

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**3B GRAVİTE TERS ÇÖZÜM HESAPLARINDA SİSMİK HIZ
SINIRLARININ KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN
DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN TESPİTİ**

DOKTORA TEZİ

Jeofizik Yüksek Mühendisi Ali ELMAS

ARALIK 2012

TRABZON

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**3B GRAVİTE TERS ÇÖZÜM HESAPLARINDA SİSMİK HIZ SINIRLARININ
KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN TESPİTİ**

Jeofizik Yüksek Mühendisi Ali ELMAS

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"DOKTOR (JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 06.11.2012

Tezin Savunma Tarihi : 07.12.2012

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK

Trabzon 2012

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalında
Ali ELMAS Tarafından Hazırlanan

3B GRAVİTE TERS ÇÖZÜM HESAPLARINDA SİSMİK HIZ SINIRLARININ
KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN TESPİTİ

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 06 / 11 / 2012 gün ve 1480 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda

DOKTORA TEZİ
olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Üye : Prof. Dr. Mithat Fırat ÖZER

Üye : Prof. Dr. Kenan Gelişli

Üye : Prof. Dr. Fikri BULUT

Üye : Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK

Üye : Doç. Dr. Aysel ŞEREN

Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ
Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında yapılan bu doktora çalışmasında, üç boyutlu gravite hesaplarında sismik hız sınırlarının da kullanılmasıyla, formasyon yoğunluklarının derinlikle nasıl değiştiğinin belirlenmesi üzerine çalışılmıştır.

Doktora tez danışmanlığımı üstlenerek çalışmalarımın yürütülmesi sırasında büyük bir özveri ile bana yardımcı olan, kendi algoritmasıyla yazdığı bilgisayar programlarını tüm hesaplar için benimle paylaşan ve hiçbir zaman benden yardımlarını esirgemeyen doktora tez danışmanım hocam Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK'a teşekkür ederim. Tez çalışmamda sismik veri temininde ve detayında bana katkı sağlayan Of Teknoloji Fakültesi Dekanı Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ'ye ve Jeofizik Mühendisliği Bölümü Başkanı Doç. Dr. Hakan KARSLI'ya şükranlarımı sunarım. Tezin gidişatında bana yardımcı olan Jeoloji Mühendisliği Bölümü hocalarımdan Prof. Dr. Fikri BULUT'a teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan verilerin bir bölümünün temininde ve derlenmesinde bana yardımcı olan TPAO Genel Müdürlüğü'nde görev yapan Daire Başkan Yardımcısı Dr. Murat YILMAZ'a, Jeofizik Yüksek Mühendisi Zübeyr KÜÇÜK'e, Arama Bölge Sorumlusu Sait YÜKSEL'e, Yorum Sistemleri Müdürü Taner TANIŞ'a ve Jeofizik Mühendisi Süleyman SANCAK'a teşekkür ederim. KTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri personeline yardımlarından dolayı şükranlarımı sunarım.

Öğrenim hayatım boyunca her zaman desteğini gördüğüm bölüm içi ve bölüm dışı hocalarıma, arkadaşlarıma ve aileme teşekkürü bir zevk bilirim.

Ali ELMAS
Trabzon 2012

TEZ BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “3B Gravite Ters Çözüm Hesaplarında Sismik Hız Sınırlarının Kullanılmasıyla Yoğunluğun Derinlikle Değişiminin Tespiti” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK’ın sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 17/12/2012

Ali ELMAS

İÇİNDEKİLER

| | <u>Sayfa No</u> |
|---|------------------------|
| ÖNSÖZ | III |
| TEZ BEYANNAMESİ..... | IV |
| İÇİNDEKİLER..... | V |
| ÖZET | VII |
| SUMMARY | VIII |
| ŞEKİLLER DİZİNİ | IX |
| TABLolar DİZİNİ..... | X |
| SEMBOLLER DİZİNİ | XII |
| 1. GENEL BİLGİLER | 1 |
| 1.1. Giriş..... | 1 |
| 1.2. Gravite Yönteminin Temel İlkeleri..... | 4 |
| 1.2.1. Newton Yasası | 4 |
| 1.2.2. Gravite İvmesi..... | 5 |
| 1.3. Gravite Ölçümlerinin Değerlendirilmesi | 6 |
| 1.3.1. Modelleme Çalışmaları..... | 7 |
| 1.3.2. Talwani Modellemesi..... | 10 |
| 1.3.3. Ters Çözüm Tekniği | 17 |
| 1.3.4. Ortalama Hata | 21 |
| 1.3.5. Kullanılan 3B Gravite Algoritması | 22 |
| 1.4. Tezin Amacı..... | 25 |
| 2. YAPILAN ÇALIŞMALAR | 26 |
| 2.1. Yapay Yeraltı Modeli Çalışması..... | 26 |
| 2.1.1. Yapay Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışmaları..... | 28 |
| 2.1.2. Yapay Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklerek Yapılan Ters Çözüm Çalışması | 29 |
| 2.2. İkinci Yapay Yeraltı Modeli Çalışması | 34 |
| 2.2.1. İkinci Yapay Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışmaları..... | 35 |
| 2.2.2. İkinci Yapay Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklerek Yapılan Ters Çözüm Çalışması | 36 |
| 2.3. Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modeli Çalışması | 40 |

| | | |
|----------|--|----|
| 2.3.1. | Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışmaları | 45 |
| 2.3.2. | Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan Ters Çözüm Çalışması | 46 |
| 3. | BULGULAR..... | 51 |
| 4. | İRDELEME | 53 |
| 5. | SONUÇLAR..... | 54 |
| 6. | ÖNERİLER..... | 55 |
| 7. | KAYNAKLAR | 56 |
| 8. | EKLER..... | 61 |
| ÖZGEÇMİŞ | | |

Doktora Tezi

ÖZET

3B GRAVİTE TERS ÇÖZÜM HESAPLARINDA SİSMİK HIZ SINIRLARININ
KULLANILMASIYLA YOĞUNLUĞUN DERİNLİKLE DEĞİŞİMİNİN TESPİTİ

Ali ELMAS

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı
Danışman: Doç. Dr. Hasan ÇAVŞAK
2012, 60 Sayfa, 18 Sayfa Ek

Bazı bilim adamları, 3 boyutlu gravite model hesaplamalarında, yoğunlukları her formasyon içinde, fonksiyonel ifadeyle, değişken olarak ele alırlar. Oysa formasyonlar heterojendir. Fonksiyonel tanımlar, sınırlı parametrelerle kullanılması halinde, düzenli bir değişmeyi temsil ederler. Bu da ideal bir durum değildir. Yoğunluğun formasyon içinde düzensiz değişimini göz önüne almak en ideal yoldur. Bu nedenle, bu çalışmada her formasyon içinde tespit edilen sismik hız sınırları kullanılarak, yoğunluğun değişken olarak göz önüne alınması amaçlanmıştır. Sismik hız sınırlarının izlediği yol, yoğunluk değişiminin bir göstergesidir. 3B ters çözüm hesaplarında model geometri içindeki ana formasyonlara ek olarak bir formasyon daha tanımlanmıştır. Bu ek formasyon tanımı, her formasyon içinde mevcut olan sismik hız sınırlarının tümü kesintisiz kullanılarak yapılmıştır. İşte bu ek formasyon için hesaplanan yoğunluk, sismik hız sınırları arasındaki yoğunluk değişim miktarı olarak kabul edilmiştir. Bu değişim, ana formasyonlar için hesaplanan yoğunluklara bir düzen içinde ilave edilerek, yoğunluğun derinlikle değişimi ayrıntılı olarak saptanmıştır.

Çalışma başlangıcında yoğunluklar sabit olarak dikkate alınmıştır, fakat her tabaka içindeki yoğunluklar değişken olarak hesaplanmıştır. Bu tezde üç farklı model kullanılmıştır. İlk iki model çalışması sonunda sismik hız sınırlarının ekstra bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Sonuncu çalışma, Adıyaman, Diyarbakır ve Gaziantep bölgesine ait sismik verilerin bir kısmının TPAO'dan alınmasıyla düşük hızlı yer altı modeli oluşturularak yapılmıştır. Bu çalışma sonucunda, sismik hız sınırlarının ekstra bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Hidrokarbon aramalarında bu yöntem kullanılarak, daha az sondaj kuyusu açılarak sonuca gidilebilir.

Anahtar Kelimeler: Gravite, Modelleme, Kütle Yoğunluğu, Ters Çözüm İşlemi, Sismik Hız Sınırları.

PhD. Thesis

SUMMARY

DETERMINING CHANGE OF DENSITY WITH DEPTH BY USING SEISMIC VELOCITY
BOUNDARIES IN 3D GRAVITY INVERSION CALCULATIONS

Ali ELMAS

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysics *Engineering* Graduate Program
Supervisor: Assoc. Prof. Hasan ÇAVŞAK
2012, 60 Pages, 18 Pages Appendix

Some scientists considered densities as the variable with function in each formation. However, formations are heterogeneous. Functional definitions represent a regular change while limited parameters are used. Also, this is not an ideal situation. It is the ideal way that the irregular changes of density are taken into consideration in formation. In this study, it is aimed to take into account the density as variable by using the limit of detected seismic velocity for each formation. The path followed by the boundaries of seismic velocity is an indicator of the density change. In addition to main formations in model geometry in 3D inversion calculations, another formation was defined. This additional description of formation was made by using continuously all available boundaries of seismic velocities in each formation. Calculated density for this additional formation is considered as the amount of density change in seismic velocity. Change of the density with depth was determined in detail by adding this change into the densities calculated for main formations.

Beginning of the study, the densities are taken into account as fixed. But, densities in layers are calculated as a variable. Three different models are used in this study. In the end of the first two model working, how the changes of density with depth are determined with seismic velocities are considered as an extra mass. The final study, low-speed underground model formed that a part of seismic data was taken from TPAO that refer to Adıyaman, Diyarbakır and Gaziantep region. In the end of this study, the density changing is determined with depth by the acquisition of seismic velocity boundaries as an extra mass. In the hydrocarbon exploration, it is reached the conclusion by opening few wells by using this method.

Key Words: Gravity, Modelling, Mass Density, Inversion, Seismic Velocity Zone.

ŞEKİLLER DİZİNİ

| | <u>Sayfa No</u> |
|---|-----------------|
| Şekil 1. Talwani Modellemesinin bir çokgen üzerinde tanımlanması | 10 |
| Şekil 2. Çokgenin sadece iki köşesinin tanımlanması | 11 |
| Şekil 3. Kütlelerin profil altındaki düşey kesitinin sınırlarının çokgen olarak gösterilişi..... | 11 |
| Şekil 4. Kütle yüzeyi tanımlanmasında kullanılan üçgenle, hesap noktası arasında oluşturulan temel model geometri, yani üçgen piramit | 24 |
| Şekil 5. Yapay yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası..... | 27 |
| Şekil 6. Yapay yer altı modeli..... | 27 |
| Şekil 7. Yapay yer altı modeline ait tanımlamada sismik hız sınırları..... | 30 |
| Şekil 8. İkinci Yapay yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası | 35 |
| Şekil 9. Çalışmanın yapıldığı alan | 41 |
| Şekil 10. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait sismik kesitler ve açılmış kuyular (yeşil çizgiler) | 43 |
| Şekil 11. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası | 44 |
| Şekil 12. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait düşey kesitler ve bu kesitler üzerinde açılmış kuyular | 44 |
| Şekil 13. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait, tanımlamada sismik hız sınırları | 46 |

TABLolar DİZİNİ

| | <u>Sayfa No</u> |
|---|-----------------|
| Tablo 1. Yapay yeraltı modeline ait kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları | 27 |
| Tablo 2. Ters çözüm ile hesaplanan, yapay modele ait kütle yoğunluk farkları | 28 |
| Tablo 3. Değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları | 28 |
| Tablo 4. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları | 30 |
| Tablo 5. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde yoğunluklar | 32 |
| Tablo 6. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları | 32 |
| Tablo 7. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar | 33 |
| Tablo 8. İkinci yapay yeraltı modeline ait kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları | 34 |
| Tablo 9. Yapay yer altı modeline ait, ters çözüm ile hesaplanan yoğunluk farkları | 35 |
| Tablo 10. Değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları | 36 |
| Tablo 11. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde yoğunluk farkları | 37 |
| Tablo 12. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde yoğunluklar | 38 |
| Tablo 13. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları | 38 |
| Tablo 14. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar | 39 |
| Tablo 15. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait tabaka hızları ve yoğunlukları | 42 |
| Tablo 16. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait tabaka yoğunlukları ve yoğunluk farkları | 43 |
| Tablo 17. Ters çözüm ile hesaplanan yoğunluk farkları | 45 |
| Tablo 18. Değiştirilmiş verilerle, sismik hız sınırları hesaba katılmadan yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları | 45 |
| Tablo 19. Hız düşüşü hesaba katılmadan, sismik hız sınırlarıyla yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları | 47 |

| | |
|---|----|
| Tablo 20. Hız düşüşü hesaba katılarak, sismik hız sınırları kullanılarak yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları..... | 49 |
| Tablo 21. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait üç ters çözüm hesabından sonra elde edilen yoğunluklar..... | 50 |

SEMBOLLER DİZİNİ

- a : Hareket ivmesi
A : Merkezkaç ivmesi
D : Kütleler arası uzaklık
F : Çekim Kuvveti
g : Çekim ivmesi
G : Evrensel çekim sabiti
M,m : Kütle
Re : Dünyanın ekvator yarıçapı
S : Kapalı yüzey
U : Gravite potansiyeli
V : Hacim
w : Yerin dönme hareketinin açısal hızı
 Δg : Gravite çekim ivmesi farkı
 Δh : Yükseklik farkı
 $\Delta \rho$: Yoğunluk farkı
 ρ : Yoğunluk
 ρ_1 : Çevre kayalık yoğunluğu
 ρ_2 : Cevher yoğunluğu
 ∇ : Diverjan operatörü
 φ : Enlem açısı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Bazı araştırmacılar matematiksel fonksiyonları kullanarak gravite 3B model hesaplamalarında her bir formasyondaki yoğunluğu değişken olarak değerlendirir. Diğer bir deyişle, yoğunluk gerekli parametrelerin bir fonksiyonu olarak tanımlanır. Elbette, değişken olarak kabul edilen yoğunluklarla yapılan bu tür model hesaplamaları oldukça güvenilir sonuçlar verir. Bu çalışmada ise, her bir formasyon içindeki yoğunluğun değişken olarak bulunması için yeni bir yöntem kullanılmıştır.

Gözlem noktasından belirli bir derinlikte ve uzaklıkta olan tüm düşey dikdörtgenel prizmaların etkilerinin matematiksel toplamı, tüm kütlelerin gravite anomalisini verir. Bu işlem, gravite anomalilerinin düz ve ters çözümlerinde (Danes, 1960; Nagy, 1966; René, 1986; Rao vd., 1990; García-Abdeslem, 1992; Bear vd., 1995; Barbosa vd., 1997; Silva vd., 2000; Gallardo-Delgado vd., 2003; García-Abdeslem, 2005; Chakravarthi ve Sundararajan, 2007) ve topoğrafya düzeltmesinde (Danes, 1982; García-Abdeslem ve Martín-Atienza, 2001) yaygın olarak kullanılır. Bir dikdörtgenel prizma için, yoğunluk farkı sabitken, gravite anomalisi için kapalı form denklemleri Nagy (1966) ve Banerjee ve Gupta (1977) tarafından ortaya koyulmuştur. Yoğunluk farkı derinliğin ikinci dereceden bir fonksiyonu iken, gravite anomalisi için kapalı form denklemleri Rao vd. (1990) ve Gallardo-Delgado vd. (2003) tarafından ortaya koyulmuştur. Yoğunluk farkı derinlikle bir kübik polinom yasası sağlıyorken, gravite anomalisinin kapalı form denklemleri García-Abdeslem (2005) tarafından ortaya koyulmuştur.

Porozitenin düşük olduğu ve düşey olarak tabakalanmış yapılarda basınç ve sedimentasyona bağlı olarak mekaniksel sıkışmadan dolayı, derinlikle yoğunluk artışı ve porozitenin azalması, uzun zamandan beri çeşitli araştırmacılar için başlıca ilgi alanı olmuştur (Cordell, 1973; Murthy ve Rao, 1979; Rao, 1986; Chai ve Hinze, 1988; Litinsky, 1989; Guspí, 1990; Rao vd., 1990; García-Abdeslem, 1992; Rao vd., 1994; Pohánka, 1998; Hansen, 1999; Zhang, vd., 2001; Gallardo-Delgado vd., 2003; Holstein, 2003; García-Abdeslem, 2005; García-Abdeslem vd., 2005; Silva vd., 2006; Chakravarthi ve Sundararajan, 2007; Chappell ve Kuszniir, 2008; Zhou, 2008, 2009). Bununla birlikte, sedimenter kayaların kompleks jeolojik ve jeokimyasal süreçleri, metamorfizma,

sokulumlar ve volkanizma sebebiyle, yeryüzündeki kayaçların yoğunluk farkları yanal değişimlere bağlı olabilir (Martín-Atienza ve García-Abdeslem, 1999; Zhang vd., 2001; Zhou, 2009). Bir bileşim topluluğundaki bileşenleri birleştiren yüzey yüklerindeki azalma veya oksidasyondaki değişimler, sedimentlerin yoğunluk dağılımında değişimlere sebep olabilir (Becking ve Moore, 1959).

Özellikle; eğimli tabakalanmış sokulumlar (Ruotoistenmäki, 1992), katlanmış sedimanter formasyonlar, mostra vermiş yapılar, aşırı basınç, sedimentlerdeki anormal sıkışma kıvrımlarının sebep olabileceği tuz yapıları, açılma oluşumu (Cordell, 1979), uniform olmayan tabakalanma, fiziksel ve kimyasal çimentolaşma (Vajk, 1956) ve metamorfizma ile oluşmuş iki kaya tipi arasında aşamalı yatay yoğunluk değişimleri (Gendzwill, 1970; Pan, 1989; Ruotoistenmäki, 1992) gibi mekanizmalar yoğunluk kontrastında değişimlere neden olur. Kayaçların yoğunluk kontrastı, yatay konumdaki gelişigüzel duruma da bağlı olabilir (Martín-Atienza ve García-Abdeslem, 1999; Zhang vd., 2001; Zhou, 2009).

Çizgi integrallerinin kullanılması, bilinen bir yoğunluk kontrastı modeli için, gravite anomalilerinin hesaplanmasında etkili bir yöntemdir (Talwani vd., 1959; Zhou, 2008, 2009). Hubbert (1948), gravite anomalilerini hesaplamak için, düzensiz 2B kütlelerin sabit yoğunluk kontrastı için bir çizgi integrali oluşturur. Bu, hızlı hesaplama yapan klasik Talwani vd. (1959) algoritmasının temelini oluşturur. Murthy ve Rao (1979), kütle yoğunluk kontrastı derinliğin bir fonksiyonu olması halinde, Hubbert'in çizgi integralini geliştirmiştir. Zhou (2008, 2009), bir 2B vektör gravite potansiyeli belirleyerek, düzgün şekle sahip olmayan 2B kütleler için sistematik olarak çizgisel integraller çalışmıştır ve yoğunluk kontrastı, derinliğe bağlı ya da düşey ve yatay olarak değişirken, çizgi integralleri elde etmiştir.

Zhou (2009), bir 3B vektör gravite potansiyelini ve sonuç olarak, bir 3B dikdörtgensel prizma için 2B vektör gravite potansiyellerini, derinliğe veya hem derinliğe hem de yatay pozisyonlara bağlı yoğunluk kontrastı ile ilk defa tanımlamak için çalışmıştır. Böylece Zhou (2009), gravite anomalisini hesaplamak için, 3B integralleri 1B çizgisel integrallere indirgemıştır.

Bu çalışmada ise, her formasyon için belirlenmiş sismik hız sınırlarının kullanılmasıyla, yoğunlukların her formasyon içinde, değişken olarak hesaplanması amaçlanmıştır. Buradaki bütün hesaplamalar 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011) ve ters çözüm programı (Çavşak, 1992) kullanılarak yapılmıştır. Bu özel algoritma

ile çeşitli gravite ters çözüm çalışmaları da yapılmıştır (Çavşak, 2002, 2004, 2005, 2008; Elmas, 2007; Jacoby, 2005,2009).

Bu çalışmadaki yeni modelleme tarzı ile bir tabaka içindeki yoğunluk değişimi derinlikle doğru orantılı olarak değil, tabaka içindeki geometriye bağlı olarak belirlenebilmektedir. Bu yöntem doğrultusunda, bu çalışmada, değişik biçimlerde yapılan tanımlarla elde edilen sonuçların değerlendirilmesiyle, derinlikle aynı yoğunluk değişimi tespit edilebilmiş ve bu yöntemin güvenilirliği ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu nedenle bu çalışmada üç farklı model kullanılmıştır. Birinci model çalışmada, sınır etkisi giderilmeden, sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında iki farklı tanımlama yapılmıştır. İkinci model çalışmada, sınır etkisi giderilmiş olarak sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında iki farklı tanımlama yapılmıştır. Üçüncü model çalışmasında da, üç farklı tanımlama yapılarak, üç farklı ters çözüm işlemi yapılmıştır. Son çalışmada birinci ters çözüm işleminde sismik hız sınırları kullanılmamıştır. İkinci ters çözüm çalışmasında sismik hız sınırları kullanılmıştır, fakat hız düşüşü hesaplara dahil edilmemiştir. Son ters çözüm hesabında ise, sismik hız sınırlarına ilave olarak hız düşüşü de hesaplara dahil edilmiştir.

Sismik hız sınırlarının yer altı modelinde izlediği yol, yoğunluk değişiminin bir göstergesidir. 3B gravite ters çözüm hesaplarında model geometri içindeki ana formasyonlara ek olarak bir formasyon daha tanımlanmıştır. Bu ek formasyon tanımı, her formasyon içinde mevcut olan sismik hız sınırlarının tümü kesintisiz kullanılarak yapılmıştır. İşte bu ek formasyon için hesaplanan yoğunluk, sismik hız sınırları arasındaki yoğunluk değişim miktarı olarak kabul edilmiştir. Bu değişim, ana formasyonlar için hesaplanan yoğunluklara bir düzen içinde ilave edilerek, yoğunluğun derinlikle değişimi ayrıntılı olarak saptanmıştır.

Her bir model çalışmasında, sismik hız sınırları kullanılarak tanımlanan ilave kütle için iki farklı yol izlenmiştir. Örneğin, birinci model çalışmasında bütün formasyonlar içinde bulunan sismik hız sınırlarının tamamı; birincisinde aşağıdan yukarı, ikincisinde ise yukardan aşağı doğru ele alınmıştır. Burada birinci tanımda, en alt sınırdan başlanmış ve bu sınır yukarı doğru tanımlanmış olan her sismik hız bölgesinin, ortak alt sınırı olarak kabul edilmiştir. Böylece, sismik hız sınırları arasındaki bölgeler, devir sayısı kadar bir kez daha, tekrar tanımlanmıştır. Aşağıdan yukarı doğru ek formasyon tanımında, altı tane sismik hız bölgesi kullanılmış ve en alttaki bölüm altı kez üst üste tanımlanırken, en üstteki bölüm ise sadece bir kez tanımlanmıştır. Yukarıdan aşağı doğru ek formasyon tanımında

ise, en üstteki bölüm altı kez üst üste, en alttaki altıncı bölüm ise sadece bir kez tanımlanmıştır. İşte bu ek formasyon için hesaplanan yoğunluk, sismik hız sınırları arasındaki ortak yoğunluk değişim miktarıdır. Bu miktar, her ana formasyon için hesaplanan yoğunluklara, devir sayısı kadar ilave edilerek, formasyonlar içi yoğunluk değişimi ayrıntılı olarak saptanmıştır. Yani, yoğunluk, sismik hız sınırlarının geometrisine uygun olarak, değişken olarak tanımlanmıştır.

Sismik hızın derinlikle azalması halinde, yoğunluk ta azalmaktadır. Bu gibi düşük hız tabakalarında bu yöntem kullanılırken, böyle tabakalar, kütle geometrisinin tanım yönü değiştirilerek ters çözüm hesaplarına dahil edilir.

Bu çalışmada sismik hız sınırlarının ekstra bir kütle olarak hesaplara dahil edilmesiyle, yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Hızların değişken bir parametre olarak alınmadan, yoğunluğun kademe kademe derinlikle değişiminin saptanması yeraltının daha ayrıntılı bir şekilde tanımlanmasına olanak tanımaktadır.

1.2. Gravite Yönteminin Temel İlkeleri

1.2.1. Newton Yasası

Potansiyel teorisinden de bilindiği üzere iki kütlelerin birbiri üzerindeki etkileri; iki kütle birbirini kütleleri ile doğru, aralarındaki uzaklığın karesiyle ters orantılı olarak çekerler. Bu yasa da Newton Yasası olarak bilinir:

$$F=G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

G; Uluslararası gravitasyon sabiti olup değeri 6.67×10^{-8} cgs ve $G=6.67 \times 10^{-8}$ dyn.cm²/gr² veya cm³/gr.sn² dir. G'nin MKS sistemindeki karşılığı ise 6.67×10^{-11} m³/kg.sn² dir.

Newton'un birinci yasası iki kütlelerin karşılıklı etkilerini düzenlemektedir. Eğer bu kütlelerden biri sonsuz küçük ise diğer bir deyişle nokta kütle ise o zaman Newton'un ikinci yasası gündeme gelir. Bunun için (1) bağıntısındaki gerekli düzeltmeler yapılırsa,

$$F = m_1 \left(\frac{Gm_2}{r^2} \right) = m_1 g_1 \quad (2)$$

$$F = m_2 \left(\frac{Gm_1}{r^2} \right) = m_2 g_2 \quad (3)$$

elde edilir. (2) ve (3) bağıntıları incelendiğinde kuvvetin, ivme ile kütlelerin çarpımından elde edildiği görülmektedir. Bu bağıntılarda g_1 ve g_2 ivmedir. (2) bağıntısında, eğer m_1 kütlesi hareket etmek için serbest ise m_1 kütlesi artan bir hızla veya g_2 ivmesi ile m_2 kütlelerine doğru hareket edecektir.

(1) ve (2) bağıntılarından yararlanarak g_1 ,

$$g_1 = G \frac{m_2}{r^2} \quad (4)$$

yardımıyla bulunur. Eğer (4) bağıntısında m_2 ; arzın kütlesi M ve arzın yarıçapı R ise, bağıntı,

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (5)$$

şeklini alır.

Eğer yer kürenin şekli küre olsaydı ve dönmeseydi (5) bağıntısı yardımıyla yer kürenin herhangi bir noktasındaki gravite (yerçekimi) ivmesi kolaylıkla bulunabilirdi.

1.2.2. Gravite İvmesi

Newton'un ikinci kanununa göre F (Çekim kuvveti) meydana getirdiği hareketin ivmesi ile kütlelerinin çarpımına eşittir:

$$F = m.a \quad (6)$$

$$a = G \frac{m}{r^2} \quad (7)$$

Formül (1)'e bakılırsa m_1 'e göre m_2 'nin kazanacağı ivme g , F 'yi m_2 'ye bölünerek bulunabilir.

$$a = \frac{F}{m_2} \quad (8)$$

şeklinde yazılabilir ve buradan;

$$g = -G \frac{m_1}{r^2} \quad (9)$$

bulunur.

Eğer m_1 kütlesi M_y (yerin kütlesi) ve r 'yi de R_y (yerin yarıçapı) olarak alınırsa m_2 'nin yeryüzündeki ivmesi;

$$g = -G \frac{M_y}{R_y^2} \cdot \hat{r} \quad (10)$$

olarak bulunur. Burada \hat{r} yerin yarıçapı doğrultusunda dışarı doğru olan birim vektördür ve birim vektör

$$\hat{r} = \frac{\vec{r}}{|\vec{r}|} \quad (11)$$

ile gösterilir.

1.3. Gravite Ölçülerinin Değerlendirilmesi

Bu bölümde ise tüm etkilerden arındırılmış gravite verilerinin nasıl değerlendirileceği, bunların yoruma nasıl hazırlanacağına kadar olan basamaklar

incelenecektir. Gravite ölçülerinin değerlendirilmesinde öncelikle anomalilerin tanınması gerekir. Anomali tanımı yapıldıktan sonra anomalilerin ayırımına gidilir. Bu ayırım rejyonel rezidüel ayırımıdır. Bu ayırım çeşitli teknikler kullanılır. Anomali ayırımı yapıldıktan sonra modelleme çalışmaları yapılır. Son olarak ta ters çözüm ve güç spektrumu teknikleri uygulanarak yorum aşamasına geçilir.

Bu tez çalışmasında; tasarlanan üç boyutlu yapay yeraltı modeli, sınır tesiri giderilmiş üç boyutlu yeraltı modeli ve arazi verileri kullanılarak oluşturulmuş düşük hız tabakalı üç boyutlu yeraltı modeli kullanılarak, düz ve ters çözüm teknikleri uygulanmıştır. Böylece Bouguer anomalisi ve yeraltı kütlelerine ait yoğunluklar hesaplanmıştır. Daha sonra yeraltı modellerine sismik hız sınırları eklenerek, kütlelerin yoğunlukları model geometrilere bağlı olarak tekrar hesaplanmış ve sonuçlar irdelenmiştir.

1.3.1. Modelleme Çalışmaları

Jeofizik problemlerinde genel amaç, yer içini ya da bir jeofizik anomaliye neden olan kaynağı modellemeye çalışmaktır. Bu yönü ile jeofizik algıladığı ya da incelediği sinyal aracılığı ile yeryuvarıyla bir iletişim içindedir. Jeofizik modellemede problemin çözümü iki yönlüdür. Bunlardan birincisi “model tepkisi” olarak isimlendirilir.

Bu çözüm yönteminde, jeolojik bir modelin vereceği jeofizik anomali hesaplanmaya çalışılır. Bu yaklaşım düz problem çözümü olarak bilinir. İkincisi ise bunun tersi olan yaklaşımdır. Buna da ters problem çözümü denir. Burada jeofizik anomaliden yola çıkılarak jeolojik modelin parametreleri bulunmaya çalışılır.

Modelleme bir anlamda parametre saptama işlemidir. Parametreler, modeli belirleyen büyüklüklerdir. Örneğin, yeryüzünde ölçülen bir gravite anomalisine neden olan yeraltı cisim küresel bir cisimse, saptanması gereken değişkenler, cismin geometrik ve fiziksel özelliklerini belirleyen büyüklükler olmalıdır.

Açıkçası, kürenin derinliği, hacmi, çevre kayalardan olan yoğunluk farkı veya kütlesi bilinmelidir. Bu yolla yeraltındaki cisim tam anlamıyla modellenmiş olmaktadır. Parametrelerin saptanabilmesi için verinin tanımsal nitelikte olması gerekir. Yani veriler; matematiksel bir bağıntıyla tanımlanabilen, deneylerle yinelenen, ön kestirilebilen ve parametreleri saptanabilen verilerdir. Gerçekte tam anlamıyla tanımsal bir gözlemsel veri bulabilmek zordur; çünkü tüm gözlemsel veriler belirli ölçüler içinde, değişik kökenli rastgele bileşenleri içerirler.

Jeolojik bir taslaktan yola çıkarak jeofizik anomaliye ulaşma biçimindeki düz problem çözümünün ilk aşaması, jeolojik yapının modellenmesidir. Jeolojik bir yapıyı modellemek için genel olarak iki grup parametrenin belirlenmesi gerekir. Bunlar;

- 1) Geometrik parametreler,
- 2) Fiziksel parametrelerdir.

Geometrik parametreler yapının biçimini tanımlayan büyüklüklerdir. Bilgisayar olanaklarının kısıtlı olduğu zamanlarda karmaşık jeolojik yapılar yerine küre, silindir, yarı sonsuz düzlem gibi basit geometrik yapılar modellenebiliyorken günümüzde bilgisayarların gelişimi sayesinde çok karmaşık yapıları modelleyerek bunların jeofizik anomalilerini hesaplamak olanaklıdır.

Jeolojik yapıların modellenmesi 2-Boyutlu (2B) veya 3-Boyutlu (3B) olarak yapılabilir. Yapılan işlem, seçilen bir koordinat sistemine göre yapının geometrik sınırlarına ilişkin koordinatları saptamaktır. Çoğu zaman hesaplama zamanından kazanmak için geometri olabildiğince az nokta ile tanımlanmaya çalışılır. Bu durumda çoğu zaman cisim belirleyen sınırların noktalar arasında doğrusal olduğu varsayımı yapılmaktadır.

Cismin geometrisi basitleştikçe, bunu tanımlayacak parametrelerin sayısı da o ölçüde azalır. Örneğin, küre veya silindir biçimli bir cismin modellenmesi için merkezin koordinatlarını ve kütleli belirlemek yeterlidir. Ancak, katmanlı, faylı, kıvrımlı ve tekdüze olmayan bir jeolojik yapının belirlenmesinde her süreksizlik sınırı ayrı ayrı belirlenir. Pek çok noktanın koordinatları saptanır.

Jeofizik anomaliyi etkileyen yalnızca cismin geometrisi değildir. Ortamın fiziksel özelliklerinin de bilinmesi gerekir. Örneğin, küre biçimli bir cisim ele alınırsa, jeolojik modellemeyi tanımlayabilmek için gerekli jeofiziksel büyüklük yoğunluktur.

Cismin geometrisi karışıkça ve özellikle ortam tekdüzelikten ayrıldıkça saptanması gereken fiziksel değişkenlerin çeşidi değişirse bile sayısı artar. Örneğin, gravite yönteminde fiziksel büyüklük tektir (yoğunluk) ve yapı içinde katman ve süreksizlik sayısı arttıkça belirlenmesi gereken yoğunluk sayısı artmaktadır (Erden, 1979).

Gravite anomalilerinin değerlendirilmesinde, anomaliyi yaratan yeraltı yapısının geometrik şeklinin aranması modelleme çalışmalarının temelini oluşturur. Oluşturulacak geometrik modelin, yaratacağı anomali hesaplanarak elde edilen verilerin, araziden ölçülmüş gravite verileri ile karşılaştırılarak, ön kestirilen modelin yapıyı ne oranda yansıtılabildiği araştırılır.

Yukarıda da belirtildiği gibi bu çalışmalar, önce kuramsal bağıntısı bilinen küre, silindir, basamak yapı, çokgen v.b. gibi yapılar kullanılarak oluşturulmuştur. Ancak bu ideal yapılara yeraltında hiçbir zaman rastlanmaz. Bu nedenle kuramsal bağıntısı bilinmeyen anomalilerin modellenenebilmesi Talwani (1959) tarafından geliştirilen modelleme yöntemiyle aşılmıştır. 1959 yılında yayınlanan makalede, Talwani, Warzel ve Landsman n-kenarlı bir çokgenin oluşturduğu gravitasyonel çekimi hesaplamak için bir yöntem sunmuşlardır. Talwani, Warzel ve Landsman'ın algoritmasında genellikle iki boyutlu (2B) gravite modelleme için bir bilgisayar programı kullanmışlardır. Hemen hemen tüm iki boyutlu gelişigüzel şekilli cisim çokgene yaklaşılabilmektedir. Won ve Bevis de (1989) bir çokgenin oluşturduğu gravitasyonel ivme hesabı için değişik bir algoritma geliştirmiştir.

Talwani vd. tarafından daha sonraları da değişik düzende tanımlamalar sunulmuştur. Sözgelişi, Grand ve West (1965)'in önerileri, trigonometrik fonksiyonlar için referans sayısını azaltmak yönünde olmuştur (Grand ve West, 1965).

Böylece hesapların doğruluğunda önemli bir artış elde edilmiştir. Her bir algoritmanın tanımlamaları Fortran dilinde program parçaları şeklinde verilmiştir. Gravite ölçümleri tünellerde, sondaj kuyularında veya denizaltında yapıldığında çokgenin içerisinde daha doğru sonuçlar elde edilir.

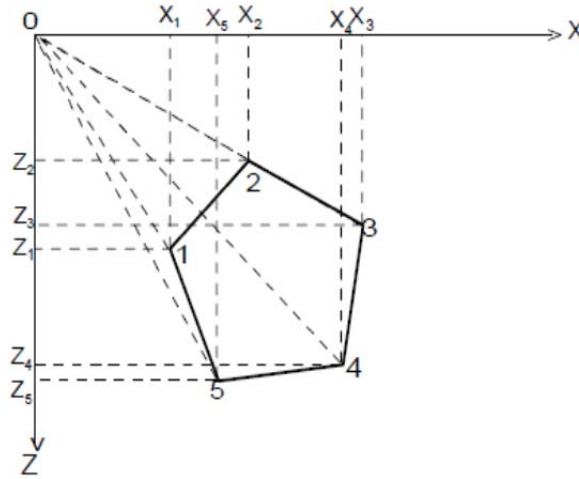
Bir çokgenin oluşturduğu gravite anomalisi için, önce Hubbert (1948)'de, 2B bir cismin oluşturduğu gravitasyonel çekimin, cismin etrafında bir çizgi integrali gibi ifade edileceğini söylemiştir. Talwani vd. gravite anomalisini koordinat sisteminin orjiniinde hesaplamaktadır ve gravite anomalisini düşey ve yatay bileşen olmak üzere iki bileşen halinde tanımlamışlardır. Talwani vd. çokgenin i. kenarı boyunca çizgi integralleri için trigonometrik fonksiyonlara uygun referanslar yapmakla tanımlamalar türetmişlerdir. Grand ve West (1965) düşey yöndeki i. kenar boyunca olan çizgi integrali için koordinatların köşesinde oldukça fazla referanslar yapmakla ve açısız büyüklüklerde de daha az referans tanımlama ile formülüzasyonu gerçekleştirmişlerdir. Böylece hesaplarda gereken trigonometrik ifadelerin sayısında azalma olmuştur. Won ve Bevis (1987), Grand ve West (1965)'in yaklaşımını izleyerek ve düşey yöndeki çizgi integrali kadar iyi bir şekilde yatay yöndeki çizgi integrali içinde bir formülüzasyon geliştirmiştir.

Bu çalışmada kullanılan bilgisayar programları ise son zamanlarda kullanılanlardan en iyi olanlarıdır (Çavşak, 1992, 2010, 2011). Programlar, formasyon geometrilerinin çok karışık olması halinde bile, kesin sonuçlar verecek şekilde yazılmıştır. Yani bu programlar,

şekli ne olursa olsun iki ve üç boyutlu tüm cisimlerin her türlü pozisyonları halinde bilinen emsallerinden çok daha kesin sonuçlar verecek şekilde yazılmıştır. Bu algoritmanın özeti Gravity Interpretation (Jacoby ve Smilde, 2009)'da verilmiştir. Daha ayrıntılı bilgiler ise tümüyle Çavşak (1992) tarafından yapılan doktora çalışmasında açıklanmıştır.

1.3.2. Talwani Modellemesi

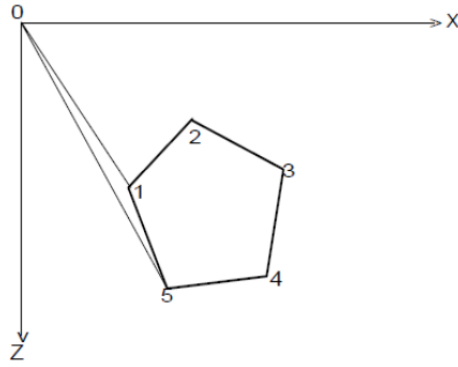
Gelişigüzel şekle sahip bir kütlelin dışında bulunan bir noktadaki gravite değerini hesaplariken Talwani modellemesi esası oluşturur.



Şekil 1. Talwani modellemesinin bir çokgen üzerinde tanımlanması

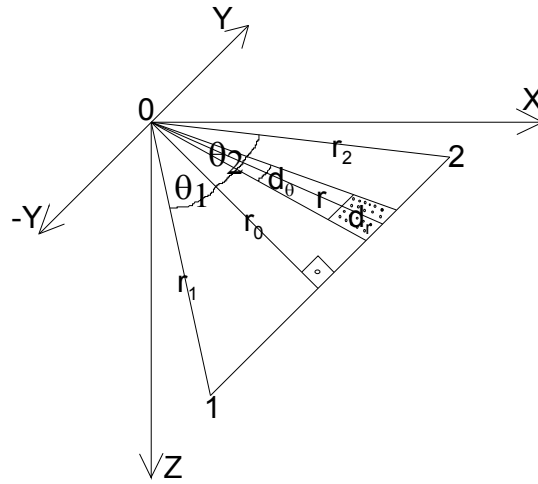
Burada önce çokgen şeklinde tanımlanmış Şekil 1'nin her köşe noktasına bir numara verilir. Hesaplamalar için pozitif (+) veya negatif (-) yön seçilir. Bu çalışmada pozitif (+) yön saat yönünün tersi olarak alınmıştır.

Burada gösterim amacıyla 1-5-0 üçgeni ele alınacak olunursa (Şekil 2); 1-5-0 üçgenin içi (-) olur. Bu düşünceyle diğer üçgenler de aynı şekilde gösterilecek olursa; 5-4-0 üçgeninin içi (+), 4-3-0 üçgeninin içi (+), 3-2-0 üçgeninin içi (-), 2-1-0 üçgeninin içi (-) dolmuş olur.



Şekil 2. Çokgenin sadece iki köşesinin tanımlanması

Yukarıdaki şekle göre aynı üçgen içerisinde hem (+) hem de (-)'ler birbirini götürür ve hesaplanacak olan (1 2 3 4 5) beşgeni (+) ile dolu halde kalır.



Şekil 3. Kütle, profil altındaki düşey kesitinin sınırlarının çokgen olarak gösterilişi

Düşey kesiti poligon olarak tanımlanmış gelişigüzel bir kütle, gravite anomalisinin hesabı ise aşağıdaki gibi yapılır. Bozucu kütle, profil altındaki düşey kesitinin sınırlarının poligon olarak gösterilişi Şekil 3'de görüldüğü gibidir.

Burada gravite potansiyeli U;

$$U=G \int_{F} \int_{y=-\infty}^{\infty} \frac{dm}{r}$$

(12)

dir. (13) bağıntısında dm açılacak olursa;

$$U = G\rho \int_F \int_{y=-\infty}^{\infty} \frac{dx \cdot dy \cdot dz}{r} \quad (13)$$

dir. Buradaki düzeltmeler yapılacak olursa; $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ dir. (13) bağıntısından;

$$I_y = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}}$$

$$I_y = 2 \int_0^{\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}}$$

yazılabilir. Bu integrasyon çözüldüğünde,

$$I_y = 2 \left[\ln(y + (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}) \right]_0^{\infty}$$

$$I_y = 2 [\ln(\infty) - \ln(x^2 + z^2)^{1/2}]$$

$$I_y = c - \ln(x^2 + z^2)$$

elde edilir. bu ifade'de c sabittir. İntegralin çözümünde göz önüne alınmaz. Dolayısıyla,

$$I_y = -\ln(x^2 + z^2)$$

olur. I_y çözümü (13) denkleminde yerine konulursa,

$$U = -G\rho \int_F \int \ln(x^2 + z^2) dx dz$$

yazılabilir. Burada işlem kolaylığı için tekrar $r = (x^2 + z^2)^{1/2}$ alınabilir. Silindirik koordinatlara, $dx dz = r d\varphi dr$ şeklinde bir düzenlemeyle geçilerek,

$$U = -G\rho \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_0^{r(\varphi)} \ln(r^2) r dr d\varphi \quad (14)$$

elde edilir. (14)'dan $I_r = \int \ln(r^2) r dr$ yazılabilir. Bazı düzenlemeler yapılırsa,

$$d(r^2) = 2r dr$$

$$r dr = \frac{1}{2} d(r^2)$$

ve buradan,

$$I_r = \frac{1}{2} \int \ln(r^2) d(r^2)$$

elde edilir. $r^2 = u$ dönüşümü yapılarak,

$$I_r = \frac{1}{2} \int \ln u du$$

integral alındığında,

$$I_r = \frac{1}{2} (u \ln u - u)$$

bulunur. Tekrar $u = r^2$ dönüşümü yapılarak,

$$I_r = \frac{1}{2} (r^2 \ln(r^2) - r^2)$$

$$I_r = r^2 \ln r - \frac{r^2}{2}$$

elde edilir. I_r , (14) ifadesinde yerine yazılırsa,

$$U = -G\rho \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} r^2(\varphi) \left[\ln r(\varphi) - \frac{1}{2} \right] d\varphi \quad (15)$$

olduğu görülür.

$$r(\varphi) = \frac{r_0}{\cos \varphi} \quad -\pi < \varphi < \pi \quad (16)$$

şeklinde bir tanımlamayla (15) denklemi yeniden düzenlenirse,

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln(r_0 / \cos \varphi)}{\cos^2 \varphi} - \frac{1}{2\cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln r_0 - \ln(\cos \varphi)}{\cos^2 \varphi} - \frac{1}{2\cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left[\frac{\ln r_0 - (1/2)}{\cos^2 \varphi} - \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} \right] d\varphi$$

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \left(\ln r_0 - \frac{1}{2} \right) \frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi} - \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} d\varphi \right] \quad (17)$$

olur. (17) eşitliğinde,

$$I_{\varphi} = \int \frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi} = \tan \varphi$$

$$I_{\varphi} = \int \frac{\ln \cos \varphi}{\cos^2 \varphi} d\varphi$$

alınarak çözüm aranabilir. Burada I_{φ} ifadesi kısmi integrasyon yöntemiyle çözülsün;

$$u = \ln \cos \varphi$$

$$du = -\frac{\sin \varphi}{\cos \varphi} d\varphi = -\tan \varphi d\varphi$$

$$dv = -\frac{d\varphi}{\cos^2 \varphi}$$

$$v = -\tan \varphi$$

şeklinde tanımlamalar yapılarak,

$$I_{\varphi} = \tan \varphi \ln(\cos \varphi) + \int \tan^2 \varphi d\varphi$$

$$I_{\varphi} = \tan \varphi \ln(\cos \varphi) + \tan \varphi - \varphi$$

olur. Dolayısıyla,

$$U = -Gpr_0^2 \left[\left(\ln r_0 - \frac{1}{2} \right) \tan \varphi - \tan \varphi \ln(\cos \varphi) - \tan \varphi + \varphi \right]_{-\varphi_1}^{\varphi_2} \quad (18)$$

olur. Bazı düzeltmeler yapılarak,

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\tan \varphi \left(\ln r_0 - \ln(\cos \varphi) - \frac{3}{2} \right) + \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2}$$

$$U = -G\rho r_0^2 \left[\tan \varphi \left(\ln \frac{r_0}{(\cos \varphi)} - \frac{3}{2} \right) + \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2} \quad (19)$$

yazılabilir.

$$r = \frac{r_0}{(\cos \varphi)}$$

olduğundan, (19) bağıntısı yeniden düzenlenirse,

$$U = G\rho r_0^2 \left[\tan \varphi \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \varphi \right]_{\varphi_1}^{\varphi_2}$$

$$U = G\rho r_0^2 \left[\frac{3}{2} (\tan \varphi_2 - \tan \varphi_1) + \ln r_1 \tan \varphi_1 - \ln r_2 \tan \varphi_2 + \varphi_1 - \varphi_2 \right] \quad (20)$$

elde edilmiş olur. (20) bağıntısı gravite potansiyeli bağıntısıdır. Eğer (20) bağıntısı poligon olarak tanımlanan bütün kütlelerin köşeleri için genelleştirilecek olursa,

$$U = G\rho r_0^2 \left[\frac{3}{2} (\tan \varphi_{i+1} - \tan \varphi_i) + \ln r_i \tan \varphi_i - \ln r_{i+1} \tan \varphi_{i+1} + \varphi_i - \varphi_{i+1} \right] \quad (21)$$

gravite potansiyelinin düşey yöndeki türevi alınarak gravite anomalisi bulunur. (21)'in düşey yöndeki türevi alınırsa gravite anomalisi "g" bulunur (Talwani, Worzel ve Landsman, 1959).

$$g = G\rho \left\{ 2z_0 \left\{ \tan \varphi \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \varphi \right\} + \right. \\ \left. r_0^2 \left\{ \frac{1}{\tan \varphi} \frac{zr_0^2 - z_0r^2}{r_0^2} \left[\frac{1}{r_0^2} \left(\frac{3}{2} - \ln r \right) - \frac{1}{r^2} \right] - \tan \varphi \frac{z}{r^2} \right\} \right\} \Bigg|_{\varphi_i, r_i, z_i}^{\varphi_{i+1}, r_{i+1}, z_{i+1}} \quad (22)$$

1.3.3. Ters Çözüm Tekniği

Veri işlem yöntemleri yardımıyla yapılan yorumlama çalışmaları potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında oldukça yararlı sonuçlar vermektedir. Ancak sonsuz çözüme sahip bu tür potansiyel alan verilerinden daha sağlıklı parametre kestirimi için birden fazla değerlendirme teknikleri kullanılmalıdır. Bu nedenle kestirimler diğer tekniklerle desteklenmelidir. Bu tekniklerden biri de ters çözüm tekniğidir.

Jeofiziksel ters çözüm problemi, yüzeye yakın bölgelerdeki fiziksel varlıkların ölçümlerinden yer içine kadarki bilgileri saptamayı amaçlar. Ters çözüm problemi eldeki jeofiziksel veriden gerekli bilgileri alamadığı zaman, çözümü ya tek olmaz ya da sonuç kesin olmaz. Bu tür problemlere Hadamard (1902) tarafından “ill-posed” adı verilmiştir (Hadamard, 1902). 1960’larda jeofizikte ters çözüm probleminin formülasyonu ile ilgili çalışmalar yapılmıştır. “Well-posed” adı verilen bu çalışmalar tek olmayan ve kararlı çözümleri indirgemeye yöneliktir. Bu iki yaklaşımdan ilki kaynak hakkında minimum ilgiyi savunurken, ikinci yaklaşım ise kaynak hakkında eski bilgilerin kullanılmasını savunur. Backus ve Gilbert (1967, 1968) kaynaklar hakkında istenilen bilgiyi azaltmayı amaçlamışlardır. Bu yolla tüm çözümlerdeki sadece benzer özellikler araştırılmıştır. Örneğin kütle fazlalığı Grand ve West (1965) tarafından araştırılmıştır. Parker (1974, 1975) ideal yapılar teorisini geliştirmiştir. Bu teori kaynakların parametrelerinin fazlalığını saptamayı sağlar. İkinci yaklaşım, tek ve kararlı bir çözümü garanti etmek için ilk (eski) yeterli bilgiyi kullanmayı savunur. Kararlılık metrik bir boşluğun katı (kompakt) altındaki duruma ait çözümü ile garanti edilir. Eski bilginin birleştirilerek kullanılması için iki metod vardır. İlki, seçme (selection) metodu (Tikhonov ve Arsenin, 1977) niceliksel bir doğallığın bütünleyicisi bilgisini içerir. İkincisi ise düzenleme (regularization) metodu (Tikhonov, 1963) niteliksel bir bilgiyi içerir.

Kararlı fonksiyonlar 1970 ve 1980’lerde yayınlanmıştır. Çözüm vektörünün Euclidean ağırlıklandırılmış formülü en çok kullanılanıdır. Gravitede bu fonksiyonun

minimize edilmesi (Braile vd., 1974) fiziksel özelliklerin uzaysal değişimlerinin düzeltilmesi (Last ve Kubik, 1983), anomali kaynaklarının maksimum yoğunluğu ve tek bir eksen boyunca anomali kaynaklarının konsantrasyonu (Guillen ve Menichetti, 1984) için eski bilginin birleşmesine izin verir. Barbosa ve Silva (1994) ise Tikhonov'un düzenleme metodunu kullanarak birkaç eksen kullanımına izin veren "Kompakt gravite ters çözüm tekniği" adı altında bir yöntem geliştirmişlerdir. Bütün bu araştırmacıların amacı en iyi yaklaşımı sağlamak olmuştur. Gözlenen ile kestirilen değerler arasındaki farkların karelerinin toplamını en küçük yapan "en küçük kareler yöntemi" (EKK) ters çözümün de temelini oluşturur. Yöntem doğrusal ve doğrusal olmayan çözümler olmak üzere ikiye ayrılır. Doğrusal olmayan ters çözüm yöntemlerinde çözüme yineleme ve optimizasyon yöntemleri ile ulaşılabilmektedir.

Bu çalışmada kullanılan ters çözüm programında (Çavşak, 1992), programın yazış tekniğiyle doğrultulu olarak; birden fazla veri gurubu, veri guruplarının fonksiyon sabitli ya da fonksiyon sabitsiz oluşları, hesaplanan her parametrenin ayrı ayrı standart hataları, komple ters çözüm hesaplarının genel standart hatası ve hesaplanan parametrelerin hesaplara olan etkileri gibi özellikler göz önüne alınabilmektedir.

Gözlemsel değerler ile kuramsal değerler arasındaki farkın karelerinin parametrelere göre kısmi türevleri alınarak, türev denklemlerinin sifıra eşitlenmesi hatayı en küçükleştirme amacına yöneliktir.

Buraya bir açıklama getirilecek olursa; $l_1, l_2 \dots l_n$ ölçü değerleri olsun.

$$l_1 = a_1x + b_1y + c_1z$$

$$l_2 = a_2x + b_2y + c_2z$$

$$\vdots$$

$$l_n = a_nx + b_ny + c_nz$$

(23)

buradaki a_n, b_n, c_n katsayıları (hesaplanan matris değerleri) bulunduğunda bunlardaki bunlardaki küçük bir değişiklik ortalama hatayı değiştirir. Burada ciddi bir çalışma yapıp hassas bir ölçü yapılmışsa bile yine de akıldan çıkarılmaması gereken bir

konu vardır ki, küçükte olsa mutlaka bir hata yapılmış olması olasılığıdır. Bu hatalarında denkleme eklenmesi gerekir.

Yukarıda gösterilen (23) nolu ölçü denklemlerine hatalar yerleştirilecek olursa,

$$\begin{aligned}
 l_1 &= a_1x + b_1y + c_1z + \mathcal{G}_1 \\
 l_2 &= a_2x + b_2y + c_2z + \mathcal{G}_2 \\
 &\vdots \\
 l_n &= a_nx + b_ny + c_nz + \mathcal{G}_n
 \end{aligned} \tag{24}$$

eşitlikleri yazılır. Anlaşıldığı üzere \mathcal{G}_n 'ler hata miktarlarıdır. (24) nolu denklem takımı düzenlenecek olursa, hatalar;

$$\begin{aligned}
 \mathcal{G}_1 &= l_1 - a_1x - b_1y - c_1z \\
 \mathcal{G}_2 &= l_2 - a_2x - b_2y - c_2z \\
 &\vdots \\
 \mathcal{G}_n &= l_n - a_nx - b_ny - c_nz
 \end{aligned} \tag{25}$$

olur.

Burada amaç \mathcal{G}_n hatalarının toplamının sıfır olmasıdır.

$$\sum_{i=1}^n \mathcal{G}_i = 0 \tag{26}$$

Bunun için de matematikte,

$$\sum_{i=1}^n (\mathcal{G}_i^2) = \min \tag{27}$$

olur. (27) ifadesi genel halde yazılacak olunursa,

$$\sum_{i=1}^n (g_i^2) = \sum (l_i - a_i x - b_i y - c_i z)^2 = \min \quad (28)$$

(27) ve (28) eşitliklerinin çözümü yapılmak istendiğinde bunların matris normuna göre düzenlenip toplamları yazıldığı takdirde,

$$\begin{aligned} [g.g] = [aa]x^2 + 2[ab]xy + 2[ac]xz - 2[al]x + [bb]y^2 + 2[bc]yz - 2[bl]y \\ + [cc]z^2 - 2[cl]z + [ll] = \min \end{aligned} \quad (29)$$

olur. (29)'ü minimum yapmak için bilinmeyene göre kısmi türev alınıp sıfıra eşitlenecek olursa;

$$\frac{\partial(g.g)}{\partial x} = 2[aa]x + 2[ab]y + 2[ac]z - 2[al] = 0$$

$$\frac{\partial(g.g)}{\partial y} = 2[ab]x + 2[bb]y + 2[bc]z - 2[bl] = 0 \quad (30)$$

$$\frac{\partial(g.g)}{\partial z} = 2[ac]x + 2[bc]y + 2[cc]z - 2[cl] = 0$$

elde edilir. (30) eşitlikleri sıfır olduğundan 2 ler yok edilir. Bu durumda,

$$[aa]x + [ab]y + [ac]z = [al]$$

$$[ab]x + [bb]y + [bc]z = [bl] \quad (31)$$

$$[ac]x + [bc]y + [cc]z = [cl]$$

matrisi elde edilir. Burada a_l , b_l ve c_l gravite ölçü değerleridir. (aa) , (ab) , (ac) , (bb) , (bc) ve (cc) matris faktörleridir. Matriste; x fonksiyon sabiti, y ve z de kütle yoğunluklarıdır. Bu matris çok çeşitli çözüm yöntemleriyle çözülebilir. Örneğin Gauss eliminasyon yöntemi ile bu denklem takımı çok rahat bir şekilde çözümlenebilir ve yoğunluklar bulunabilir.

1.3.4. Ortalama Hata

Gözlemsel veriler az veya çok, bir saçılma gösterirler. Verilerin ortalama değer çevresinde saçılmalarını sayısal olarak göstermek için değişik tanımlamalar yapılmıştır. Bu amaçla, örneğin, gözlemsel değerlerin ortalama değerden olan farklarının ortalamasını hesaplamak düşünülebilir. Ancak, pozitif ve negatif farkların birbirini götürmesi nedeni ile saçılmanın çok büyük olmasına karşın küçük değerler elde edilebileceğinden, yanıltıcı sonuçlar alınabilir. Farkların ortalama değerine “fark ortalaması” adı verilir.

Ortalama değer çevresindeki saçılmayı sayısal olarak göstermek için ortalama hata, yani standart sapma kullanılır.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\tilde{l}_i - l)^2}{N}} \quad (32)$$

(32) bağıntısı tek bilinmeyenli haldir.

İstatistik yöntemler dikkatli kullanılmadığında çok yanıltıcı sonuçlar alınmasına yol açabilir. Örneğin gözlemsel veriler içinde ortalama değerden çok farklı bir ya da birkaç değer bulunması, ortalama değerle birlikte ortalama hatayı büyük ölçüde değiştirebilir. Bu durumda ölçüt olarak yine ortalama hata kullanılabilir. Örneğin, ortalama değerden olan farkı, ortalama hatanın iki veya üç katı veya daha büyük olan noktalar verilerden çıkarılıp işlem yenilenebilir. Bu durumda bu veriler, çeşitli nedenlerle yanlış saptanmış gibi kabul edilirler.

Üç boyutlu çalışmada kütle yüzeyleri üçgen yüzeylere bölünerek tanımlanmıştır. Ne kadar fazla üçgen yüzey alınır, o kadar daha hassas kütle tanımları yapılır. Üç boyutlu ana modelde üçgen piramitler göz önüne alınmıştır. Bu üçgen piramit her üçgen yüzeyle hesap noktasının arasında oluşturulur. Bu yöntem gelişi güzel şekilli formasyonları çok iyi bir şekilde tanımlayabilir (Çavşak, 1992, 2010, 2011).

1.3.5. Kullanılan 3B Gravite Algoritması

Bu çalışmadaki 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011) ise ters çözüm programıyla (Çavşak, 1992) kombine edilerek birlikte kullanılmıştır. Uzayda gelişigüzel pozisyonda duran üçgenlerle kütle yüzeylerinin tanımlanması esasına dayanan üç boyutlu modellemede gravite integralindeki x,y, ve z parametreleri birbirlerinin fonksiyonudur. Bu nedenle integralin analitik çözümü çok karışık, hatta mümkün olmayan bir durumdur. Burada integralin analitik çözümünü mümkün kılmak için üçgenler, uzaydaki pozisyonları nasıl olursa olsun, yeni bir koordinat sistemi içerisine yerleştirilir. Yani bir koordinat dönüşümü uygulanır (ξ, η, ζ) . Böylece her bir üçgen, yeni koordinat sistemi içerisinde bir yüzeye paralel hale getirilir. Diğer koordinattaki nokta ise üçgen piramidin yüksekliği olur. Koordinat transformu için diverjans teoremi kullanılabilir. Ancak bu çalışmadaki algoritmada, vektöriyel operasyonlarla bu koordinat dönüşümü yapılmaktadır (Çavşak, 1992, 2011). Koordinat dönüşümünden sonra 3B gravite potansiyel integralinin analitik çözümü yapılmıştır. Gravite potansiyelinin düşey yönde türevi alınarak gravite hesaplanmış ve gravite algoritması, bir eşitlik olarak ortaya çıkmıştır (Çavşak, 1992; Jacoby, 2009). Potansiyelin düşey yönde türevinin alınmasıyla gravitenin hesaplanması bugün bile hala bilim dünyasında kullanılmaktadır. Çünkü gradyent ancak türev alınarak hesaplanır. Ancak burada geleneksel yolun dışına çıkılarak yeni bir yöntem keşfedilmiş ve vektöriyel operasyonlarla, türev ifadesi sadece iki vektöriyel parametre ile hesaplanabilir hale getirilmiştir (Çavşak, 1992, 2011).

Aşağıda üç boyutlu gravite ters çözüm yönteminde kullanılan algoritma kısaca gösterilmiştir (Şekil 4).

Burada gravite potansiyel integrali;

$$\Delta U = \frac{G \cdot \rho}{h} \int_{\eta_A}^{\eta_C} \int_{\xi^{(1)}}^{\xi^{(2)}} \int_{\zeta=0}^h \frac{\zeta \cdot d\zeta \cdot d\xi \cdot d\eta}{(\xi^2 + \eta^2 + h^2)^{1/2}} \quad (33)$$

formülü ile verilmiştir. h ; kütle yüzeyi tanımlamasında kullanılan üçgen ile hesap noktası arasında oluşturulan piramidin yüksekliğidir.

Bu integralin analitik çözümü :

$$\Delta U = \frac{1}{2} G \cdot \rho \cdot h \cdot F(\eta, \xi) \quad (34)$$

dir.

Burada $F(\eta, \xi)$ aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır.

$$F(\eta, \xi) = \left[\begin{array}{l} \eta \cdot \ln \left[\xi + \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + h^2} \right] + \\ + \xi_2 \cdot \cos \beta \cdot \ln \left[\sqrt{\xi^2 + \eta^2 + h^2} + \frac{\eta}{\cos \beta} + \xi_2 \cdot \sin \beta \right] \\ + \zeta \cdot \arctan \left[\frac{h^2 \cdot \tan \beta - \xi_2 \cdot \eta}{h \cdot \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + h^2}} \right] \end{array} \right]_{\xi^{(1)2}, \eta_A}^{\xi^{(2)2}, \eta_C} \quad (35)$$

Üçgen piramidin tamamı için Y aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$Y = F_1(\eta_C, \xi^{(2)}) - F_2(\eta_A, \xi^{(2)}) - F_3(\eta_C, \xi^{(1)}) + F_4(\eta_A, \xi^{(1)}) \quad (36)$$

Gravite etkisi;

$$\Delta g = \frac{\partial}{\partial z}(\Delta U) \quad (37)$$

Türevlemenin açık ifadesiyle gravite etkisi;

$$\Delta g = \frac{1}{2} G \cdot \rho \left\{ \frac{\partial}{\partial z}(h) \cdot Y + \frac{\partial}{\partial z}(Y) \cdot h \right\} \quad (38)$$

Normal birim vektörün düşey (z) bileşeni $\hat{\zeta}_z = \frac{\partial}{\partial z}(h)$ ve $Y' = \frac{\partial}{\partial z}(Y)$ yazılırsa;

$$\Delta g = \frac{1}{2} G \cdot \rho \cdot \sum_{i=1}^n \left(\hat{\zeta}_{z_i} \cdot Y_i + Y_i' \cdot h_i \right) \quad (39)$$

şeklinde gravite gösterilebilir.

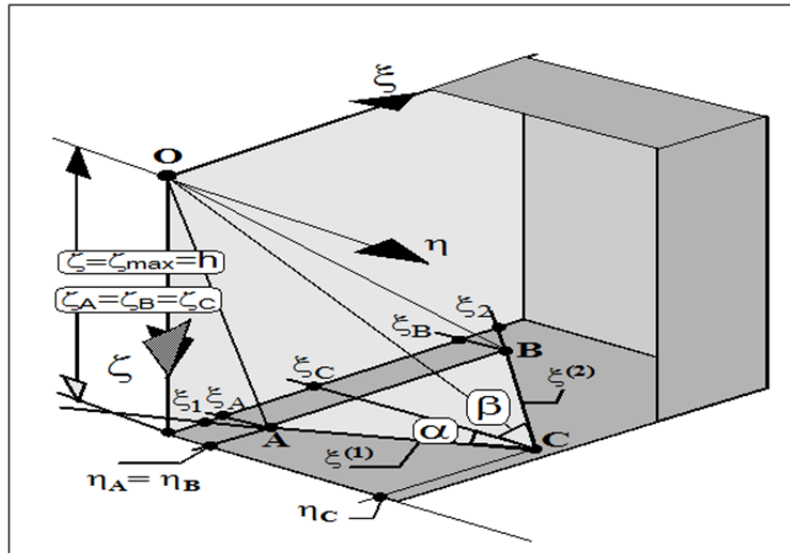
Ayrıca aşağıdaki, keşfedilen bir özel algoritmanın (Çavşak, 2011) kullanılmasıyla,

$$\sum_{i=1}^n \left(\hat{\zeta}_{z_i} \cdot Y_i \right) = \sum_{i=1}^n \left(Y_i' \cdot h_i \right)$$

gravite çok daha kısa bir şekilde;

$$\Delta g = G \cdot \rho \cdot \sum_{i=1}^n \left(\hat{\zeta}_{z_i} \cdot Y_i \right) \quad (40)$$

formülize edilebilir. Burada görüldüğü gibi, çok çok uzun olan Y' definisyonunu kullanmaya gerek kalmamıştır.



Şekil 4. Kütle yüzeyi tanımlanmasında kullanılan üçgenle, hesap noktası arasında oluşturulan temel model geometri, yani üçgen piramit

1.4. Tezin Amacı

Yeraltında hiçbir tabaka (formasyon) mükemmel homojen değildir. Gravite çalışmalarında formasyonların yanal yöndeki yoğunluk değişimi dikkate alınmaktadır. Yoğunluk her formasyon içerisinde, heterojen olarak değişir. Bu nedenle yoğunluğun derinlikle değişimini ifade eden deneysel formüller her zaman güvenilir olamaz. Oysa sismik hız sınırları kütle içerisindeki bu yoğunluk değişimini 3B olarak temsil ederler. İşte bu yoğunluk değişimini belirlemek için sismik hız sınırları kullanılarak, yoğunluğun derinlikle değişimi ayrıntılı bir şekilde belirlenmeye çalışılmıştır.

Bu çalışmada kullanılan yeni modelleme tarzıyla, bir tabaka içindeki yoğunluk değişimi derinlikle doğru orantılı olarak değil, tabaka içindeki gerçek geometriye bağlı olarak belirlenmeye çalışılmıştır. Böylece yer altı yapısının daha da bir doğrulukla belirlenmesine çalışılmıştır.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

Bu bölümde üç ayrı model çalışması yapılmıştır. Bu çalışmalarda, gravite ters çözüm hesapları yapılırken, önce yukarıdan aşağıya doğru kütleler sırasıyla tanımlanmıştır. Son kütle olarak da, sismik hız sınırlarının tanımlanmasıyla oluşturulan kütle (SİS, Tablo 4, 6, 11, 13, 19 ve 20) tanımlanmıştır. Yine bu üç çalışmada, bir kütle içinde sismik hız aşağıya doğru artıyor ise; kullanılan 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011) gereği bu kütlenin önce alt yüzeyi, sonra üst yüzeyi tanımlanmıştır. Ters durumda, hız aşağıya doğru azalıyor ise; önce üst yüzey, sonra alt yüzey tanımlanmıştır. İlk iki model çalışmasında, sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle, her model için yapılan iki farklı tanımlamanın ters çözüm işlemleri sonucunda bulunan yoğunluk farkları birbirinden farklı bulunmuştur. Üçüncü ve son model çalışmasında, ölçü değeri olarak kabul edilen veriler ile üç farklı ters çözüm hesabı yapılmıştır. Düşük yoğunluklu tabaka içindeki daha da düşük yoğunluklu küçük tabaka bulunmaya çalışılmıştır.

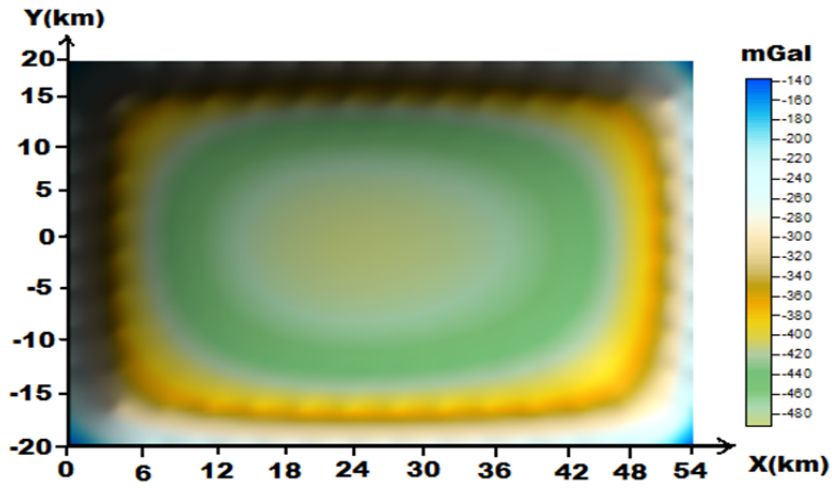
2.1. Yapay Yeraltı Modeli Çalışması

Öncelikle çalışmanın bu kısmında, amaca uygun yapay model geometri tanımlaması yapılmıştır. Yapay yeraltı modeli; x yönünde 0 km'den 54 km'ye, y yönünde -20 km'den 20 km'ye ve derinliği de 0 km'den -23 km'ye kadar uzanmaktadır. Yapay yeraltı modelinin referans yoğunluğu (temel kayaç yoğunluğu) 3.7 g/cm^3 dür. Kabul edilmiş birinci ve ikinci tabaka yoğunlukları Tablo 1'de görülmektedir.

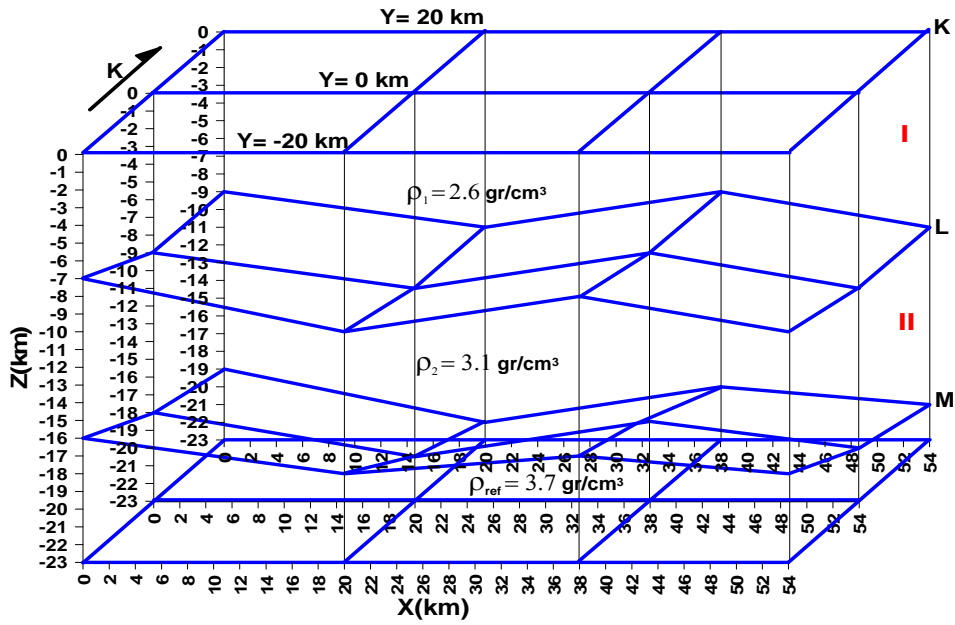
Başlangıçta yapay yeraltı modeli sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırma, kullanılan algoritma gereği, her kütle için; önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanarak yapılmıştır. Burada sayısallaştırma yöntemi; I numaralı kütle için önce L yüzeyi, sonra K yüzeyi tanımlanmıştır. Daha sonra II numaralı kütle için önce M yüzeyi, sonra L yüzeyi tanımlanmıştır. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilmiştir (Şekil 6). Sonra, modeldeki kütlelerin yoğunlukları referans yoğunluğundan çıkarılarak yoğunluk farkları hesaplanmıştır (Tablo 1). Kullanılan 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011), tanımlanmış yüzeyleri kullanarak modelin 3 boyutlu olarak tüm yüzeylerini üçgenlere ayırır.

Tablo 1. Yapay yeraltı modeline ait kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları

| Referans yoğunluğu: 3.7 gr/cm ³ | | |
|--|------------------------|-------------------------|
| Kütle No | Kütle Yoğunlukları | Yoğunluk Farkları |
| I | 2.6 gr/cm ³ | -1.1 gr/cm ³ |
| II | 3.1 gr/cm ³ | -0.6 gr/cm ³ |



Şekil 5. Yapay yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası



Şekil 6. Yapay yeraltı modeli

Elde edilen verilerin, özel algoritma ile kullanılmasıyla, yapay modele ait Bouguer gravite anomalisi, model üzerinde oluşturulmuş bir hesap düzleminde, x ve y yönlerinde 4 km aralıklarla 270 noktada hesaplanmıştır (Şekil 5). Tasarlanmış yapay modelde görülmekte olan K, L ve M harfleri yüzeyden aşağıya doğru tabaka sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 6). Kırmızı ile yazılmış I ve II rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 6).

2.1.1 Yapay Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışmaları

Ters çözüm yöntemiyle Bouguer anomali değerlerini kullanarak yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları hesaplanmıştır. Ters çözüm ile yapılan çalışmada bulunan yoğunluk farkları, yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluklarının referans yoğunluklarından çıkarılarak elde edilen yoğunluk farklarıyla aynıdır, bu da bir önceki çalışmada hesaplanan Bouguer anomalisinin doğruluğunu göstermektedir (Tablo 2).

Tablo 2. Ters çözüm ile hesaplanan, yapay yeraltı modeline ait kütle yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.1 gr/cm ³ |
| II | -0.6 gr/cm ³ |

Sonra, bu birinci model çalışmasında düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri 0.1 mGal – 0.01 mGal değerleri arasında değiştirilerek, yine aynı model için, ölçü değerleri olarak kabul edilerek ters çözüm işlemi yapılmıştır. Burada, verileri 0.1 mGal – 0.01 mGal değerleri arasında değiştirmekteki amaç; ölçülen ile hesaplanan verilerin tıpkı arazide olduğu gibi, birbirlerine göre biraz farklı olmasını sağlamaktır. Yani, verilere bir hata eklemektir.

Tablo 3. Değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.0578 gr/cm ³ |
| II | -0.5738 gr/cm ³ |

Böylece, gravite verileri gerçek saha verilerine benzetilmiştir. Değiştirilmiş veriler ile yapılan ters çözüm sonucu, Şekil 6'deki kütleler için, bulunan yeni yoğunluk farkları Tablo 3'de görülmektedir.

$$\Delta\rho = \rho_n - \rho_{ref} \quad (41)$$

Formülü kullanılarak,

$$1. \text{ kütle için; } \rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{ref} = -1.0578 + 3.7 = 2.6422 \text{ gr/cm}^3$$

$$2. \text{ kütle için; } \rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{ref} = -0.5738 + 3.7 = 3.1262 \text{ gr/cm}^3$$

yoğunluklar elde edilmiştir. Bulunan bu yoğunluklar, değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm sonucu hesaplanmıştır. Tablo 5 ve Tablo 7'de hesaplanan yoğunluklar görülmektedir.

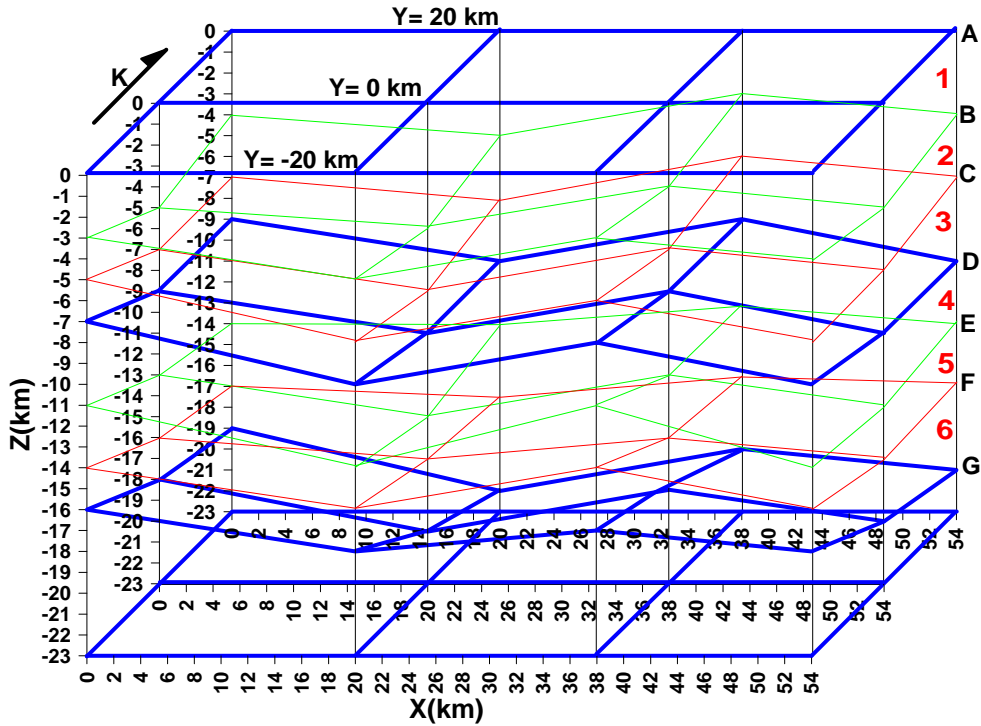
2.1.2. Yapay Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenecek Yapılan Ters Çözüm Çalışması

Öncelikle düz çözümlene ile yeraltı modeline ait bouguer anomalisi hesaplanmıştır. Düz çözümlene ile hesaplanan Bouguer anomalisi değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmıştır ve ters çözüm hesaplarında kullanılmıştır. Burada sismik hız sınırları sayısallaştırılmıştır. Yapay yeraltı modelinde sismik hızların derinlikle arttığı kabulüyle sayısallaştırma yapılırken, algoritma gereği, her tabaka için önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanmıştır.

A, B, C, D, E, F ve G harfleri yüzeyden aşağıya doğru sismik hız sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 7). Kırmızı ile yazılmış 1, 2, 3, 4, 5 ve 6 rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 7).

Birinci tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; en alttaki G sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak F yüzeyinden dönülür, tekrar G yüzeyine gelinir ve E yüzeyinden dönülür, tekrar G yüzeyine gelinir ve D yüzeyinden dönülür. Bu işleme devam edilerek G yüzeyine gelinir ve her defasında bir üst yüzey tanımlanarak A üst yüzeyine gelinir. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 7).

Yapay yeraltı modelinin sayısallaştırılmış değerlerine ek olarak sismik hız sınırlarının da sayısallaştırılmış değerleri 3B gravite algoritmasına (Çavşak, 1992, 2010, 2011) üçüncü kütle olarak verilerek ters çözüm tekniği uygulanır ve yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluk farkları hesaplanır (Tablo 4). Burada da değiştirilmiş Bouguer gravite verileri ters çözümde kullanılmıştır. Yapılan ters çözüm hesap sonuçları aşağıda görülmektedir (Tablo 5).



Şekil 7. Yapay yeraltı modeline ait tanımlamada sismik hız sınırları

Tablo 4. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.2148 gr/cm ³ |
| II | -1.2296 gr/cm ³ |
| SİS | 0.1214 gr/cm ³ |

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle birinci tanımlama için gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

Bu hesaplama için;

$$\Delta\rho_i = \Delta\rho + (n \cdot (\delta\rho)) \quad i=1,10 \quad (42)$$

formülü kullanılmıştır.

Burada;

$\Delta\rho_i$: Her sismik hız sınırı arasında kalan yer için hesaplanan gerçek yoğunluk farkı,

$\Delta\rho$: Birinci ve ikinci kütle için elde edilen yoğunluk farkı,

n : Her sismik hız sınırı arasında kalan yerden dönme sayısı,

$\delta\rho$: Üçüncü kütleyle ait yani sismik hız sınırlarından elde edilen yoğunluk farkı,

i : Tabaka numarasıdır.

Birinci tanımlama için gerçek yoğunluk farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -1.2148 + (1 \cdot (0.1214)) = -1.0934 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -1.2148 + (2 \cdot (0.1214)) = -0.9720 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -1.2148 + (3 \cdot (0.1214)) = -0.8506 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -1.2296 + (4 \cdot (0.1214)) = -0.7440 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -1.2296 + (5 \cdot (0.1214)) = -0.6226 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -1.2296 + (6 \cdot (0.1214)) = -0.5012 \text{ gr/cm}^3$$

elde edilmiş olur.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -1.0934 + 3.700 = 2.6066 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -0.9720 + 3.700 = 2.7280 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -0.8506 + 3.700 = 2.8494 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.7440 + 3.700 = 2.9560 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.6226 + 3.700 = 3.0774 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.5012 + 3.700 = 3.1988 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur (Tablo 5).

Tablo 5. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar

| Kütle No | Sismik hız sınırları kullanılarak hesaplanan yoğunluklar | Sismik hız sınırları kullanılmadan hesaplanan yoğunluklar |
|----------|--|---|
| 1 | 2.6066 gr/cm ³ | 2.6422 gr/cm ³ |
| 2 | 2.7280 gr/cm ³ | |
| 3 | 2.8494 gr/cm ³ | |
| 4 | 2.9560 gr/cm ³ | 3.1262 gr/cm ³ |
| 5 | 3.0774 gr/cm ³ | |
| 6 | 3.1988 gr/cm ³ | |

İkinci tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; B sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak A yüzeyinden dönülür, sonra C yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra D yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür. Bu işleme devam edilerek her defasında bir alt yüzey tanımlanarak, G yüzeyinden A yüzeyine gelinir. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 7). Bu ikinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları da aşağıda görülmektedir (Tablo 6). Burada da, değiştirilmiş Bouguer gravite verileri ters çözümde kullanılmıştır. Yapılan ters çözüm hesap sonuçları aşağıda görülmektedir (Tablo 7).

Tablo 6. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -0.3652 gr/cm ³ |
| II | -0.3800 gr/cm ³ |
| SİS | -0.1214 gr/cm ³ |

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

İkinci tanımlama için gerçek yoğun farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -0.3652 + (6. (-0.1214)) = -1.0934 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -0.3652 + (5. (-0.1214)) = -0.9720 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -0.3652 + (4. (-0.1214)) = -0.8506 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.3800 + (3. (-0.1214)) = -0.7440 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.3800 + (2. (-0.1214)) = -0.6226 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.3800 + (1. (-0.1214)) = -0.5012 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -1.0934 + 3.700 = 2.6066 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -0.9720 + 3.700 = 2.7280 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -0.8506 + 3.700 = 2.8494 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.7440 + 3.700 = 2.9560 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.6226 + 3.700 = 3.0774 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.5012 + 3.700 = 3.1988 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur.

Tablo 7. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar

| Kütle No | Sismik hız sınırları kullanılarak hesaplanan yoğunluklar | Sismik hız sınırları kullanılmadan hesaplanan yoğunluklar |
|----------|--|---|
| 1 | 2.6066 gr/cm ³ | 2.6422 gr/cm ³ |
| 2 | 2.7280 gr/cm ³ | |
| 3 | 2.8494 gr/cm ³ | |
| 4 | 2.9560 gr/cm ³ | 3.1262 gr/cm ³ |
| 5 | 3.0774 gr/cm ³ | |
| 6 | 3.1988 gr/cm ³ | |

Tablo 5 ve Tablo 7' de görüldüğü gibi, sismik hız sınırlarıyla yapılan iki farklı tanımlama sonucu elde edilen tabakaların ρ yoğunlukları aynı çıkmıştır. Bu, yöntemin güvenilirliğini gösterir.

2.2. İkinci Yapay Yeraltı Modeli Çalışması

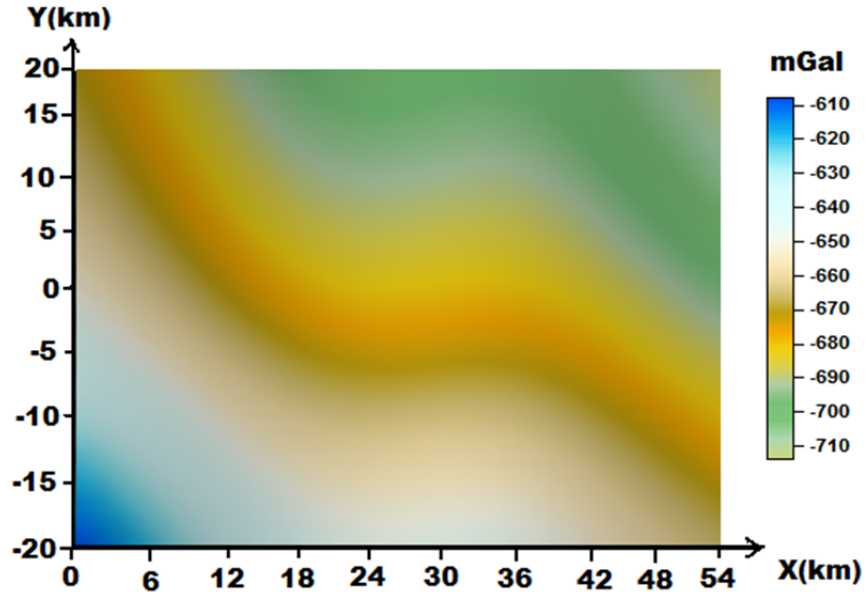
Sınır tesirinden kurtulmak için, birinci çalışmadaki yapay yeraltı modelindeki tabaka sınırları; x yönünde 100 km, -x yönünde 100 km, y yönünde 100 km ve -y yönünde 100 km mesafelere kadar, yeryüzüne paralel olarak uzatılmıştır. Bu ikinci çalışmada da yapay yeraltı modelinin referans yoğunluğu 3.7 gr/cm^3 alınmıştır. Kabul edilmiş birinci ve ikinci tabaka yoğunlukları aşağıda görülmektedir (Tablo 8).

Başlangıçta bu ikinci yapay yeraltı modeli de sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırma, kullanılan algoritma gereği, her kütle için; önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanarak yapılmıştır. Burada da sayısallaştırma yöntemi; I numaralı kütle için önce L yüzeyi, sonra K yüzeyi tanımlanmıştır. Daha sonra II numaralı kütle için önce M yüzeyi, sonra L yüzeyi tanımlanmıştır. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilmiştir (Şekil 6). Sonraki adımda, modeldeki kütlelerin yoğunlukları referans yoğunluğundan çıkarılarak yoğunluk farkları hesaplanmıştır (Tablo 8). Kullanılan 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011), tanımlanmış yüzeyleri kullanarak modelin 3 boyutlu olarak tüm yüzeylerini üçgenlere ayırır. Elde edilen verilerin, özel algoritma ile kullanılmasıyla, ikinci yapay modele ait Bouguer gravite anomalisi, model üzerinde oluşturulmuş bir hesap düzleminde, x ve y yönlerinde 4 km aralıklarla 270 noktada hesaplanmıştır (Şekil 8).

Tablo 8. İkinci yapay yeraltı modeline ait kütle yoğunlukları ve yoğunluk farkları

| Referans yoğunluğu: 3.7 gr/cm^3 | | |
|---|-----------------------|------------------------|
| Kütle No | Kütle Yoğunlukları | Yoğunluk Farkları |
| I | 2.6 gr/cm^3 | -1.1 gr/cm^3 |
| II | 3.1 gr/cm^3 | -0.6 gr/cm^3 |

Bu ikinci çalışmada da K, L ve M harfleri yüzeyden aşağıya doğru tabaka sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 6). Kırmızı ile yazılmış I ve II rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 6).



Şekil 8. İkinci yapay yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası

2.2.1. İkinci Yapay Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışması

Ters çözüm yöntemiyle Bouguer anomali değerlerini kullanarak yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları hesaplanmıştır. Ters çözüm ile yapılan çalışmada bulunan yoğunluk farkları, yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluklarının referans yoğunluklarından çıkarılarak elde edilen yoğunluk farklarıyla aynıdır, bu da düz çözüm ile hesaplanan Bouguer anomalisinin doğruluğunu göstermektedir (Tablo 9).

Tablo 9. Yapay yeraltı modeline ait, ters çözüm ile hesaplanan yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.1 gr/cm ³ |
| II | -0.6 gr/cm ³ |

Bu ikinci yapay yeraltı modeli çalışmasında da düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri 0.1 mGal – 0.01 mGal değerleri arasında değiştirilerek, yine bu çalışmada aynı model için ters çözüm işlemi yapılmıştır. Değiştirilmiş veriler ile model geometrinin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, en uygun yoğunluk farkları hesaplanmıştır. Ters çözüm sonucu bulunan yoğunluk farkları Tablo 10’da görülmektedir.

Tablo 10. Değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm ile hesaplanan kütle yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.1103 gr/cm ³ |
| II | -0.5878 gr/cm ³ |

Burada (41) formülü kullanılarak;

1. kütle için; $\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{ref} = -1.1103 + 3.7 = 2.5897 \text{ gr/cm}^3$

2. kütle için; $\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{ref} = -0.5878 + 3.7 = 3.1122 \text{ gr/cm}^3$

yoğunluklar elde edilmiştir. Bulunan bu yoğunluklar, değiştirilmiş veriler kullanılarak ters çözüm sonucu hesaplanmıştır. Bulunan bu yoğunluklar ayrıca Tablo 12’de ve Tablo 14’de verilmiştir.

2.2.2. İkinci Yapay Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenerek Yapılan Ters Çözüm Çalışması

Bu çalışmada da düz çözümlene ile yeraltı modeline ait Bouguer anomalisi hesaplanmıştır. Düz çözümlene ile hesaplanan Bouguer anomalisi değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmıştır ve ters çözüm hesaplarında kullanılmıştır. Burada da sismik hız sınırları sayısallaştırılmıştır. Bu ikinci yapay yeraltı modelinde de, sismik hızların derinlikle arttığı kabulüyle sayısallaştırma yapılırken, her tabaka için önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanmıştır. A, B, C, D, E, F ve G harfleri yüzeyden aşağıya doğru sismik hız sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 7). Kırmızı ile yazılmış 1, 2, 3, 4, 5 ve 6 rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 7).

Bu çalışmadaki birinci tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; en alttaki G sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak F yüzeyinden dönülür, tekrar G yüzeyine gelinir ve E yüzeyinden dönülür, tekrar G yüzeyine gelinir ve D yüzeyinden dönülür. Bu işleme devam edilerek G yüzeyine gelinir ve her defasında bir üst yüzey tanımlanarak A üst yüzeyine gelinir. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 7).

Burada yapay yeraltı modelinin sayısallaştırılmış değerlerine ek olarak sismik hız sınırlarının da sayısallaştırılmış değerleri 3B gravite algoritmasına (Çavşak, 1992, 2010,

2011) üçüncü kütle olarak verilerek ters çözüm tekniği uygulanır ve yapay yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluk farkları hesaplanır (Tablo 11). Burada da değiştirilmiş Bouguer gravite verileri ters çözümde kullanılmıştır.

Tablo 11. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.1251 gr/cm ³ |
| II | -0.6178 gr/cm ³ |
| SİS | 0.0052 gr/cm ³ |

Yapılan ters çözüm hesap sonuçları Tablo 12'de görülmektedir.

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

Birinci tanımlama için gerçek yoğunluk farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -1.1251 + (1. (0.0052)) = -1.1199 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -1.1251 + (2. (0.0052)) = -1.1147 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -1.1251 + (3. (0.0052)) = -1.1095 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.6178 + (4. (0.0052)) = -0.5970 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.6178 + (5. (0.0052)) = -0.5918 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.6178 + (6. (0.0052)) = -0.5866 \text{ gr/cm}^3$$

elde edilir.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -1.1199 + 3.700 = 2.5801 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -1.1147 + 3.700 = 2.5853 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -1.1095 + 3.700 = 2.5905 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.5970 + 3.700 = 3.1030 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.5918 + 3.700 = 3.1082 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.5866 + 3.700 = 3.1134 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur (Tablo 12).

İkinci tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; B sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak A yüzeyinden dönülür, sonra C yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra D yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür. Bu işleme devam edilerek her defasında bir alt yüzey tanımlanarak, G yüzeyinden A yüzeyine gelinir. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 7). Bu ikinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları da aşağıda görülmektedir (Tablo 13). Burada da, değiştirilmiş Bouguer gravite verileri ters çözümde kullanılmıştır. Yapılan ters çözüm hesap sonuçları aşağıda görülmektedir (Tablo 14).

Tablo 12. Birinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar

| Kütle No | Sismik hız sınırları kullanılarak hesaplanan yoğunluklar | Sismik hız sınırları kullanılmadan hesaplanan yoğunluklar |
|----------|--|---|
| 1 | 2.5801 gr/cm ³ | 2.5897 gr/cm ³ |
| 2 | 2.5853 gr/cm ³ | |
| 3 | 2.5905 gr/cm ³ | |
| 4 | 3.1030 gr/cm ³ | 3.1122 gr/cm ³ |
| 5 | 3.1082 gr/cm ³ | |
| 6 | 3.1134 gr/cm ³ | |

Tablo 13. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -1.0885 gr/cm ³ |
| II | -0.5811 gr/cm ³ |
| SİS | -0.0052 gr/cm ³ |

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

İkinci tanımlama için gerçek yoğunluk farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -1.0885 + (6. (-0.0052)) = -1.1199 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -1.0885 + (5. (-0.0052)) = -1.1147 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -1.0885 + (4. (-0.0052)) = -1.1095 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.5811 + (3. (-0.0052)) = -0.5970 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.5811 + (2. (-0.0052)) = -0.5918 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.5811 + (1. (-0.0052)) = -0.5866 \text{ gr/cm}^3$$

elde edilir.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -1.1199 + 3.700 = 2.5801 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -1.1147 + 3.700 = 2.5853 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -1.1095 + 3.700 = 2.5905 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.5970 + 3.700 = 3.1030 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.5918 + 3.700 = 3.1082 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.5866 + 3.700 = 3.1134 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur (Tablo 14).

Tablo 14. İkinci tanımlamadan sonra yapılan ters çözüm hesapları sonucu elde edilen yoğunluklar

| Kütle No | Sismik hız sınırları kullanılarak hesaplanan yoğunluklar | Sismik hız sınırları kullanılmadan hesaplanan yoğunluklar |
|----------|--|---|
| 1 | 2.5801 gr/cm ³ | 2.5897 gr/cm ³ |
| 2 | 2.5853 gr/cm ³ | |
| 3 | 2.5905 gr/cm ³ | |
| 4 | 3.1030 gr/cm ³ | 3.1122 gr/cm ³ |
| 5 | 3.1082 gr/cm ³ | |
| 6 | 3.1134 gr/cm ³ | |

Tablo 12 ve Tablo 14' de görüldüğü gibi iki farklı tanımlama sonucu elde edilen tabaka yoğunlukları aynı çıkmıştır. Bu da, yöntemin güvenilirliğini gösterir.

Birinci model geometri çalışmasında sınır tesiri giderilmeden düz ve ters çözüm hesaplamaları yapılmıştır. İkinci model geometri çalışmasında da sınır tesiri giderilerek

düz ve ters çözüm hesaplamaları yapılmıştır. Her iki çalışmada da hızların, tabakalar içinde derinlik ile arttığı kabul edilmiştir. Her iki çalışma sonuçları da bu tezde kullanılan yöntemin doğruluğunu göstermektedir. Yani sınır tesiri giderilmiş ya da giderilmemiş olsun, her iki durumda da yöntemin geçerli olduğu gösterilmiştir.

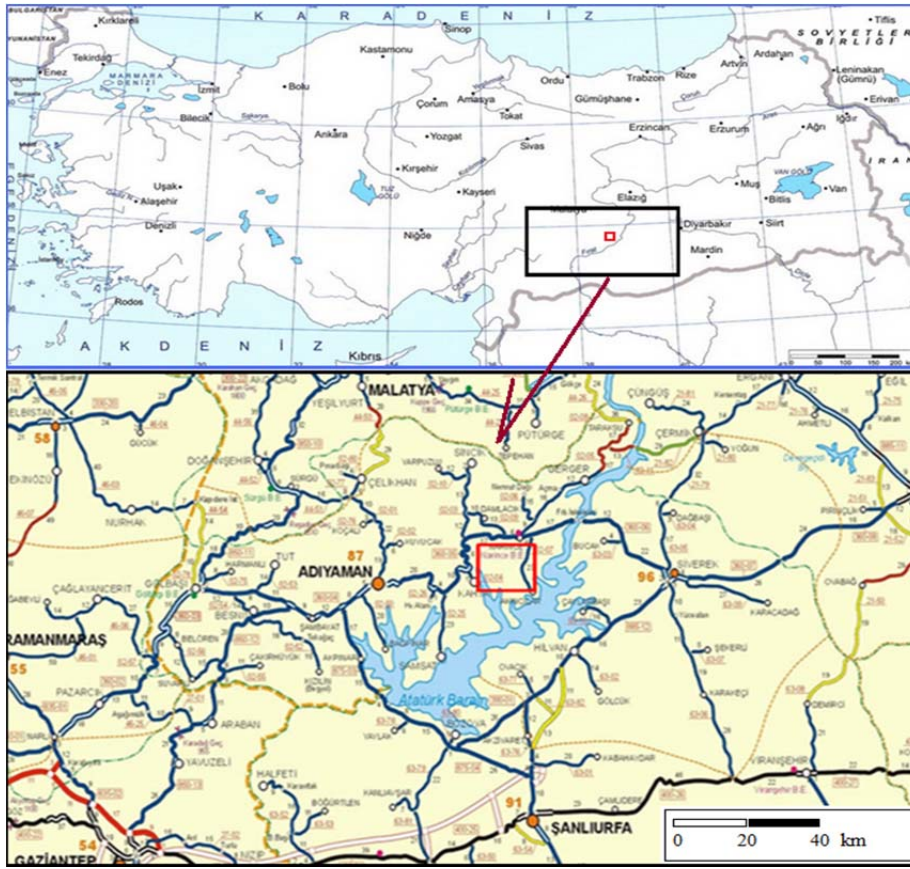
2.3. Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modeli Çalışması

Bu tez çalışmasındaki yöntemin, düşük hız tabakalı bir yeraltı yapısında nasıl sonuç vereceği irdelenmiştir. Amaca uygun model geometri oluşturmak için Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO)'ndan yardım alınmıştır. Ön çalışma için TPAO'ya gidilmiştir. TPAO'nun Adıyaman, Diyarbakır ve Gaziantep bölgesinde yapmış olduğu üç boyutlu sismik çalışmalar incelenmiştir. Tezin amacına uygun sismik profiller sınırlı olarak temin edilmiştir. Üç sismik profil alınmıştır. Bu sismik profillerin alındığı bölge aşağıdaki şekilde kırmızı dikdörtgen ile belirtilmiştir (Şekil 9).

Çalışma bölgesinde Ante-Kambriyen'den günümüze kayaçlar vardır. Bölgede Üst Miyosen'e ait Şelmo Formasyon'u, Eosen'e ait Midyat Formasyonu, Paleosen'e ait Germav Formasyonu, Üst Kretase'ye ait Germav ve Kastel formasyonları ve Üst Kretaseye ait birkaç tane daha ince tabaka mevcuttur. Bölge tabakalı bir yapı sergilemektedir. Bu bilgiler TPAO'dan temin edilen, çalışma alanına ait hız ve kuyu derinlik bilgilerinden elde edilmiştir. Üstten aşağıya doğru birinci ve ikinci tabaka içerisinde hızların, derinlikle arttığı kabul edilmiştir. Üçüncü tabaka düşük hız sergilemektedir. Dördüncü tabaka da referans kütle olarak alınmıştır ve hesaplar yapılmıştır. Alınan bu dört tabaka tezdeki yöntemi açıklamak için yeterli görülmüştür. Daha derindeki ince tabakalar, referans tabakası içinde değerlendirilmiştir. Yapılan hesaplarda düşük hız tabaka içinde, hızın aşağıya doğru azaldığı kabul edilmiştir. Bölgeye ait gravite bilgileri, kurum kuralları gereği alınamamıştır. Bu çalışmada kullanılan sismik kesitler Ek. 1'de, hız bilgileri Ek. 2'de ve kuyulara ait tabaka derinlik bilgileri Ek. 3'de verilmiştir. 3B sismik yansıma kesitleri, tabakalara ait hız bilgileri ve profiller üzerinde açılmış olan kuyulara ait bilgiler TPAO'dan temin edilmiştir.

Oluşturulmuş model üzerinde; $y = -450$ m profili üzerinde 3 kuyu, $y = 0$ m profili üzerinde 4 kuyu ve $y = 450$ m profili üzerinde de 3 kuyu, TPAO'nun oradaki çalışması esnasında açılmıştır. Toplam 10 kuyunun hız ve derinlik bilgileri kullanılmıştır. Yukarıdan aşağıya I., II., III. ve referans tabakalarının hızları her kuyuda biraz farklı bulunmuştur.

Birinci tabakanın tüm kuyulardaki hızlarının aritmetik ortalaması alınarak, birinci tabakanın ortalama hızı tespit edilmiştir. Bu işlem tüm tabakalar için yapılmıştır. (43) formülü (Gardner vd., 1974) kullanılarak tabakaların yoğunlukları hız değerlerinden hesaplanmıştır. Model oluşturulurken, sismik kesitler ile kuyu derinlik bilgileri birlikte değerlendirilmiştir. Gravite anomalileri temin edilemediği için, oluşturulan modelden düz çözüm ile Bouguer gravite verileri üretilmiştir. Bu şekilde elde edilen verilerin kullanımı yöntemi açıklamak için uygun görülmüştür.



Şekil 9. Çalışmanın yapıldığı alan (üstte) ve bu alanın detaylı gösterimi (altta)

Hızlar ve hesaplanan yoğunluklar Tablo 15’de görülmektedir.

$$\rho=(0.31)\times V_p^{0.25}(\text{m/sn}) \quad (43)$$

$$1. \text{ kütle için yoğunluk; } \rho_1=(0.31)\times 2487^{0.25} = 2.189 \text{ gr/cm}^3$$

$$2. \text{ kütle için yoğunluk; } \rho_2=(0.31)\times 3927^{0.25} = 2.454 \text{ gr/cm}^3$$

3. kütle için yoğunluk; $\rho_3=(0.31)\times 3699^{0.25} = 2.417 \text{ gr/cm}^3$

4. kütle için yoğunluk; $\rho_4=(0.31)\times 4289^{0.25} = 2.509 \text{ gr/cm}^3$

Tablo 15. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait tabaka hızları ve yoğunlukları

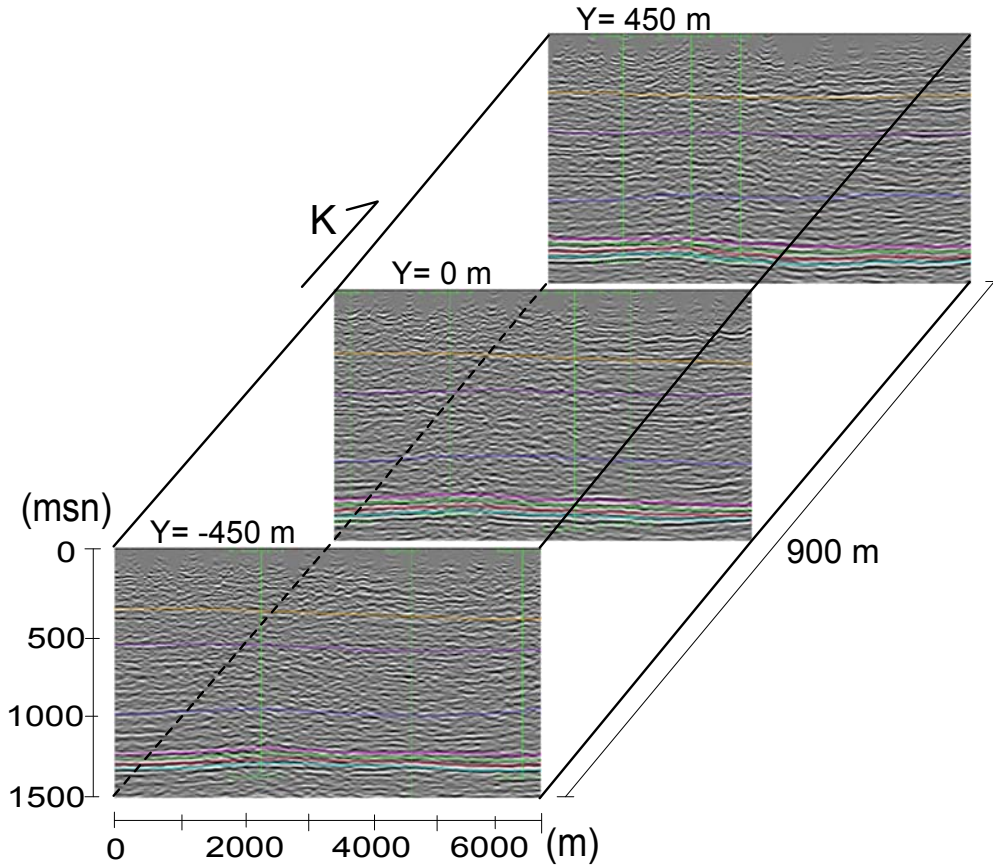
| Kütle No | Kütle Hızları | Kütle Yoğunlukları |
|----------|---------------|--------------------------|
| I | 2487 m/sn | 2.189 gr/cm ³ |
| II | 3927 m/sn | 2.454 gr/cm ³ |
| III | 3699 m/sn | 2.417 gr/cm ³ |
| REF | 4289 m/sn | 2.509 gr/cm ³ |

Düşük hız tabakalı yeraltı modeli; x yönünde 0 m'den 6700 m'ye, y yönünde -450 m'den 450 m'ye ve derinliği de 0 m'den -2000 m'ye kadar uzanmaktadır. Düşük hız tabakalı yeraltı modelinin referans (REF, Tablo 15) yoğunluğu 2.509 g/cm³ dür. Sınır tesirinden kurtulmak için, bu çalışmadaki yeraltı modelindeki tabaka sınırları; x yönünde 200 m, -x yönünde 200 m, y yönünde 200 m ve -y yönünde 200 m mesafelere kadar, yeryüzüne paralel olarak uzatılmıştır. Sonra yeraltı modeli sayısallaştırılmıştır. Sayısallaştırma, kullanılan algoritma gereği, her kütle için; önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanarak yapılmıştır. Burada sayısallaştırma yöntemi; I numaralı kütle için önce L yüzeyi, sonra K yüzeyi tanımlanmıştır. Sonra II numaralı kütle için önce M yüzeyi, sonra L yüzeyi tanımlanmıştır. Daha sonra III numaralı kütle için önce N yüzeyi, sonra M yüzeyi tanımlanmıştır. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilmiştir (Şekil 12). Sonraki adımda, modeldeki kütlelerin yoğunlukları referans yoğunluğundan çıkarılarak yoğunluk farkları hesaplanmıştır (Tablo 16). Kullanılan 3B gravite algoritması (Çavşak, 1992, 2010, 2011), tanımlanmış yüzeyleri kullanarak modelin 3 boyutlu olarak tüm yüzeylerini üçgenlere ayırır. Elde edilen verilerin, özel algoritma ile kullanılmasıyla, modele ait Bouguer gravite anomalisi, model üzerinde oluşturulmuş bir hesap düzleminde, x ve y yönlerinde 100 m aralıklarla 476 noktada hesaplanmıştır (Şekil 11). Tasarlanmış model aşağıda görülmektedir (Şekil 12).

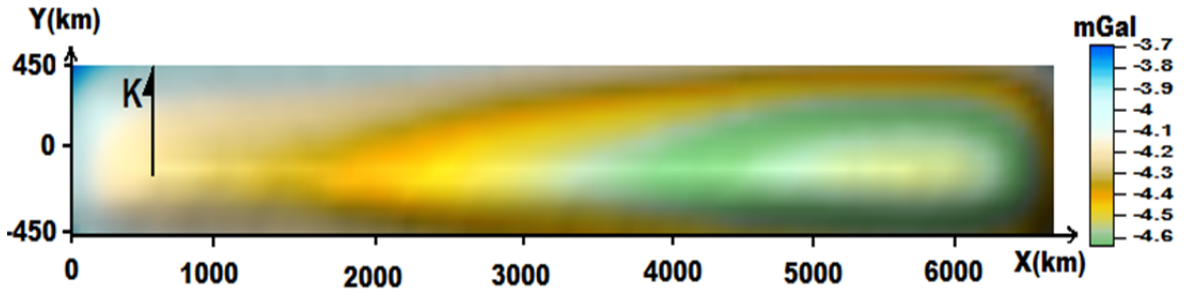
Tablo 16. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait tabaka yoğunlukları ve yoğunluk farkları

| Referans yoğunluğu: 2.509 gr/cm ³ | | |
|--|--------------------------|---------------------------|
| Kütle No | Kütle Yoğunlukları | Yoğunluk Farkları |
| I | 2.189 gr/cm ³ | -0.320 gr/cm ³ |
| II | 2.454 gr/cm ³ | -0.055 gr/cm ³ |
| III | 2.417 gr/cm ³ | -0.092 gr/cm ³ |

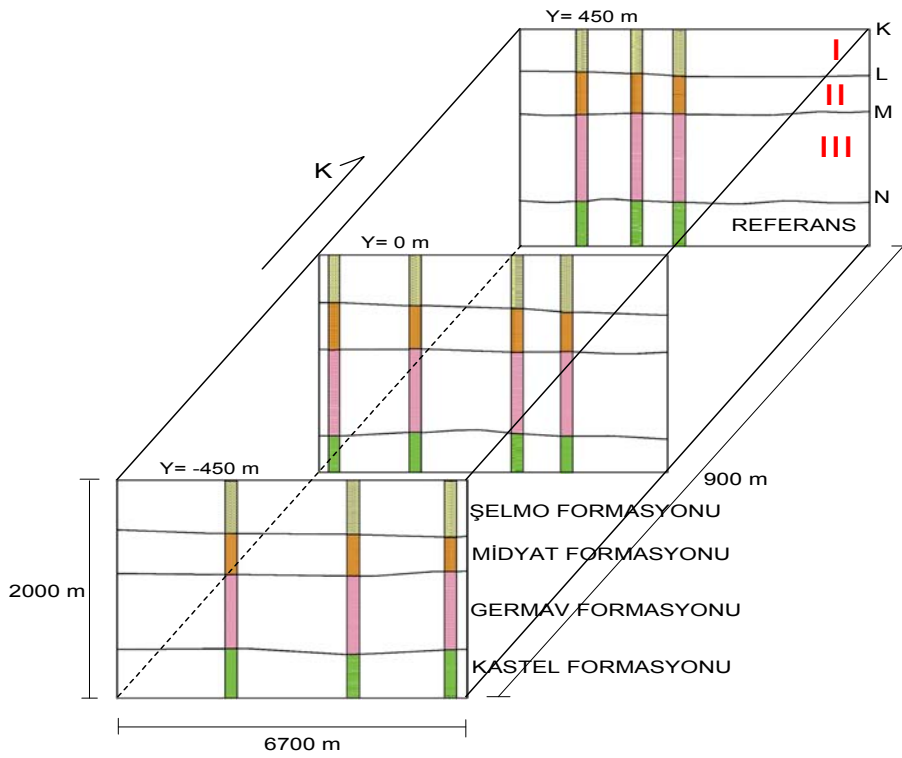
Profillere ait sismik kesitler ve bu profillerde açılmış kuyular (yeşil düşey çizgiler) aşağıda verilmiştir (Şekil 10).



Şekil 10. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait sismik kesitler ve bu kesitler üzerinde açılmış kuyular (yeşil çizgiler)



Şekil 11. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait Bouguer anomali haritası



Şekil 12. Düşük hız tabakalı yeraltı modeline ait düşey kesitler ve bu kesitler üzerinde açılmış kuyular

K, L, M ve N harfleri yüzeyden aşağıya doğru tabaka sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 12). Kırmızı ile yazılmış I, II ve III rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 12). Ayrıca her profil üzerinde açılmış olan kuyuların yerleri gösterilmiştir (Şekil 12). Y= -450 m profilinde üç kuyu, Y= 0 m profilinde dört kuyu ve Y= 450 m profilinde üç kuyu açılmıştır.

2.3.1. Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modelinde Yapılan Ters Çözüm Çalışmaları

Ters çözüm yöntemiyle Bouguer anomali değerleri kullanılarak yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunlukları hesaplanmıştır. Ters çözüm ile yapılan çalışmada bulunan yoğunluk farkları, yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluklarının referans yoğunluklarından çıkarılarak elde edilen yoğunluk farklarıyla aynıdır, bu da düz çözümlerle hesaplanan Bouguer anomalisinin doğruluğunu göstermektedir (Tablo 17).

Tablo 17. Ters çözüm ile hesaplanan yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -0.320 gr/cm ³ |
| II | -0.055 gr/cm ³ |
| III | -0.092 gr/cm ³ |

Sonra, yeraltı modeli çalışmasında düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri 0.1 mGal – 0.01 mGal değerleri arasında değiştirilerek, yine bu çalışmada aynı model için ters çözüm işlemi yapılmıştır. Değiştirilmiş veriler ile model geometrinin birlikte değerlendirilmesi sonucunda, en uygun yoğunluk farkları hesaplanmıştır. Ters çözüm sonucu bulunan yoğunluk farkları aşağıda Tablo 18’de görülmektedir.

Tablo 18. Değiştirilmiş verilerle, sismik hız sınırları hesaba katılmadan yapılan ters çözüm sonucu elde edilen yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -0.3211 gr/cm ³ |
| II | -0.0565 gr/cm ³ |
| III | -0.0902 gr/cm ³ |

Burada (41) formülü kullanılarak;

$$1. \text{ kütle için; } \rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -0.3211 + 2.509 = 2.1879 \text{ gr/cm}^3$$

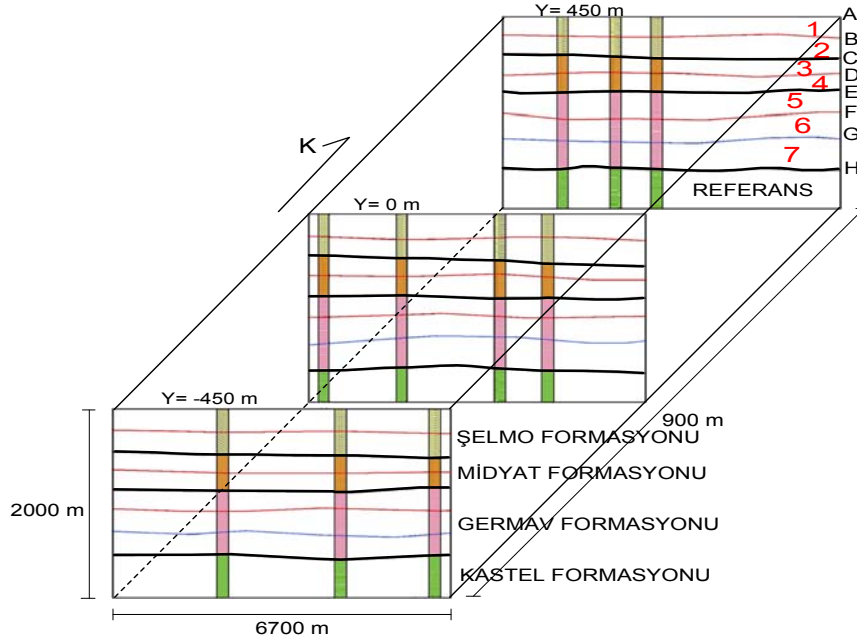
$$2. \text{ kütle için; } \rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -0.0565 + 2.509 = 2.4525 \text{ gr/cm}^3$$

$$3. \text{ kütle için; } \rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -0.0902 + 2.509 = 2.4188 \text{ gr/cm}^3$$

yoğunlukları elde edilmiştir. Bu değerler aşağıda Tablo 21’de verilmiştir.

2.3.2. Düşük Hız Tabakalı Yeraltı Modeline Sismik Hız Sınırları Eklenecek Yapılan Ters Çözüm Çalışması

Öncelikle düz çözümlene ile yeraltı modeline ait Bouguer anomalisi hesaplanmıştır. Düz çözümlene ile hesaplanan Bouguer anomalisi değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmış ve ters çözüm hesaplarında kullanılmıştır. Sayısallaştırma yapılırken algoritma gereği, derinlikle hız artışı olan tabakalar için; önce alt yüzey, sonra üst yüzey tanımlanmıştır. Derine doğru hız azalışı olan tabakalar için de; önce üst yüzey, sonra alt yüzey tanımlanmıştır. A, B, C, D, E, F, G ve H harfleri yüzeyden aşağıya doğru sismik hız sınırlarını temsil etmektedir (Şekil 13). Kırmızı ile yazılmış 1, 2, 3, 4, 5, 6 ve 7 rakamları da yüzeyden aşağıya doğru tabaka numaralarıdır (Şekil 13). Şekil 13'te tabakalar arasındaki siyah kalın çizgiler, ana kütle sınırlarını göstermektedir. Kırmızı çizgilerle gösterilen sınırlar, sismik hız sınırları kullanılarak oluşturulmuş tabakalardan, her kütle içerisindeki, yukarıdan aşağıya doğru ilk tabakaların alt yüzeklerini göstermektedir. Mavi çizgilerle gösterilen yüzey de, hız azalışı olan kütleyle ait en alt tabakanın üst yüzeyini göstermektedir.



Şekil 13. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait sismik hız sınırları

Düz çözümlene ile hesaplanan Bouguer anomalileri değiştirilerek üç farklı ters çözüm hesabı yapılmıştır. Yukarıdaki ilk hesapta üç tabaka alınmıştır. Aşağıdaki ikinci

hesapta üç tabakaya ilaveten sismik hız sınırları ile tanımlanan dördüncü kütle ilave edilmiştir. Hız düşüşü hesaba dahil edilmemiştir. Yani tüm tabakalar içinde aşağı doğru hızların arttığı kabul edilmiştir. Daha sonraki üçüncü ters çözüm hesabında ise ikinci tanımlamaya ek olarak hız düşüşü de hesaplara ilave edilmiştir.

Değiştirilmiş veriler ile, ikinci ters çözüm hesabı için yapılan tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; B sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak A yüzeyinden dönülür, sonra C yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra D yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür. Bu işleme devam edilerek her defasında bir alt yüzey tanımlanarak, H yüzeyinden A yüzeyine gelinir. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 13).

Yeraltı modelinin sayısallaştırılmış değerlerine ek olarak sismik hız sınırlarının da sayısallaştırılmış değerleri 3B gravite algoritmasına (Çavşak, 1992, 2010, 2011) dördüncü kütle (SİS) olarak verilerek ters çözüm tekniği uygulanır ve yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluk farkları hesaplanır (Tablo 19).

Tablo 19. Sismik hız sınırlarıyla, III. kütledeki hız azalışı hesaba katılmadan bulunan yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -0.3043 gr/cm ³ |
| II | -0.0436 gr/cm ³ |
| III | -0.0860 gr/cm ³ |
| SİS | -0.0026 gr/cm ³ |

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işleminde sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

İkinci ters çözümde tanımlama için gerçek yoğunluk farkları hesaplanacak olursa;

$$\Delta\rho_1 = -0.3043 + (7. (-0.0026)) = -0.3226 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -0.3043 + (6. (-0.0026)) = -0.3200 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -0.0436 + (5. (-0.0026)) = -0.0567 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.0436 + (4. (-0.0026)) = -0.0541 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.0860 + (3. (-0.0026)) = -0.0938 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.0860 + (2. (-0.0026)) = -0.0912 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_7 = -0.0860 + (1. (-0.0026)) = -0.0886 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -0.3226 + 2.509 = 2.1864 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -0.3200 + 2.509 = 2.1890 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -0.0567 + 2.509 = 2.4523 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.0541 + 2.509 = 2.4549 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.0938 + 2.509 = 2.4152 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.0912 + 2.509 = 2.4178 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_7 = \Delta\rho_7 + \rho_{\text{ref}} = -0.0886 + 2.509 = 2.4204 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur. Bu değerler Tablo 21'de verilmiştir.

Değiştirilmiş veriler ile, üçüncü ters çözüm hesabı için yapılan tanımlamada, sismik hız sınırlarının sayısallaştırma yöntemi; B sismik hız sınırı yüzeyinden başlanarak A yüzeyinden dönülür, sonra C yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra D yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra E yüzeyine gelinir ve tekrar A yüzeyinden dönülür, sonra G yüzeyine gelinir ve H yüzeyinden dönülür, sonra F yüzeyine gelinir ve tekrar H yüzeyinden dönülür, sonra E yüzeyine gelinir ve tekrar H yüzeyinden dönülür. Böylece sayısallaştırma işlemi bitirilir (Şekil 13).

Tablo 20. Sismik hız sınırlarıyla, III. kütledeki hız azalışı hesaba katılarak bulunan yoğunluk farkları

| Kütle No | Hesaplanan yoğunluk farkları |
|----------|------------------------------|
| I | -0.3122 gr/cm ³ |
| II | -0.0515 gr/cm ³ |
| III | -0.0964 gr/cm ³ |
| SİS | -0.0026 gr/cm ³ |

Düz çözümleme ile hesaplanan verilerin değiştirilmesiyle yapılan bu son ters çözüm hesabında da, yeraltı modelinin sayısallaştırılmış değerlerine ek olarak sismik hız sınırlarının da sayısallaştırılmış değerleri 3B gravite algoritmasına (Çavşak, 1992, 2010,

2011) dördüncü kütle (SİS) olarak verilerek ters çözüm tekniği uygulanır ve yeraltı modelindeki kütlelerin yoğunluk farkları hesaplanır (Tablo 20).

Sismik hız sınırlarının sayısallaştırma işlemi sayısallaştırılan yerlerden birkaç kez dönülmüştür. Bu nedenle gerçek yoğunluk farkları (42) bağıntısı kullanılarak hesaplanabilir.

Üçüncü ters çözümde tanımlama için gerçek yoğunluk farkları;

$$\Delta\rho_1 = -0.3122 + (4. (-0.0026)) = -0.3226 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_2 = -0.3122 + (3. (-0.0026)) = -0.3200 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_3 = -0.0515 + (2. (-0.0026)) = -0.0567 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_4 = -0.0515 + (1. (-0.0026)) = -0.0541 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_5 = -0.0964 + (1. (-0.0026)) = -0.0990 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_6 = -0.0964 + (2. (-0.0026)) = -0.1016 \text{ gr/cm}^3$$

$$\Delta\rho_7 = -0.0964 + (3. (-0.0026)) = -0.1042 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur.

Buradan (41) formülü kullanılarak, gerçek yoğunluklar;

$$\rho_1 = \Delta\rho_1 + \rho_{\text{ref}} = -0.3226 + 2.509 = 2.1864 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_2 = \Delta\rho_2 + \rho_{\text{ref}} = -0.3200 + 2.509 = 2.1890 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_3 = \Delta\rho_3 + \rho_{\text{ref}} = -0.0567 + 2.509 = 2.4523 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_4 = \Delta\rho_4 + \rho_{\text{ref}} = -0.0541 + 2.509 = 2.4549 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_5 = \Delta\rho_5 + \rho_{\text{ref}} = -0.0990 + 2.509 = 2.4100 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_6 = \Delta\rho_6 + \rho_{\text{ref}} = -0.1016 + 2.509 = 2.4074 \text{ gr/cm}^3$$

$$\rho_7 = \Delta\rho_7 + \rho_{\text{ref}} = -0.1042 + 2.509 = 2.4048 \text{ gr/cm}^3$$

hesaplanmış olur. Bu değerler aşağıda Tablo 21’de verilmiştir. Tablo 21’de görüldüğü gibi sismik hız sınırları kullanılarak; birinci kütle iki tabakaya, ikinci kütle iki tabakaya ve üçüncü kütle de üç tabakaya ayrılmıştır (Şekil 13). Yapılan ters çözüm hesapları sonucunda bulunan yoğunluk farklarından, yoğunluk hesaplamaları sonunda her tabakanın yoğunluğu bulunmuştur. Birinci tanımlamada III. kütle içerisinde sismik hızın derinlikle

azaldığı ihmal edilmiştir. İkinci tanımlamada III. kütle içerisinde sismik hızın derinlikle azaldığı hesaplara dahil edilmiştir.

Tablo 21. Düşük hız tabakalı yer altı modeline ait üç ters çözüm hesabından sonra elde edilen yoğunluklar

| Kütle No | Hız sınırlarıyla ayrılan tabakalar | Sismik hız sınırları kullanılmadan bulunan yoğunluklar | III. kütledeki hız azalışı hesaba katılmadan bulunan yoğunluklar | III. kütledeki hız azalışı hesaba katılarak bulunan yoğunluklar |
|----------|------------------------------------|--|--|---|
| I | 1 | 2.1879 gr/cm ³ | 2.1864 gr/cm ³ | 2.1864 gr/cm ³ |
| | 2 | | 2.1890 gr/cm ³ | 2.1890 gr/cm ³ |
| II | 3 | 2.4525 gr/cm ³ | 2.4523 gr/cm ³ | 2.4523 gr/cm ³ |
| | 4 | | 2.4549 gr/cm ³ | 2.4549 gr/cm ³ |
| III | 5 | 2.4188 gr/cm ³ | 2.4152 gr/cm ³ | 2.4100 gr/cm ³ |
| | 6 | | 2.4178 gr/cm ³ | 2.4074 gr/cm ³ |
| | 7 | | 2.4204 gr/cm ³ | 2.4048 gr/cm ³ |

3. BULGULAR

Yapay yeraltı modeli, referans kütle hariç, iki kütlede oluşmaktadır. Birinci kütlede yoğunluğu 2.6 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluğu 3.1 g/cm^3 ve referans kütlede yoğunluğu 3.7 g/cm^3 'tür. Düz çözüm için birinci kütlede yoğunluk farkı -1.1 g/cm^3 ve ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.6 g/cm^3 alınmıştır. Düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri $0.1 \text{ mGal} - 0.01 \text{ mGal}$ değerleri arasında değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmıştır ve ters çözüm işlemleri yapılmıştır. İki kütle için yapılan ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -1.0578 g/cm^3 ve ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.5738 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle yapılan birinci sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -1.2148 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -1.2296 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da 0.1214 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle yapılan ikinci sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -0.3652 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.3800 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da -0.1214 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır.

İkinci yapay yeraltı modeli de, referans kütle hariç, iki kütlede oluşmaktadır. Birinci kütlede yoğunluğu 2.6 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluğu 3.1 g/cm^3 ve referans kütlede yoğunluğu 3.7 g/cm^3 'tür. Düz çözüm için birinci kütlede yoğunluk farkı -1.1 g/cm^3 ve ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.6 g/cm^3 alınmıştır. Düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri $0.1 \text{ mGal} - 0.01 \text{ mGal}$ değerleri arasında değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmıştır ve ters çözüm işlemleri yapılmıştır. İki kütle için yapılan ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -1.1103 g/cm^3 ve ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.5878 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle yapılan birinci sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -1.1251 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.6178 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da 0.0052 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle yapılan ikinci sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -1.0885 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.5811 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da -0.0052 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır.

Düşük hız tabakalı yeraltı modeli, referans kütle hariç, üç kütlede oluşmaktadır. Birinci kütlede yoğunluğu 2.189 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluğu 2.454 g/cm^3 , üçüncü kütlede yoğunluğu 2.417 g/cm^3 ve referans kütlede yoğunluğu 2.509 g/cm^3 'tür. Düz çözüm için birinci kütlede yoğunluk farkı -0.320 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.055 g/cm^3 ve üçüncü kütlede yoğunluk farkı -0.092 g/cm^3 alınmıştır. Düz çözüm ile hesaplanan Bouguer gravite verileri $0.1 \text{ mGal} - 0.01 \text{ mGal}$ değerleri arasında değiştirilerek ölçü değerleri olarak alınmıştır ve ters çözüm işlemleri yapılmıştır. Üç kütle için yapılan ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -0.3211 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.0565 g/cm^3 ve üçüncü kütlede yoğunluk farkı -0.0902 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle, hız düşüşünün ihmal edilerek yapılan sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -0.3043 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.0436 g/cm^3 , üçüncü kütlede yoğunluk farkı -0.0860 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da -0.0026 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır. Sismik hız sınırlarının ve hız düşüşünün hesaplara dahil edilmesiyle yapılan sismik hız sınırı tanımlamasında ters çözüm sonucu, birinci kütlede yoğunluk farkı -0.3122 g/cm^3 , ikinci kütlede yoğunluk farkı -0.0515 g/cm^3 , üçüncü kütlede yoğunluk farkı -0.0964 g/cm^3 ve sismik hız sınırlarıyla tanımlanmış son kütlede yoğunluk farkı da -0.0026 g/cm^3 olarak hesaplanmıştır.

Bu çalışma sonunda, sismik hız sınırlarının ilave bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır. Bu değişimin tespitinde üç değişik model kullanılmıştır. Üç modellemede de, bu tez çalışmasındaki yöntemi destekleyecek sonuçlara ulaşılmıştır. Görüldüğü gibi sismik hız sınırlarını içeren ilave kütle için daha küçük yoğunluk farkı hesaplanmıştır. Bu da gayet olağandır. Çünkü bu değer yoğunluğun derinlikle değişimini göstermektedir. Her formasyon içerisinde yukarıda belirtildiği gibi tur sayısı kadar değer o bölgenin yoğunluğuna ilave edilmektedir. Buna göre sonuçlar mantıklı ve ikna edicidir.

4. İRDELEME

Yoğunluklar derinlikle her zaman artmaz. Düşük hız zonlarında olduğu gibi yoğunluk derinlikle azalabilir. Bu durumda, sismik hız sınırları sayısallaştırılırken, önce üst yüzey sonra alt yüzey sayısallaştırılır. Böylece, bu tez çalışmasında kullanılan yöntemin algoritmasının mantığına uyulmuş olur. Dolayısıyla o bölgenin hesaplanan yoğunluğundan tur sayısının katı kadar sismik hız için hesaplanan yoğunluk farkı çıkarılır. Bu çıkarma işlemi için, düşük hız içinde kalan formasyonlar için sismik hız sınırı tanımlaması yapılırken, formasyonların önce üst yüzeyleri, sonra alt yüzeyleri tanımlanmalıdır. Kısaca yöntem her durumda güvenilir neticeler verir. Bazı kaynaklarda yoğunluklar değişken olarak göz önüne alınır. Heterojen bir ortamda yoğunluğun bir bağıntıyla değişken olarak tanımlanması her zaman mükemmel sonuç vermez. Bu nedenle, yoğunluğun derinlikle değişimi belirlenirken, formasyonların sınırları içerisinde kalan sismik hız sınırları, bu çalışmada sunulan yöntemde olduğu gibi kullanılmalıdır.

Sismik hız sınırlarının geometrisindeki düzensizlik, değişken yoğunluğun da gösterdiği düzensizliği ifade eder. Matematiksel olarak yoğunluğun değişken olarak tanımı, aslında her formasyon içinde düzenli yoğunluk değişiminin ifadesidir. Sismik hız sınırlarının düzensiz değişimini ifade eden matematiksel bir tanımın, örneğin ters çözüm hesaplamalarında pratik bir yanı yoktur. Çalışmada ek formasyonun tanımında kullanılan iki değişik yolun kullanılmasıyla yapılan ters çözüm hesapları sonucunda gerek ana formasyonlar için ve gerekse ek kütle için değişik yoğunluklar hesaplanmıştır. Ancak, yoğunluk hesapları yapıldığında aynı sonuçlara ulaşılmıştır. Yoğunluğun, sismik hız sınırlarına bağlı olarak değişken olarak alınmasını içeren bu yöntem, kütle içi yoğunluk değişimlerini iyi bir şekilde ifade etmektedir.

5. SONUÇLAR

Bu tez çalışmasında kullanılan üç ayrı model için yapılan çalışmalarda, hesaplanan gravite değerleri değiştirilerek ölçü değerleri olarak kabul edilip, yapılan ters çözüm hesaplarının doğru olduğu gösterilmeye çalışılmıştır.

İlk iki model çalışmasında, sismik hız sınırlarının hesaplara dahil edilmesiyle, her bir model için yapılan iki değişik ek kütle tanımlaması için, ters çözüm işlemleri sonucunda bulunan yoğunluk farkları birbirinden farklıdır. Çünkü kullanılan tanımlamalarda sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında geçilen yerlerden farklı tur sayısı kadar dönülmüştür. Bu durumda hesaplanan yoğunluk farklarına gerekli düzeltmeler sonucunda, her tanımlama için kademe kademe derinliğe doğru aynı yoğunluk farkları hesaplanmıştır. Üçüncü ve son model çalışmasında, ölçü değeri olarak kabul edilen veriler ile üç geometri tanımıyla ters çözüm hesabı yapılmıştır. Birinci ters çözüm hesabı ile tabakaların yeni yoğunluk farkları hesaplanmıştır. İkinci ters çözüm hesabında ise, sismik hız sınırları kullanılmıştır. Burada hız düşüşü hesaplara katılmamıştır. Üçüncü ters çözüm hesabında da yine sismik hız sınırları ve düşük hız tabakasına ait hız düşüşü burada yapılan hesaplara dahil edilmiştir. Sonuçlar karşılaştırıldığında ise, en mantıklı sonuç, üçüncü yapılan ters çözüm hesabı ile bulunan sonuçtur. Üçüncü tabaka içerisindeki en alt tabaka, yoğunluğun düşük çıkması sebebiyle, muhtemelen petrol içeren hazne kaya olduğu düşünülmüştür. Bu tespitler de, çalışma bölgelerinde açılacak kuyuların maliyetini asgariye indireceği sonucuna varılmıştır. Ayrıca bu yöntemin, arazide yapılacak çalışmalara zaman açısından büyük katkısı vardır. Çünkü çok sayıda kuyu açarak, hem para, hem de zaman israfı yapılır. Oysa bu yöntem ile bunlar asgariye indirilebilir.

Bu çalışmada, ana formasyonların yoğunlukları sabit olarak dikkate alınmıştır, fakat yapılan hesaplamalar sonunda formasyonların yoğunluklarının derinlikle değişimi belirlenmiştir. Yani yoğunluklar değişken olarak hesaplanmıştır. Böylece, sismik hız sınırlarının ilave bir kütle olarak alınmasıyla yoğunluğun derinlikle nasıl değiştiği saptanmıştır.

6. ÖNERİLER

Bir kütle içinde sismik hız sınırları ne kadar sık alınırsa, o kütle içindeki yoğunluk değişimi de o kadar ayrıntılı saptanmış olur.

Yoğunlukların kademe kademe derinlikle değişimlerinin saptanması yeraltının daha ayrıntılı bir şekilde tanımlanmasına olanak tanır. Ayrıca sismik hız sınırlarının sayısallaştırılmasında düşük hız zonlarında tanımlama yönü yüksek hız zonunun aksi yönünde alınması gerekir. Güvenilir sonuçlar elde etmek için formasyon sınırlarının ve sismik hız sınırlarının duyarlı bir şekilde tespitine ihtiyaç vardır. Dikkatlice ve detaylı bir şekilde yapılan ölçülerin kullanılmasıyla güvenli sonuçlara ulaşılabilir.

Adıyaman, Diyarbakır ve Gaziantep bölgesine ait sismik verilerin çok az bir kısmı temin edinilebilmiştir. Bölgeye ait gravite verileri ise temin edilememiştir. Bu çalışmanın bölgede daha sağlıklı olabilmesi için, bölgenin sismik ve gravite verileri temin edilmelidir ve araştırmacıların kullanımına sunulmalıdır. Bakir alanlarda yapılacak çalışmalar için bu yöntemin kullanımına ek olarak, sismik ve gravite verilerinin yanı sıra çalışma, sondaj gibi jeolojik çalışmalar ile desteklenmelidir.

Bu doktora çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yapılmıştır. Ülkemizin menfaatlerine yönelik olarak, veri temini ve jeolojik bilgi desteği için MTA ve TPAO gibi kurumlarla ortak projeler üretilmelidir. Çalışma alanlarında, fazla para harcama, aşırı insan gücü kullanımı ve zaman harcamasının önüne geçilmeli ve kısa zamanda, düşük maliyet ile sonuca varılmalıdır.

7. KAYNAKLAR

1. Backus, G., and Gilbert, F., 1967. Numerical Application of a Formalism for Geophysical Inverse Problems, *Geophysical J.R. Astron. Soc.*, 13, 76-247.
2. Banerjee, B., ve Gupta, S., P., D., 1977. Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped, *Geophysics*, 42, 1053–1055.
3. Barbosa, V., C., F., ve Silva J., B., C., 1994. Generalized Compact Gravity Inversion, *Geophysics*, 59, 57-68.
4. Barbosa, V., C., F., Silva J., B., C., ve Medeiros, W., E., 1997. Gravity inversion of basement relief using approximate equality constraints on depths, *Geophysics*, 62, 1745-1757.
5. Barbosa, V., C., F., Silva J., B., C., ve Medeiros, W., E., 1999. Gravity inversion of a discontinuous relief stabilized by weighted smoothness constraints on depth, *Geophysics*, 64, 1429–1437.
6. Bear, G., W., Al-Shukri, H., J., ve Rudman, A., J., 1995. Linear inversion of gravity data for 3-D density distributions, *Geophysics*, 60, 1354–1364.
7. Becking, L., G., ve Moore, D., 1959. Density distribution in sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, 29, 47–55.
8. Braile, L., W., Smith, R., B., Keller, G., R., Welch, R., M., ve Meyer, R., P., 1974. Crustal Structure Across the Wasatch Front From Detailed Seismic Refraction Studies, *Geophysys*, 79, 2669-2677.
9. Chai, Y., ve Hinze, W., J., 1988. Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth, *Geophysics*, 53, 837-845.
10. Chakravarthi, V., ve Sundararajan, N., 2007. 3D gravity inversion of basement relief-A depth-dependent density approach, *Geophysics*, 72, 2, 123–132.
11. Chappell, A., ve Kusznir, N., 2008. An algorithm to calculate the gravity anomaly of sedimentary basins with exponential density-depth relationships, *Geophysical Prospecting*, 56, 249–258.
12. Cordell, L., 1973. Gravity analysis using an exponential density-depth function-San Jacinto graben, *Geophysics*, 38, 684–690, California.
13. Cordell, L., 1979. Sedimentary facies and gravity anomaly across master faults of the Rio Grande rift in New Mexico, *Geology*, 7, 201–205.
14. Çavşak, H., 1992. Dichtemodelle für den Mitteleuropäischen Abschnitt der Egt Aufgrund der Gemeinsamen Inversion von Geoid, Schwere und Refraktion

- Seismisch ermittelter Krustenstruktur, Doktora Tezi, Johannes Gutenberg-Universitat, Mainz, Germany.
15. Çavşak, H., 2008. Gravity Effect of Spreading Ridges Comparison of 2D and Spherical Models, *Geophys*, 29, 161 -165.
 16. Çavşak, H., 2010. The Effects of the Earth's Curvature on Gravity and Geoid Calculations *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-011-0353-8.
 17. Çavşak, H., 2011. Effective calculation of gravity effects of uniform triangle polyhedra, *Studia Geophysica et Geodaetica*, DOI SGEG-2011-0004.R1.
 18. Çavşak, H., ve Elmas, A., 2010. 3D Modeling Of Gravity Anomalies Using 2D Synthetic Models, *SDÜ Journal of Engineering Science and Design* Vol:1, No:2, 79-86.
 19. Çavşak, H., ve Elmas, A., 2011. Crust Studying in the Eastern Pontides by 3D Gravity Algorithm, *e-Journal of New World Sciences Academy* Vol:6, No:3, No: 4A0041.
 20. Çavşak, H., Jacoby, W., R., ve Seren, A., 2002. Eastern Pontides and Black Sea gravity inversion, crustal structure, isostasy and geodynamics, *Geodynamics*, 33, 201-218.
 21. Çavşak, H., ve Jacoby, W.R., 2004. Three-dimensional modeling of crust und upper Mantle For the eastern Pondites and Black Sea basin, *Türkiye 16. Uluslar arası Jeofizik Kongre ve Sergisi, 7-10 Aralık Bildiri Özetler Kitabı*, Ankara.
 22. Danes, Z., F., 1960. On a successive approximation method for interpreting gravity anomalies, *Geophysics*, 25, 1215-1228.
 23. Danes, Z., F., 1982. An analytic method for the determination of distant terrain corrections, *Geophysics*, 47, 1453–1455.
 24. Elmas, A., 2007. Gravite Yönteminde 2B Sentetik Modellerin 3B Tasarımlarıyla Testi, *Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon*.
 25. Erden, F., 1979. *Uygulamalı Gravite, Eğitim Serisi No. 21, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara*.
 26. Gallardo, L., A., Delgado, M., A., Pérez F., ve Enrique G., 2003. A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data, *Geophysics*, 68, 949–959.
 27. García, A., J., 1992. Gravitational attraction of a rectangular prism with depth-dependent density, *Geophysics*, 57, 470–473.

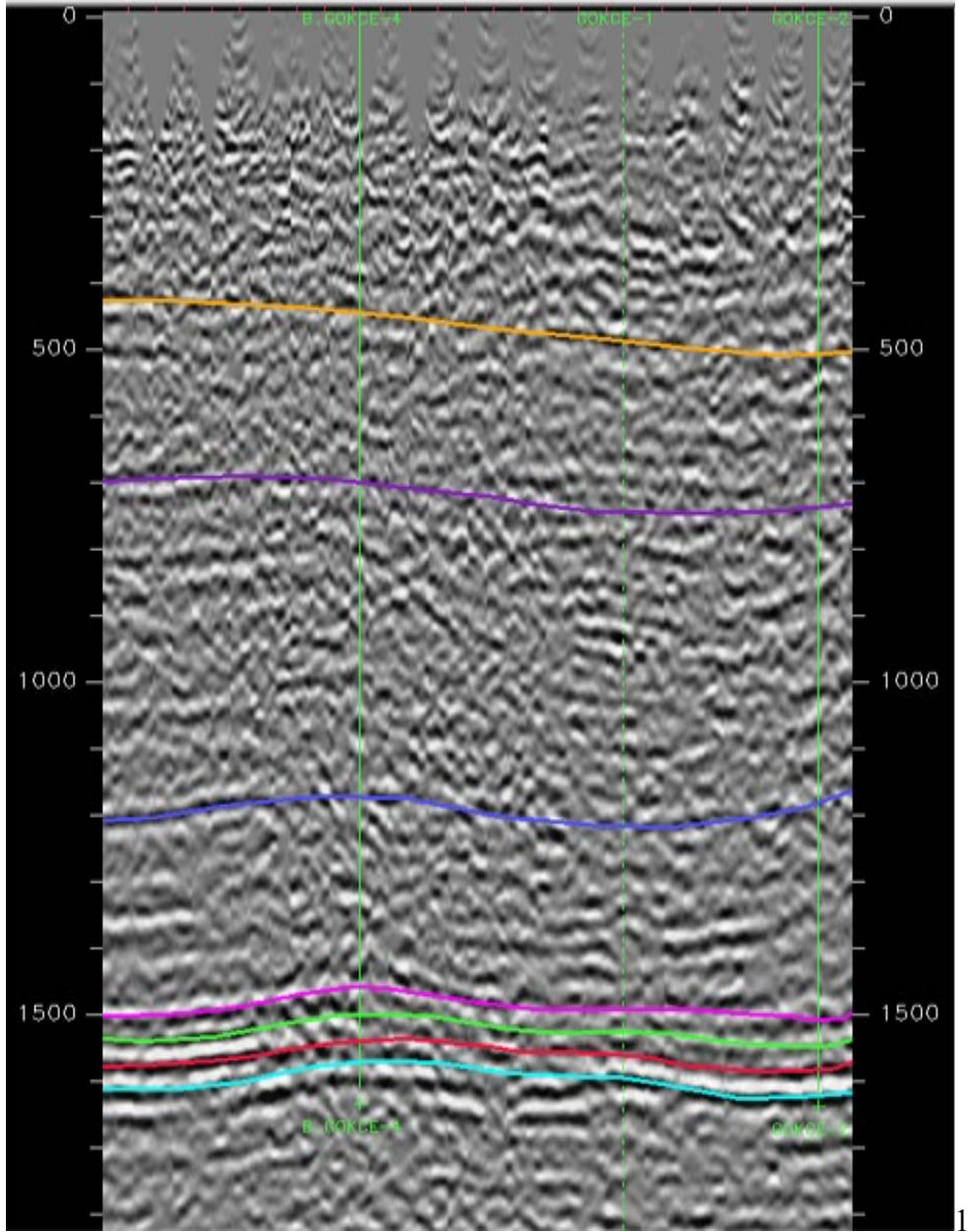
28. García, A., J., 2005. The gravitational attraction of a right rectangular prism with density varying with depth following a cubic polynomial, *Geophysics*, 70, 6, 39–42.
29. García, A., J., ve Martín, A., B., 2001. A method to compute terrain corrections for gravimeter stations using a digital elevation model, *Geophysics*, 66, 1110–1115.
30. García, A., J., Romo, J., M., Gómez, E., ve Ramírez J., 2005. A constrained 2D gravity model of the Sebastián Vizcaíno basin, Baja California Sur, Mexico, *Geophysical Prospecting*, 53, 755–765.
31. Gardner, G., H., ve Gregory, A., R., 1974. Formation velocity and density-the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*, 39, 770-780.
32. Gendzwill, D., J., 1970. The gradational density contrast as a gravity interpretation model, *Geophysics*, 35, 270–278.
33. Grand, F., S., ve West, G., F., 1965. *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, Mc Graw - Hill Book Company, New York.
34. Guillen, A., ve Menichetti, V., 1984. Gravity and Magnetic Inversion with Minimization of a Specific Functional, *Geophysics*, 49, 1354-1360.
35. Guspí, F., 1990. General 2D gravity inversion with density contrast varying with depth, *Geoexploration*, 26, 253–265.
36. Hadamard, J., 1902. Sur Les Problemes Aux Derivees Partielles at Leur Signification Pysique Prihcton University Bulletein, 13, 49-52.
37. Hansen, R., O., 1999. An analytical expression for the gravity field of a polyhedral bodywith linearly varying density, *Geophysics*, 64, 75–77.
38. Holstein, H., 2003. Gravimagnetic anomaly formulas for polyhedra of spatially linear media, *Geophysics*, 68, 157–167.
39. Hubbert, M., K., 1948. A Line-integral Method of Computing The Gravimetric Effects of Two-dimensional Masses, *Geophysics*, 13, 215-225.
40. Jacoby, W., R., ve Çavşak, H., 2005. Inversion of Gravity Anomalies Over Spreading Oceaning Ridges, *Geodynamics*, 39, 461-474.
41. Jacoby, W., R., ve Smilde, P., 2009. *Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation*, Gravity Interpretation, Springer, US.
42. Last, B., J., ve Kubik, K., 1983. Compact Gravity Inversion, *Geophysics*, 48, 713-721.
43. Litinsky, V., A., 1989. Concept of effective density, Key to gravity depth determinations for sedimentary basins, *Geophysics*, 54, 1474–1482.

44. Martín, A., B., ve García, A., 1999. 2-D gravity modeling with analytically defined geometry and quadratic polynomial density functions, *Geophysics*, 64, 1730-1734.
45. Murthy, I., V., R., ve Rao, D., B., 1979. Gravity anomalies of two-dimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth, *Geophysics*, 44, 1525–1530.
46. Nagy, D., 1966. The gravitational attraction of a right rectangular prism, *Geophysics*, 31, 362-371.
47. Pan, J., J., 1989. Gravity anomalies of irregularly shaped two-dimensional bodies with constant horizontal density gradient, *Geophysics*, 54, 528–530.
48. Parker, R., L., 1972. The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31, 447-455.
49. Rao, C., V., Chakravarthi, V., ve Raju, M., L., 1994. Forward modeling, Gravity anomalies of two-dimensional bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density functions, *Computers and Geosciences*, 20, 873–880.
50. Rao, D., B., 1986. Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 84, 207–212.
51. Rao, D., B., Prakash, M., J., ve Babu, N., R., 1990. 3D and 2.5D modeling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Prospecting*, 38, 411–422.
52. René, R., M., 1986. Gravity inversion using open, reject, and “shape-of anomaly” fill criteria, *Geophysics*, 51, 988–994.
53. Ruotoistenmäki, T., 1992. The gravity anomaly of two-dimensional sources with continuous density distribution and bounded by continuous surfaces, *Geophysics*, 57, 623–628.
54. Sanver, M., ve İşsever, T., 2007. *Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri Birinci Baskı*, Nobel Basımevi, Ankara.
55. Silva, J., B., Costa, C., L., ve Barbosa, V., C., F., 2006. Gravity inversion of basement relief and estimation of density contrast variation with depth, *Geophysics*, 71, 5, J51–J58.
56. Silva, J., B., C., Medeiros, W., E., ve Barbosa, V., C., F., 2000. Gravity inversion using convexity constraint, *Geophysics*, 65, 102–112.
57. Talwani, M., Worzel, J., ve Landsman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of Geophysical Research*, 64, 49–59.

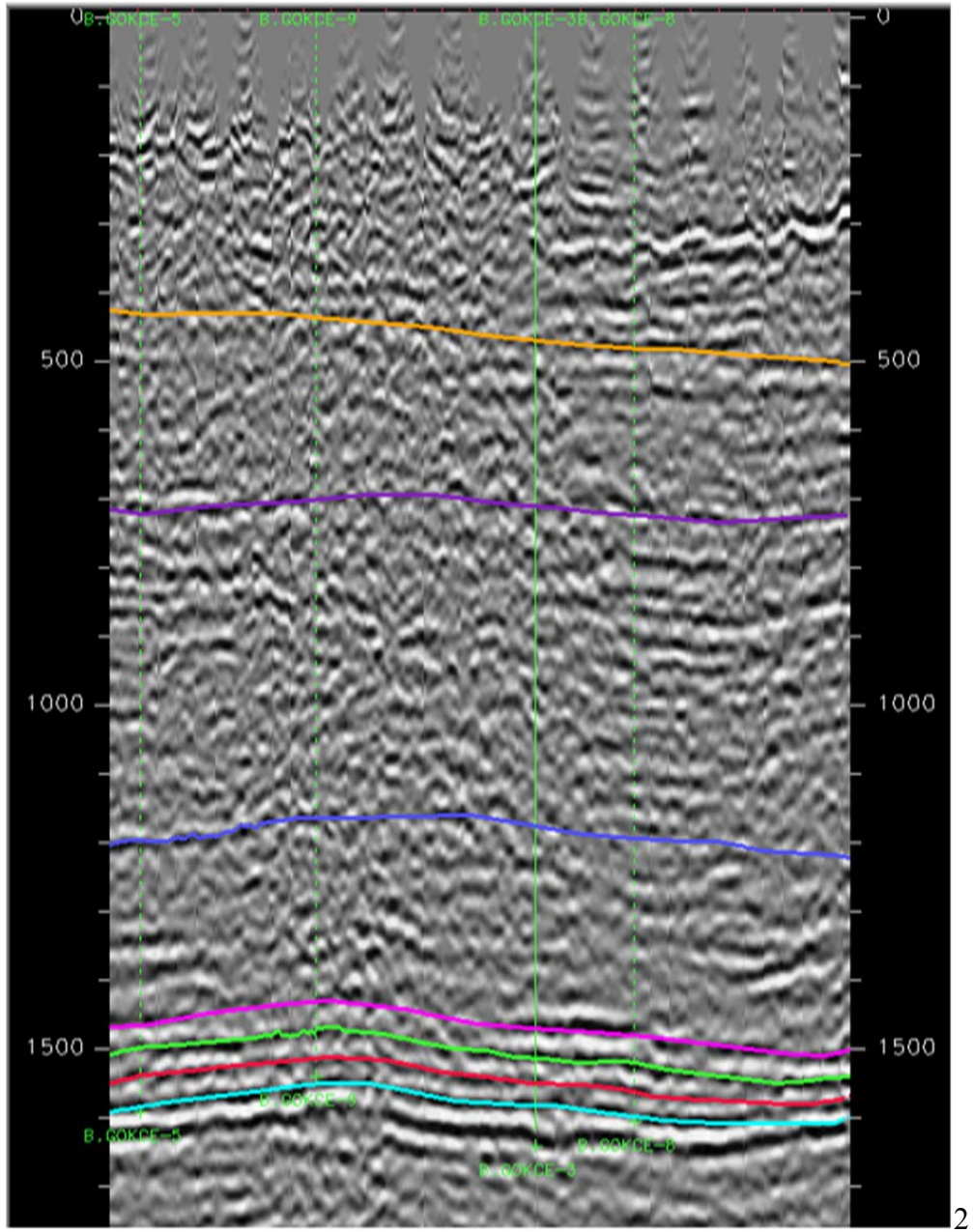
58. Talwani, M., ve Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 25, 203-225.
59. Tikhonov, A., N., 1963. Solution of Incorrcetly Formulated Problems and the Regularization Method, *Soviet Math Dokl*, 4, 1035-1038.
60. Vajk, R., 1956. Bouguer corrections with varying surface density, *Geophysics*, 21, 1004–1020.
61. Won, I., J., ve Bevis, M., 1987. Computing The Gravitional and Magnetic Anomalies due to a Polygon Algorithms and Fortran Subroutines, *Geophysics*, 52, 232-238.
62. Worzel, J., L., 1965. Deep Structure of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges, *Submarine Geology and Geophysics, Proc. Symp. Colston Res. Soc.*, 17.
63. Zhang, J., Zhong, B., Zhou, X., ve Dai, Y., 2001. Gravity anomalies of 2-D bodies with variable density contrast, *Geophysics*, 66, 809-813.
64. Zhou, X., 2008. 2D vector gravity potential and line integrals for the gravity anomaly caused by a 2D mass of depth-dependent density contrast, *Geophysics*, 73, 6, 143–150.
65. Zhou, X., 2009. General line integrals for gravity anomalies of irregular 2D masses with horizontally and vertically dependent density contrast, *Geophysics*, 74, 2, 11–17.
66. Zhou, X., 2009. 3D vector gravity potential and line integrals for the gravity anomaly of a rectangular prism with 3D variable density contrast, *Geophysics*, 74, 6, 143–153.

8. EKLER

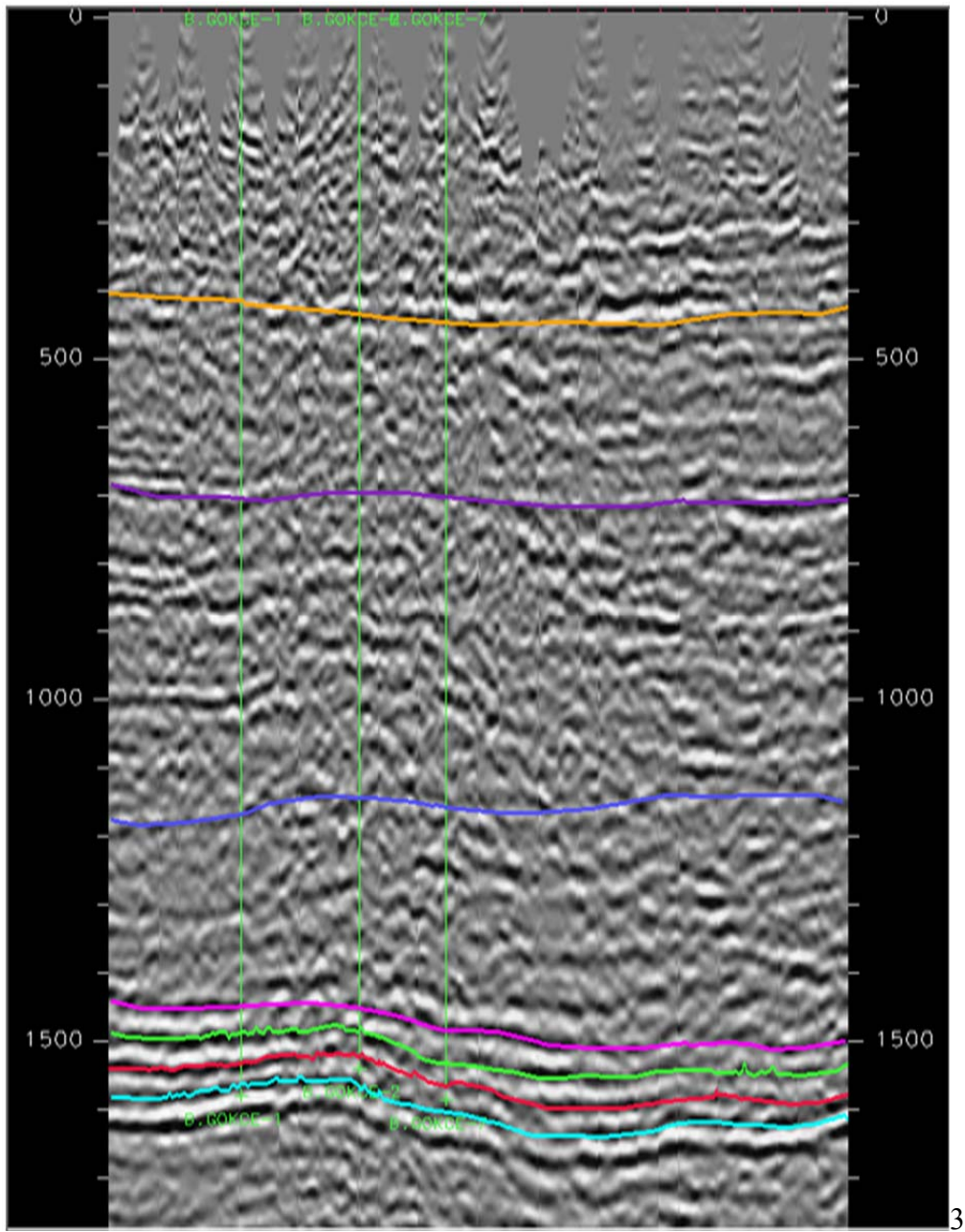
8.1. Ek.1. Sismik Kesitler



Y= -450 m profilindeki 3B sismik yansımaya kesidi



Y= 0 m profilindeki 3B sismik yansıma kesidi



Y= 450 m profilindeki 3B sismik yansıma kesidi

8.2. Ek.2. Tabaka Hız Bilgileri

| | | | | | | |
|--------------|---------|------|--------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Gökçe-1 | GL: | 764,55 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 768,35 | m | Bitiş: | |
| Log Cinsi: | Sonic | TD: | 2864 | m | X: | |
| | | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | $\Delta t(\text{msn})$ | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 768,4 | 0 | Şelmo | 697 | 277,0 | 2516 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Şelmo |
| 71,35 | 697 | Midyat | 1363 | 350,4 | 3890 | 697 | 2516 | 277,0 | 554,0 | 628,65 | 2516 | 249,8 | 499,7 | Midyat |
| -1292 | 2060 | Kastel | 600 | 156,1 | 3844 | 2060 | 3283 | 627,4 | 1254,8 | 1991,7 | 3318 | 600,2 | 1200,5 | Kastel |
| -1892 | 2660 | Sayındere | 85 | 12,9 | 6589 | 2660 | 3395 | 783,5 | 1567,0 | 2591,7 | 3427 | 756,3 | 1512,7 | Sayındere |
| -1977 | 2745 | Karababa B | 38 | 4,2 | 9048 | 2745 | 3447 | 796,4 | 1592,8 | 2676,7 | 3480 | 769,2 | 1538,5 | Karababa B |
| -2015 | 2783 | Derdere | 81 | 14,9 | 5436 | 2783 | 3476 | 800,6 | 1601,2 | 2714,7 | 3510 | 773,4 | 1546,9 | Derdere |
| -2096 | 2864 | TD | | | | 2864 | 3512 | 815,5 | 1631,0 | 2795,7 | 3546 | 788,3 | 1576,7 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|-----------|------|--------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | B.Gökçe-9 | GL: | 700,02 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 705,22 | m | Bitiş: | |
| Log Cinsi: | Sonic | TD: | 2683 | m | X: | |
| | | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | $\Delta t(\text{msn})$ | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 705,2 | 0 | Şelmo | 567 | 209,7 | 2704 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Şelmo |
| 138,2 | 567 | Midyat | 463 | 122,5 | 3780 | 567 | 2704 | 209,7 | 419,4 | 561,78 | 2704 | 207,8 | 415,5 | Midyat |
| -324,8 | 1030 | Germav | 891 | 246,0 | 3622 | 1030 | 3101 | 332,2 | 664,4 | 1024,8 | 3103 | 330,3 | 660,5 | Germav |
| -1216 | 1921 | Kastel | 546 | 141,7 | 3853 | 1921 | 3322 | 578,2 | 1156,4 | 1915,8 | 3324 | 576,3 | 1152,5 | Kastel |
| -1762 | 2467 | Sayındere | 75 | 14,4 | 5208 | 2467 | 3427 | 719,9 | 1439,8 | 2461,8 | 3429 | 718,0 | 1435,9 | Sayındere |
| -1837 | 2542 | Karaboğaz | 28 | 5,3 | 5283 | 2542 | 3462 | 734,3 | 1468,6 | 2536,8 | 3464 | 732,4 | 1464,7 | Karaboğaz |
| -1865 | 2570 | Karababa C | 28 | 5,4 | 5185 | 2570 | 3475 | 739,6 | 1479,2 | 2564,8 | 3477 | 737,7 | 1475,3 | Karababa C |
| -1893 | 2598 | Karababa B | 34 | 6,1 | 5574 | 2598 | 3487 | 745 | 1490,0 | 2592,8 | 3489 | 743,1 | 1486,1 | Karababa B |
| -1927 | 2632 | Karababa A | 27 | 5,2 | 5192 | 2632 | 3504 | 751,1 | 1502,2 | 2626,8 | 3506 | 749,2 | 1498,3 | Karababa A |
| -1954 | 2659 | Derdere | 24 | 4,5 | 5333 | 2659 | 3516 | 756,3 | 1512,6 | 2653,8 | 3518 | 754,4 | 1508,7 | Derdere |
| -1978 | 2683 | TD | | | | 2683 | 3527 | 760,8 | 1521,6 | 2677,8 | 3529 | 758,9 | 1517,7 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Batı Gökçe-4 | GL: | 707 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 712 | m | Bitiş: | |
| | | TD: | 2697 | m | X: | |
| Log Cinsi: | Sonic + Checkshot | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | $\Delta t(\text{msn})$ | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 712 | 0 | Şelmo | 611 | 251,9 | 2426 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Şelmo |
| 101 | 611 | Midyat | 480 | 118,6 | 4047 | 611 | 2426 | 251,9 | 503,8 | 599 | 2426 | 247,0 | 493,9 | Midyat |
| -379 | 1091 | Germav | 848 | 225,2 | 3766 | 1091 | 2945 | 370,5 | 741,0 | 1079 | 2952 | 365,6 | 731,1 | Germav |
| -1227 | 1939 | Kastel | 582 | 147,1 | 3956 | 1939 | 3255 | 595,7 | 1191,4 | 1927 | 3262 | 590,8 | 1181,5 | Kastel |
| -1809 | 2521 | Sayındere | 92 | 17,8 | 5169 | 2521 | 3394 | 742,8 | 1485,6 | 2509 | 3400 | 737,9 | 1475,7 | Sayındere |
| -1901 | 2613 | Karaboğaz | 30 | 5,8 | 5172 | 2613 | 3435 | 760,6 | 1521,2 | 2601 | 3442 | 755,7 | 1511,3 | Karaboğaz |
| -1931 | 2643 | Karababa C | 30 | 5,4 | 5556 | 2643 | 3449 | 766,4 | 1532,8 | 2631 | 3455 | 761,5 | 1522,9 | Karababa C |
| -1961 | 2673 | Karababa B | 24 | 4,4 | 5455 | 2673 | 3463 | 771,8 | 1543,6 | 2661 | 3470 | 766,9 | 1533,7 | Karababa B |
| -1985 | 2697 | TD | | | | 2697 | 3475 | 776,2 | 1552,4 | 2685 | 3481 | 771,3 | 1542,5 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Batı Gökçe-5 | GL: | 704 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 709 | m | Bitiş: | |
| | | TD: | 2717 | m | X: | |
| Log Cinsi: | Sonic + Checkshot | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | $\Delta t(\text{msn})$ | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 709 | 0 | Şelmo | 510 | 208,1 | 2451 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Şelmo |
| 199 | 510 | Midyat | 500 | 127,2 | 3932 | 510 | 2451 | 208,1 | 416,2 | 501 | 2451 | 204,4 | 408,9 | Midyat |
| -301 | 1010 | Germav | 960 | 262,4 | 3659 | 1010 | 3013 | 335,3 | 670,5 | 1001 | 3019 | 331,6 | 663,2 | Germav |
| -1261 | 1970 | Kastel | 500 | 127,8 | 3912 | 1970 | 3296 | 597,7 | 1195,3 | 1961 | 3301 | 594,0 | 1188,0 | Kastel |
| -1761 | 2470 | Sayındere | 86 | 17,3 | 4971 | 2470 | 3405 | 725,5 | 1450,9 | 2461 | 3410 | 721,8 | 1443,6 | Sayındere |
| -1847 | 2556 | Karaboğaz | 41 | 8,2 | 5000 | 2556 | 3441 | 742,8 | 1485,5 | 2547 | 3446 | 739,1 | 1478,2 | Karaboğaz |
| -1888 | 2597 | Karababa C | 30 | 5,6 | 5357 | 2597 | 3458 | 751 | 1501,9 | 2588 | 3463 | 747,3 | 1494,6 | Karababa C |
| -1918 | 2627 | Karababa B | 39 | 6,9 | 5652 | 2627 | 3472 | 756,6 | 1513,1 | 2618 | 3477 | 752,9 | 1505,8 | Karababa B |
| -1957 | 2666 | Karababa A | 30 | 6,1 | 4918 | 2666 | 3492 | 763,5 | 1526,9 | 2657 | 3497 | 759,8 | 1519,6 | Karababa A |
| -1987 | 2696 | Derdere | 21 | 3,7 | 5676 | 2696 | 3503 | 769,6 | 1539,1 | 2687 | 3508 | 765,9 | 1531,8 | Derdere |
| -2008 | 2717 | TD | | | | 2717 | 3514 | 773,3 | 1546,5 | 2708 | 3519 | 769,6 | 1539,2 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|--------------|------|------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Batı Gökçe-2 | GL: | 736 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 743 | m | Bitiş: | |
| | | TD: | 2703 | m | X: | |
| Log Cinsi: | Sonic | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | Δt (msn) | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 743 | 0 | Şelmo | 600 | 236,9 | 2533 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Şelmo |
| 143 | 600 | Midyat | 425 | 105,9 | 4013 | 600 | 2533 | 236,9 | 473,8 | 557 | 2533 | 219,9 | 439,8 | Midyat |
| -282 | 1025 | Germav | 889 | 248,3 | 3580 | 1025 | 2990 | 342,8 | 685,6 | 982 | 3014 | 325,8 | 651,6 | Germav |
| -1171 | 1914 | Kastel | 591 | 157,5 | 3752 | 1914 | 3238 | 591,1 | 1182,2 | 1871 | 3259 | 574,1 | 1148,2 | Kastel |
| -1762 | 2505 | Sayındere | 66 | 12,0 | 5500 | 2505 | 3346 | 748,6 | 1497,2 | 2462 | 3365 | 731,6 | 1463,2 | Sayındere |
| -1828 | 2571 | Karaboğaz | 34 | 6,3 | 5397 | 2571 | 3380 | 760,6 | 1521,2 | 2528 | 3400 | 743,6 | 1487,2 | Karaboğaz |
| -1862 | 2605 | Karababa C | 27 | 5,0 | 5400 | 2605 | 3397 | 766,9 | 1533,8 | 2562 | 3416 | 749,9 | 1499,8 | Karababa C |
| -1889 | 2632 | Karababa B | 32 | 7,0 | 4571 | 2632 | 3410 | 771,9 | 1543,8 | 2589 | 3429 | 754,9 | 1509,8 | Karababa B |
| -1921 | 2664 | Karababa A | 23 | 4,5 | 5111 | 2664 | 3420 | 778,9 | 1557,8 | 2621 | 3440 | 761,9 | 1523,8 | Karababa A |
| -1944 | 2687 | Derdere | 16 | 3,0 | 5333 | 2687 | 3430 | 783,4 | 1566,8 | 2644 | 3450 | 766,4 | 1532,8 | Derdere |
| -1960 | 2703 | TD | | | | 2703 | 3437 | 786,4 | 1572,8 | 2660 | 3457 | 769,4 | 1538,8 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Batı Gökçe-3 | GL: | 747 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 756 | m | Bitiş: | |
| | | TD: | 2786 | m | X: | |
| Log Cinsi: | Checkshot + Sonic | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | Δt (msn) | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 756 | 0 | Şelmo | 676 | 284,5 | 2376 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 32 | 0 | Şelmo |
| 80 | 676 | Midyat | 501 | 127,1 | 3941 | 676 | 2376 | 284,5 | 569,0 | 620 | 2376 | 260,9 | 521,9 | Midyat |
| -421 | 1177 | Germav | 787 | 214,6 | 3667 | 1177 | 2860 | 411,6 | 823,2 | 1121 | 2889 | 388,0 | 776,1 | Germav |
| -1208 | 1964 | Kastel | 596 | 151,9 | 3924 | 1964 | 3136 | 626,2 | 1252,4 | 1908 | 3166 | 602,6 | 1205,3 | Kastel |
| -1804 | 2560 | Sayındere | 105 | 21,7 | 4839 | 2560 | 3290 | 778,1 | 1556,2 | 2504 | 3319 | 754,5 | 1509,1 | Sayındere |
| -1909 | 2665 | Karaboğaz | 35 | 7,1 | 4930 | 2665 | 3332 | 799,8 | 1599,6 | 2609 | 3361 | 776,2 | 1552,5 | Karaboğaz |
| -1944 | 2700 | Karababa C | 14 | 2,6 | 5385 | 2700 | 3346 | 806,9 | 1613,8 | 2644 | 3375 | 783,3 | 1566,7 | Karababa C |
| -1958 | 2714 | Karababa B | 29 | 5,7 | 5088 | 2714 | 3353 | 809,5 | 1619,0 | 2658 | 3382 | 785,9 | 1571,9 | Karababa B |
| -1987 | 2743 | Karababa A | 27 | 5,3 | 5094 | 2743 | 3365 | 815,2 | 1630,4 | 2687 | 3394 | 791,6 | 1583,3 | Karababa A |
| -2014 | 2770 | Derdere | 16 | 3,0 | 5333 | 2770 | 3376 | 820,5 | 1641,0 | 2714 | 3406 | 796,9 | 1593,9 | Derdere |
| -2030 | 2786 | TD | | | | 2786 | 3383 | 823,5 | 1647,0 | 2730 | 3413 | 799,9 | 1599,9 | TD |

| | | | | | | |
|--------------|-------------------|------|------|---|----------|--|
| Kuyu Adı: | Batı Gökçe-1 | GL: | 730 | m | Başlama: | |
| Bitiş Şekli: | | KB: | 735 | m | Bitiş: | |
| | | TD: | 2750 | m | X: | |
| Log Cinsi: | Checkshot + Sonic | SRD: | 700 | m | Y: | |

| Derinlik (m) | | Formasyon | | | | KB'den | | | | SRD'den | | | | Formasyon |
|--------------|--------|------------|----------|------------------|---------|----------|---------|--------|---------|----------|---------|--------|---------|------------|
| 0'dan | KB'den | Adı | Kalınlık | Δt (msn) | Ara Hız | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Derinlik | Ort Hız | t(msn) | 2t(msn) | Adı |
| 735 | 0 | Şelmo | 572 | 223,2 | 2563 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 30 | 0 | Şelmo |
| 163 | 572 | Midyat | 456 | 123,4 | 3695 | 572 | 2563 | 223,2 | 446,4 | 537 | 2563 | 209,5 | 419,1 | Midyat |
| -293 | 1028 | Germav | 897 | 244,5 | 3669 | 1028 | 2966 | 346,6 | 693,2 | 993 | 2982 | 332,9 | 665,9 | Germav |
| -1190 | 1925 | Kastel | 562 | 146,7 | 3831 | 1925 | 3257 | 591,1 | 1182,2 | 1890 | 3273 | 577,4 | 1154,9 | Kastel |
| -1752 | 2487 | Sayındere | 90 | 17,3 | 5202 | 2487 | 3371 | 737,8 | 1475,6 | 2452 | 3386 | 724,1 | 1448,3 | Sayındere |
| -1842 | 2577 | Karaboğaz | 35 | 6,5 | 5385 | 2577 | 3413 | 755,1 | 1510,2 | 2542 | 3428 | 741,4 | 1482,9 | Karaboğaz |
| -1877 | 2612 | Karababa C | 36 | 6,6 | 5455 | 2612 | 3430 | 761,6 | 1523,2 | 2577 | 3445 | 747,9 | 1495,9 | Karababa C |
| -1913 | 2648 | Karababa B | 39 | 7,0 | 5571 | 2648 | 3447 | 768,2 | 1536,4 | 2613 | 3463 | 754,5 | 1509,1 | Karababa B |
| -1952 | 2687 | Karababa A | 29 | 5,7 | 5088 | 2687 | 3466 | 775,2 | 1550,4 | 2652 | 3482 | 761,5 | 1523,1 | Karababa A |
| -1981 | 2716 | Derdere | 34 | 5,9 | 5763 | 2716 | 3478 | 780,9 | 1561,8 | 2681 | 3494 | 767,2 | 1534,5 | Derdere |
| -2015 | 2750 | TD | | | | 2750 | 3495 | 786,8 | 1573,6 | 2715 | 3512 | 773,1 | 1546,3 | TD |

8.3. Ek.3. Kuyu Derinlik Bilgileri

ZR: 729.72 m
K.B: 734.72 m

BATI GÖKÇE- 1

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|-----------|----------|-------------|-------------|
| Ü. MIYOSEN | A FM. | | 567 | |
| | | | 572(163) | |
| EOSEN | B FM. | | 466 | |
| | | | 1028(-293) | |
| PALEOSEN | C FM. | | 887 | |
| | | | 1925(-1190) | |
| ÜST KRETASE | D FM. | | 562 | |
| | | | 2487(-1752) | |
| | | | 2577(-1842) | |
| | | | 2612(-1877) | |
| | | | 2716(-1981) | |
| | | | | |

S.D.: 2750(-2015)

ZR: 735.92 m
K.B: 742.62 m

BATI GÖKÇE-2

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|---------------|----------|-------------|-------------|
| Ü. MIYOSEN | ŞELMO FM. | | 593 | |
| | | | 600(143) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 425 | |
| | | | 1025(-282) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 888 | |
| | | | 1914(-1171) | |
| ÜST KRETASE | KASTEL FM. | | 591 | |
| | | | 2505(-1762) | |
| | | | 2571(-1828) | |
| | | | 2605(-1862) | |
| | | | 2687(-1944) | |
| | SAYINDERE FM. | | | |
| | KARABOĞAZ FM. | | | |
| | KARABABA FM. | | | |
| | DERDERE FM. | | | |

S.D.: 2703(-1960)

Son.Baş.Tar: 01.10.2008

BATI GÖKÇE - 3

ZR: 746.81 m
KB: 755.81 m

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|------------|---------------|------------------|--------------|--|
| Ü. MIYÖSEN | ŞELMO FM. | | 667 | 13 3/8" 35 m. |
| | | | 676 (+80) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 501 | |
| | | | 1177 (-421) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 787 | |
| Ü. KRETASE | KASTEL FM. | | 1964 (-1208) | KARABABA-C/KARABABA-B-2714(-1958) KARABABA-B/KARABABA-A 2743(-1987) KARABABA-A/DERDERE 2770(-2014) |
| | | | 596 | |
| | 2560 (-1804) | 9 5/8" 2581m. | | |
| | SAYINDERE FM. | 2665 (-1909) | 7" 2749m. | |
| | | 2700 (-1944) | | |
| | KARABABA FM. | 2770 (-2014) | | |
| | | | | |

SD: 2792 (-2034)

BATI GÖKÇE - 4

Tespit Kuyusu Gerçekleşen Kesiti

ZR: 707.00 m
KB: 712.20 m.

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|-------------|---------------|----------|--------------|---------------------------------------|
| Ü. MİYOSEN | ŞELMO FM. | | 606 | 13 3/8" 33 m. |
| | | | 611 (+101) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 480 | |
| | | | 1091 (-379) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 848 | |
| | | | | |
| ÜST KRETASE | KASTEL FM. | | 1939 (-1227) | KARABABA-C KARABABA-B LD 2673 (-1961) |
| | | | 582 | |
| | | | 2521 (-1809) | 9 5/8" 2490 m. |
| | SAYINDERE FM. | | 2613 (-1901) | |
| | KARABABA FM. | | 2643 (-1931) | |
| | | | | 7" 2694 m. |

SD: 2697 (-1985)

BATI GÖKÇE - 5

ZR: 703.84 m
KB: 709.09 m

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|------------|--------------|----------|--------------|--|
| Ü. MIYOSEN | ŞELMO FM. | | 506 | 13 3/8" 34 m. |
| | | | 510 (+199) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 500 | |
| | | | 1010 (-301) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 960 | |
| | | | 1970 (-1261) | |
| Ü. KRETASE | KASTEL FM. | | 500 | |
| | | | 2470 (-1761) | KARABABA-C KARABABA-B 2627(-1918) KARABABA-B KARABABA-A 2666(-1957) |
| | SAYBİDERE FM | | 2556 (-1847) | |
| | KARABABA FM | | 2597 (-1888) | |
| | | | 2696 (-1987) | |
| | | | | 9 5/8" 2502 m. |
| | | | | 7" 2675 m. |

SD: 2717 (-2008)

ZR: 735.54 m
KB: 744.54 m

BATI GÖKÇE - 7 GERÇEKLEŞEN KESİT

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|---------------|----------|--------------|-------------|
| Ü. MIYOSEN | ŞELMO FM. | | 613 | |
| | | | 624 (+121) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 422 | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 1046 (-301) | |
| | | | 883 | |
| ÜST KRETASE | KASTEL FM. | | 1929 (-1184) | |
| | | | 605 | |
| | SAYINDERE FM. | | 2534 (-1789) | |
| | KARABABA FM. | | 2615 (-1870) | |
| | KARABABA FM. | | 2645 (-1900) | |

958"
2554m

KARABABA-C / KARABABA-B 2680 (-1935)

S.D.: 2686 (-1941)

BATI GÖKÇE - 8

ZR: 767.48 m
KB: 776.48 m

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|---------------|----------|--------------|-----------------------------------|
| Ü. MIYÖSEN | ŞELMO FM. | | 699 | |
| | | | 708 (+68) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 473 | |
| | | | 1181 (-405) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 838 | |
| | | | 2019 (-1243) | |
| ÜST KRETASE | KASTEL FM. | | 613 | |
| | | | 2632 (-1856) | |
| | SAYINDERE FM. | | 2723 (-1947) | |
| | KARABABA FM. | | 2751 (-1975) | KARABABA-C/KARABABA-B 2783(-2007) |
| | | | 2846 (-2070) | KARABABA-B/KARABABA-A 2819(-2043) |

SD: 2865 (-2089)

ZR: 700.02 m.
KB: 705.22 m

BATI GÖKÇE - 9

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|---------------|----------|--------------|-----------------------------------|
| Ü. MİYOSEN | ŞELMO FM. | | 562 | |
| | | | 567 (+138) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 463 | |
| | | | 1030(-325) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 891 | |
| | | | 1921 (-1216) | |
| ÜST KRETASE | KASTEL FM. | | 546 | |
| | | | 2467 (-1762) | |
| | SAYINDERE FM. | | 2542 (-1837) | KARABABA-C KARABABA-B 2598(-1893) |
| | KARABOĞAZ FM. | | 2570 (-1865) | KARABABA-B KARABABA-A 2632(-1927) |
| | KARABABA FM. | | 2659 (-1957) | |
| ÇEPCERE FM. | | | | |

S.D.: 2683 (-1978)

GÖKÇE-1ZR: 764,55 m.
KB: 768,35 m.

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|----------------|---------------|----------|--------------|-------------|
| Ü.MİYOSEN | ŞELMO FM. | | 697 | |
| | | | 697 (71) | |
| EOSEN | MİDYAT GR. | | 477 | |
| | | | 1174 (-406) | |
| PALEOSEN | | | | |
| ÜST KRETASE | GERMAV FM. | | 887 | |
| | | | 2061 (-1293) | |
| | KASTEL FM. | | 600 | |
| | | | 2661 (-1893) | |
| | SAYINDERE FM. | | 2735 (-1967) | |
| | KARABOĞAZ FM. | | 2744 (-1976) | |
| | KARABABA FM. | | 2785 (-2017) | |
| | ÇEĞİRCİ FM. | | 2851 (-2083) | |
| | TEKİRTEPE FM. | | | |

S.D.: 2882(-2114)

GÖKÇE-2

ZR: 689.68 m
KB: 696.78 m

| YAŞ | FORMASYON | LİTOLOJİ | DERİNLİK | AÇIKLAMALAR |
|------------|---------------|----------|--------------|---|
| Ü. MIYOSEN | ŞELMO FM. | | 688 | |
| | | | 688 (+29) | |
| EOSEN | MİDYAT GRB. | | 415 | |
| | | | 1083 (-386) | |
| PALEOSEN | GERMAV FM. | | 925 | |
| | | | 2008 (-1311) | |
| Ü. KRETASE | KASTEL FM. | | 594 | KARABABA-C/KARABABA-B-2737 (-2040) KARABABA-B/KARABABA-A 2773 (-2076) KARABABA-A/DERDERE 2796 (-2099) |
| | | | 2602 (-1905) | |
| | | | 2690 (-1993) | |
| | | | 2715 (-2018) | |
| | | | 2796 (-2099) | |
| | | | | |
| | SAYINDERE FM. | | | |
| | | | | |
| | KARABABA FM. | | | |
| | DERDERE FM. | | | |

SD: 2825 (-2128) m

ÖZGEÇMİŞ

Trabzon'da doğdu. İlk ve orta okulu Akçaabat'ta okudu. Trabzon Teknik Lisesi Elektronik Bölümü'nden mezun olduktan sonra KTÜ Fen Edebiyat Fakültesi Biyoloji Bölümü'nde okudu (1991-1995). Askerliğini 1997'de İzmir Deniz Er Eğitim Taburu'nda yaptı. KTÜ Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nü birincilikle bitirdi (1999-2003). Lisansta KTÜ A Klüp üyesi idi. Lisans Stajı'nı Ankara'da TPAO'nda tamamladı. Dört yıl boyunca TPAO Bursu aldı. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde çeşitli jeofiziksel arazi çalışmalarına katıldı. 2004'te KTÜ Yabancı Diller Okulunu iyi derece ile bitirdi. Yüksek Lisansını KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda tamamladı (2005-2007). 2012 yılı ilkbaharında üç aylığına, Erasmus Öğrenci Staj Hareketliliği kapsamında Comenius Üniversitesi, Bratislava, Slovakya'da bulundu. Halen Doktorasına KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Anabilim Dalı'nda devam etmektedir. Yurt içinde yayınlanmış makaleleri, yurt dışında yayınlanacak makaleleri, yurt içi ve yurt dışında yayınlanmış bildirimleri vardır. İngilizce bilmektedir. Evli ve iki çocuk babasıdır.

Ali ELMAS

Jeofizik Yüksek Mühendisi