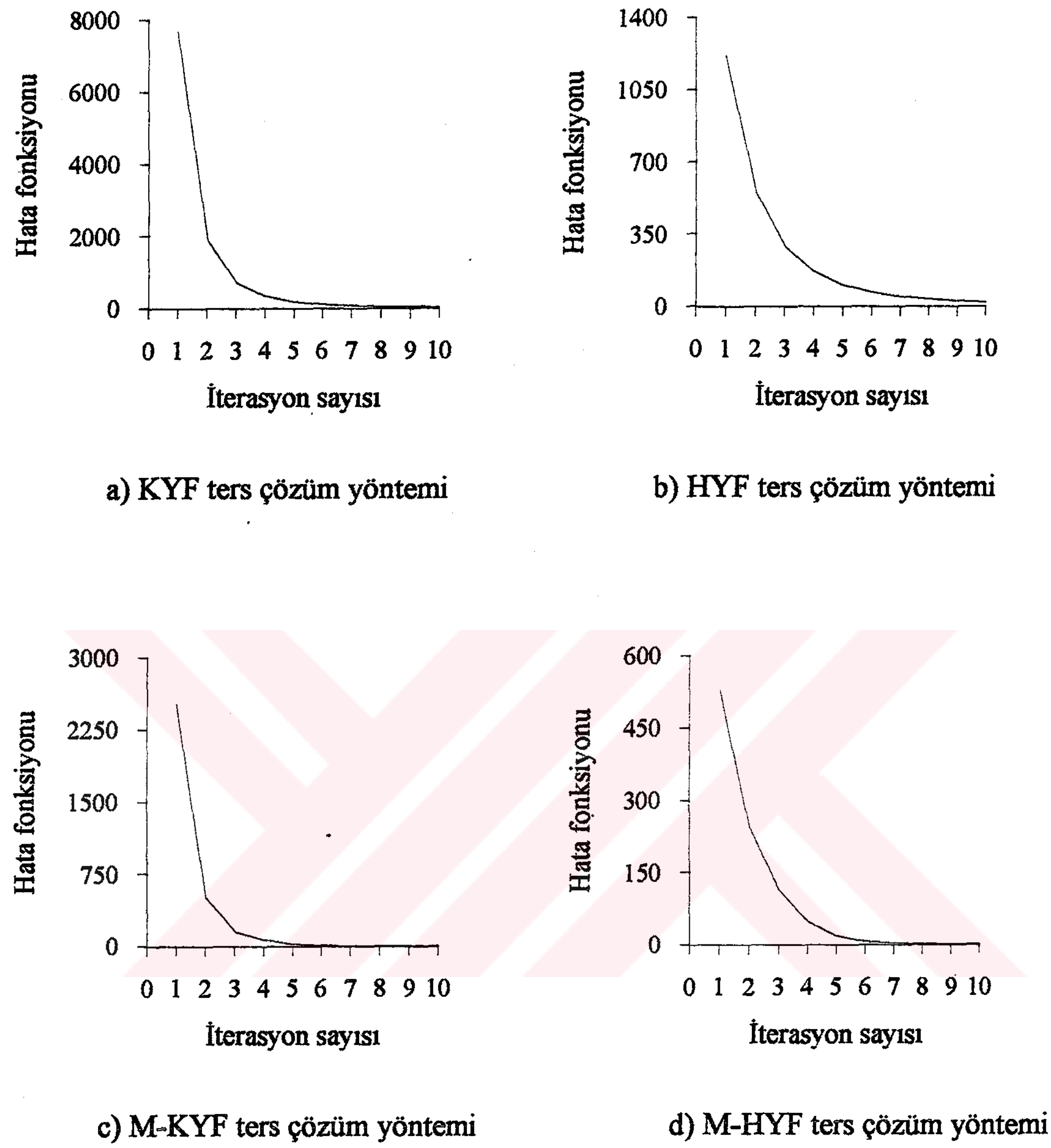
Şekil 6.14. Teorik model-II için, başlangıç, M-KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri



Şekil 6.15. Teorik model-II için, başlangıç, M-HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.8. Teorik model-II için, M-HYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 25 Gözlem Aralığı : 2 km.	$\lambda = 7.046$ $\Delta\rho_o = -1.232$	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	528.5533000	3.7500000
2	244.8018000	2.8125000
3	115.1100000	2.1093750
4	46.9840000	1.5820310
5	17.8335700	1.1865230
6	6.9619260	0.8898926
7	2.9082110	0.6674194
8	1.3047010	0.5005646
9	0.6075748	0.3754234
10	0.3061309	0.2815676
11	0.1568366	0.2111757
12	0.1098392	0.1583818
13	0.1098392	0.1979772
Başlangıç Derinliği (km.)	M-HYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.9994	0.9074	0.9000
1.3605	1.9816	2.0000
1.1738	1.0085	1.0000
0.9590	0.5990	0.6000
1.2859	0.9999	1.0000
1.7533	1.5584	1.5500
2.2397	2.3683	2.4000
2.6375	3.0339	3.0000
2.9064	4.0077	4.0000
2.9821	4.6996	4.6000
2.8337	3.3655	3.5000
2.6026	2.0978	2.0000
2.5316	2.8412	3.0000
2.3920	2.8117	2.7000
2.0980	1.9820	2.0000
1.7888	1.1003	1.1000
2.0075	1.5082	1.5000
2.4445	3.0170	3.0500
2.6793	4.0200	4.0000
2.6305	3.6468	3.6000
2.3493	2.7130	2.7500
1.9395	1.8125	1.8000
1.5531	1.4954	1.5000
1.1249	1.0015	1.0000
0.5256	0.2999	0.3000



a) KYF ters çözüm yöntemi

b) HYF ters çözüm yöntemi

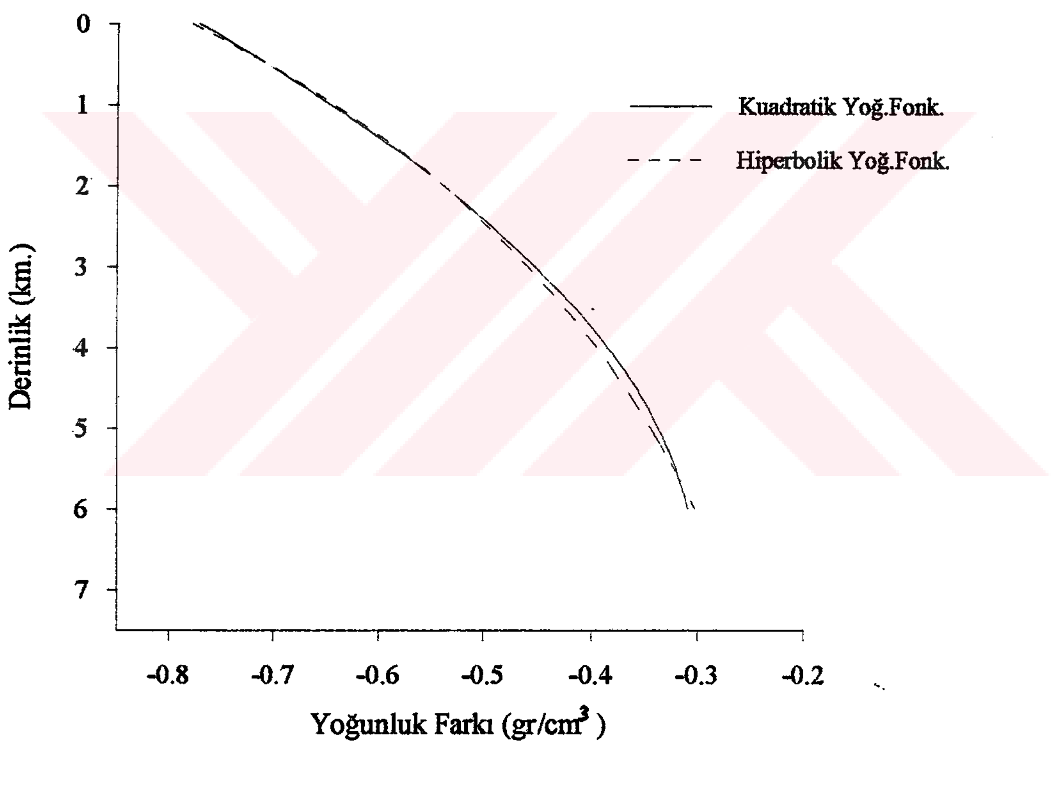
c) M-KYF ters çözüm yöntemi

d) M-HYF ters çözüm yöntemi

Şekil 6.16. Teorik model-II için, ters çözüm yöntemlerindeki hata fonksiyonu grafikleri

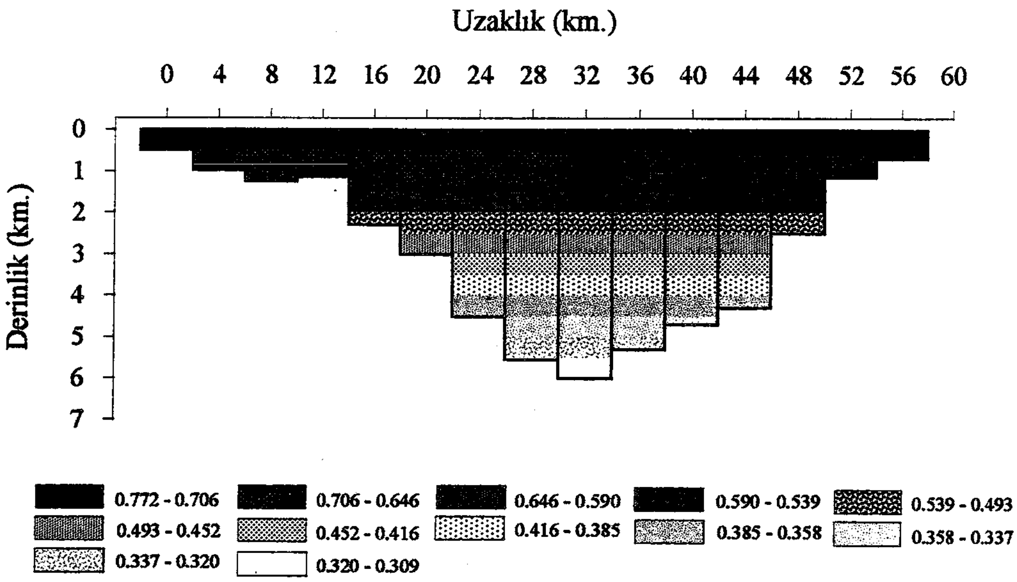
6.3. Teorik Model - III

Bu son modelde ise, yoğunluk farkı değerleri olarak ; $\Delta\rho(0.6\text{ km.}) = -0.70\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(1.8\text{ km.}) = -0.55\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(2.4\text{ km.}) = -0.50\text{ gr/cm}^3$, $\Delta\rho(5.0\text{ km.}) =$, -0.35 gr/cm^3, $\Delta\rho(6.0\text{ km.}) = -0.30\text{ gr/cm}^3$ alınmıştır. Bu değerlerden yararlanarak, kuadratik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ; $a = -0.772$, $b = 0.136$ ve $c = -0.0098$ bulunur. Hiperbolik yoğunluk fonksiyonu sabitleri ise ; $\Delta\rho_0 = -0.779$ ve $\lambda = 9.914$ olarak belirlenir. Böylece, model-III için kuadratik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -0.772 + 0.136Z - 0.0098Z^2$ ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ; $\Delta\rho(Z) = -76.566/(Z+9.914)^2$ bulunur. Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 6.17 ' de gösterilmektedir.



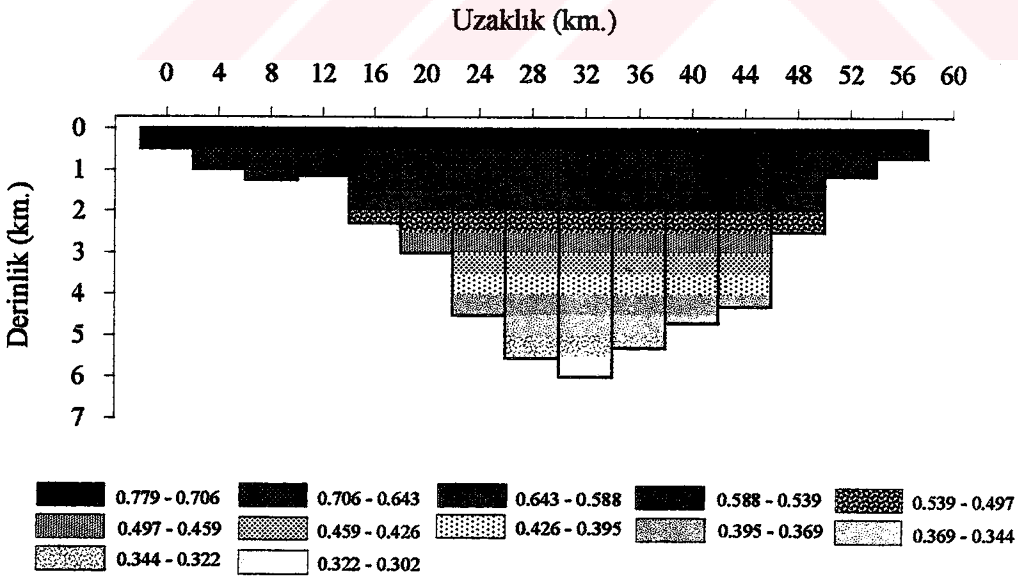
Şekil 6.17. Teorik model-III için, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

Basen üzerinde, 56 km. uzunluğunda bir profil boyunca , 4 km. aralıklarla , 15 gözlem noktası olduğu düşünülmüştür. Kuadratik ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonlarına bağlı olarak, modelin yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi Şekil 6.18 ve 6.19 'daki gibi görüntülenebilir.



Şekil 6.18. Teorik model-III 'ün kuadratik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü (Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)

Şekil 6.18 ve 6.19 ' da verilen basen modelinin yoğunluk farkı görüntüsü, 0.5 km. derinlik artımı (δZ = 0.5 km.) yapılarak ortaya çıkarılmıştır.



Şekil 6.19. Teorik model-III 'ün hiperbolik yoğunluk fonksiyonuna göre görüntüsü (Yoğunluk farkları ' - ' işaretlidir.)

KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 6.9 ve Şekil 6.20 ' de verilmektedir. HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 6.10 ve Şekil 6.21 ' de gösterilmektedir.

Aynı basen modeli üzerine, yine Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniği uygulanmıştır. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 6.11 ve Şekil 6.22 ' de , M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 6.12 ve Şekil 6.23 ' de verilmektedir.

Araziden elde edilecek verilerin tam anlamıyla gerçek doğrulukta olmayacaklarını, en azından okuma ve yuvarlatma hataları kapsayacağını göz önünde tutmak gerekir. Bu nedenle, model verisine rastgele sayı üretilerek -1 ile +1 mgal değerleri arasında gürültü katılmıştır. Bu hata aralığı, günümüz gravite aletlerinin yapabileceği maksimum hatanın en azından yüz katı büyüklüğündedir. Ölçü alan kişinin (observer) yapabileceği hata bile, daha büyük değildir. Yapılacak daha büyük bir hata zaten harita üzerinde farkedilir. İşte bu şartlar altında da yöntemlerin etkinlikleri araştırılmıştır.

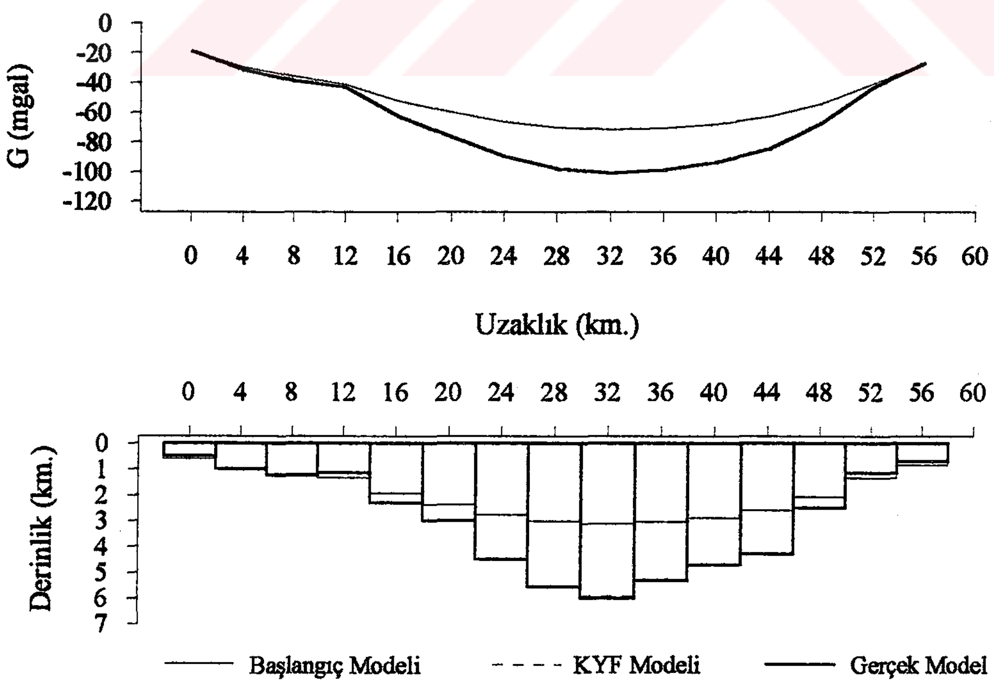
Model verisine gürültü eklenerek ve KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 6.13 ve Şekil 6.25 ' de verilmektedir. HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 6.14 ve Şekil 6.26 ' da gösterilmektedir. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 6.15 ve Şekil 6.27 ' de , M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 6.16 ve Şekil 6.28 ' de verilmektedir.

Ayrıca, hem gürültüsüz hem de gürültü katılmış anomaliler kullanılarak yapılan, ters çözüm çalışmalarındaki hata fonksiyonu değişimleri, Şekil 6.24 ve Şekil 6.29 ' da grafiklenmiştir.

Tablo 6.9. Teorik model-III için, KYF ters çözüm sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
	1	4678.4040000
Gözlem Sayısı : 15	5	100.8479000
Gözlem Aralığı : 4 km.	10	5.3719530
a Sabiti : -0.772	25	0.0894393
b Sabiti : 0.136	50	0.0071963
c Sabiti : -0.0098	59	0.0036559

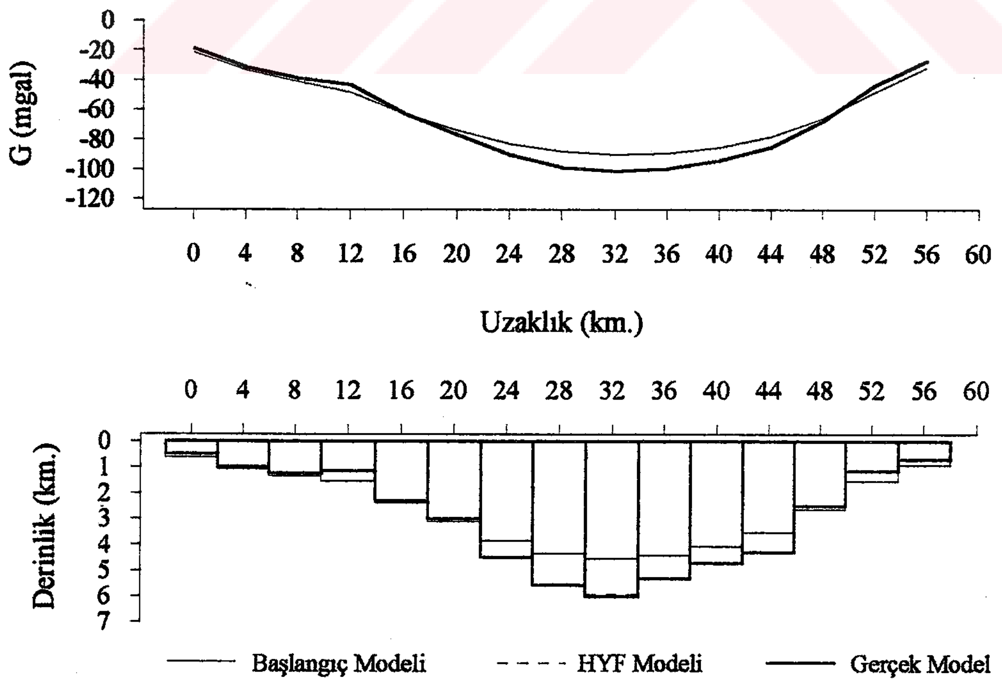
Başlangıç Derinliği (km.)	KYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.5820	0.5000	0.5000
0.9789	1.0001	1.0000
1.1956	1.2500	1.2500
1.3332	1.1500	1.1500
1.9289	2.3000	2.3000
2.3744	2.9999	3.0000
2.7774	4.4938	4.5000
3.0295	5.5913	5.5500
3.1156	5.9327	6.0000
3.0566	5.3260	5.3000
2.8961	4.7180	4.7000
2.6129	4.2797	4.3000
2.0857	2.5045	2.5000
1.3417	1.1498	1.1500
0.8436	0.7001	0.7000



Şekil 6.20. Teorik model-III için, başlangıç, KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tabló 6.10. Teorik model-III için, HYF ters çözüm sonuçları

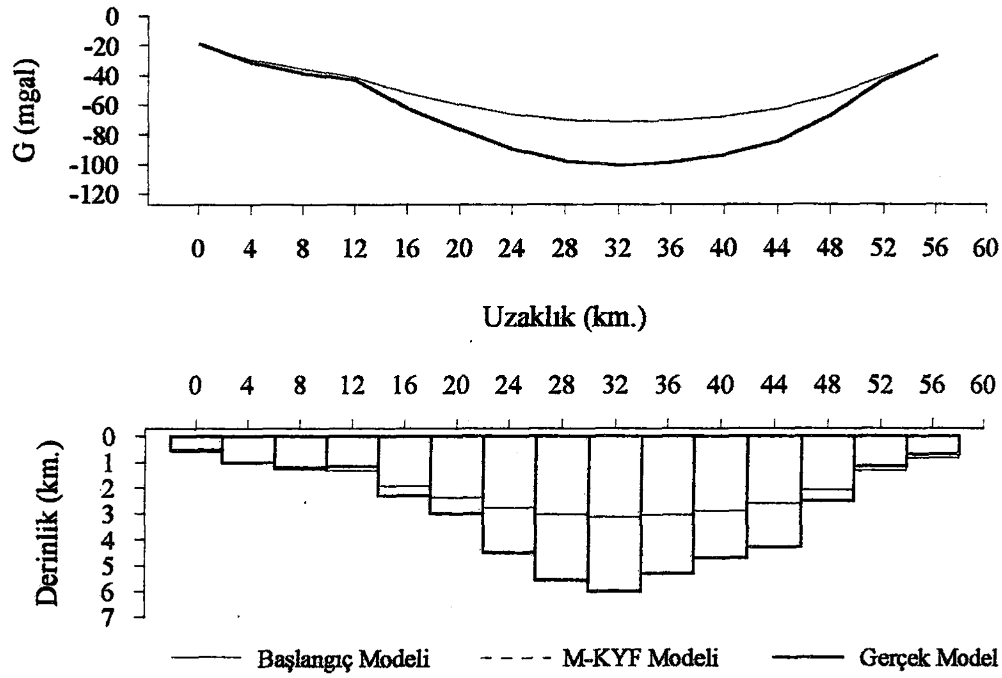
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
	1	636.3490000
Gözlem Sayısı : 15	5	26.8302400
Gözlem Aralığı : 4 km.	10	2.1188860
$\lambda = 9.914$	25	0.0729972
$\Delta\rho_o = -0.779$	50	0.0064280
	58	0.0035494
Başlangıç Derinliği (km.)	**HYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.6150	0.5000	0.5000
1.0771	1.0000	1.0000
1.3472	1.2500	1.2500
1.5269	1.1500	1.1500
2.3728	2.3000	2.3000
3.0989	3.0001	3.0000
3.8397	4.4930	4.5000
4.3478	5.5922	5.5500
4.5298	5.9321	6.0000
4.4054	5.3244	5.3000
4.0758	4.7180	4.7000
3.5293	4.2804	4.3000
2.6210	2.5044	2.5000
1.5400	1.1499	1.1500
0.9167	0.7001	0.7000



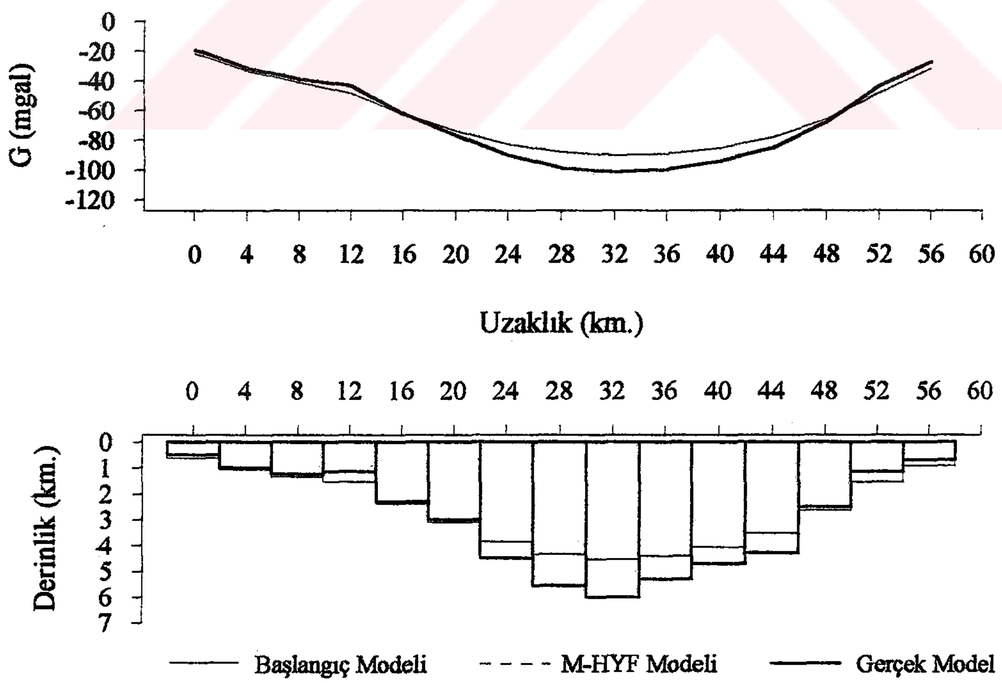
Şekil 6.21. Teorik model-III için, başlangıç, HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.11. Teorik model-III için, M-KYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km.	a Sabiti : -0.772 b Sabiti : 0.136 c Sabiti : -0.0098	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	2045.5190000	3.7500000
2	574.3571000	2.8125000
3	86.0423100	2.1093750
4	17.2002700	1.5820310
5	5.6292060	1.1865230
6	1.4587420	0.8898926
7	0.4347167	0.6674194
8	0.1490545	0.5005646
9	0.0622447	0.3754234
10	0.0284577	0.2815676
11	0.0150545	0.2111757
12	0.0094183	0.1583818
13	0.0092892	0.1187863
14	0.0092892	0.1484829
Başlangıç Derinliği (km.)	M-KYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.5821	0.5001	0.5000
0.9788	1.0001	1.0000
1.1956	1.2501	1.2500
1.3331	1.1508	1.1500
1.9289	2.2980	2.3000
2.3744	3.0088	3.0000
2.7774	4.4747	4.5000
3.0295	5.6086	5.5500
3.1156	5.9569	6.0000
3.0566	5.2995	5.3000
2.8961	4.7374	4.7000
2.6129	4.2712	4.3000
2.0857	2.5088	2.5000
1.3417	1.1495	1.1500
0.8436	0.7002	0.7000



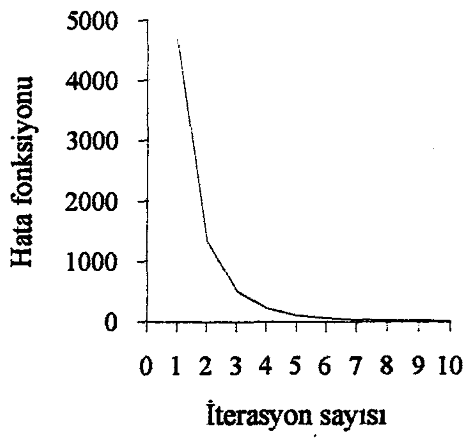
Şekil 6.22. Teorik model-III için, başlangıç, M-KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri



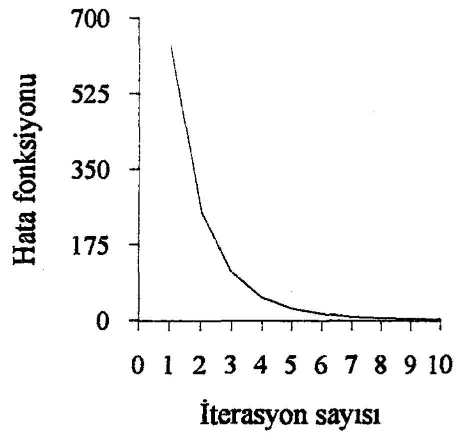
Şekil 6.23. Teorik model-III için, başlangıç, M-HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.12. Teorik model-III için, M-HYF ters çözüm sonuçları

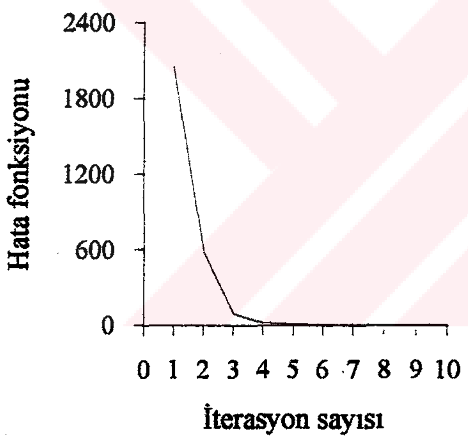
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km.	$\lambda = 9.914$ $\Delta\rho_o = -0.779$	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	265.2540000	3.7500000
2	97.9369200	2.8125000
3	38.3605700	2.1093750
4	14.4084900	1.5820310
5	4.2466390	1.1865230
6	1.1252840	0.8898926
7	0.3341205	0.6674194
8	0.1221960	0.5005646
9	0.0528493	0.3754234
10	0.0251074	0.2815676
11	0.0129447	0.2111757
12	0.0071187	0.1583818
13	0.0042863	0.1187863
14	0.0027221	0.0890897
15	0.0022118	0.0668173
16	0.0022118	0.0835216
Başlangıç Derinliği (km.)	M-HYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.6150	0.5000	0.5000
1.0771	1.0000	1.0000
1.3472	1.2500	1.2500
1.5269	1.1503	1.1500
2.3728	2.2992	2.3000
3.0989	3.0049	3.0000
3.8397	4.4814	4.5000
4.3478	5.5917	5.5500
4.5298	5.9687	6.0000
4.4055	5.2978	5.3000
4.0758	4.7217	4.7000
3.5293	4.2842	4.3000
2.6210	2.5044	2.5000
1.5400	1.1497	1.1500
0.9167	0.7001	0.7000



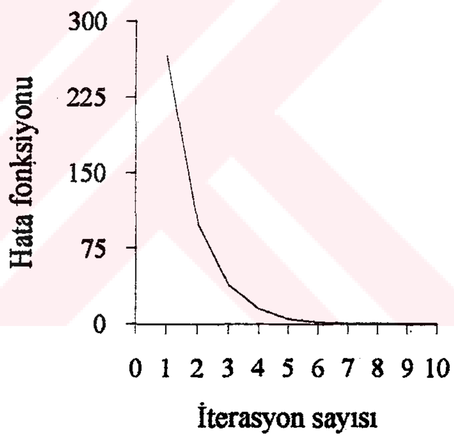
a) KYF ters çözüm yöntemi



b) HYF ters çözüm yöntemi



c) M-KYF ters çözüm yöntemi

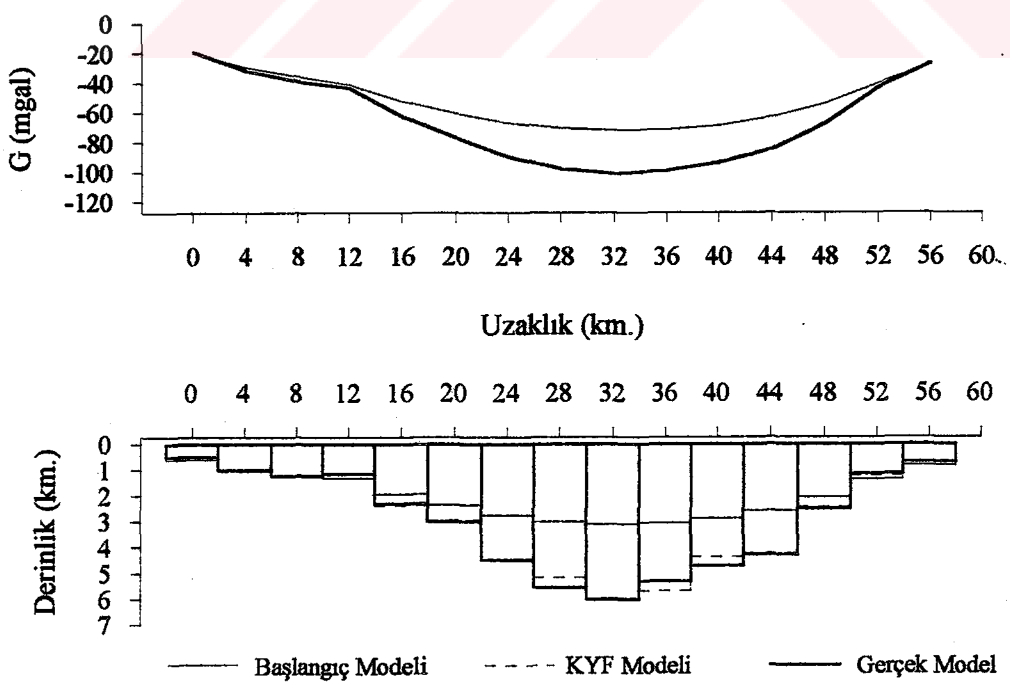


d) M-HYF ters çözüm yöntemi

Şekil 6.24. Teorik model-III için, ters çözüm yöntemlerindeki hata fonksiyonu grafikleri

Tablo 6.13. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen KYF ters çözüm sonuçları

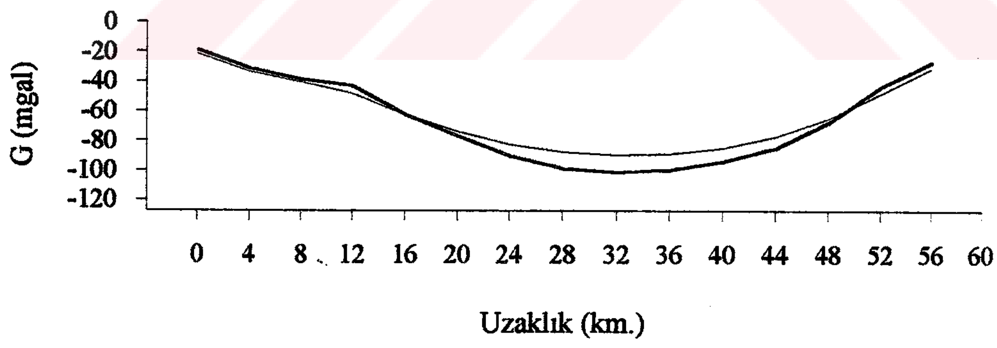
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km. a Sabiti : -0.772 b Sabiti : 0.136 c Sabiti : -0.0098	1 5 10 25 50 75 91	4581.1610000 97.6221400 5.5554520 0.1720226 0.0331520 0.0085197 0.0037306
Başlangıç Derinliği (km.)	**KYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.5828	0.4979	0.5000
1.0026	1.0462	1.0000
1.1861	1.2289	1.2500
1.3237	1.1289	1.1500
1.9393	2.3767	2.3000
2.3594	2.9429	3.0000
2.7544	4.4956	4.5000
3.0011	5.1720	5.5500
3.1094	6.0674	6.0000
3.0578	5.6888	5.3000
2.8692	4.3716	4.7000
2.5849	4.2431	4.3000
2.0611	2.4318	2.5000
1.3611	1.2122	1.1500
0.8182	0.6627	0.7000

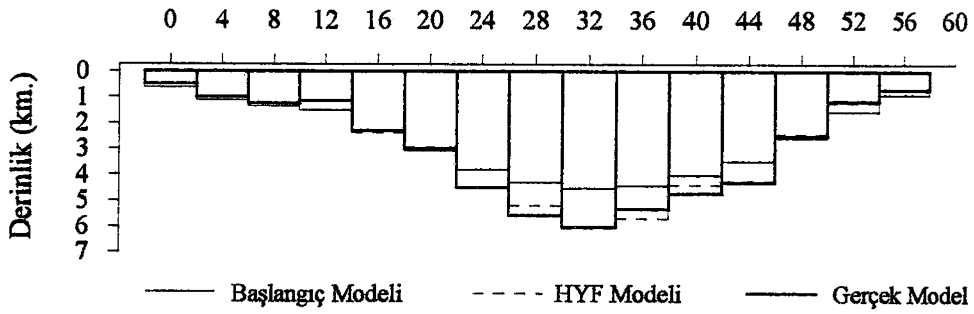


Şekil 6.25. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen başlangıç, KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.14. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen HYF ters çözüm sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km. $\lambda = 9.914$ $\Delta\rho_o = -0.779$	1 5 10 25 50 75 90	619.2507000 26.5183100 2.3077690 0.1491997 0.0309115 0.0080373 0.0036889
Başlangıç Derinliği (km.)	**HYF Derinliği (km.)**	**Gerçek Derinlik (km.)**
0.6159	0.4979	0.5000
1.1061	1.0464	1.0000
1.3351	1.2287	1.2500
1.5145	1.1288	1.1500
2.3886	2.3764	2.3000
3.0734	2.9436	3.0000
3.7960	4.4961	4.5000
4.2897	5.1759	5.5500
4.5168	6.0683	6.0000
4.4079	5.6876	5.3000
4.0231	4.3789	4.7000
3.4784	4.2456	4.3000
2.5821	2.4320	2.5000
1.5657	1.2126	1.1500
0.8869	0.6626	0.7000

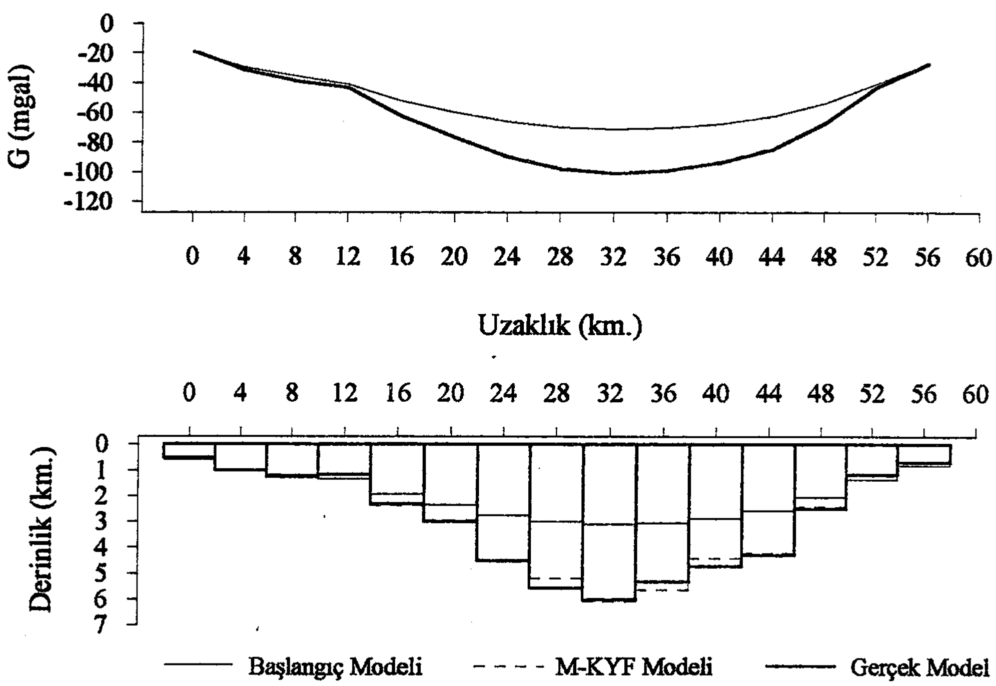




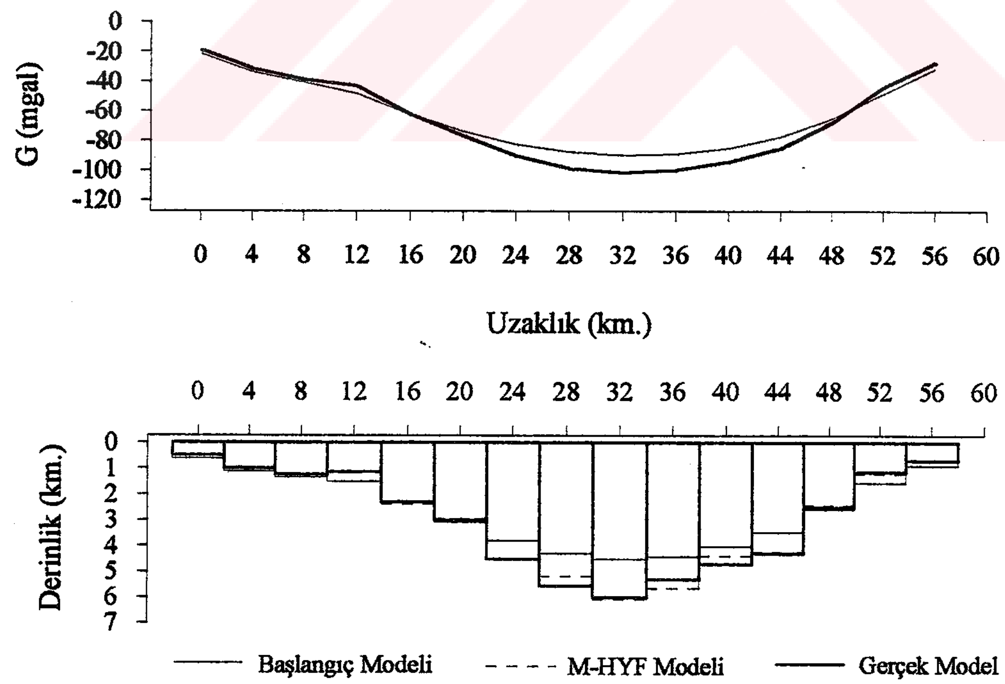
Şekil 6.26. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen başlangıç, HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.15. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen M-KYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km.	a Sabiti : -0.772 b Sabiti : 0.136 c Sabiti : -0.0098	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	2007.4630000	3.7500000
2	566.4709000	2.8125000
3	85.0336500	2.1093750
4	16.4321600	1.5820310
5	5.4662420	1.1865230
6	1.5134770	0.8898926
7	0.5363989	0.6674194
8	0.2430651	0.5005646
9	0.1365180	0.3754234
10	0.0811303	0.2815676
11	0.0536957	0.2111757
12	0.0340338	0.1583818
13	0.0263371	0.1187863
14	0.0227990	0.0890897
15	0.0227990	0.1113622
Başlangıç Derinliği (km.)	M-KYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.5828	0.4979	0.5000
1.0026	1.0462	1.0000
1.1861	1.2287	1.2500
1.3237	1.1292	1.1500
1.9393	2.3735	2.3000
2.3594	2.9508	3.0000
2.7544	4.4683	4.5000
3.0011	5.1915	5.5500
3.1094	6.0727	6.0000
3.0578	5.6434	5.3000
2.8692	4.4080	4.7000
2.5849	4.2133	4.3000
2.0611	2.4382	2.5000
1.3611	1.2113	1.1500
0.8183	0.6627	0.7000



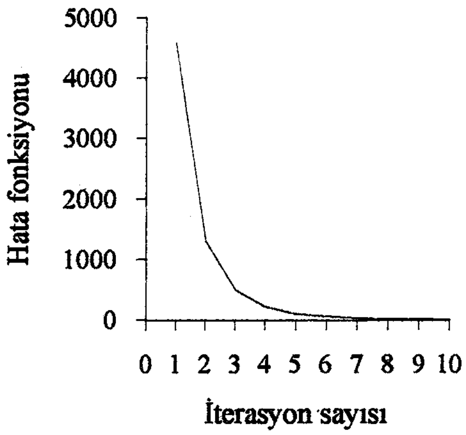
Şekil 6.27. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen başlangıç, M-KYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri



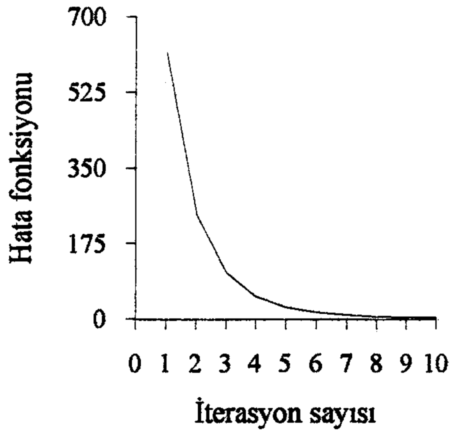
Şekil 6.28. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen başlangıç,M-HYF ve gerçek derinlik değerleri ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 6.16. Teorik model-III verisine gürültü katılarak elde edilen M-HYF ters çözüm sonuçları

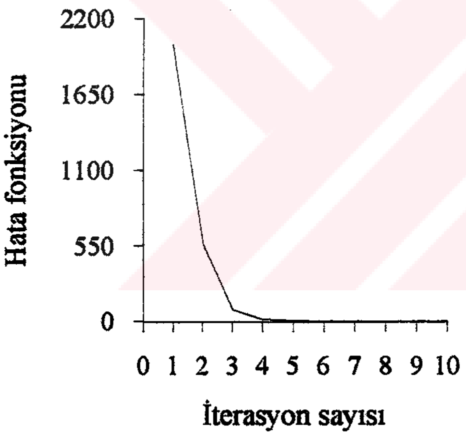
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 4 km.	$\lambda = 9.914$ $\Delta\rho_0 = -0.779$	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	258.3575000	3.7500000
2	94.9822600	2.8125000
3	36.8750700	2.1093750
4	13.8519200	1.5820310
5	4.1646360	1.1865230
6	1.1983460	0.8898926
7	0.4352921	0.6674194
8	0.2111476	0.5005646
9	0.1217603	0.3754234
10	0.0754332	0.2815676
11	0.0483414	0.2111757
12	0.0310415	0.1583818
13	0.0201774	0.1187863
14	0.0127845	0.0890897
15	0.0087510	0.0668173
16	0.0063207	0.0501130
17	0.0063207	0.0626412
Başlangıç Derinliği (km.)	M-HYF Derinliği (km.)	Gerçek Derinlik (km.)
0.6159	0.4979	0.5000
1.1061	1.0464	1.0000
1.3351	1.2287	1.2500
1.5145	1.1289	1.1500
2.3886	2.3750	2.3000
3.0734	2.9467	3.0000
3.7960	4.4895	4.5000
4.2897	5.1685	5.5500
4.5168	6.0911	6.0000
4.4079	5.6637	5.3000
4.0231	4.3916	4.7000
3.4784	4.2348	4.3000
2.5821	2.4347	2.5000
1.5657	1.2121	1.1500
0.8869	0.6626	0.7000



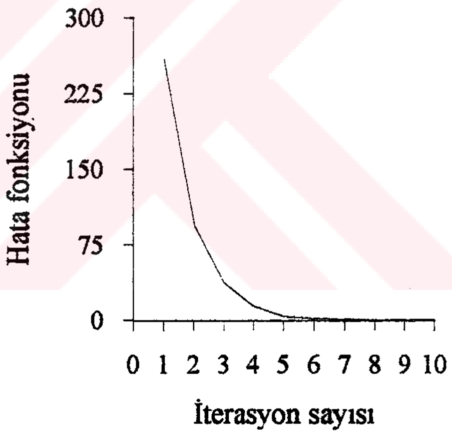
a) KYF ters çözüm yöntemi



b) HYF ters çözüm yöntemi



c) M-KYF ters çözüm yöntemi



d) M-HYF ters çözüm yöntemi

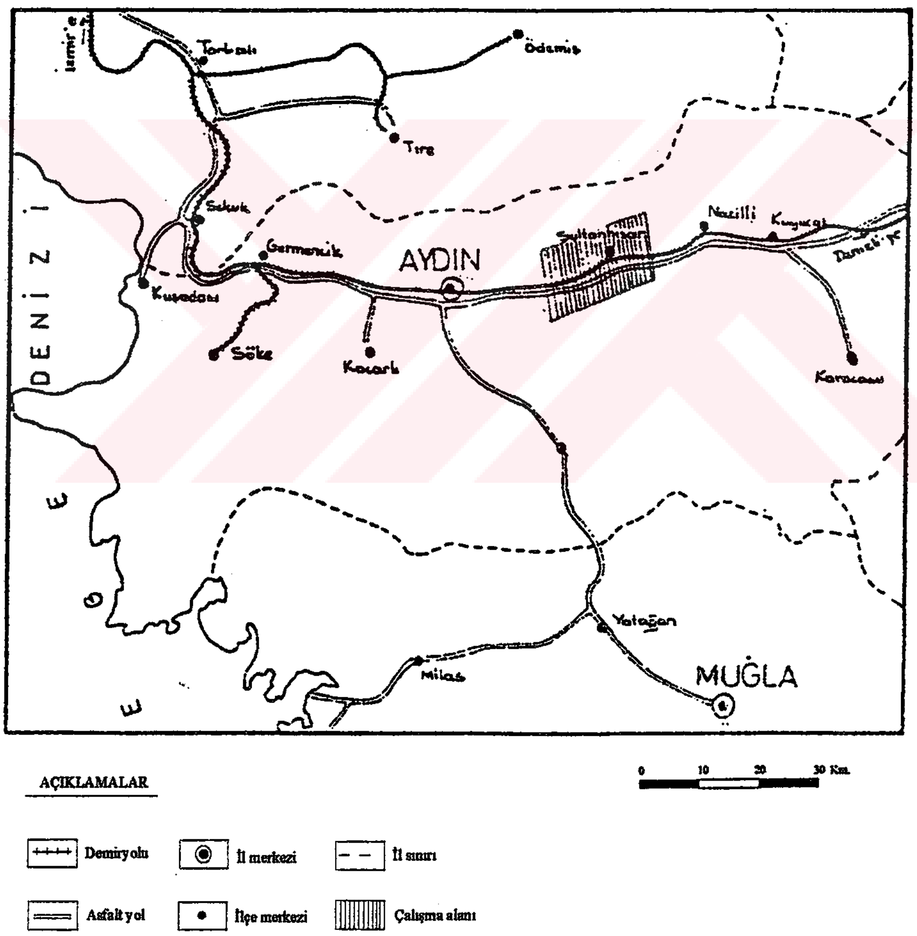
Şekil 6.29. Gürültü katılarak oluşturulan teorik model-III verisi için, ters çözüm yöntemlerindeki hata fonksiyonu grafikleri

7. ARAZİ UYGULAMASI

Anlatılan yöntemler, teorik modeller üzerinde başarılı sonuçlar vermiştir. Bundan sonra yöntemin arazi verisi üzerindeki başarısı araştırılacaktır. Bu çalışmada kullanılan arazi verileri M.T.A. Genel Müdürlüğü ' nden alınmıştır.

7.1. Çalışma Alanı ve Bölgenin Jeolojik Durumu

Çalışılan saha, Aydın ilinin Sultanhisar ilçesi sınırları içinde yer almaktadır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Yer bulduru haritası

Bölge genel olarak kırıklı bir graben sahasıdır. Çalışma alanı içinde yer alan, Büyük Menderes grabeni ise üç yönlü kuvvetlerin etkisi ile oluşmuştur. Graben sahalarının oluşumuna bağlı olarak basamak tipli fayların bulunması doğaldır . Bölgede ana faylar, Büyük Menderes grabenini oluşturan D-B uzanımlı faylardır (Akçığ 1985). Bu faylar ilk oluşmuş faylar olup, daha sonra K-G uzanımlı faylar teşekkül etmiştir (Şekil 7.2).

Bölgede kıvrımlar daha çok kristalen temeldedir ve bu kristalen temelde çeşitli yönlerde kıvrım oluşumu görmek mümkündür. Neojen çökellerinde ise, herhangi bir orojeneze bağlı kıvrım oluşumu yoktur. Ancak, faylanma neticesi teşekkül etmiş bükülmeler görülür.

7.1.1. Stratigrafi

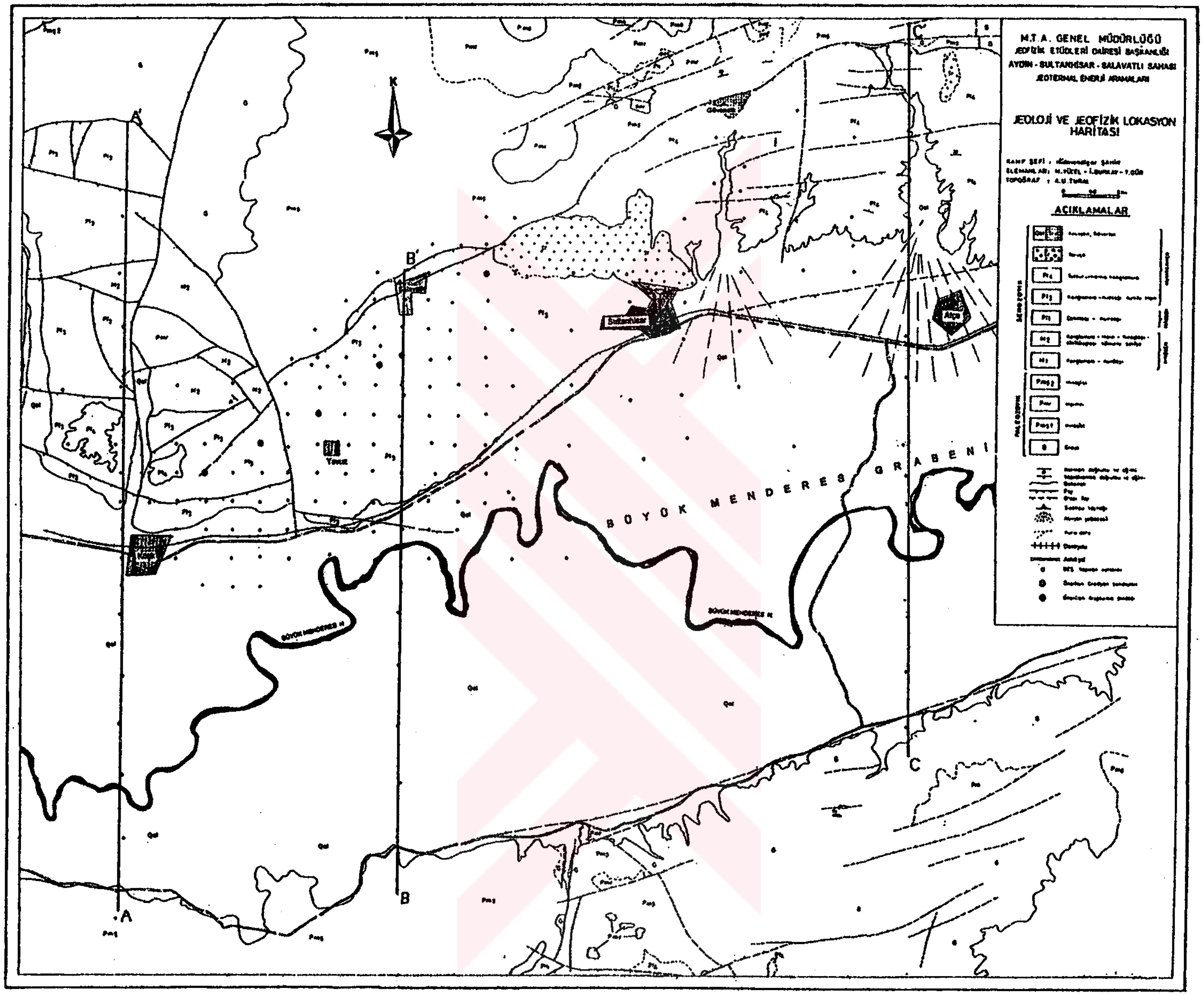
Çalışılan bölgede, Paleozoyik ve Senozoyik (Orta Miyosen, Pliyosen, Kuvaterner) yaşlı çökeller mevcuttur. Bunların birbirleri ile olan ilişkileri Tablo 7.1 ' de verilmiştir.

Tablo 7.1. Jeolojik birimler (Şahin 1985)

YAŞ		LİTOLOJİ
	Holosen(Qal)	Alüvyonlar, taraçalar, yamaç moloz-
	Diskordans	ları
KUVATERNER	Pleistosen(Pl_4)	Tutturulmamış konglomera, kum-
	Pleistosen(Pl_3)	çakıl-mil-kil karmaşığı
	Diskordans	Gevşek çimentolu kumtaşı, konglo-
		mera miltaşı ardalanması
	Pliyosen(Pl_2)	Kumtaşı, kil, marn, killi kireçtaşı ar-
	Pliyosen(Pl_1)	dalanması
	Diskordans	Alt seviyeleri kömürlü, kumtaşı, mil-
NEOJEN	Orta Miyosen(M_2)	taşı, kiltaşı ardalanması
	Orta Miyosen(M_1)	Gnays, mikaşist, mermer, kireçtaşı,
	Diskordans	konglomera çakıllı
PALEOZOYİK	(G, Pmş, Pmr)	Gnays, mikaşist, mermer, grafitşist

7.1.1.1. Paleozoyik

Büyük Menderes grabeninin temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı kristalen temel, alttan üste doğru aşağıdaki litoloji birimlerine ayrılmıştır (Şekil 7.2) ;



Şekil 7.2. Aydın-Sultanhisar jeoloji haritası

Gnays : Menderes Masifi kristalen temelinde en altta gnayslar yer alır. Bunlar sahanın çeşitli yerlerinde mostra vermişlerdir (Candan ve diğ. 1992). Gnayslar iri taneli (3 cm. kadar) feldspat, kuvars, mika ve turmalin gibi minerallerden oluşmuştur.

Alt Mikaşistler : Gnayslar tedrici olarak mikaşistlere geçer. Gnayslarla geçişli olanlar, yani mermerlerin altında bulunan mikaşistler Alt Mikaşist ($Pmş_1$), mermerlerin üzerinde bulunan mikaşistler ise Üst Mikaşist ($Pmş_2$) seviyeleridir.

Mermerler : Mermer de sahada oldukça yaygındır. İnce kalsit damarlı, eklemli, erime boşluklu, yer yer dolomitik, yer yer muskovit ve serizit arakatkılıdırlar. Metamorfizma ile gözeneklilik (erime boşlukları hariç) tamamen kaybolmuş, buna karşılık tektonizma sonucu geçirimlilik artmıştır. Hazne kaya özelliğindedir.

Üst Mikaşistler : Üst mikaşistler mermerlerin üzerinde yer alırlar ve mostra verirler. Gözenekli ve geçirimli değillerdir. İyi bir örtü kaya olabilirler. Bunların üzerine bölgede değişik formasyonlar gelmiştir.

7.1.1.2. Senozoyik

Sahada Neojen ve Kuvaterner ' de çökelen kaya toplulukları, Senozoyik yaşlı birimleri oluşturur (Bkz. Şekil 7.2).

Neojen :

Orta Miyosen :

M_1 : Konglomera, kumtaşı Neojen 'in tabanını oluşturur. Metamorfik temel üzerine açısal diskordansla oturur. İri metamorfik çakıllardan meydana gelmiştir.

M_2 : Alt seviyeleri kömürlü, kumtaşı, miltaşı, kiltaşı ardalanması şeklindedir.

Pliyosen (Pl_1, Pl_2) : Bölgede Orta Miyosen 'den sonra ikinci bir diskordansla Pliyosen gölsel çökelleri yer alır. Bu çökeller kuzeyde incedir ve mostra vermişlerdir. Güneye doğru gittikçe kalınlaşırlar. Üst seviyeleri kil, killi kireçtaşı, marn, kalker, çimentolu kumtaşı ardalanması şeklindedir.

Kuvaterner :

Sahada; Pleistosen ve Holosen 'de çökelen çökeller ile alüvyon, taraça ve yamaç molozları Kuvaterner çökellerini oluşturur.

Pl_3 : Pliyosen çökelleri üzerine diskordan olarak gelen gevşek çimentolu kumtaşı ve konglomeradan ibaret birimdir. Tamamen karasaldır.

Pl_4 : Tutturulmamış konglomeradan ibaret olan bu birim, Pl_3 üzerinde ve fay hatlarına yakın yerlerde mostra vermiştir. Çakıl, blok, kil, kum ve mil karmaşığıdır, çimento yoktur.

Alüvyon (Qal) : Alüvyon konileri ve yamaç molozları şeklinde olan bu birimler, bölgedeki en genç oluşukları meydana getirirler. Yamaç molozları fay hatlarına yakın yerlerde, alüvyon konileri büyük dere ve akarsu ağızlarında görülür. Alüvyonlar güneye gittikçe kalınlaşır.

7.1.2. Magmatizma, volkanizma ve metamorfizma

Sahada magmatizma olarak hidrotermal alterasyon ve pegmatit teşekkülü söz konusudur. Hidrotermal olaylar büyük fay hatlarına yakın yerlerde, kükürt ve demir hidroksit teşekkülü şeklinde kendini gösterir. Pegmatitler ise, metamorfikler içerisinde kuvars pegmatitleri şeklinde teşekkül etmiştir. Bunların kontakt zonlarında çok zaman cevherleşmeye de rastlanmaktadır.

Bölgede görünür bir volkanizma merkezi yoktur. Ancak Miyosen çökelleri arasında bulunmuş olan tüf ve volkanik breş, bir volkanizmanın geçmiş olduğunu göstermektedir.

Rejyonal ve dinamik olmak üzere bölgede iki tip metamorfizma ayırt edilmiştir (Dora ve diğ. 1992). Paleozoyik yaşlı kristalen serinin dört formasyonu da rejyonal metamorfizmaya uğramıştır.

7.1.3. Ekonomik Jeoloji

Yörenin başlıca yeraltı zenginlikleri olarak, kömür, inşaat taşı olarak kullanılan gnays ve mermerler, kuvars, talk ve bazı nadir mineraller sayılabilir. Ancak çalışma sahası, jeotermal enerji olanakları açısından büyük önem taşımaktadır (Ergün ve diğ. 1985).

7.1.3.1. Jeotermal enerji

Jeotermal enerji, yerkabuğunun çeşitli derinliklerinde olağan dışı birikmiş ısının oluşturduğu bir enerji türüdür. Bu ısı yeryüzüne doğal olarak veya sondajlarla, sıcak su ve buhar şeklinde ulaşır. Jeotermal sahalar; dünyanın oluşumundan beri yayınan ve bittiğine dair hiç bir delil bulunmayan, ısıtıcı olarak arzın iç ısısını, ısı taşıma maddesi olarak da meteorik orijinli suları kullanmakta olan sahalardır. Jeotermal enerji, yenilenir bir enerji türü olduğundan giderek çok önem taşımaktadır.

Jeotermal enerjinin ham maddesi, arzın iç ısısı ile ısıtılmış sıcak su ve buhardır. Bu enerji hazne kayacın sıcaklığına bağlı olarak;
1. Kuru buhar
2. Basınçlı sıcak su (buhar-sıcak su karışımı 100° C 'nın üstünde)
3. Sıcak su (100° C 'nın altında)
şeklinde elde edilir.

7.1.3.2. Jeotermal sistem

Bir alanın jeotermal enerji üretim alanı olabilmesi için, şu dört ana unsura sahip olması gerekmektedir. Bunlar çalışma sahasındaki özdeşleriyle birlikte şöyledir;

1. Hazne Kaya : Jeotermal sahalardaki hazne kaya, porozite ve permeabiliteye sahip, lateral devamlılığı bulunan belli kalınlıklardaki kayalardır. Kalınlık ısıtıcıya bağlı olarak değişebilir, en az 50 m. kadar olmalıdır. Çalışma sahasında görülen gnayslar ve mermerler ideal kayalardır. Gnayslar temeli oluşturduğu için devamlılık ve yeterli kalınlık vardır. Mermerlerde de devamlılığın ve kalınlığın yeterli olduğu görülmüştür (Şahin 1985).

2. Örtü Kaya : Bir jeotermal sahada örtü kaya; en az ısı iletkenliği bulunan, minimum porozite ve permeabiliteye sahip, en az 100 m. kalınlığı olan litoloji tipleridir. Çalışma sahasında örtü kaya olabilecek litolojik birimler kristalen temeldeki mikaşistler ve Orta Miyosen çökelleridir.

3. Isıtıcı : Büyük Menderes grabeninin kırıklı bir bölgede oluşu, çevrede bol kuvars filonlarının bulunması, grabenin çeşitli yerlerinde ve çalışma sahasında sıcak su kaynaklarının bulunması bölgede bir ısıtıcının varlığını gösterir (Bkz. Şekil 7.2).

4. Beslenme : Büyük Menderes grabeninde yer alan jeotermal alanların beslenme olanakları yeterlidir. Hazne kayadaki su bütünlemesi, çöküntünün her iki yanındaki yükselimlerden ve geniş çöküntü ovasından kırıklar yardımıyla olmaktadır. Jeotermal alanların düşük kotlarda bulunması da önemli bir etkendir.

7.2. Arazi Verilerinin Yoruma Hazırlanması

Bölüm 2 'de anlatılan kuadratik ve hiperbolik yoğunluk fonksiyonu sabitlerinin doğru bir şekilde tespiti için, basen üzerinde alınmış yoğunluk farkı-derinlik bilgilerine ihtiyaç vardır. Bu yoğunluk farkı-derinlik verileri, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalarından veya sondaj verilerinden elde edilebilir. Fakat çalışma sahasına ait bu verilerin, ilgili kurumlarda olmadığı öğrenilmiştir. Aranılan yoğunluk farkı-derinlik verilerinin tespitinde, M.T.A. 'nın bölgede yapmış olduğu rezistivite çalışmalarından ve arazinin stratigrafisinden yararlanılmıştır.

Bölgede yapılan rezistivite çalışmaları sonunda, sahada dört ana seviyenin olduğu saptanmıştır (Şahin 1985). Tespit edilen bu dört ana seviye ve bunların jeolojik birim olarak karşıtları şöyledir;

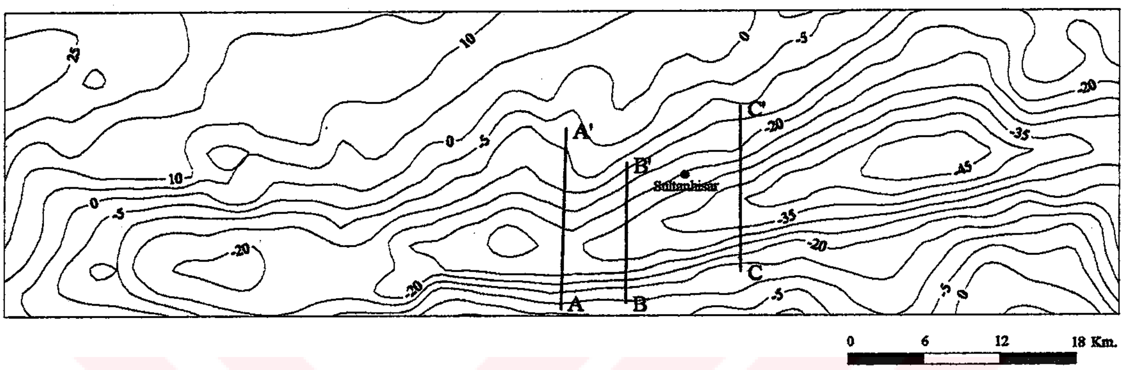
1. Seviye : Rezistivite değerleri 80-300 ohm.m arasında değişen birimlerin oluşturduğu katmandır. Bunlar sahada alüvyonlar, taraçalar, yamaç molozları, Pl_3 , Pl_4 serileriyle deneştirilmiştir.

2. Seviye : Rezistivite değerleri 20-80 ohm.m arasında değişen birimlerin oluşturduğu katmandır. Bunlar sahadaki Pliyosen (Pl_2 , Pl_1) birimleriyle deneştirilmiştir.

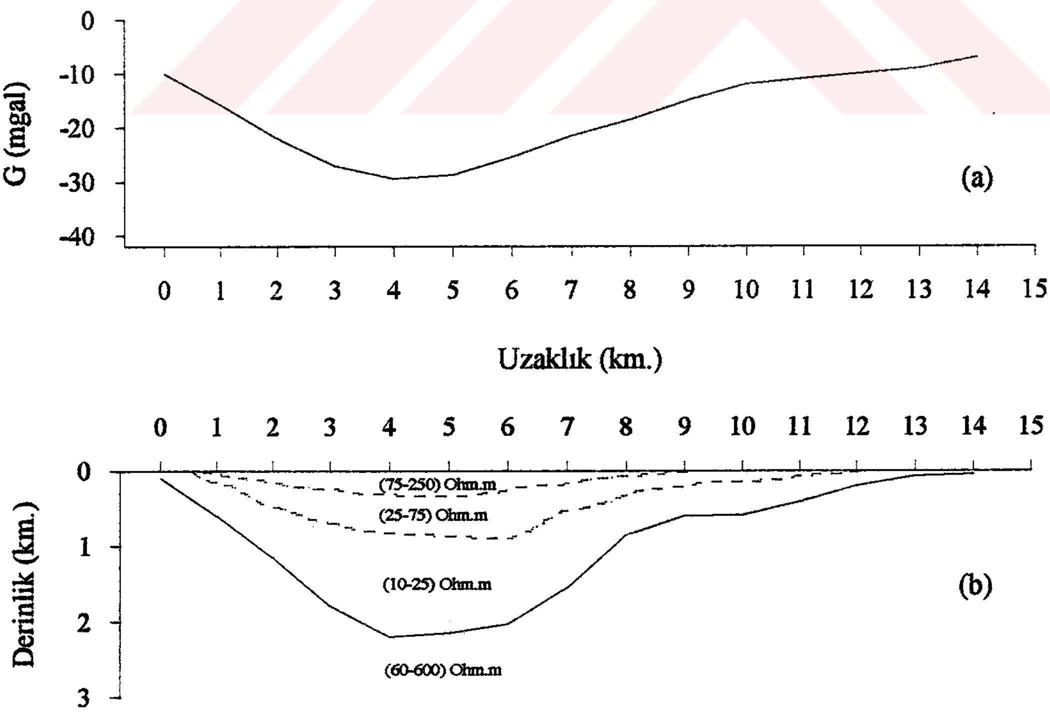
3. Seviye : Rezistivite değerleri 4-20 ohm.m arasında değişen birimlerin oluşturduğu katmandır. Bunlar sahadaki Miyosen birimlerinin killi seviyeleriyle deneştirilmiştir. Örtü görevi gören bu birimin rezistivite değerleri, sahanın jeotermal açıdan aktif olan bölümlerinde, özellikle sıcak akışkana bitişik alt seviyelerinde çok düşmektedir.

4. Seviye : Rezistivite değerleri 60-600 ohm.m arasında değişen birimlerin oluşturduğu katmandır. Bunlar ise sahadaki Miyosen taban konglomerası ve Paleozoyik metamorfiklerle (gnays,şist,mermer) deneştirilmiştir.

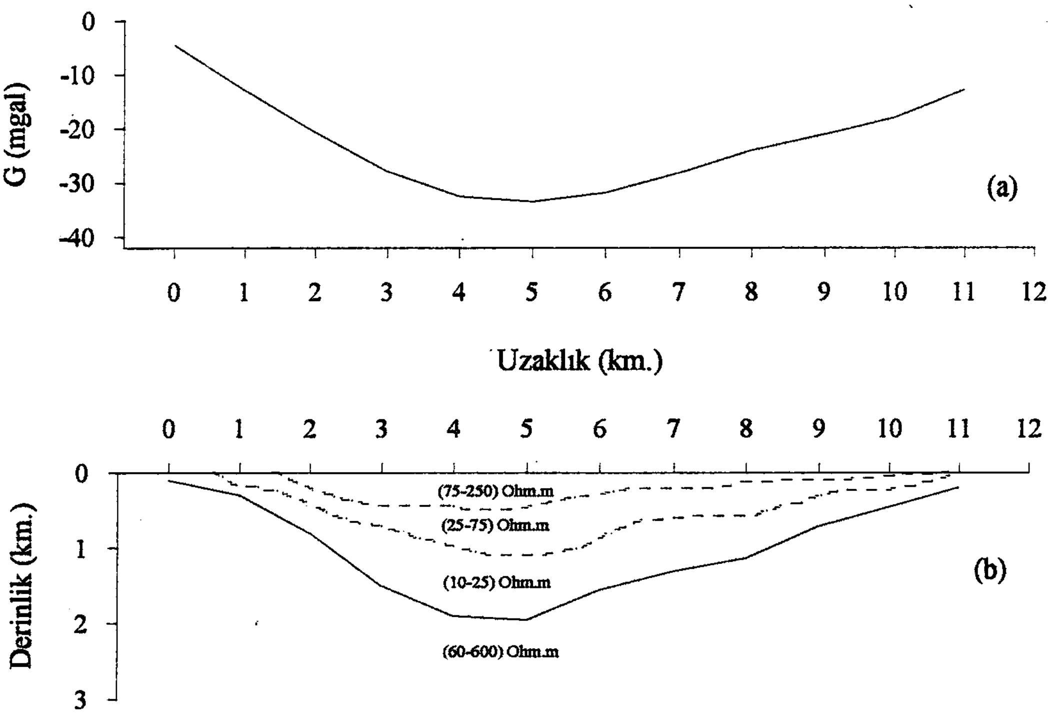
Şekil 7.3 ' de görülen Aydın - Sultanhisar bölgesine ait Bouguer anomali haritası üzerinde alınan üç profil için yoğunluk farkı - derinlik verileri, anlatılan rezistivite sonuçları ve stratigrafik bilgiler ışığında tespit edilmeye çalışılmıştır. Bu verilerin tespitinde , Şahin (1985) ' in çalışmasında yer alan elektrik yapı kesiti ve Bouguer-gravite kesiti de dikkate alınmıştır (Şekil 7.4, 7.5 ve 7.6). Tüm bu bilgiler göz önünde tutularak, 1.seviyede yoğunluğun; 1.60-1.96 gr/cm^3 , 2.seviyede; 2.0-2.35 gr/cm^3 , 3. seviyede; 2.10-2.72 gr/cm^3 ve 4.seviyede; 2.6-3.0 gr/cm^3 olduğu düşünülebilir (Telford et al 1976, Erden 1979 vs.).



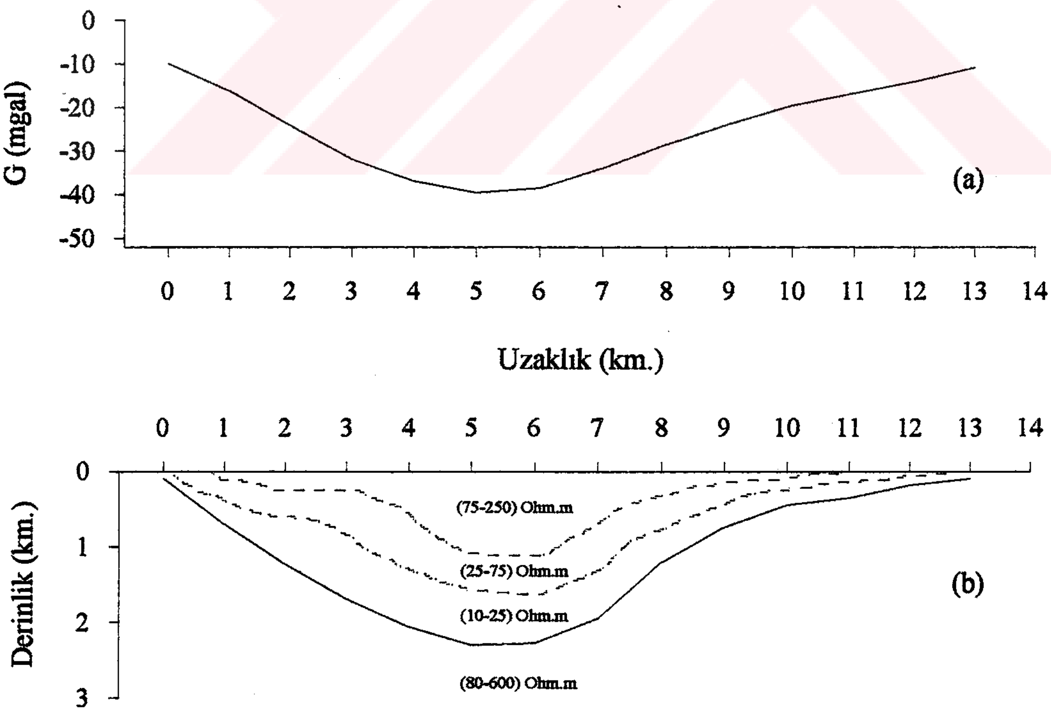
Şekil 7.3. Aydın-Sultanhisar Bouguer anomali haritası



Şekil 7.4.a. A-A' gravite kesiti, b. A-A' elektrik yapı kesiti (Şahin 1985)



Şekil 7.5.a. B-B' gravite kesiti , b. B-B' elektrik yapı kesiti (Şahin 1985)



Şekil 7.6.a. C-C' gravite kesiti , b. C-C' elektrik yapı kesiti (Şahin 1985)

Daha sonra, Şekil 7.3 ' de görülen A-A' , B-B' ve C-C' profillerine ait basen modelleri için, yoğunluk farkı-derinlik verileri belirlenerek, Tablo 7.2 'de gösterilmiştir.

Tablo 7.2. Çalışma sahasına ait yoğunluk farkı-derinlik verileri

Profil	Derinlik (km.)	Yoğunluk farkı (gr/cm^3)
A-A'	0.25	-0.67
	0.90	-0.48
	2.20	-0.29
B-B'	0.50	-0.65
	1.10	-0.57
	1.95	-0.47
C-C'	1.10	-0.64
	1.60	-0.59
	2.30	-0.53

Bu veriler kullanılarak, Tablo 7.3 ' de verilen yoğunluk fonksiyonları ve bunlara ait sabitler bulunur.

Tablo 7.3. Çalışma sahasına ait yoğunluk fonksiyonları

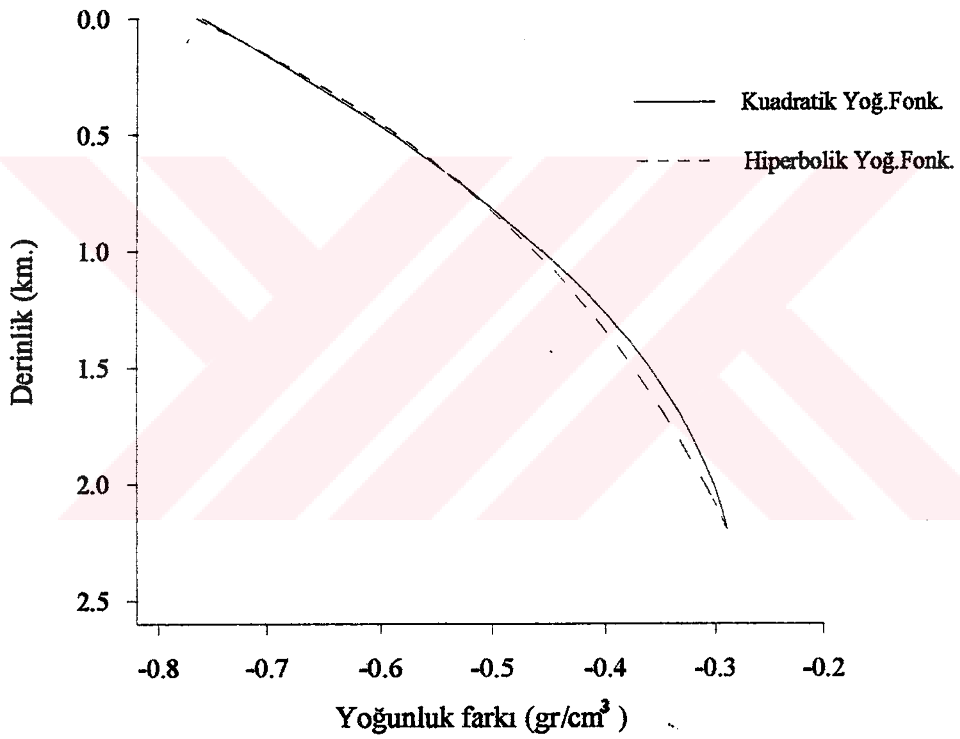
Profil	Kuadratik Yoğ. Fonk. sabitleri	Kuadratik Yoğ.Fonk.	Hiperbolik Yoğ. Fonk. sabitleri	Hiperbolik Yoğ.Fonk.
A-A'	a= -0.760 b= 0.379 c= -0.075	$\Delta\rho(Z) = -0.760 + 0.379Z - 0.075Z^2$	$\Delta\rho_o = -0.765$ $\lambda = 3.505$	$\Delta\rho(Z) = -9.398/(Z+3.505)^2$
B-B'	a= -0.723 b= 0.151 c= -0.011	$\Delta\rho(Z) = -0.723 + 0.151Z - 0.011Z^2$	$\Delta\rho_o = -0.740$ $\lambda = 7.717$	$\Delta\rho(Z) = -44.069/(Z+7.717)^2$
C-C'	a= -0.771 b= 0.132 c= -0.0119	$\Delta\rho(Z) = -0.771 + 0.132Z - 0.0119Z^2$	$\Delta\rho_o = -0.774$ $\lambda = 11.035$	$\Delta\rho(Z) = -94.251/(Z+11.035)^2$

Tablo 7.3 ' de görülen yoğunluk fonksiyonu sabitlerinin belirlenmesinden sonra, ters çözüm teknikleri kullanılarak harita üzerindeki profillerden model yorumuna geçilebilir.

7.3. Ters Çözüm İşlemleri

Aydın-Sultanhisar bölgesine ait Bouguer anomali haritası üzerinde alınan üç profil, anlatılan ters çözüm teknikleri ile yorumlanmaya çalışılmıştır.

A-A' profili için yoğunluk fonksiyonları; $\Delta\rho(Z) = -0.760 + 0.379Z - 0.075Z^2$ ve $\Delta\rho(Z) = -9.398/(Z+3.505)^2$ olarak belirlenmiştir (Bkz. Tablo 7.2 ve 7.3). Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 7.7 ' de gösterilmektedir.



Şekil 7.7. A-A' profili için, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

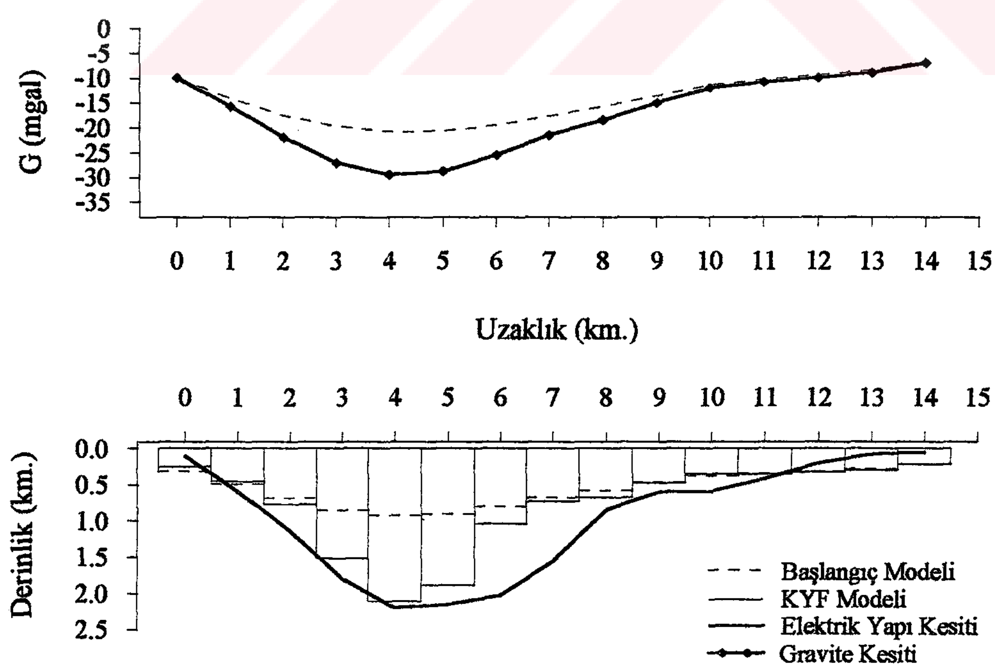
14 km. uzunluğundaki A-A' profili 1 km. aralıklarla örneklenerek, 15 adet gözlem noktası elde edilmiştir.

KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 7.4 ve Şekil 7.8 ' de , HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 7.5 ve Şekil 7.9 ' da gösterilmektedir.

M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 7.6 ve Şekil 7.10 ' da , M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 7.7 ve Şekil 7.11 ' de verilmektedir. Bulunan derinlikler ile oluşturulan basen modelinin, Şahin (1985) 'in çalışmasındaki elektrik yapı kesiti ile uyum içerisinde olduğu görülmektedir (Şekil 7.8 , 7.9, 7.10 ve 7.11).

Tablo 7.4. A-A' profiline ait basen modeli için, KYF ters çözüm sonuçları

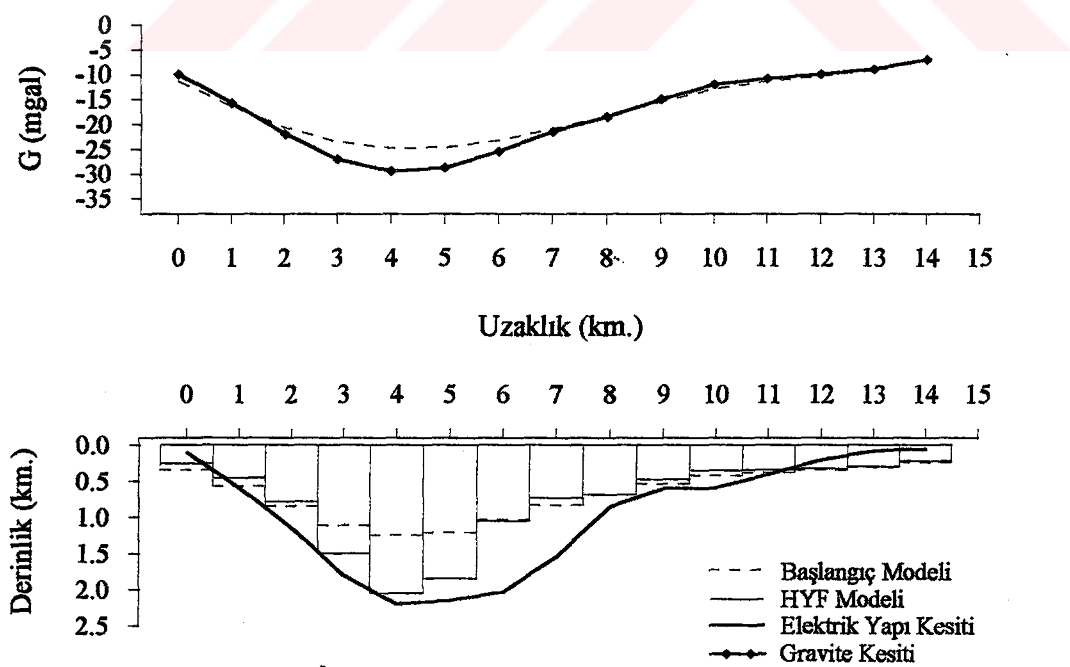
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 1.0 km. a Sabiti : -0.760 b Sabiti : 0.379 c Sabiti : -0.075	1	282.4818000
	3	33.6288600
	5	9.7256540
	10	1.5075620
	20	0.1835218
	30	0.0447504
	40	0.0163034
	50	0.0078671
	64	0.0036113
Başlangıç Derinliği (km.)		**KYF Derinliği (km.)**
0.3138		0.2519
0.4958		0.4581
0.6904		0.7777
0.8505		1.5181
0.9258		2.1093
0.9038		1.8907
0.8002		1.0405
0.6747		0.7262
0.5806		0.6796
0.4707		0.4785
0.3766		0.3539
0.3421		0.3469
0.3138		0.3235
0.2824		0.2971
0.2197		0.2206



Şekil 7.8. A-A' profiline ait, KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.5. A-A' profiline ait basen modeli için, HYF ters çözüm sonuçları

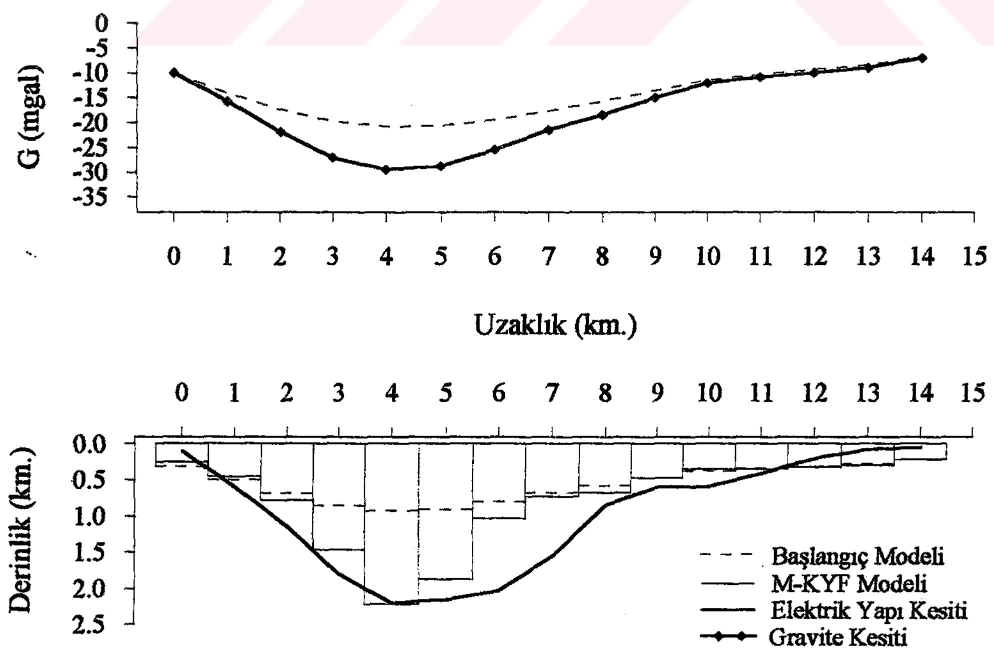
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
	1	63.0128200
	3	13.7116400
Gözlem Sayısı : 15	5	4.8955870
Gözlem Aralığı : 1.0 km.	10	0.9149584
$\lambda = 3.505$	20	0.1189635
$\Delta\rho_o = -0.765$	30	0.0293663
	40	0.0108463
	50	0.0052392
	56	0.0036429
Başlangıç Derinliği (km.)		**HYF Derinliği (km.)**
0.3422		0.2521
0.5732		0.4597
0.8528		0.7831
1.1133		1.5049
1.2469		2.0528
1.2071		1.8431
1.0283		1.0474
0.8288		0.7292
0.6904		0.6834
0.5397		0.4802
0.4188		0.3547
0.3763		0.3476
0.3422		0.3241
0.3050		0.2974
0.2327		0.2205



Şekil 7.9. A-A' profiline ait, HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.6. A-A' profiline ait basen modeli için, M-KYF ters çözüm sonuçları

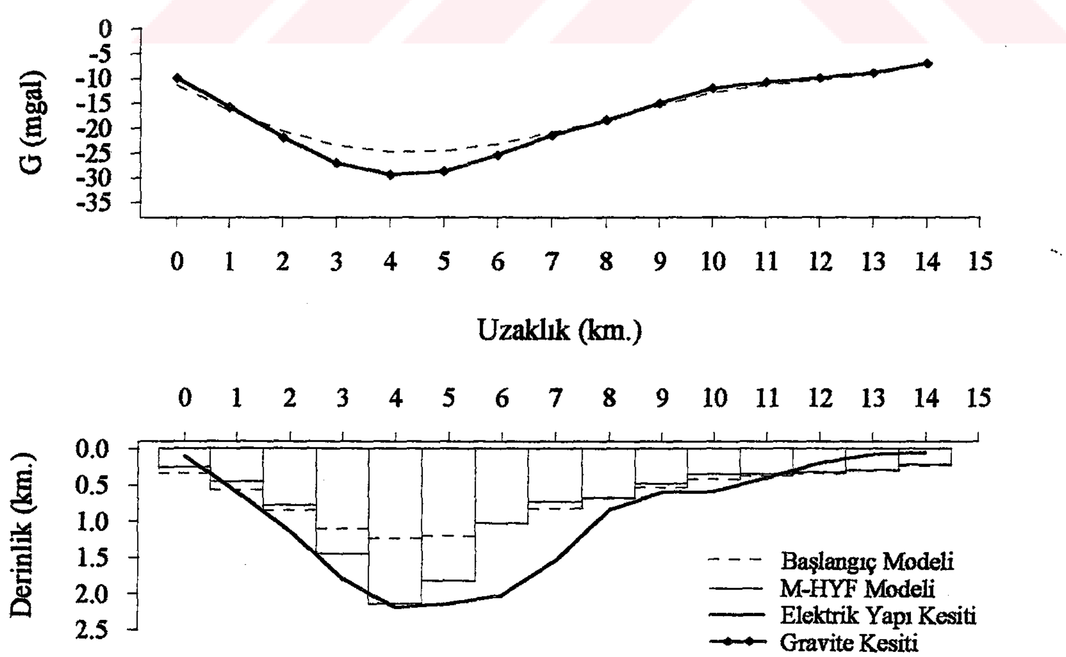
Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 1.0 km.	a Sabiti : -0.760 b Sabiti : 0.379 c Sabiti : -0.075	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	117.7339000	3.7500000
3	6.7487370	2.1093750
5	0.8713658	1.1865230
10	0.0040354	0.2815676
14	0.0007351	0.1484829
Başlangıç Derinliği (km.)		**M-KYF Derinliği (km.)**
0.3138		0.2518
0.4958		0.4573
0.6904		0.7826
0.8505		1.4660
0.9258		2.2179
0.9038		1.8673
0.8002		1.0341
0.6747		0.7270
0.5806		0.6786
0.4707		0.4786
0.3766		0.3536
0.3421		0.3467
0.3138		0.3234
0.2824		0.2969
0.2197		0.2205



Şekil 7.10. A-A' profiline ait, M-KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

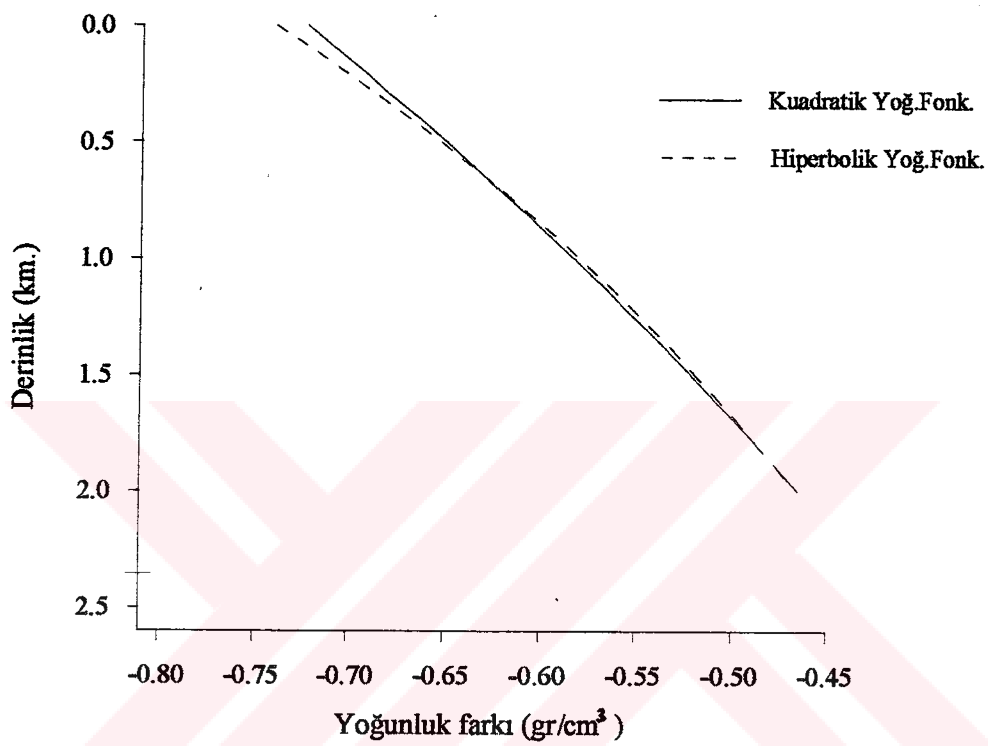
Tablo 7.7. A-A' profiline ait basen modeli için, M-HYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 15 Gözlem Aralığı : 1.0 km.	$\lambda = 3.505$ $\Delta\rho_o = -0.765$	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	27.0120000	3.7500000
3	4.5768590	2.1093750
5	0.6125582	1.1865230
10	0.0030697	0.2815676
15	0.0001741	0.1113622
Başlangıç Derinliği (km.)		M-HYF Derinliği (km.)
0.3422		0.2519
0.5732		0.4591
0.8528		0.7876
1.1133		1.4538
1.2469		2.1505
1.2071		1.8296
1.0283		1.0363
0.8288		0.7308
0.6904		0.6821
0.5397		0.4801
0.4188		0.3544
0.3763		0.3475
0.3422		0.3240
0.3050		0.2973
0.2327		0.2204



Şekil 7.11. A-A' profiline ait, M-HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

B-B' profili için yoğunluk fonksiyonları; $\Delta\rho(Z) = -0.723 + 0.151Z - 0.011Z^2$ ve $\Delta\rho(Z) = -44.069/(Z+7.717)^2$ olarak belirlenmiştir (Bkz. Tablo 7.2 ve 7.3). Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yine yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 7.12 ' de gösterilmektedir.



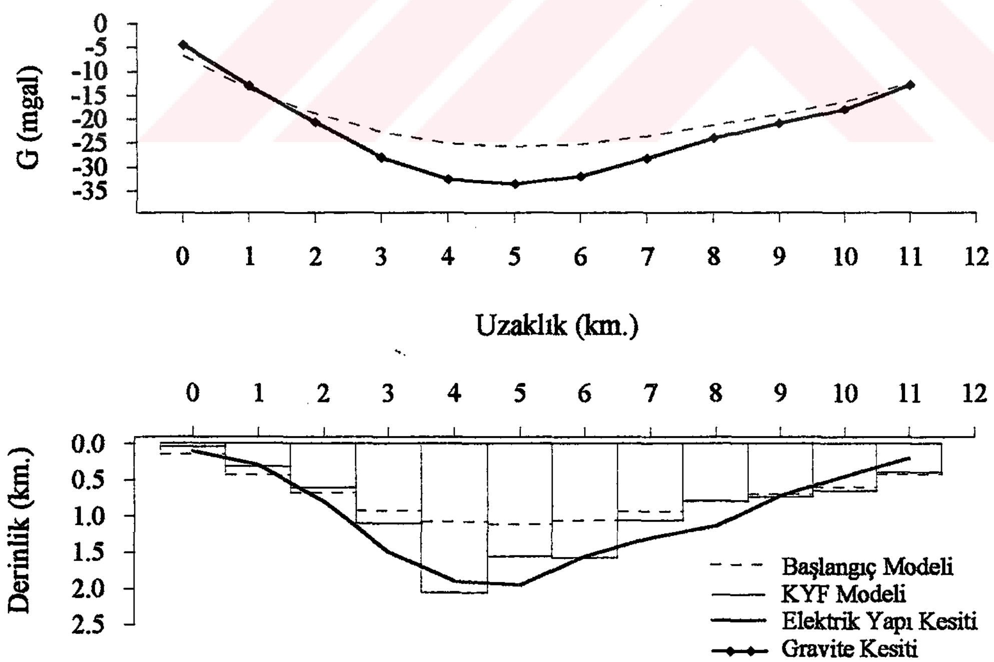
Şekil 7.12. B-B' profili için, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

11 km. uzunluğundaki B-B' profili 1 km. aralıklarla örneklenerek, 12 adet gözlem noktası elde edilmiştir.

KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 7.8 ve Şekil 7.13 ' de , HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 7.9 ve Şekil 7.14 ' de gösterilmektedir. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 7.10 ve Şekil 7.15 ' de , M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 7.11 ve Şekil 7.16 ' da verilmektedir. Bulunan derinlikler ile oluşturulan basen modelinin, Şahin (1985) 'in çalışmasındaki elektrik yapı kesiti ile uyum içerisinde olduğu görülmektedir (Şekil 7.13 , 7.14, 7.15 ve 7.16).

Tablo 7.8. B-B' profiline ait basen modeli için, KYF ters çözüm sonuçları

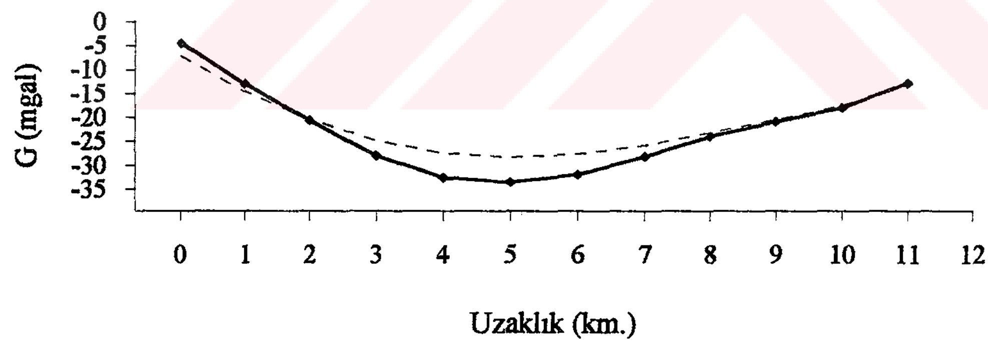
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 12 Gözlem Aralığı : 1.0 km. a Sabiti : -0.723 b Sabiti : 0.151 c Sabiti : -0.011	1	229.2413000
	5	3.3881950
	10	0.2729647
	25	0.0247474
	50	0.0127356
	100	0.0050800
	131	0.0029521
Başlangıç Derinliği (km.)		**KYF Derinliği (km.)**
0.1484		0.0447
0.4288		0.3169
0.6829		0.6077
0.9237		1.1048
1.0754		2.0576
1.1051		1.5512
1.0523		1.5665
0.9303		1.0618
0.7917		0.7860
0.6928		0.7329
0.5938		0.6566
0.4255		0.3916

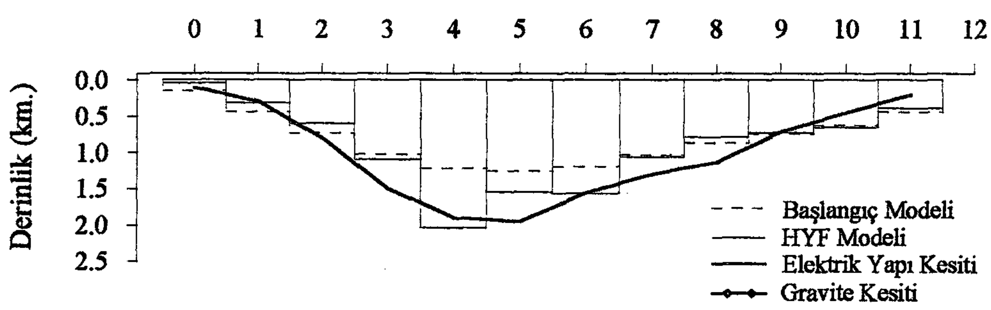


Şekil 7.13. B-B' profiline ait, KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.9. B-B' profiline ait basen modeli için, HYF ters çözüm sonuçları

	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 12 Gözlem Aralığı : 1.0 km. $\lambda = 7.717$ $\Delta\rho_0 = -0.740$	1 5 10 25 50 100 130	96.1098900 2.6075100 0.2391502 0.0245006 0.0126869 0.0050585 0.0029851
Başlangıç Derinliği (km.)		**HYF Derinliği (km.)**
0.1478		0.0450
0.4431		0.3130
0.7303		0.6015
1.0220		1.0969
1.2163		2.0402
1.2554		1.5478
1.1862		1.5572
1.0302		1.0548
0.8597		0.7796
0.7419		0.7256
0.6273		0.6481
0.4395		0.3861

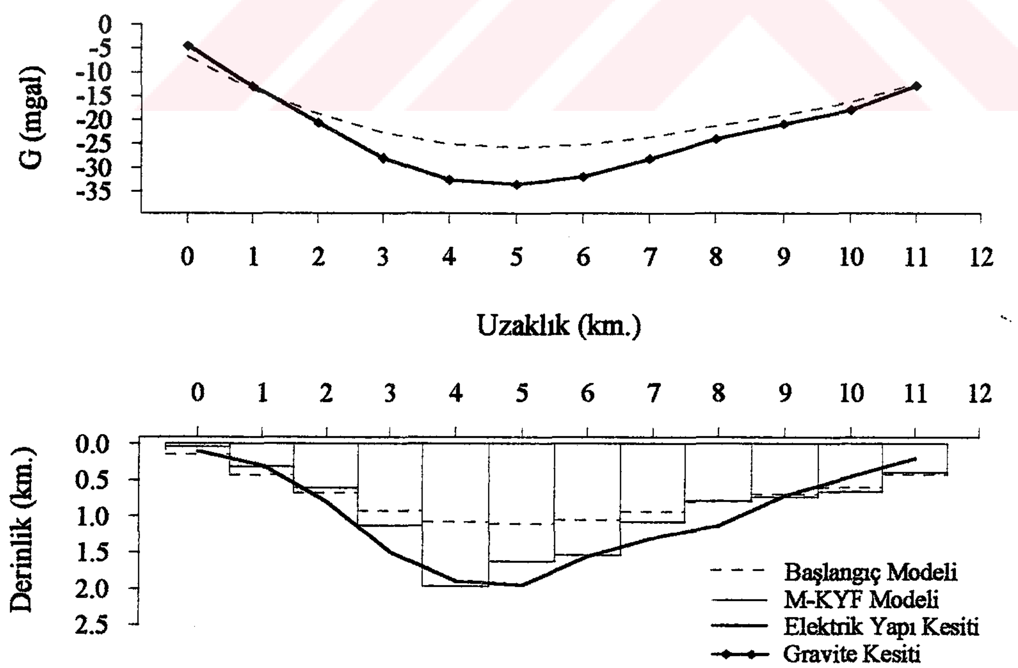




Şekil 7.14. B-B' profiline ait, HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.10. B-B' profiline ait basen modeli için, M-KYF ters çözüm sonuçları

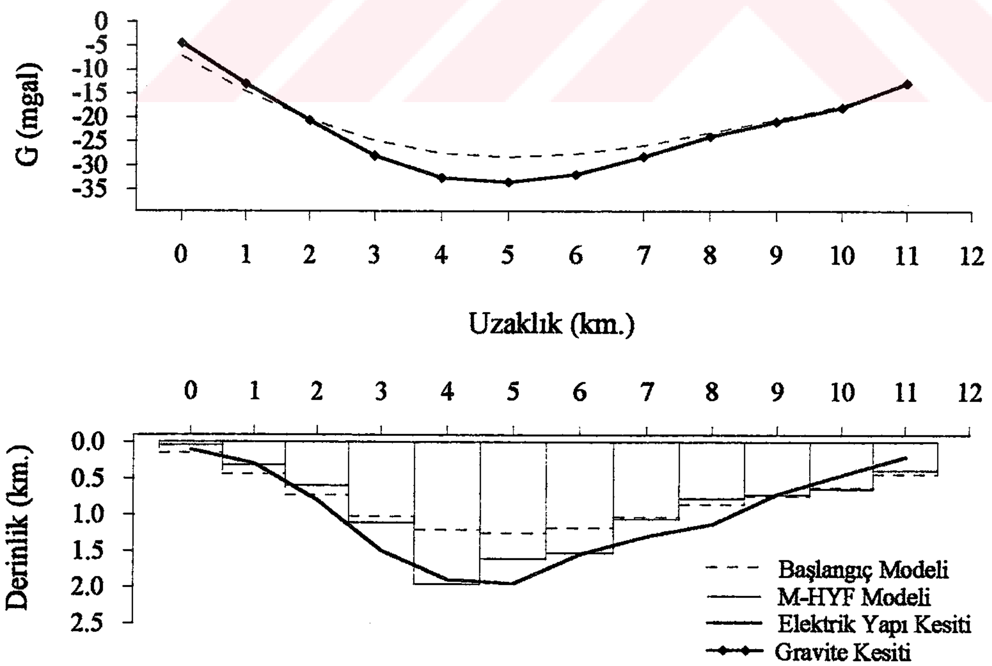
Gözlem Sayısı : 12 Gözlem Aralığı : 1.0 km.	a Sabiti : -0.723 b Sabiti : 0.151 c Sabiti : -0.011	
İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu	Bastırma Faktörü
1	85.4280400	3.7500000
3	7.8935510	2.1093750
5	1.0032420	1.1865230
10	0.0160206	0.2815676
17	0.0077747	0.0626412
Başlangıç Derinliği (km.)		M-KYF Derinliği (km.)
0.1484		0.0452
0.4288		0.3179
0.6829		0.6071
0.9237		1.1263
1.0754		1.9688
1.1051		1.6198
1.0523		1.5320
0.9303		1.0706
0.7917		0.7854
0.6928		0.7333
0.5938		0.6568
0.4255		0.3917



Şekil 7.15. B-B' profiline ait, M-KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

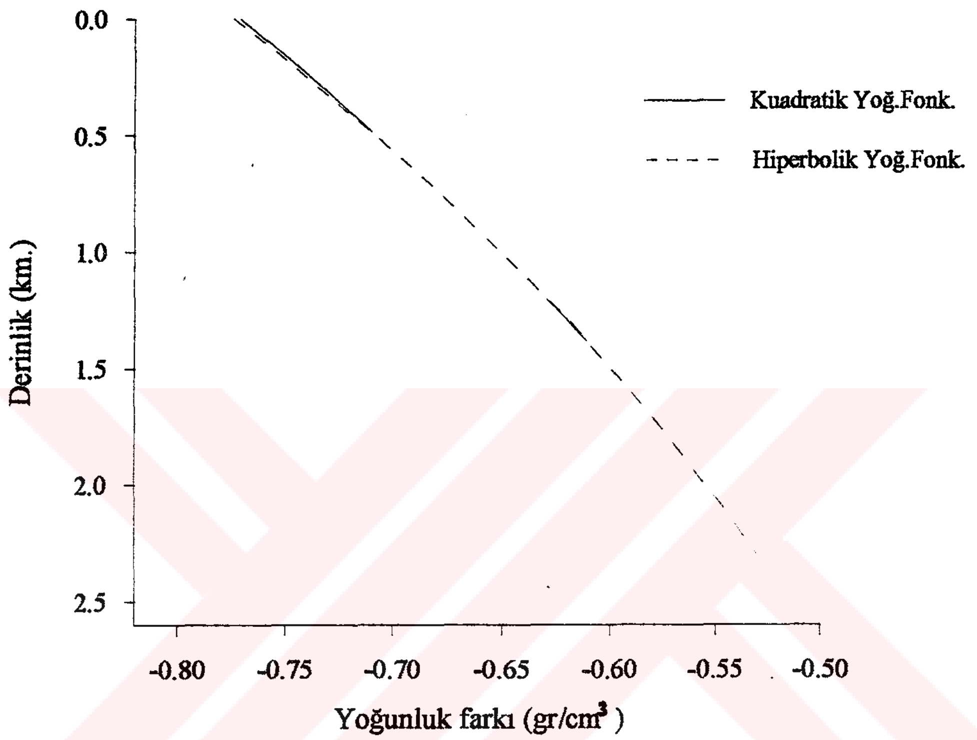
Tablo 7.11. B-B' profiline ait basen modeli için, M-HYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 12 Gözlem Aralığı : 1.0 km.	$\lambda = 7.717$ $\Delta\rho_o = -0.740$	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	39.6792700	3.7500000
3	6.8928100	2.1093750
5	0.8561081	1.1865230
10	0.0157146	0.2815676
17	0.0068028	0.0626412
Başlangıç Derinliği (km.)		**M-HYF Derinliği (km.)**
0.1478		0.0454
0.4431		0.3140
0.7303		0.6010
1.0220		1.1173
1.2163		1.9591
1.2554		1.6126
1.1862		1.5253
1.0302		1.0634
0.8597		0.7792
0.7419		0.7261
0.6273		0.6485
0.4395		0.3863



Şekil 7.16. B-B' profiline ait, M-HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

C-C' profili için yoğunluk fonksiyonları; $\Delta\rho(Z) = -0.771 + 0.132Z - 0.0119Z^2$ ve $\Delta\rho(Z) = -94.251/(Z+11.035)^2$ olarak belirlenmiştir (Bkz. Tablo 7.2 ve 7.3). Bu fonksiyonlara bağlı olarak , yoğunluk farkı-derinlik değişimi Şekil 7.17 ' de gösterilmektedir.



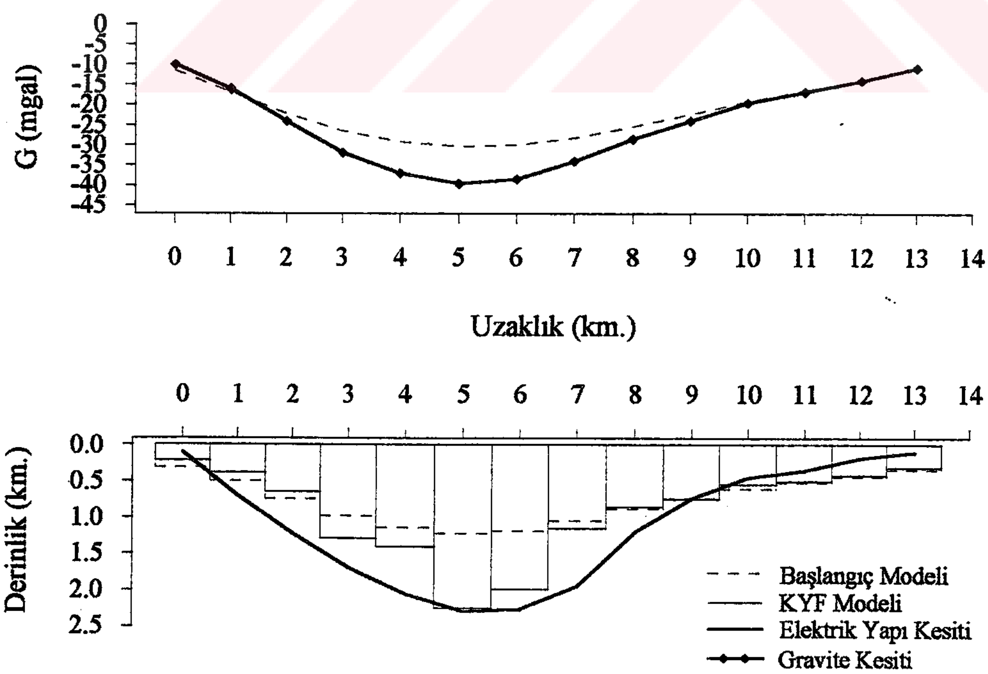
Şekil 7.17. C-C' profili için,yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi

13 km. uzunluğundaki C-C' profili 1 km. aralıklarla örneklenerek, 14 adet gözlem noktası elde edilmiştir.

KYF ters çözüm yöntemi uygulanarak bulunan derinlikler ve bunlardan yararlanarak elde edilen gravite anomalileri Tablo 7.12 ve Şekil 7.18 ' de , HYF ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunan sonuçlar ise, Tablo 7.13 ve Şekil 7.19 ' da gösterilmektedir. M-KYF ters çözüm sonuçları, Tablo 7.14 ve Şekil 7.20 ' de , M-HYF ters çözüm sonuçları da, Tablo 7.15 ve Şekil 7.21 ' de verilmektedir. Bulunan derinlikler ile oluşturulan basen modelinin, Şahin (1985) 'in çalışmasındaki elektrik yapı kesiti ile uyumlu olduğu görülmektedir (Şekil 7.18 , 7.19, 7.20 ve 7.21).

Tablo 7.12. C-C' profiline ait basen modeli için, KYF ters çözüm sonuçları

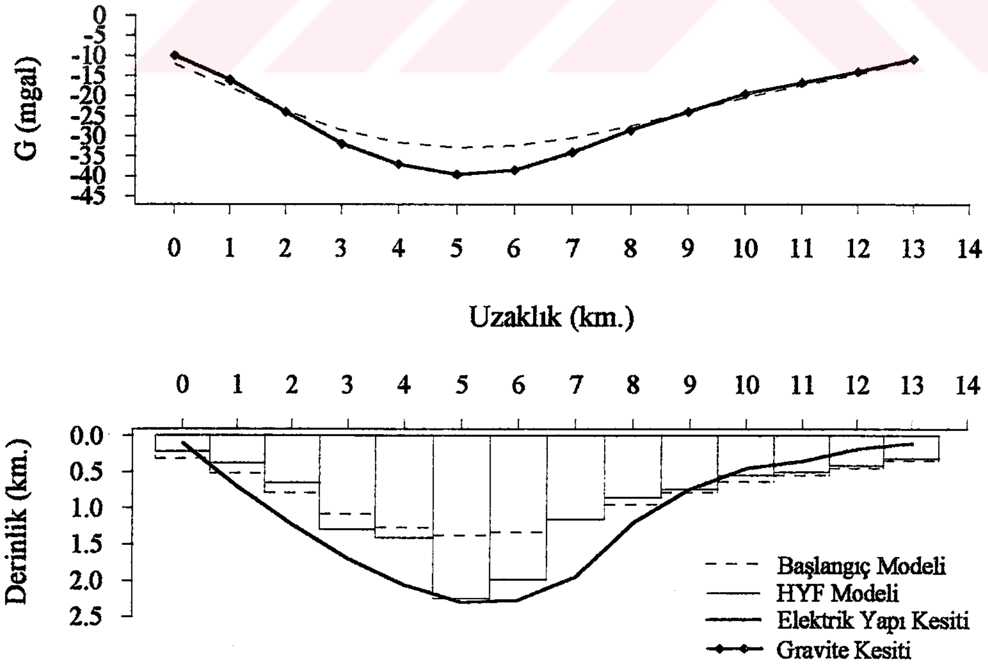
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
	1	299.3422000
Gözlem Sayısı : 14	5	4.9549610
Gözlem Aralığı : 1.0 km.	10	0.5668044
a Sabiti : -0.771	25	0.0731741
b Sabiti : 0.132	50	0.0164944
c Sabiti : -0.0119	75	0.0057210
	94	0.0034660
Başlangıç Derinliği (km.)		**KYF Derinliği (km.)**
0.3093		0.2147
0.5011		0.3814
0.7455		0.6476
0.9899		1.2949
1.1446		1.4087
1.2250		2.2569
1.1910		1.9892
1.0518		1.1545
0.8816		0.8535
0.7393		0.7450
0.6032		0.5410
0.5197		0.5043
0.4362		0.4185
0.3372		0.3186



Şekil 7.18. C-C' profiline ait, KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.13. C-C' profiline ait basen modeli için, HYF ters çözüm sonuçları

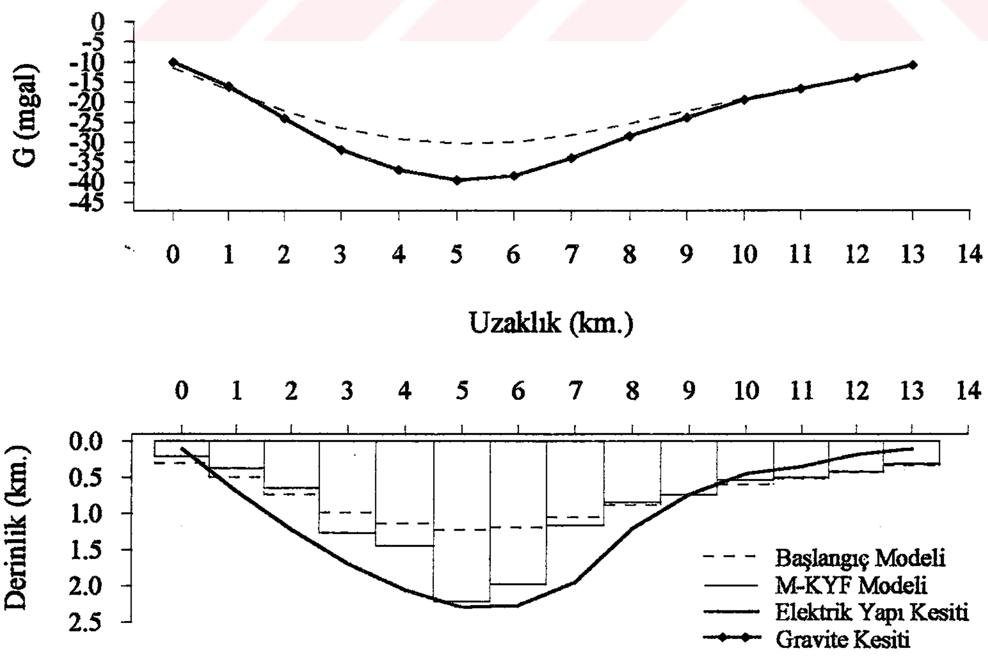
	İterasyon Sayısı	Hata Fonksiyonu
Gözlem Sayısı : 14 Gözlem Aralığı : 1.0 km. $\lambda = 11.035$ $\Delta\rho_o = -0.774$	1 5 10 25 50 75 94	144.6252000 3.8614710 0.4998188 0.0705877 0.0161455 0.0056379 0.0034293
Başlangıç Derinliği (km.)		**HYF Derinliği (km.)**
0.3170		0.2142
0.5229		0.3807
0.7962		0.6467
1.0828		1.2933
1.2715		1.4076
1.3720		2.2540
1.3293		1.9863
1.1576		1.1535
0.9542		0.8526
0.7891		0.7439
0.6355		0.5401
0.5432		0.5033
0.4523		0.4176
0.3464		0.3178



Şekil 7.19. C-C' profiline ait, HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.14. C-C' profiline ait basen modeli için, M-KYF ters çözüm sonuçları

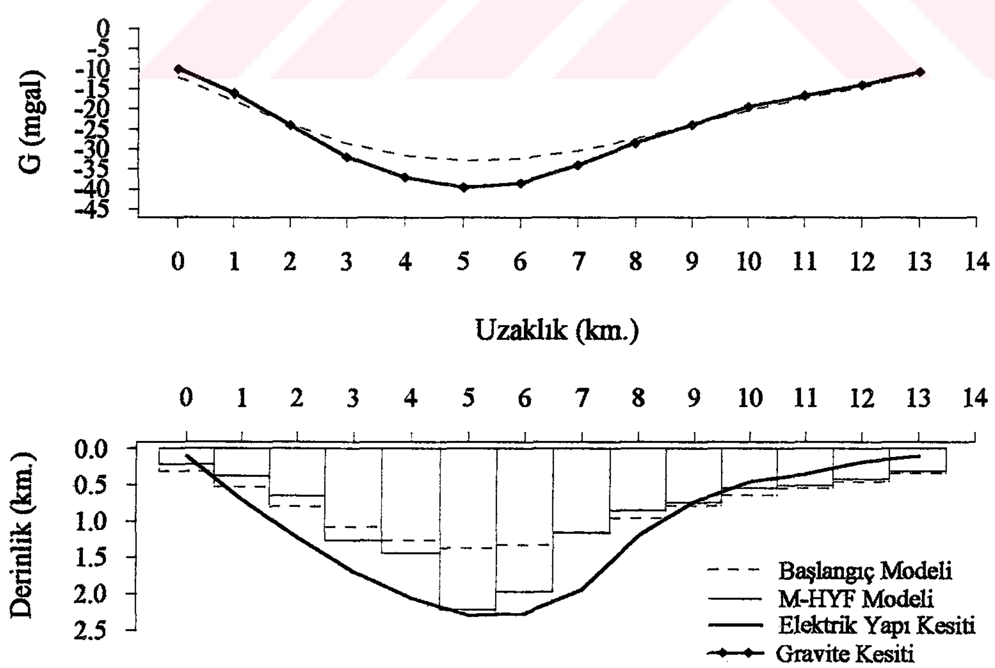
Gözlem Sayısı : 14 Gözlem Aralığı : 1.0 km.	a Sabiti : -0.771 b Sabiti : 0.132 c Sabiti : -0.0119	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	103.6923000	3.7500000
3	9.4416500	2.1093750
5	0.9658719	1.1865230
10	0.0383860	0.2815676
16	0.0095607	0.0835216
Başlangıç Derinliği (km.)		**M-KYF Derinliği (km.)**
0.3093		0.2150
0.5011		0.3813
0.7455		0.6530
0.9899		1.2712
1.1446		1.4472
1.2250		2.2236
1.1910		1.9775
1.0518		1.1667
0.8816		0.8500
0.7393		0.7460
0.6032		0.5411
0.5197		0.5043
0.4362		0.4186
0.3372		0.3187



Şekil 7.20. C-C' profiline ait, M-KYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

Tablo 7.15. C-C' profiline ait basen modeli için, M-HYF ters çözüm sonuçları

Gözlem Sayısı : 14	$\lambda = 11.035$	
Gözlem Aralığı : 1.0 km.	$\Delta\rho_o = -0.774$	
İterasyon Sayısı	**Hata Fonksiyonu**	**Bastırma Faktörü**
1	55.9922300	3.7500000
3	8.7227180	2.1093750
5	0.8674278	1.1865230
10	0.0373718	0.2815676
16	0.0083630	0.0835216
Başlangıç Derinliği (km.)		**M-HYF Derinliği (km.)**
0.3170		0.2146
0.5229		0.3807
0.7962		0.6522
1.0828		1.2703
1.2715		1.4459
1.3720		2.2220
1.3293		1.9755
1.1576		1.1658
0.9542		0.8494
0.7891		0.7450
0.6355		0.5403
0.5432		0.5034
0.4523		0.4178
0.3464		0.3179



Şekil 7.21. C-C' profiline ait, M-HYF ters çözüm sonuçları ve bunlardan elde edilen gravite anomalileri

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Gelişigüzel şekilli yapıların modellenmesinde, formüle edilebilen, basit geometrik yapılardan yararlanılır. Örneğin, basenleri yorumlarken, trapezoidal bir modelden veya prizmatik kütlelerden yararlanılabilir. Trapezoidal bir modelin, basen tabanının oldukça ondülasyonlu bir yapıya sahip olması durumunda, iyi sonuç vermeyeceği düşünülerek, bu çalışmada basenin, yanyana birbirine bitişik prizmatik kütlelerden meydana geldiği düşünülmüştür.

Sedimanter basenlerdeki, yoğunluk farkı-derinlik ilişkisi, üç ayrı fonksiyon ile incelenmeye çalışılmıştır. Eksponansiyel yoğunluk fonkiyonu kullanılarak, prizmatik bir kütlenin, kapalı formda gravite anomali bağıntısı elde edilememiştir. Çünkü, eksponansiyel terim ile arctan 'lı terimin çarpım halinde bulunması integralin alınamamasına neden olmaktadır. Ancak, eksponansiyel yoğunluk fonkiyonunun seriye açılmış hali olan kuadratik yoğunluk fonksiyonu ve ayrı bir fonksiyon olan hiperbolik yoğunluk fonksiyonu ile prizmatik kütlenin kapalı formda gravite anomali bağıntısı elde edilmiştir. Böylece hiperbolik yoğunluk fonksiyonunun, eksponansiyel yoğunluk fonksiyonuna göre avantajı, daha başlangıçta ortaya çıkmıştır.

Özellikle doğal kaynaklı jeofizik yöntemlerde (gravite, magnetik gibi) ters çözüm yapılırken, başlangıç parametrelerinin seçimi büyük önem taşımaktadır. Başlangıç modeli gerçek jeolojik yapıyı en iyi temsil edecek şekilde seçilmelidir. Kötü seçilmiş bir başlangıç modeli, ters çözüm işlemi sonunda çözümsüzlüğe yol açabileceği gibi, modelin olması gereken sınırları dışında kütlelerde yaratabilir. Bu olumsuzluklardan kurtulabilmek amacıyla, her bir prizmanın başlangıç derinliği, sonsuz yatay bir tabakanın gravite anomalisinden yararlanılarak bulunmuştur.

Kullanılan ters çözüm yöntemleri, teorik model çalışmalarında çok iyi sonuçlar vermiştir. Sadece, gürültülü anomali kullanılarak yapılan ters çözümde, gerçek derinliklerle, hesaplanan derinlikler arasındaki maksimum hata miktarı % 7 'ye ulaşmaktadır. Diğer tüm sonuçlar, bu değerin altındadır. Özellikle basenin kanatlarında, yani yüzeye yakın kesimlerinde hesaplanan derinlikler, gerçek derinliklerle tamamen çakışmaktadır.

Birinci model çalışmasında; ilk iterasyonda KYF yöntemindeki hata fonksiyonu değeri 183.695 iken, HYF yönteminde 36.502 'tür. Yine, M-KYF yönteminde ilk iterasyondaki hata değeri 87.055 iken, M-HYF yönteminde 17.145 olmaktadır. Yöntemlerin hata fonksiyonlarındaki değişimi diğer modeller için de incelenmiş ve sonuçta hiperbolik yoğunluk fonksiyonunun, kuadratik yoğunluk fonksiyonuna göre daha iyi bir yaklaşım gösterdiği belirlenmiştir.

Model çalışmaları; M-KYF ve M-HYF ters çözüm yöntemlerinin, KYF ve HYF yöntemlerine göre daha az zamanda ve daha az iterasyonla çözüme ulaştıklarını göstermiştir. En fazla prizmatik kütleye sahip ikinci model çalışması örnek olarak verilecek olursa; KYF yöntemi; 105 , HYF; 110, M-KYF; 11 ve M-HYF yöntemi ise 13 iterasyon sonunda çözüme ulaşmıştır. Yine bu model için, Pentium-75 PC 'de KYF ve HYF algoritmaları 7 saniyede , M-KYF ve M-HYF algoritmaları ise 3 saniyede çözümü gerçekleştirmişlerdir. M-KYF ve M-HYF yöntemlerindeki yakınsama kriteri, KYF ve HYF yöntemlerinde seçilen kriterden bin kat küçük olmasına rağmen, bu sonuçlar elde edilmiştir. KYF ve HYF yöntemleri için bu kriter çok daha küçük seçilirse, iterasyon sayısı ve çözüm süresi daha da artacaktır. Buradan da Marquardt-Levenberg ters çözüm tekniğinin ne derece etkin ve tercih edilir olduğu görülmektedir.

Başarılı sonuçlar elde edilen teorik model çalışmalarından sonra, Aydın-Sultanhisar bölgesindeki jeolojik yapı ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Yöntemlerde etkin rol oynayan λ, $\Delta\rho_0$, a, b ve c yoğunluk fonksiyonu sabitlerinin en doğru şekilde tespiti için, incelenen bölgede yapılan kuyu logu veya sismik çalışmalarından, veya sondaj verilerinden elde edilebilen, yoğunluk farkı-derinlik bilgisine ihtiyaç vardır. Aydın-Sultanhisar bölgesine ait bu tür bilgiler bulunamadığı için, jeolojik yorumla ve bölgede yapılmış rezistivite çalışmalarından faydalanarak, bu sabitler belirlenmeye çalışılmıştır. Bilinmeyen sabitlerin bu şekilde tespiti, şüphesiz ki kuyu logu veya sismik çalışmalarından veya sondaj verilerinden yararlanarak elde edilecek sabitler kadar sağlıklı olmayacaktır. Ama buna rağmen bulunan sonuçların, M.T.A. tarafından verilen elektrik yapı kesitleri ile uyum içerisinde olduğu görülmüştür.

Uygulanan ters çözüm yöntemleri sonucunda, sedimanter basenin maksimum derinliği; A-A' kesitinde; 2.0 - 2.2 km. , B-B' kesitinde; 1.9 - 2.0 km. ve C-C' kesitinde ise 2.2 - 2.3 km. arasında değiştiği belirlenmiştir. Gerek elde edilen bu sonuçlara, gerekse gravite haritasına bakarak, bölgedeki graben yapısının, kuzeyden güneye ve batıdan doğuya doğru gidildikçe derinleştiğini söylemek pek yanlış olmayacaktır.

Teorik model ve arazi çalışmaları , uygulanan ters çözüm yöntemlerinin sedimanter basenlerin modellenmesinde ne kadar başarılı olduğunu göstermektedir.

KAYNAKLAR

1- AKÇIĞ, Z., 1985. Batı Anadolu 'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri özleri, s.32, Ankara.

2- AKGÜN, M., 1987. İzmit körfezi ve çevresinin jeofizik yöntemlerle irdelenmesi. D.E.Ü. Deniz Bil. ve Tekn.Ens., yüksek lisans tezi (yayımlanmamış), İzmir.

3- ATHY,L.F.,1930.Density, porosity and compaction of sedimentary rocks.Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 14, 1-24.

4- AYDOĞAN, D.,1992.Yeraltı yoğunluk dağılımının tesbitinde ters çözüm tekniği. İ.Ü.Fen Bil.Ens., doktora tezi (yayımlanmamış), İstanbul.

5- BACKUS,G.E. and GILBERT, J.F., 1967. Nümerical application of formalism for geophysical inverse problems. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 13, 247-276.

6- BARBOSA, V.C.F. and SILVA, J.B.C., 1994. Generalized compact gravity inversion. Geophysics 59, 57-68.

7- BEAR, G.W., AL-SHUKRI, H.J. and RUDMAN, A.J.,1995. Linear inversion of gravity data for 3-D density distributions. Geophysics 60, 1354-1364.

8- BOTT, M.H.P., 1973. Invers methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies. Methods in Computational Physics, 133-162.

9- CANDAN, O., DORA, O.Ö., KUN, N., AKAL, C. ve KORALAY, E.,1992. Aydın dağları (Menderes Masifi) güney kesimindeki allokton metamorfik birimler. TPJD bülteni 4/I, 93-110.

10- CANITEZ, N., 1992. Jeofizikte modelleme kollokyumu. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası yayını, İstanbul.

11- CHAI,Y. and HINZE,W.J., 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth. Geophysics 53, 837-845.

12- CHAVEZ, R.E. and GARLAND, G.D., 1983. On the application of inverse theory to gravity interpretation. Geophysical Prospecting 31, 119-130.

13- CORDELL, L., 1973. Gravity analysis using an exponential density-depth function, San Jacinto Graben, California. Geophysics 38, 684-690.

14- DORA, O.Ö., KUN, N. ve CANDAN, O., 1992. Menderes Masifi 'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. Türkiye Jeoloji Bülteni, c.35, 1-14.

15- ERDEN, F., 1979. Uygulamalı gravite. M.T.A. yayınları, no.21, Ankara.

16- ERGİN, K., 1985. Uygulamalı jeofizik. İ.T.Ü. yayınları, no.16, İstanbul.

17- ERGÜN, M., AKÇIĞ, Z. ve SARI, C.,1985. Ege bölgesi jeotermal alanlarının genel yapıyla ilişkilerinin gravite ve manyetik verilerle irdelenmesi. Türkiye Jeoloji Kurultayı bildiri özleri, s.97, Ankara.

18- EROL, V.,1978. İki boyutlu gravite anomalilerinin en küçük kareler tekniği ile değerlendirilmesi. Jeofizik 7, 56-72.

19- GRANT, F. S. and WEST, G. F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Company.

20- HUDSON, R.G. and LIPKA, J., 1940. A manual of mathematics. Cambridge Mass.

21- JACKSON, D.D., 1972. Interpretation of inaccurate, insuffucient and inconsistent data. Geophys. J.R.Astr.Soc. 28, 97-109.

22- KARA, İ., 1989. Serbest yüzeyin altındaki gömülü vadilerin gravite anomalilerinin yorumu için hızlı bir metod. İ.Ü.Müh.Fak.Yerbilimleri dergisi, c.7, s.1-2, 197-201.

23- LANCZOS, C., 1961. Linear differential operators. Van Nostrand - Reinhold, Princeton, New Jersey.

24- LAST, B.J. and KUBIK, K., 1983. Compact gravity inversion. Geophysics 48, 713 -721.

25- LEVENBERG, K., 1944. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares. Quarterly of Applied Mathematics 2, 164-168.

26- LINES, L.R. and TREITEL, S., 1984. Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. Geophysical Prospecting 32, 159-186.

27- LITINSKY, V.A.,1989.Concept of effective density: Key to gravity depth determinations for sedimentary basins. Geophysics 54, 1474-1482.

28- MARQUARDT, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters, J. Soc. Indust. Appl. Math.11, 431-441.

29- MENICHETTI, V. and GUILLEN, A., 1983. Simultaneus interactive magnetic and gravity inversion. Geophysical Prospecting 31, 929-944.

30- MENKE, W., 1984.Geophysical data analysis: Discrete inverse theory. Academic Press.

31- MICKUS, K.L. and PEEPLES, W.J., 1992. Inversion of gravity and magnetic data for the lower surface of a 2.5 dimensional sedimentary basin. Geophysical Prospecting 40, 171-193.

32- MURTHY, I.V.R. and RAO, D.B., 1979. Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth. Geophysics 44,1525-1530.

33- NETTLETON, L.L., 1971. Elementary gravity and magnetics for geologists and seismologists. Society of Exploration Geophysicists.

34- OCALA, L.C., 1972. A nonlinear least - squares method for seismic refraction mapping - Part 2 : Model studies and performence of reframap method. Geophysics 37, 273-287.

35- PARASNIS, D.S., 1986. Principles of applied geophysics. Chapman and Hall, New York.

36- PEDERSEN, L.B., 1977. Interpretation of potantial field data, a generalized inverse approach. Geophysical Prospecting 25, 199-230.

37- PRESS, W.H., FLANNERY, B.P. , TEUKOLSKY, S.A. and VETTERLING, W.T., 1986. Numerical Recipes. Cambridge University Press.

38- RAO, B.N., RAMAKRISHA, P. and MARKANDEYULU, A., 1994. Some aspects in inversion of potential field data: a damped approximate inverse approach. Journal of Applied Geophysics 32, 219-233.

39- RAO, D.B., 1986. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast. Geophys. J.R.Astr.Soc. 84, 207-212.

40- RAO, D.B., 1990. Analysis of gravity anomalies of sedimentary basins by an asymmetrical trapezoidal model with quadratic density function. Geophysics 55, 226-231.

41- RAO, D.B., PRAKASH, M.J. and BABU, N.R., 1990. 3D and $2\frac{1}{2}$ D modelling of gravity anomalies with variable density contrast. Geophysical Prospecting 38, 411-422.

42- RAO, D.B., PRAKASH, M.J. and BABU, N.R., 1993. Gravity interpretation using Fourier transforms and simple geometrical models with exponential density contrast. Geophysics 58, 1074-1083.

43- SARI, C. ve ERGÜN, M., 1988. Yinelemeli ters çözüm yöntemi ile yeraltı yoğunluk dağılımının saptanması. Jeofizik 2, 27-43.

44- ŞAHİN, H.,1985. Sultanhisar-Salavatlı sahası jeotermal enerji aramaları rezistivite etüdü raporu. M.T.A. raporu (yayımlanmamış), Ankara.

45- ŞENEL, H., 1986. İki boyutlu jeolojik yapıların gravite inversiyonu. İ.Ü. Fen Bil. Ens., doktora tezi (yayımlanmamış), İstanbul.

46- TALWANI, M., WORZEL, J.L. and LANDISMAN, M., 1959. Rapid gravity computations for two - dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. J.Geophys.Res. 64, 49-59.

47- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. and KEYS, D.A. ,1976. Applied Geophysics. Cambridge Univ.Press.

48- TULUNAY, Y.,1987. Matematik programlama ve işletme uygulamaları. İstanbul Üniv. yayını., no.3420.

49- ÜŞENMEZ, Ş., 1985. Sedimantoloji ve sedimanter kayaçlar. Gazi Üniv. yayını, Ankara.

50- WIGGINS, R.A., 1972. The general linear inverse problem: Implication of surface waves and free ascillations for earth structure. Rev. Geophysics and Space Physics 10, 251-285.

ÖZGEÇMİŞ

1970 yılında Adana 'da doğdu. İlk, orta, lise öğrenimini Gaziantep 'te tamamladı. 1987 yılında girdiği Yıldız Üniversitesi Kocaeli Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü 'nden, dereceye girerek, 1991 yılında Jeofizik Mühendisi ünvanını aldı. 1993 yılında, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı 'nda Yüksek Lisans öğrenimini tamamladı.

1993 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü 'nde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.