

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**BATI KARADENİZ VE İSTRANCA MASİFİ CİVARINDA
EGM08 BOUGUER ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜNDEN
HİDROKARBON POTANSİYELİNİN ARAŞTIRILMASI**

RAMAZAN APA

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BATI KARADENİZ VE İSTRANCA MASİFİ CİVARINDA
EGM08 BOUGUER ANOMALİLERİNİN TERS
ÇÖZÜMÜNDEN HİDROKARBON POTANSİYELİNİN
ARAŞTIRILMASI

RAMAZAN APA

Prof. Dr. Bülent Oruç
Danışman, Kocaeli Üniversitesi
Dr. Öğr. Üyesi Ertan Pekşen
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniversitesi
Dr. Öğr. Üyesi Günay Beyhan
Jüri Üyesi, Sakarya Üniversitesi


.....
Ertan Pekşen
.....

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 26.06.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu tez çalışmasında Batı Karadeniz ve Istranca Masifi civarındaki temel kaya yapısının modellenmesi ve hidrokarbon potansiyelinin EGM08 Bouguer anomalilerinin ters çözümünden faydalanarak araştırılması amaçlanmıştır.

Yüksek lisans eğitimimi yanında yapma fırsatını bana veren, bilgilerinden ve tecrübelerinden faydalandığım, insani ve ahlaki değerleri ile de örnek edindiğim, yanında çalışmaktan onur duyduğum çok değerli, saygıdeğer danışman hocam Prof.Dr. Bülent ORUÇ'a teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmam boyunca benden manevi desteklerini esirgemeyen, her zaman yanımda olan, eşime ve tüm aileme gönülden teşekkürlerimi sunarım.

Haziran - 2019

Ramazan APA

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	v
ÖZET.....	vi
ABSTRACT.....	vii
GİRİŞ	1
1. MALZEME VE YÖNTEM.....	2
1.1. Bağlı Gravite	2
1.2. Yoğunluk Farkları ve Gravite Anomalileri	3
1.3. Gravite Ölçülerine Uygulanan Düzeltmeler.....	5
1.3.1.Enlem etkisi ve düzeltmesi.....	5
1.3.2.Yükseklik düzeltmesi	7
1.3.3.Topoğrafya düzeltmesi.....	12
1.4. Serbest Hava, Basit Bouguer ve Bouguer Anomalilerinin Elde Edilmesi	13
1.4.1. Bouguer anomalilerinin gözlemsel yorumuna genel bakış	14
2. EGM08 KÜRESEL BOUGUER ANOMALİLERİ.....	17
2.1. Batı Karadeniz Bölgesi ve Civarının Jeolojisi ve Tektonik Yapısı.....	18
2.2. Batı Karadeniz Bölgesi EGM08 Bouguer Anomalilerinin Gözlemsel Yorumu.....	22
2.3. Spektral Analiz ve Süzgeçleme (Dalga Boylarının Ayrımı)	23
3. BATI KARADENİZ BÖLGESİ VE CİVARININ SIĞ KABUK ÇİZGİSELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ VE MODELLEME	26
3.1. Trend Analizi.....	26
3.2. Butterworth Alçak Geçişli Süzgeçleme	28
3.3. Yatay Türevlerin Genliği (YTG) ve Çizgisellik Analizi.....	29
3.4. Batı Karadeniz Bölgesinin Temel Kaya Ondülasyonunun Üç boyutlu Modellenmesi	31
3.4.1. Parker-Oldenburg Algoritması	31
3.4.2. Modelleme.....	34
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	36
KAYNAKLAR	37
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER	40
ÖZGEÇMİŞ	41

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. a) Mutlak gravite b) Bağıl gravite.....	3
Şekil 1.2. Gravite anomalisinin oluşmadığı yeraltı ortamları. a) Arayüzey sınırı yatay olan ortam b) Hedef kütle yoğunluğu ve yan kayaç yoğunluğu arasındaki farkın sıfır olması (Oruç, 2013).....	4
Şekil 1.3. Yoğunluk farkı ve gravite anomalisi ilişkileri. a) Tabaka yoğunlukları ve tabaka yükselimlerinden kaynaklanan yoğunluk farkı bölgeleriyle oluşan gravite anomalisi. b) Yoğunluğu, yan kayaç yoğunluğundan büyük olan bozucu kütle ve gravite anomalisi. c) Yoğunluğu, yan kayaç yoğunluğundan küçük olan bozucu kütle ve gravite anomalisi. Fiziksel anlamda yoğunluk farkları, aynı zamanda geometrik olarak bozucu kütle bölgelerine karşılık gelir (Oruç, 2013).....	4
Şekil 1.4. Gravite ivmesindeki değişimin büyüklüğüne bağlı olarak gravimetrede yaya bağlı kütlelerin yer değiştirmesi ve gravite anomalisi. a) Pozitif yoğunluk farkı, yay-kütle değişimleri (Δd) ve gravite anomalisi. b) Negatif yoğunluk farkı, yay-kütle değişimleri ve ve gravite anomalisi (Oruç, 2013).....	5
Şekil 1.5. Dönme elipsoidine dik (normal) olan gravite ivmesi (γ), merkez kaç ivmesi ve yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesinin şematik gösterimi. R: Elipsoid yarıçapı, θ : Boylam açısı, λ : Geosantrik enlem açısı, λ : Coğrafi enlem açısı, g(R): Yerin çekirdeğine yönelen radyal doğrultuda gravite ivmesi veya mutlak gravite (Lowrie, 2002'den düzenlenmiştir) (Oruç, 2013).....	6
Şekil 1.6. R yarıçaplı ve M kütleli yerküre parçası üzerinde, h yükseklik değişimi (Oruç, 2013).....	8
Şekil 1.7. a) Arazideki ölçü noktası için serbest hava düzeltmesinin gösterimi. b) Serbest hava düzeltmesinde ölçü noktasının havada askıda olduğu varsayılır.....	9
Şekil 1.8. Bouguer düzeltmesi için arazi kesiti.....	9
Şekil 1.9. Plaka etkisini hesaplamak için kullanılan düşey silindir modeli ve parametreleri.	10
Şekil 1.10.a)Topoğrafyanın etkili olduğu anomali b) Topoğrafya düzeltmesi yapıldıktan sonraki anomali.....	12
Şekil 1.11.Gravite anomalilerin farklı biçimlerde gösterimleri. a) Kontur haritası. b) Gri renkle doldurulmuş kontur haritası. c) Görüntü haritası. d) Gölgele rölyef görüntü haritası. e) Farklı uzunluk ve doğrultularda anomali ivme değişim vektörleri. f) Üç boyutlu yüzey görünümü (Oruç, 2013).....	15
Şekil 2.1. EGM08 gravite modelinin veri kaynakları (Pavlis ve diğ.,2012).....	17
Şekil 2.2. EGM08 küresel Bouguer anomali haritası.....	18
Şekil 2.3. Batı Karadeniz ve İstranca masifinin doğu kısmını içine alan yer bulduru haritası. Topoğrafya ve batimetri görüntüsü.....	19
Şekil 2.4. Batı Karadeniz Havzasının ait jeolojik kesit (Georgiev, 2012).....	20

Şekil 2.5. Batı Karadeniz tektonik yapısı (Georgiev, 2012)	21
Şekil 2.6. Çalışma alanının EGM08 Bouguer anomali haritası.	23
Şekil 2.7. Çalışma alanına ait bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı genlik spektrumu ve kritik dalga sayıları. Doğru parçalarının eğimlerinden ara yüzey S1=58 km, S2=10 km ve S3=8 km eğimlerinin ara yüzey ortalama derinlikleridir.....	24
Şekil 2.8. a) Çalışma sahasına ait bouguer anomali haritası b) Orijinal dalga sayısı tepki fonksiyonu c) Temel kayadan kaynaklanan anomali d) Moho'dan kaynaklı anomali.....	25
Şekil 3.1. a) Üçüncü dereceden trend etkisi, bölgesel anomali haritası b) Trend etkisi giderilmiş yerel anomali haritası	27
Şekil 3.2. a) Kritik dalga sayısının dalga sayısı ortamında çember biçiminde tanımı b) Butterworth alçak geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelere göre tepkisi c) Butterworth yüksek geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelere göre tepkisi.....	28
Şekil 3.3. Trend etkisi giderilmiş verinin 0.04 km^{-1} kesme dalga sayısına göre Butterworth tekniği ile süzgeçlenmiş anomali haritası	29
Şekil 3.4. a) Yarı sonsuz eğimli basamak b) düşey basamak.....	30
Şekil 3.5. Butterworth süzgeçlenmiş verinin yatay türevinin alınmış hali	31
Şekil 3.6. Referans derinliği $z_0=4000 \text{ m}$ olan üç boyutlu temel kaya ondülasyonundan hesaplanan gravite anomalisinin yüzey görünümü (Blakely, 1996'dan düzenlenmiştir).	33
Şekil 3.7. a) Süzgeçlenmiş yerel gravite anomalisi. b) Süzgeçlenmiş anomaliden Parker-Oldenburg algoritmasıyla kestirilen modelden hesaplanan anomali. c) Batı Karadeniz bölgesinin kestirilen temel kaya modeli. Gözlenen ve hesaplanan anomalilerin uyumuna dikkat edilmelidir.....	35

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

g_1	: Gravite değeri
g_2	: Ölçü noktası gravite değeri
h	: Kalınlık
R	: Elipsoid yarıçapı
W	: Açısal hız
Δg	: İki nokta arasındaki fark
$\Delta \rho$: Yoğunluk farkı
P	: Yoğunluk
g_n	: Gravite ivmesi
θ	: Boylam açısı
λ'	: Geosantrik enlem açısı
λ	: Coğrafi enlem açısı
$g(R)$: Coğrafi enlem açısı
g_T	: Topoğrafik düzeltme
kc_1	: Kritik dalga sayısı

Kısaltmalar

BGI	: Bureau Gravimetric International (Uluslararası Gravite Bürosu)
BKH	: Batı Karadeniz Havzası
CGMW	: Commission for the Geological Map of the World (Dünya Jeoloji Haritası Komisyonu)
EGM	: Earth Gravity Model (Yeryüzü Gravite Modeli)
GD	: Güney Doğu
HGM	: Horizontal Gradient Magnitude (Yatay Türevlerin Genliği)
KB	: Kuzey Batı
NW	: North West (Kuzeybatı)
SE	: South East (Güneydoğu)
YTG	: Yatay Türevlerin Genliği

BATI KARADENİZ VE ISTRANCA MASİFİ CİVARINDA EGM08 BOUGUER ANOMALİLERİNİN TERS ÇÖZÜMÜNDEN HİDROKARBON POTANSİYELİNİN ARAŞTIRILMASI

ÖZET

Bu tez çalışmasında, gravite anomalileri içinde farklı derinliklerde gömülü jeolojik yapıların izlenmesi ve ters çözümle modellenmesi amaçlanmıştır. Bu amaçla Batı Karadeniz ve Istranca masifini içine alan sahanın EGM08 Bouguer verileri kullanılmıştır. Çalışmanın aşamalarında spektral analiz, Butterworth süzgeçleme ve yatay türevlerin genliği (YTG) yöntemi ile jeolojik süreksizliklerin sınırları görüntülenmiştir. Çalışma alanında daha önce bilinmeyen ve D-B ve KB-GD yönünde uzanan çizgisellikleri gözlenmiştir. Ayrıca Parker-Oldenburg algoritmasıyla modellenen temel kaya ondülasyonunun kritik gradyent bölgeleri ile bu çizgiselliklerin konumlarının birbiriyle uyumlu olduğu belirlenmiştir. Özellikle bu yeni fayların ve temel kaya içindeki yükselimler, yapısal kapanlar olarak hidrokarbon birikim bölgelerine karşılık gelebilir. Çalışma alanının özellikle denizel kesiminde gözlenen bu türden jeolojik yapılar bölgenin hidrokarbon potansiyeli için dikkate alınmalıdır.

Anahtar Kelimeler: Batı Karadeniz, Çizgisellikler, EGM08, Yoğunluk Modelleme.

EGM-08 BOUGUER ANOMALIES IN THE WESTERN BLACK SEA AND ISTRANCA MASSIF INVESTIGATION OF HYDROCARBON POTENTIAL

ABSTRACT

In this thesis, it is aimed to image the buried geological structures at different depths in gravity anomalies and to model them by inverse solution. For this purpose, EGM08 Bouguer data of the study which includes Western Black Sea and Istranca massive was used. Spectral analysis, Butterworth filtering and horizontal gradient magnitude method were used to determine the boundaries of geological discontinuities. In the study area, the lineaments which were not known before and extending in the direction of E-W and NW-SE were observed. In addition, it was determined that the critical gradient regions of the basement rock undulation were modeled by the Parker-Oldenburg algorithm. In particular, new faults and uplifts within the basement may correspond to hydrocarbon deposition as structural traps. Such geological structures, especially observed in the marine part of the study area, should be considered for the hydrocarbon potential of the region.

Keywords: Western Black Sea, Lineaments, EGM08, Density Modeling.

GİRİŞ

Gravite yöntemi yer içi dinamiklerinin araştırılmasında ve üst kabukta yer alan ve farklı yoğunluklara sahip kütle dağılımlarının aranmasında önemli bir yöntemdir. Yerkabuğunda farklı yoğunluk ve derinlikde bulunan kütleler yerçekimi ivmesinin yaklaşık 10^5 - 10^6 'da bir oranında küçük değişimlere sebep olurlar. Bu değişimlerin ölçülmesi, düzeltilmesi, haritalanması, süzgeçlenmesi, gözlemsel ve sayısal yorumu ve modellenmesi yöntemin temel işlem adımlarıdır. Gravite yöntemi tuz domları, bindirme zonları, jeolojik kenar kıvrımları, antiklinaller ve basenlerin ortaya çıkarılmasında etkilidir. Maden sahalarında hedef kütle ve yan kayaç arasındaki yoğunluk farkı yerçekimi ivmesinde "anomali" olarak tanımlanan değişimler meydana getirdiğinden bu yapıların yerleri tesbit edilebilmektedir. Bunlardan başka gravite yöntemi, litosfer-üst manto sınırının modellenmesinde, sediment-temel kaya sınırının belirlenmesi şeklinde kabuk çalışmalarında da etkin bir şekilde kullanılmaktadır.

Yöntem günümüzde havada, karada, denizde, uzayda ve kuyuda farklı amaçlarla uygulanmaktadır. Böylece çok sığ derinliklerden yüzlerce kilometre derinliğe kadar olan jeolojik yapılar hakkında bilgi edinilmeye çalışılmaktadır. Bu tezin konusu olan Batı Karadeniz ve Istranca Masifi civarındaki EGM08 Bouguer anomalilerinin ters çözümünden temel kaya yapısının modellenmesi, sınır görüntüleme tekniği ile gömülü jeolojik süreksizliklerin izlenmesi, yoğunluk farklarının yanal ve düşey dağılımlarının modellenmesi ve hidrokarbon potansiyelinin araştırılması amaçlanmıştır.

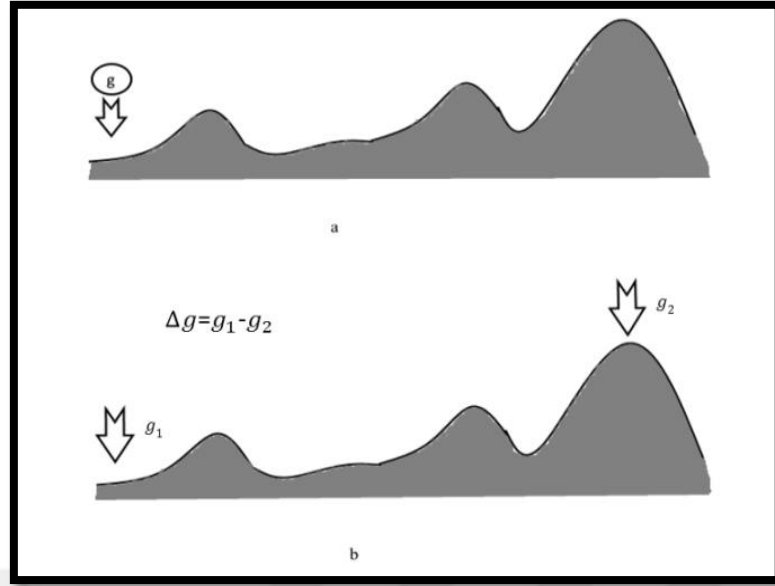
1. MALZEME VE YÖNTEM

Yerkürenin homojen ve izotrop olmaması, değişik yoğunluktaki kayaçların varlığı, yerçekimi ivmesinde küçükte olsa değişimlere neden olmaktadır. Bu değişimler yeryüzünde özel aletler yardımıyla ölçülebilmektedir. Günümüzde gravite ölçümlerikaradan, havadan, denizden ve uydu teknolojileri ile yapılabilmektedir. Özellikle büyük ölçekli çalışmalarda ve veri seti bulmanın zor olduğu sahalarda uydudan alınan veriler önem kazanmıştır. Karadenizin tamamı gibi Batı Karadeniz ve Istanca Masifide barındırdığı doğal kaynaklar bakımından her zaman ilgi çekici olmuştur. Bu tez çalışmasıyla EGM-08 bouguer anomalilerinin yorumunu kolaylaştırmak amacıyla genlik spektrumundansüzgeçleme için gerekli olan kritik dalga sayıları belirlenmiştir. Daha sonra Butterworth yöntemiyle alçak geçişli süzgeçlenmiş anomali haritası elde edilerek bu anomaliye yatay türevlerin genliği, tilt açıları ve ayırık dalgacık dönüşümleri gibi yöntemler uygulanmıştır.

1.1. Bağlı Gravite

Arama amaçlı kullanılan gravite yönteminin temel konusu, yer kabuğunda yer alan kütle dağılımlarını, derinliklerini ve şekillerini belirlemektir. Yer kabuğunda bulunan bu kütleler yerçekimi ivmesinde küçük değişimlere ve bozulmalara neden olurlar. Bu kütlelerden kaynaklanan gravite değişimleri bağlı gravite ölçüm tekniği ile ölçülmektedir. Bu teknikte gravite değeri (g_1) bilinen bir baz noktasını ile arazideki ölçü noktasının gravite değeri (g_2) arasındaki fark (Δg) belirlenir (Şekil 1.1).

Bağlı gravite gravimetre adı verilen cihazlarla ölçülür. Bu cihazlarla yapılan gravite ölçümlerinde yerkürenin gerçek ivmesinde oluşan değişimler belirlenmektedir. Gravimetreler yay'a bağlı bir kütleyi etkileyen kuvvetin yay üzerinde oluşturduğu gerilmeyi dengeleyerek ölçüm yaparlar. Gravimetrelerde aranan duyarlılığı sağlamak için yayın denge durumu statik ve statik olmayan bir şekilde sağlanmaktadır. Karada ölçüm yapılan gravite cihazlarının çalışma prensibinden yola çıkarak farklı bileşenlerinde eklenmesiyle denizde ve havada ölçü yapabilen gravitmereler geliştirilmiştir.



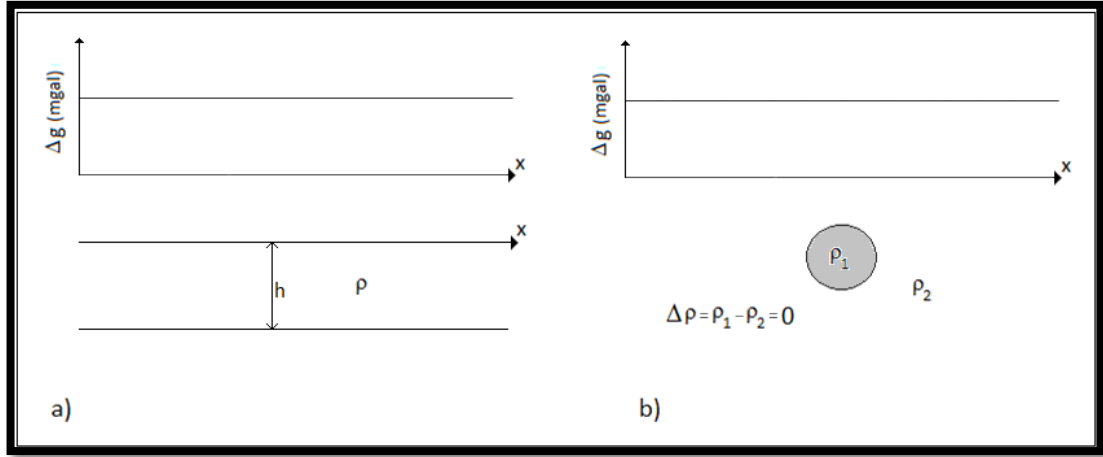
Şekil 1.1. a) Mutlak gravite b) Bağlı gravite

1.2. Yoğunluk Farkları ve Gravite Anomalileri

Gravite anomalileri normal değerlere göre farklı olan ve belirli bir biçim gösteren veri setleridir. Eğer yeraltında bozucu bir kütle varsa bunun etkisiyle gravitenin düşey bileşeninde küçük değişimler meydana gelir. Bu küçük değişimler mutlak gravitenin yaklaşık 10^5 - 10^6 da 1'i civarındadır. Bozucu kütlelerin yoğunluk farkları ile gravite anomalileri arasında ayrılmaz bir ilişki vardır. Yoğunluk farkı, aranan hedef kütle (bozucu kütle) yoğunluğu ile yan kayacın yoğunluğu arasındaki fark olarak tanımlanır. Yeraltı ortamında yanal yoğunluk değişimleri, yoğunluk farkı bölgelerini ve dolayısıyla bozucu kütleleri temsil eder. Şekil 1.2.a ve Şekil 1.2.b'de görüldüğü gibi kütle yoğunluğu ve yan kayacın ortalama yoğunluğu arasındaki fark sıfır olduğunda ($\Delta\rho=0$) veya jeolojik ortam yatay tabakalı sınırlardan oluşmuşsa, gravite anomalileri gözlenmez. Yatay tabakalı ortam, homojen yoğunlukta ve kalınlıkta bir plaka gibi düşünülebilir. Yoğunluğu ρ ve kalınlığı h olan tek bir homojen plakanın kuramsal gravite etkisi Denklem (1.1) olarak bilinir. Bu durumda Şekil 1.2.a'da çizilen ortamda her bir tabaka, aslında bir plaka gibi ele alınacağından toplam gravite etkisi için,

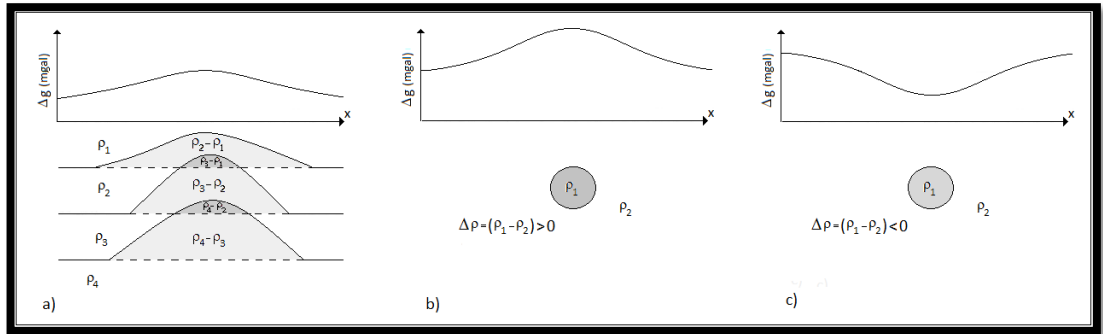
$$\Delta g = 2\pi G \rho h \quad (1.1)$$

eşitliği yazılır. Buradan elde edilen sonuç her bir noktada tek bir sayısal değer olarak elde edileceğinden, grafiksel olarak herhangi bir anomali gözlenemez.



Şekil 1.2. Gravite anomalisinin oluşmadığı yeraltı ortamları a) Arayüzey sınırı yatay olan ortam b) Hedef kütle yoğunluğu ve yan kayaç yoğunluğu arasındaki farkın sıfır olması (Oruç, 2013)

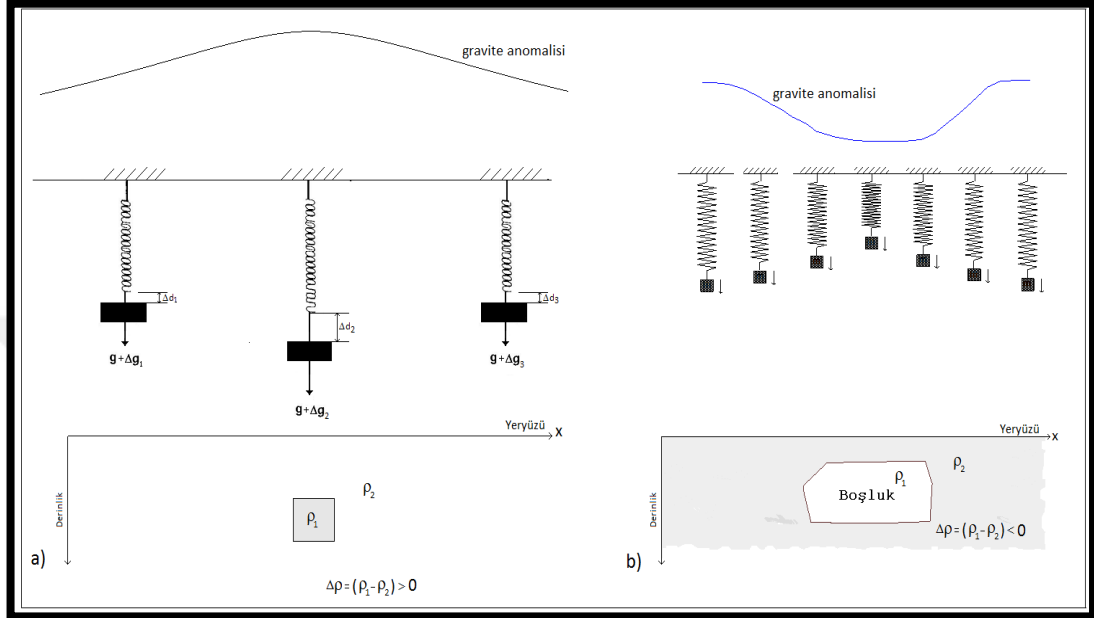
Yoğunluk farkının sıfırdan farklı olması durumunda ($\Delta\rho \neq 0$), yeraltı ortamı gravite anomalisine neden olduğu için "bozucu kütle" veya "anomali kaynağı" olarak tanımlanır. Gravite arama yönteminin amacı yeraltında bu tür kütle dağılımlarını bulmaktır. Şekil 1.3.a, Şekil 1.3.b ve Şekil 1.3.c'de gravite anomalisine neden olan basit jeolojik yapı örnekleri çizilmiştir. Gözlem noktaları kütleyle yaklaştıkça anomali değeri artar ve kütlelerin tam üzerindeki noktada anomali en yüksek değerini alır ve sonra kütlelerden uzaklaştıkça genlik azalır. Negatif yoğunluk farkında ise azalan çan eğrisinin pik değeri yine kütlelerin tam üzerindedir (Oruç, 2013).



Şekil 1.3. Yoğunluk farkı ve gravite anomalisi ilişkileri a) Tabaka yoğunlukları ve tabaka yükselmelerinden kaynaklanan yoğunluk farkı bölgeleriyle oluşan gravite anomalisi b) Yoğunluğu, yan kayaç yoğunluğundan büyük olan bozucu kütle ve gravite anomalisi c) Yoğunluğu, yan kayaç yoğunluğundan küçük olan bozucu kütle ve gravite anomalisi. Fiziksel anlamda yoğunluk farkları, aynı zamanda geometrik olarak bozucu kütle bölgelerine karşılık gelir (Oruç, 2013)

Şekil 1.4a'da pozitif yoğunluk farkı üzerinde yaya bağlı kütlelerin yer değiştirmesi fazla olacaktır. Kütlelerden uzaklaştıkça bu değişimde azalma olacaktır. Şekil 1.4b'de

ise boşluk üzerinde tersi bir durum gözlenir. Boşluk ve çevre kayaç arasındaki yoğunluk farkı negatif olduğundan, boşluğun üzerindeki gözlem noktasında sözkonusu yer değiştirme az, diğer noktalarda daha fazla olacaktır. Böylece boşluğa odaklanan, azalan özellikte gravite anomalisi elde edilecektir (Oruç, 2013).



Şekil 1.4. Gravite ivmesindeki değişimin büyüklüğüne bağlı olarak gravimetrede yaya bağlı kütlelerin yer değiştirmesi ve gravite anomalisi a) Pozitif yoğunluk farkı, yay-kütle değişimleri (Δd) ve gravite anomalisi b) Negatif yoğunluk farkı, yay-kütle değişimleri ve ve gravite anomalisi (Oruç, 2013)

1.3. Gravite Ölçülerine Uygulanan Düzeltmeler

Gravite çalışmalarındaki gravite değerleri, değeri önceden bilinen veya herhangi bir değer verilen baz noktası ile diğer ölçü noktaları arasındaki farkı verir. Bulunan bu gravite farkları içerisinde aranan kütle ile ilgili olmayan bir takım etkilerde bulunmaktadır. Daha çok yeryüzünün şekli ile ilgili olan bu kütleleri hesaplayıp ölçü değerlerimize ekleyip veya çıkartmamız gerekir. Böylece gravite değerlerini bir düzeye indirgeyerek, gerekli düzeltmeleri yapmış oluruz.

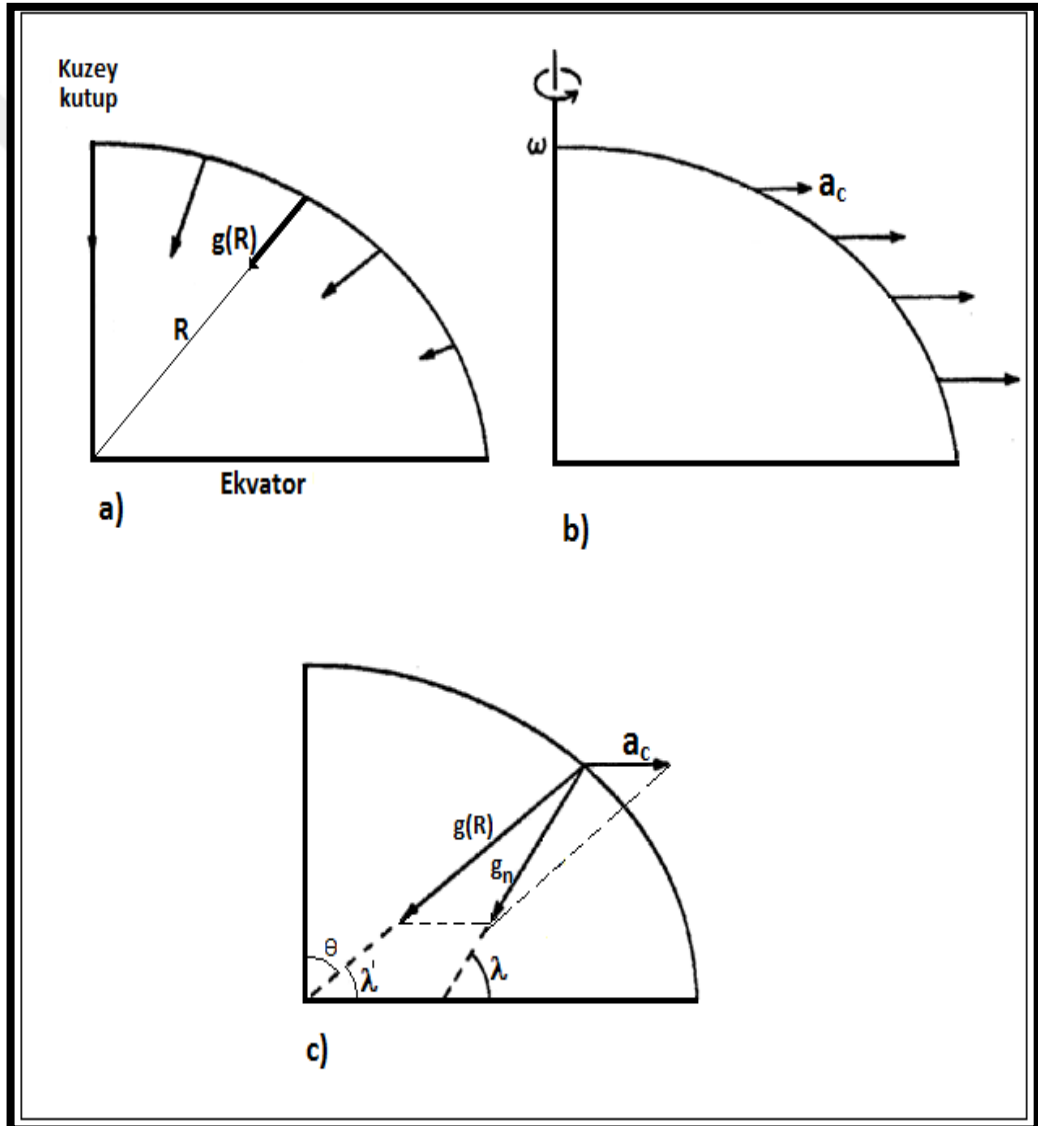
1.3.1. Enlem etkisi ve düzeltmesi

Yerin elipsoid şekli ve dönmesi gravite ölçülerinde enlem etkisi olarak karşımıza çıkar. Yer in şekli ekvator da kutuplara göre daha büyük olduğundan, ekvator dan kutuplara doğru elipsoid yarıçapları küçülür ve gravite ivmesi büyüerek değişime

uğrar. Yer aynı zamanda bir dönme elipsoididir (Şekil 1.5). Dönme elipsoidinin merkezkaç ivmesi,

$$a_c = -w^2 R \cos \lambda \quad (1.2)$$

eşitliği verilir. Denklem (1.2) de w açısal hızı ifade eder. Görüldüğü üzere merkezkaç ivmesi, kutuplarda ($\lambda = 90^\circ$) sıfır değerinde ve ekvatorda ($\lambda = 0^\circ$) maksimumdur. Merkezkaç ivmesine tepki olarak oluşan gravite ivmeside kutuplarda en yüksek ve ekvatorda ise en düşük olacaktır.



Şekil 1.5. Dönme elipsoidine dik (normal) olan gravite ivmesi (), merkez kaç ivmesi ve yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesinin şematik gösterimi. R : Elipsoid yarıçapı, θ : Boylam açısı, λ' : Geosantrik enlem açısı, λ : Coğrafi enlem açısı, $g(R)$: Yerin çekirdeğine yönelen radyal doğrultuda gravite ivmesi veya mutlak gravite (Lowrie, 2002'den düzenlenmiştir) (Oruç, 2013)

Coğrafi enlem açısına bağlı olarak gelişen normal gravite g_n , yerin çekirdeğine yönelen gravite ivmesi g ile merkezkaç ivmesi a_c 'nin bileşke vektörüdür. Normal gravite ivmesi, dönme elipsoidi parametrelerine göre Uluslar arası Jeodezik referans Sistem verilere göre 1984 yılında kabul edilen gravitenin enleme göre değişimi,

$$g_n(\lambda) = 978032.67714 \left(\frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.0066947999013 \sin^2 \lambda}} \right) \text{ mgal} \quad (1.3)$$

Denklem (1.3)' den hesaplanabilir (Blakely, 1995, s.156). Gravite etüdü yapılan bir sahada her ölçü noktasının enlem açısı farklıdır. Gravite değeri enleme göre değiştiğine göre bu değişiklik ölçü noktalarına etki edecektir. Çalışma sahası içerisindeki her bir ölçü noktasında enlem farklılıklarından kaynaklanan etkilerin düzeltilmesine “enlem düzeltmesi” denir (Oruç, 2013).

1.3.2. Yükseklik düzeltmesi

Yükseklik düzeltmesi serbest hava düzeltmesi ve Plaka veya Bouguer düzeltmesi olarak iki kısımda ele alınır.

1.3.2.1. Serbest hava etkisi ve düzeltmesi

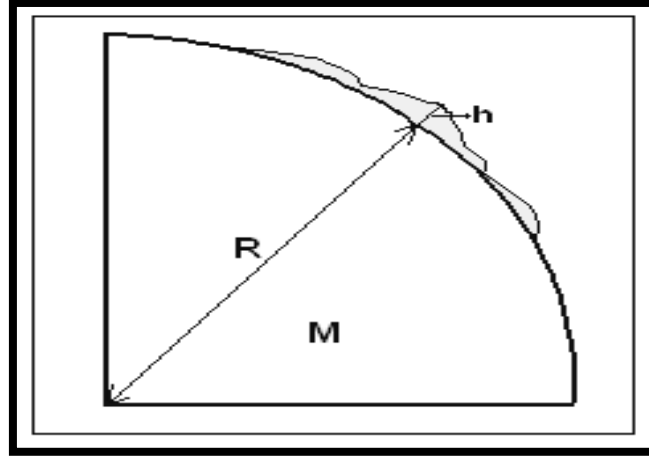
Yerkürenin gravite ivmesi ,

$$g(R) = G \frac{M}{R^2} \quad (1.4)$$

Denklem (1.4) olarak bilinmektedir. Şekil 1.6.'da görüldüğü gibi R yarıçapında h kadar yükseklikte bu bağıntı ,

$$g(R+h) = G \frac{M}{(R+h)^2} \quad (1.5)$$

olarak yazılacaktır. Yükseklik etkisinden dolayı Denklem (1.5)'in Denklem (1.6) bağıntısına göre daha küçük değerde olacağı açıktır. Bu basit açıklamayla gravitenin yüksekliğe bağlı olarak değiştiği anlaşılabilir. Yükseklik arttıkça gravite ivmesi azalacak, yükseklik azaldıkça gravite ivmesi artacaktır. Kısacası yükseklikle gravite ivmesi arasında ters bir orantı vardır. Buradan yüksekliğin gravite ivmesini değiştirdiğini ve ölçülerden atılması gerektiği sonucu çıkarılır. Bu basit açıklamayla gravitenin yüksekliğe bağlı olarak değiştiği anlaşılabilir.



Şekil 1.6. R yarıçaplı ve M kütleli yerküre parçası üzerinde, h yükseklik değişimi (Oruç, 2013)

Buna göre Denklem (1.5) bağıntısı Taylor serisine açılırsa,

$$\begin{aligned}
 g(R+h) &= g(R) + \frac{\partial g}{\partial R} h + \frac{\partial^2 g}{\partial R^2} \frac{h^2}{2} + \dots \\
 &= G \frac{M}{R^2} - G \frac{Mh}{R^3} + G \frac{Mh^2}{R^4} - \dots
 \end{aligned} \tag{1.6}$$

Denklem (1.6) elde edilir. İkinci ve daha yüksek dereceden terimler ihmal edilirse,

$$g(R+h) = G \frac{M}{R^2} - G \frac{M}{R^3} h \tag{1.7}$$

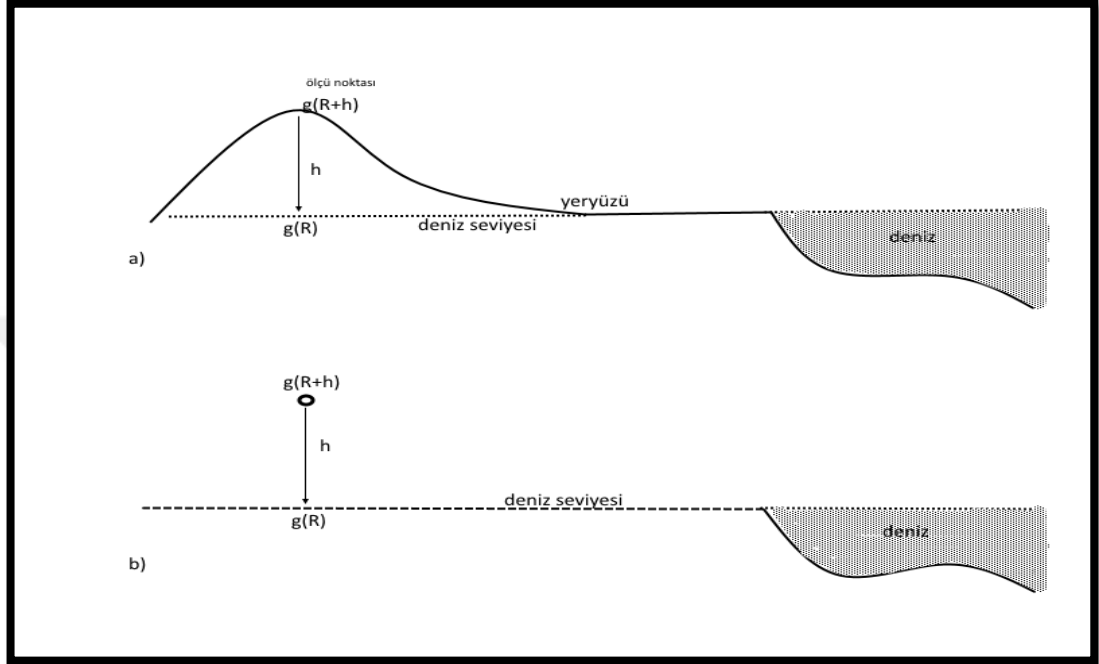
bulunur. Denklem (1.4) ve Denklem (1.6) nolu bağıntılar Denklem (1.7)'de yerine yazılırsa,

$$\begin{aligned}
 g_s &= G \frac{M}{R^2} - G \frac{M}{R^3} h - G \frac{M}{R^2} \\
 &= -G \frac{M}{R^3} h \\
 &= -g(R) \frac{h}{R}
 \end{aligned} \tag{1.8}$$

elde edilir. Denklem (1.8)'de yerkürenin mutlak gravite ve ortalama yarıçap değerleri yerine yazılırsa serbest hava etkisi,

$$g_s = -0,3086h \text{ mgal} \tag{1.9}$$

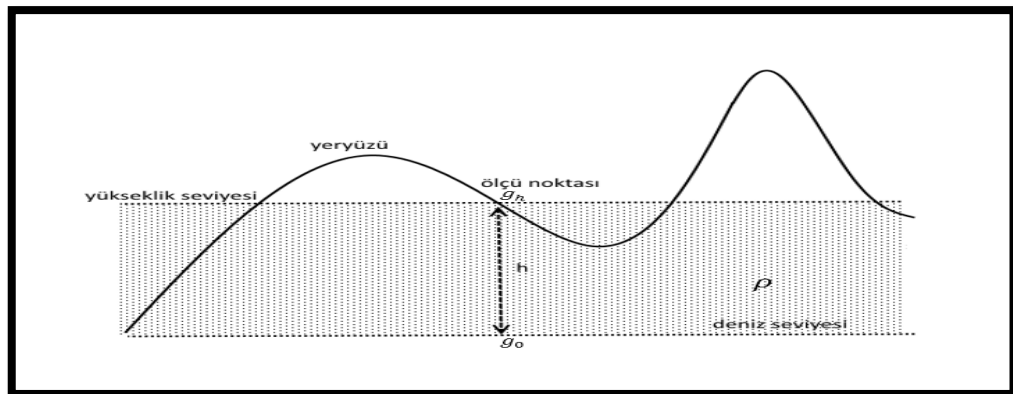
Denklem (1.9) elde edilir. Bunun anlamı, ölçü noktasının yüksekliği arttıkça gravite ölçü değerinin metre başına 0.3086 mgal azalacağıdır. Bu durumda bu azaltıcı etkiyi yok etmek için serbest hava düzeltme değeri ölçülen gravite değeri ile her zaman toplanır_(Oruç, 2013).



Şekil 1.7. a) Arazideki ölçü noktası için serbest hava düzeltmesinin gösterimi. b) Serbest hava düzeltmesinde ölçü noktasının havada askıda olduğu varsayılır

1.3.2.2. Plaka etkisi ve düzeltmesi

Ölçü noktasındaki gravite değerini etkileyen yapı, bu noktadan geçen yükseklik seviyesi ile indirgeme düzeyi arasında kalan, ρ yoğunluklu ve h kalınlıklı kütleyi temsil eder. g_h noktasının etrafında boşluk olmasına rağmen bu kısımlardada ρ yoğunluklu kütle varmış gibi kabul edilir.



Şekil 1.8. Bouguer düzeltmesi için arazi kesiti

h kalınlıklı ve ρ yoğunluklu plakanın gravite etkisi için yüksekliği h_1 ve h_2 olan dűşey silindir modeli kullanılır (Şekil 1.9). Modelin P noktasındaki gravite potansiyeli,

$$U = -G \frac{dm}{R}$$

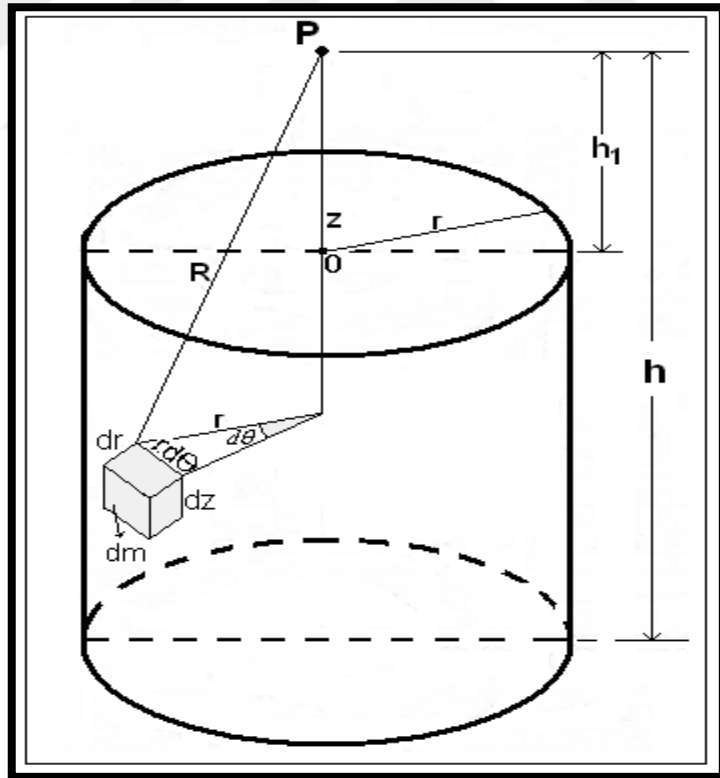
$$= -G \frac{dm}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (1.10)$$

Denklem (1.10)'dan bulunur. Buradan gravite ivmesi,

$$g = \frac{\partial U}{\partial z} \quad (1.11)$$

$$= G \frac{z dm}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (1.12)$$

Denklem (1.12) olarak yazılabilir.



Şekil 1.9. Plaka etkisini hesaplamak için kullanılan dűşey silindir modeli ve parametreleri

Bu eűitlik dm kűtle elemanının P noktasındaki gravite etkisidir. dm kűtle elemanının kűtlesi, hacim ve yoğunluk çarpımından bulunacađından ,

$$dm=\rho dv \quad (1.13)$$

$$dm=\rho r d\theta dr dz \quad (1.14)$$

Denklem(1.14) olarak yazılabilir. Tüm kütlenin aynı noktadaki etkisi dm kütle elemanlarının ardışık toplamından oluşacağından integral işlemi yapılır. Tüm silindirin P noktasındaki gravite etkisi,

$$g_p = G\rho \int_{h_1}^{h_2} \int_0^r \int_0^{2\pi} \frac{z r d\theta dr dz}{(r^2+z^2)^{3/2}} \quad (1.15)$$

Denklem (1.15) olacaktır. Bu bağıntıda θ , r ve z değişkenlere göre çözüm yapılırsa,

$$\begin{aligned} g_p &= G\rho \int_0^{2\pi} d\theta \int_{h_1}^{h_2} z dz \int_0^r \frac{r dr}{(r^2+z^2)^{3/2}} \\ &= -2\pi G\rho \int_{h_1}^{h_2} z dz \left(\frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} \right) \\ &= -2\pi G\rho \int_{h_1}^{h_2} z dz \left[\left(\frac{1}{\sqrt{r^2+z^2}} \right) - \left(\frac{1}{z} \right) \right] \end{aligned} \quad (1.16)$$

Denklem (1.16) olarak bulunur. Burada $r=\infty$ alınmalıdır. Bu durumda,

$$\begin{aligned} g_p &= 2\pi G\rho \int_{h_1}^{h_2} dz \\ &= 2\pi G\rho (h_2-h_1) \end{aligned} \quad (1.17)$$

Denklem (1.17) elde edilir. P ölçü noktası 0 noktasında alındığında $h_1=0$ olacağından,

$$g_p = 2\pi G\rho h \quad (1.18)$$

Denklem (1.18) olarak yazılır. Bu durumda Bouguer etkisi,

$$\begin{aligned} g_p &= 2\pi G\rho h_2 \\ &= 2\pi 6.67 \times 10^{-8} \rho h_2 \text{ m/sn}^2 \\ &= 2\pi 6.67 \times 10^{-8} \rho h_2 \times 10^5 \text{ mgal} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&=41.9 \times 10^{-3} \text{ mgal} \\
&=0.0419 \rho h_2 \text{ mgal}
\end{aligned}
\tag{1.19}$$

Denklem (1.19) olarak bulunur. Bouguer etkisi gravite ölçülerini artırıcı ekti yaptığı için ölçü değerlerimizden çıkarılması gerekir.

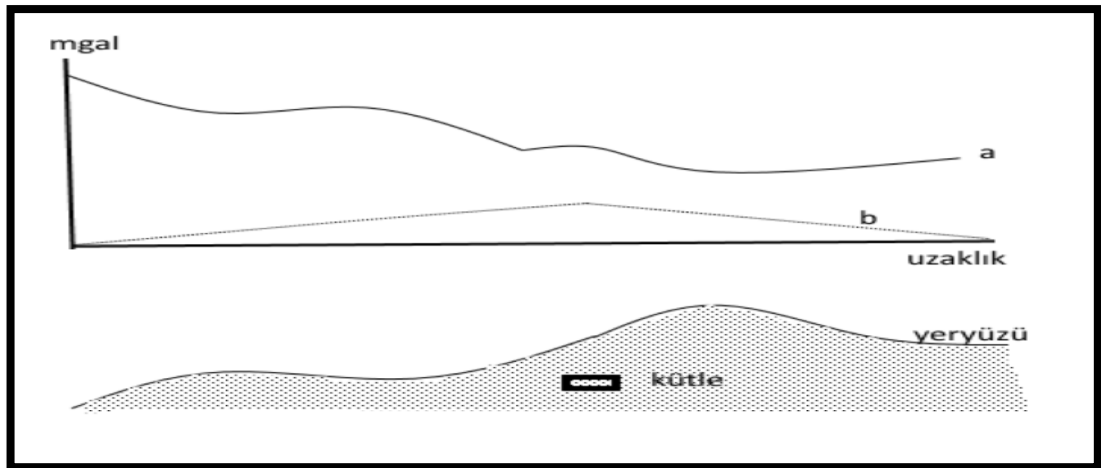
Toplam yükseklik etkisi; Serbest Hava ve Plaka düzeltmelerinde ortak değer h olduğu için, bu iki düzeltmeyi ayrı ayrı yapmak yerine toplam yükseklik düzeltmesi için,

$$g_y = (0.3086 - 0.0419\rho)h \tag{1.20}$$

Denklem (1.20) yazılabilir ve indirgeme düzeyi de deniz seviyesi seçilirse düzeltme değeri gravite ölçü değeriyle toplanır.

1.3.3. Topoğrafya düzeltmesi

Topoğrafya düzeltmesi bouguer düzeltmesinin devamı ve bir tamamlayıcısıdır. Engeli arazilerde mutlsks yapılması gereken bir düzeltmedir. Yapılmadığı takdirde hedef kütle dışında topoğrafyadan kaynaklanan anomaliler de gözlemlenecektir. Düzeltmenin amacı, topoğrafya etkilerinden kaynaklanan etkilerin uzaklaştırılması ve hedef kütlelerin etkilerinin belirlenmesidir.



Şekil 1.10. a) Topoğrafyanın etkili olduğu anomali b) Topoğrafya düzeltmesi yapıldıktan sonraki anomali

Gravite ölçülerine topoğrafya düzeltmesi uygulanırken, düzeltme değeri her zaman ölçü değerlerimizle toplanır. Bunun iki nedeni vardır: birinci neden, bouguer

düzeltilmesinde ölçü noktamızın altında kalan çukur kısımlar da kütle varmış gibi kabul edilmiş ve bu etki ölçü değerlerimizden çıkartılmıştı. Topoğrafya düzeltme işlemindedeki çukurluklarda kütle varmış gibi kabul edilir önceden çıkartılan düzeltme değeri bu sefer toplanır. İkinci neden ise yükseltmeler ölçü değerini azaltıcı yönde etki yapacağından toplama işlemi uygulanır.

Topoğrafya düzeltmesi konusunda Hammer (1939) tarafından bir yöntem geliştirilmiş ve uzun yıllar kullanılmıştır. Bu yöntemin dezavantajı işlemlerin uzun sürmesi ve bilgisayar ortamında yapılamamasıdır. Kane (1962) ve Naggy (1966) topoğrafyayı üçgen prizmalara yaklaştırarak, topoğrafik etkileri bu kütlelerin etkilerini hesaplayarak gidermeyi çalıştılar. Plouf (1966,1967) aynı etkiyi dikdörtgen prizmalar kullanarak gidermeye çalışmıştır.

1.4. Serbest Hava, Basit Bouguer ve Bouguer Anomalilerinin Elde Edilmesi

Serbest hava anomalileri, ölçülen gravite değerine enlem düzeltmesi ve serbest hava düzeltmesi yapıldıktan sonra elde edilen verilerdir ve basitçe,

$$\Delta g_{SH} = \Delta g_{ölç} - g_e + 0,3086h \quad (1.21)$$

Denklem (1.21) olarak verilir. Serbest hava anomalileri, yalnızca enlem ve serbest hava düzeltmelerini içerdiğinden, plaka ve topoğrafya etkileri güçlü bir şekilde bu anomaliler içinde yer alır. Bu etkiler yeraltındaki kütle dağılımlarını maskeleydiğinden, izostazik olarak dengeli karasal bölgelerde serbest hava anomalileri topoğrafik değişimlerini yansıtır. Denizlerde ise deniz suyunun plaka etkisi ve deniz tabanının etkilerini içerirler. Bu durumda denizlerde batimetrik modelleme çalışmalarında önem kazanırlar. Ayrıca serbest hava anomalileri, jeodezik amaçlı olarak, jeoit ondülasyonu hesaplamalarında da değerlendirilmektedir (Oruç, 2013).

Ölçülen değerlere enlem, serbest hava ve plaka düzeltmeleri uygulandıktan sonra elde edilen anomalilere “Basit Bouguer anomalileri” adı verilir ve plaka düzeltmesinden sonra,

$$\Delta g_{BB} = \Delta g_{ölç} - g_e + 0,3086h - 0,419 gh \quad (1.22)$$

Denklem (1.22)' den hesaplanır.

Basit Bouguer anomalilerine topoğrafik düzeltme (g_T) yapıldıktan sonra "Bouguer anomalileri" değerleri hesaplanır;

$$\Delta g_{BB} = \Delta g_{ölç} - g_e + 0,3086h - 0,419 gh + g_T \quad (1.23)$$

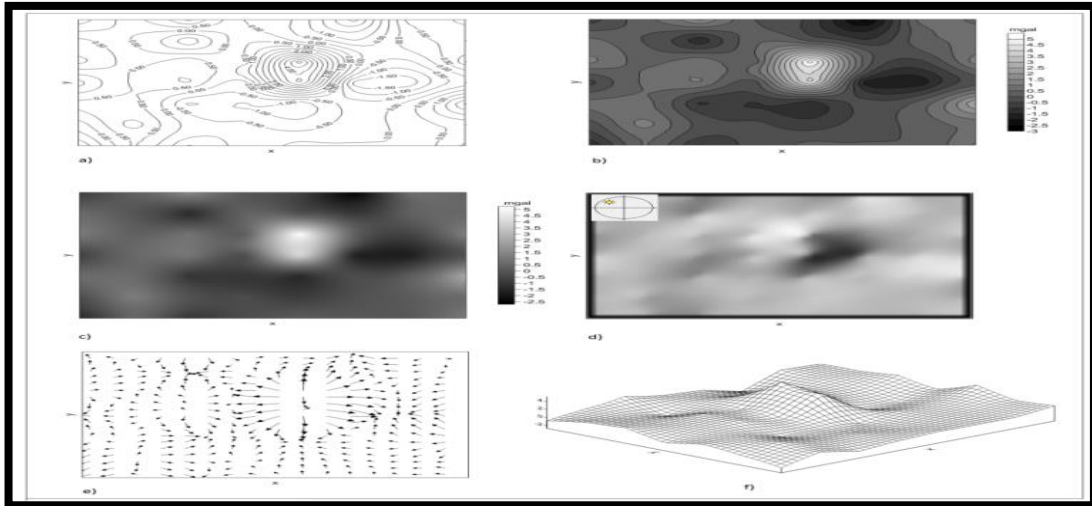
Denklem (1.23)'de verilen topoğrafya düzeltmesinde toplama işleminin nedeni, plaka düzeltmesinde vadilerin olduğu kesimlerde kütlelerin var olduğu varsayımının yapılması ve plaka etkisinin ölçülerden çıkarılmış olmasıdır. Ayrıca tepelerde gravite ivmesi azalma eğilimindedir. Bunlardan dolayı, sözkonusu etkileri yok etmek için topoğrafya düzeltmesinde toplama işlemi uygulanır.

1.4.1. Bouguer anomalilerinin gözlemsel yorumuna genel bakış

Gravite anomalilerinin yorumu çalışmanın en önemli ve zor aşamalarından biridir. Yorumlamada sahanın jeolojik özelliklerinin iyi bilinmesi, doğru veri işlem tekniklerinin uygulanması ve yorumcunun deneyimi önem arzeder. Gravite anomalileri, bir boyutlu veriler olarak profil biçiminde, iki boyutlu veriler olarak harita biçiminde gösterilebilir. Günümüzde gelişen yazılımlarla birlikte anomalilerin görsel sunumları ileri düzeye geliştirilmiştir. Haritaların renklendirilmesi, yüzey görünüşleri, ve farklı açılardan gölgelendirilmeleri gibi çalışmalar verilerin görsel zenginliğini artırarak, yorumun kolaylaştırılmasını amaçlar. Şekil 1.11a'da görüldüğü gibi gravite anomalileri kontur haritaları biçiminde gösterildiğinde, artan ve azalan şiddetli (yoğun) kapanımlar, anomalilere neden olan bozucu kütlelerin varlığı ile ilgili bilgi sunarlar (Oruç, 2013). Şekil 1.11b'de bu bilgiler renkli konturlarla ve daha fazla görsellik sunularak artırılabilir. Şekil 1.11c'de görüldüğü gibi kontur haritaları ivme değişim vektörleri biçiminde gösterilmiştir. Bu durumda vektörlerinin büyüklüğü ve doğrultularından anomalilerin hangi yönlerde geliştiği farklı bir açıdan gözlenebilir (Oruç, 2013). Şekil 1.11d ve Şekil 1.11e'de sırasıyla gravite anomalilerinin görüntü ve gölgeli rölyef biçimleri görülmektedir. Gölgeli rölyef haritalarında ışık kaynağının konumuna göre, istenilen bölgelere gölge ve aydınlık ayarlamaları yapılabilmektedir. Şekil 1.11f'deki, yüzey görünümü ile anomalilerin yorumuna üç boyutlu bir bakış getirilebilir (Oruç, 2013).

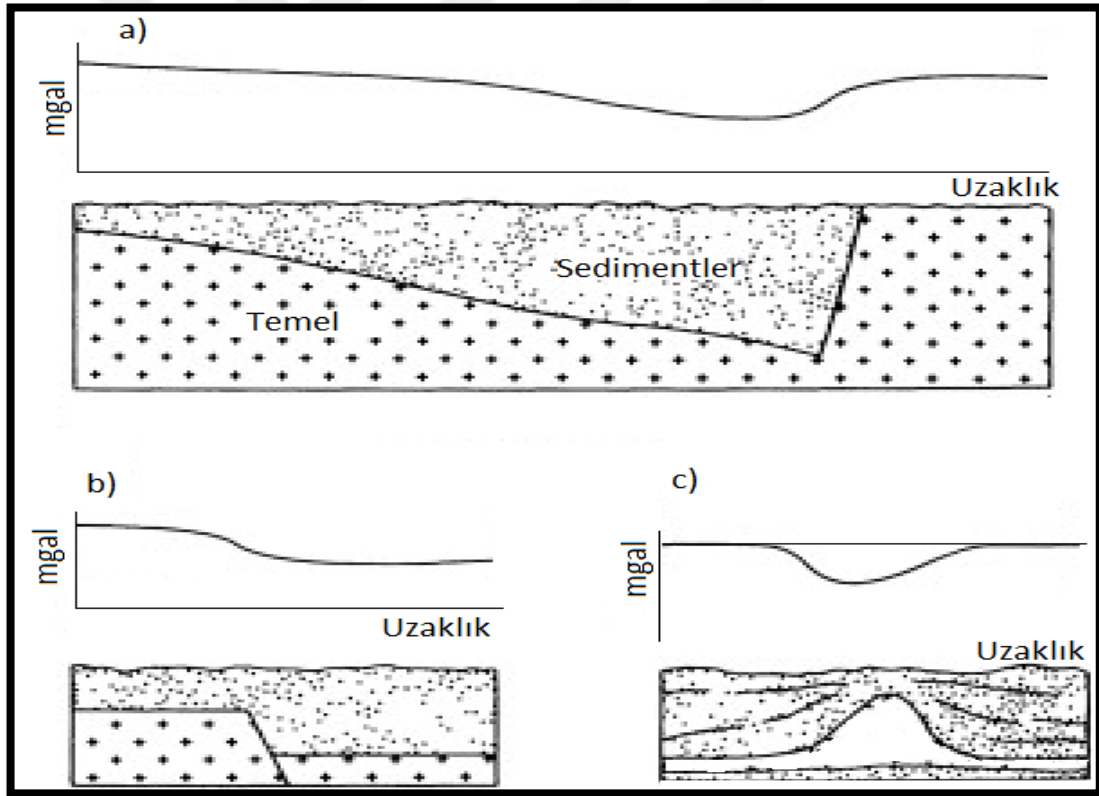
Gözlemsel yorumlamanın amacı oluşturduğumuz haritadaki anomalilerin hangi tür jeolojik yapıya karşılık geldiğinin belirlenmesidir. Bunun için gravite anomalileri ile yoğunluk farkları arasındaki ilişkinin bilinmesi gereklidir. Negatif anomaliler negatif yoğunluk farkından, pozitif anomaliler ise pozitif yoğunluk farklarından kaynaklanırlar. Kaynak derinliği ile anomalilerin dalga boyları arasında ilişki kurmakta mümkündür. Kısa dalga boylu anomaliler sığ, uzun dalga boylu anomalilerde derin kütlelerden kaynaklanırlar. Şekil 1.12'de çeşitli jeolojik yapılar üzerinde elde edilebilecek gravite anomalileri görülmektedir. Şekil 1.12a'da gravite anomalisi temel kaya sediment arayüzey sınırını temsil eder. Şekil 1.12b'de faylı temel kaya üzerindeki anomali ve Şekil 1.12c'de is tuz domunun negatif gravite anomalisi görülmektedir.

Kontur kapanımlarının oluşturduğu geometrik şekiller ile yeraltında bulunan yapının geometrik şekli arasındada bir uyum vardır. Bunlara örnek verecek olursak; içe doğru artan ve dairesel olan kapanımlar düşey silindir veya dairesel cevher zonlarına, içe doğru artan uzun kapanımlar hors ve antiklinal şeklindeki yapılara, içe doğru azalan kapanımlar senklinal ve sedimanter basen şeklindeki feolojik yapılara, içe doğru artan ve bir yöne doğru genişleyen kontur kapanımları belirli bir yöne doğru eğimi olan ve bir damar gibi şeklinde uzana cevher zonlarına, içe doğru uzanan yaklaşık dairesel kapanımlar tuz domlarına karşılık gelirler.



Şekil 1.11. Gravite anomalilerin farklı biçimlerde gösterimleri a) Kontur haritası b) Gri renkle doldurulmuş kontur haritası c) Görüntü haritası d) Gölge rölyef görüntü haritası e) Farklı uzunluk ve doğrultularda anomali ivme değişim vektörleri f) Üç boyutlu yüzey görünümü (Oruç, 2013)

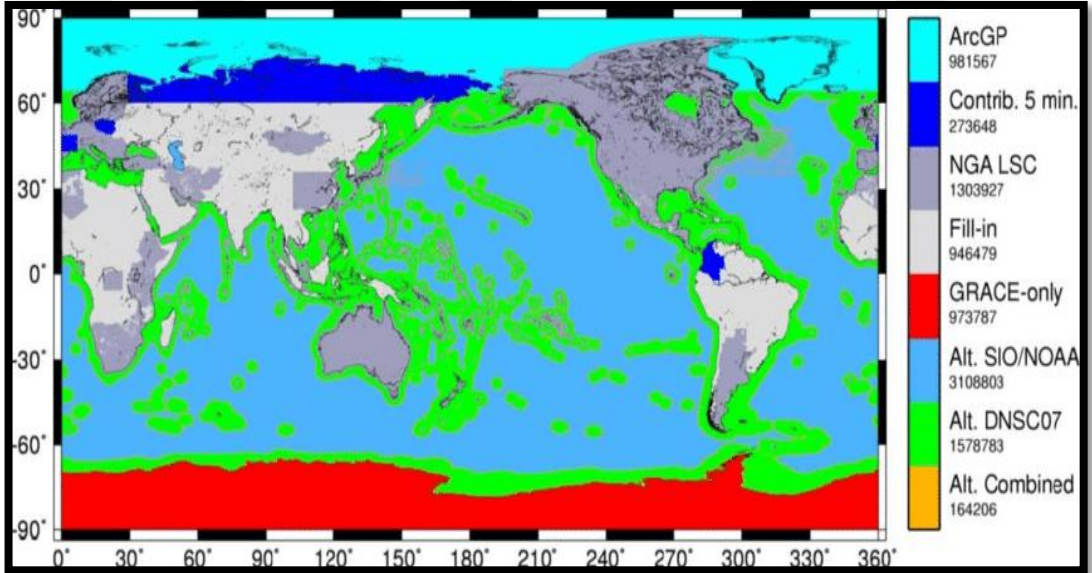
Tuz domları, bölgede etkili olan tektonizma ve basınç etkisiyle kaya tuzu ve jips gibi yumuşak malzemelerin plastikleşmesiyle kubbe şeklinde, yeryüzünün zayıf kısımlarında birikmesiyle meydana gelen tuz yataklarıdır. Bu yapılar sedimanter basen içinde negatif yoğunluk farklarından dolayı, güçlü bir bölgesel etkinin altında maskelenmiyorlar ise Bouguer anomali haritalarında içe doğru azalan konturlarla karakterize edilirler. Yerel anomali haritalarında ise içe doğru büyüyen negatif konturlarla temsil edilirler. Bu yapıların etrafında yer alan faylar petrol kapanımları için önemlidirler. Bu sebeple Bouguer anomali haritalarında içe doğru uzanan yaklaşık dairesel kapanımları tuz domlarına karşılık geldiklerinden petrol aramalarında bu yapıların belirlenmesi ve takip edilmesi önem arz etmektedir. Bu yapılar sismik kesitlerin yorumlanmasında zorluk çıkarmakta fakat yoğunluk farklarından dolayı gravite yöntemi ile tespit ve takip edilebilmektedir.



Şekil 1.12. Gömülü jeolojik yapılar üzerinde gravite anomali örnekleri a) Temel kaya ve sediment ara yüzünün gravite anomalisi b) Faylı temel kaya gravite anomalisi c) Tuz domu ve gravite anomalisi

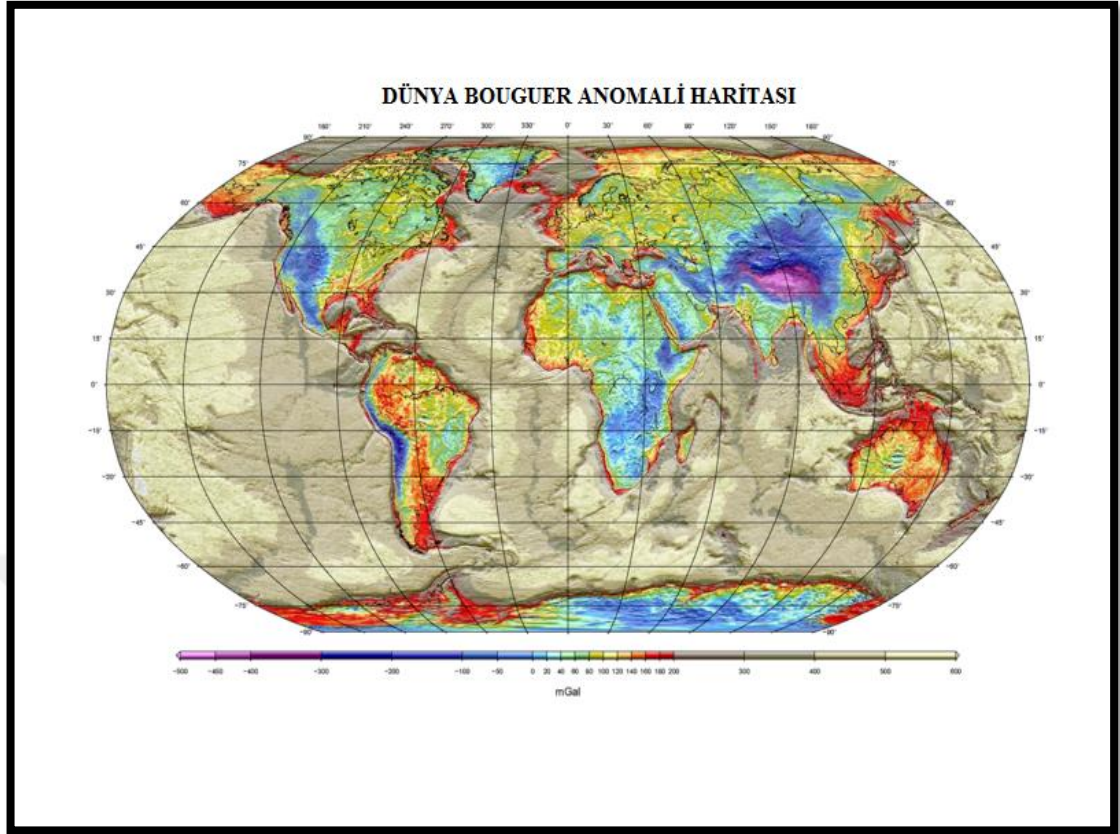
2. EGM08 KÜRESEL BOUGUER ANOMALİLERİ

EGM Bouguer verileri, UNESCO ve CGMW (Commission for the Geological Map of the World) işbirliği ile 2008 yılında oluşturulan World Gravity Map (WGM) projesi sonucunda ortaya çıkmıştır. Proje ile amaçlanan bilimsel alanda kullanılmak için yüksek çözünürlüklü serbest hava ve bouguer verileri sunmaktır. Projenin yürütücüsünün Bureau Gravimetric International (BGI) yapmıştır. Projede öncelikle arşiv çalışmasına gidilmiş, bu bağlamda kara, deniz ve hava bouguer ve serbest hava verileri derlenmiştir. Toplanan bu veriler yerkürenin topoğrafya ve batimetri veri tabanında kullanılarak yaklaşık 9 km aralıklarla, 1 mgal hassasiyetinde yayınlanmıştır (Pavlis ve diğ.,2008; Pavlis ve diğ., 2012). EGM08 gravite verilerinde kullanılan dataların %88,3'lük kısmı yapılan gravimetrik ölçülerden ve kurumsal kaynaklardan sağlanmıştır. Uydu ölçümlerinde ise sadece Antartika kıtasında GRACE uydusunun gravite verileri kullanılmıştır.



Şekil 2.1. EGM08 gravite modelinin veri kaynakları (Pavlis ve diğ., 2012)

EGM08 küresel gravite verilerinin topoğrafya düzeltmesinde DTM2006 sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır (Pavlis ve diğ., 2007). Karalarda bouguer düzeltmesi için yoğunluk 2670 kg/m^3 , okyanuslarda 1025 kg/m^3 olarak alınmıştır ve yerküreye ait bouguer anomali haritası elde edilmiştir.



Şekil 2.2. EGM08 küresel Bouguer anomali haritası

EGM08 verilerine, merkezi Fransa’da bulunan Bureau Gravimetric International (BGI) araştırma kurumunun internet sitesinden ulaşılabilmektedir. Bu çalışmada batı Karadeniz ve Trakya Bölgesinde bir kısmını içine alan $41,5^{\circ}00' 00''$ - $44^{\circ}00'00''$ kuzey enlemleri ile $27^{\circ}00'00''$ - $30^{\circ}00'00''$ doğu boylamları arasındaki veriler kullanılmıştır.

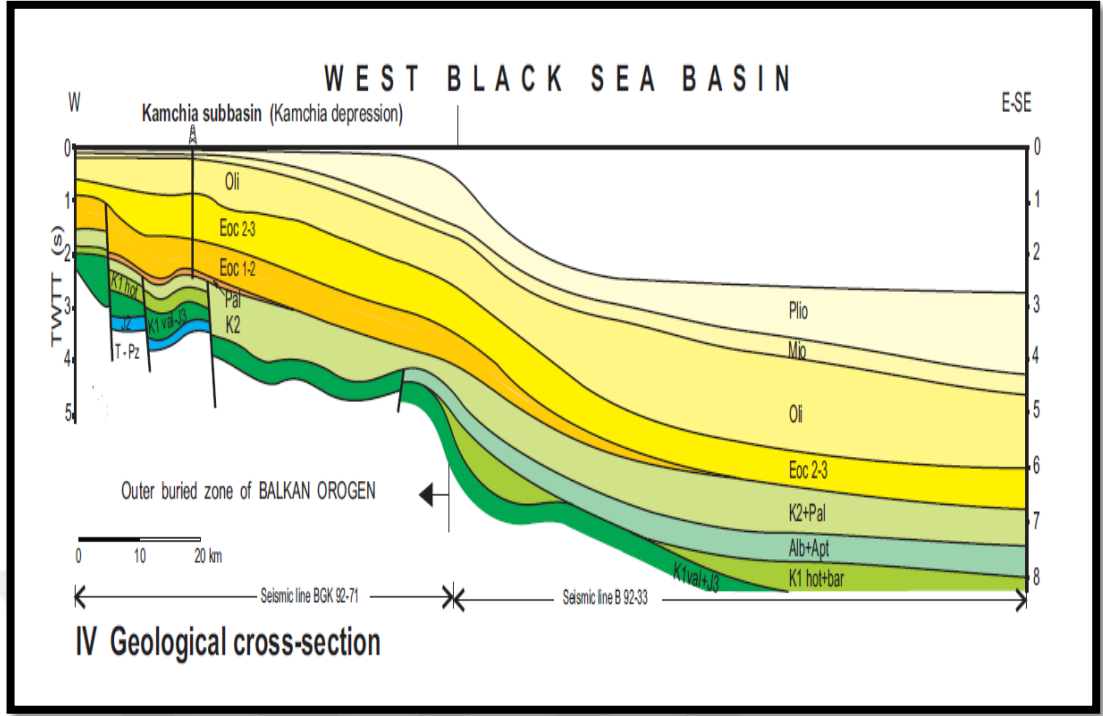
2.1. Batı Karadeniz Bölgesi ve Civarının Jeolojisi ve Tektonik Yapısı

Batı Karadeniz ve civarı barındırdığı doğal kaynaklar nedeniyle her zaman araştırmacıların dikkatini çekmiştir. Bölgede, enerji ve doğal kaynakların büyük önem taşıdığı günümüzde karadan ve denizden çalışmalar yapılarak mevcut potansiyel belirlenmeye çalışılmaktadır. Ayrıca komşu ülkelerin bu bölgeden petrol ve doğalgaz üretmeleri ülkemiz için bölgeyi öncelikli bir konuma taşımaktadır. Batı Karadenizin tektonik yapısının dört unsur belirlemektedir. Bunlar, çalışma alanımızda içinde yer alan Doğu Balkan, Doğu Srednogoriye ve Istranca masifine ait parçalar, Burgaz ve Babadağ havzaları ile batıda kamçıya ve Histriya’ya ait alt havzalar ile kuzeyde Moesya, İskit ve Doğu Avrupa platformunun bazı parçalarıdır (Georgiev, 2011).



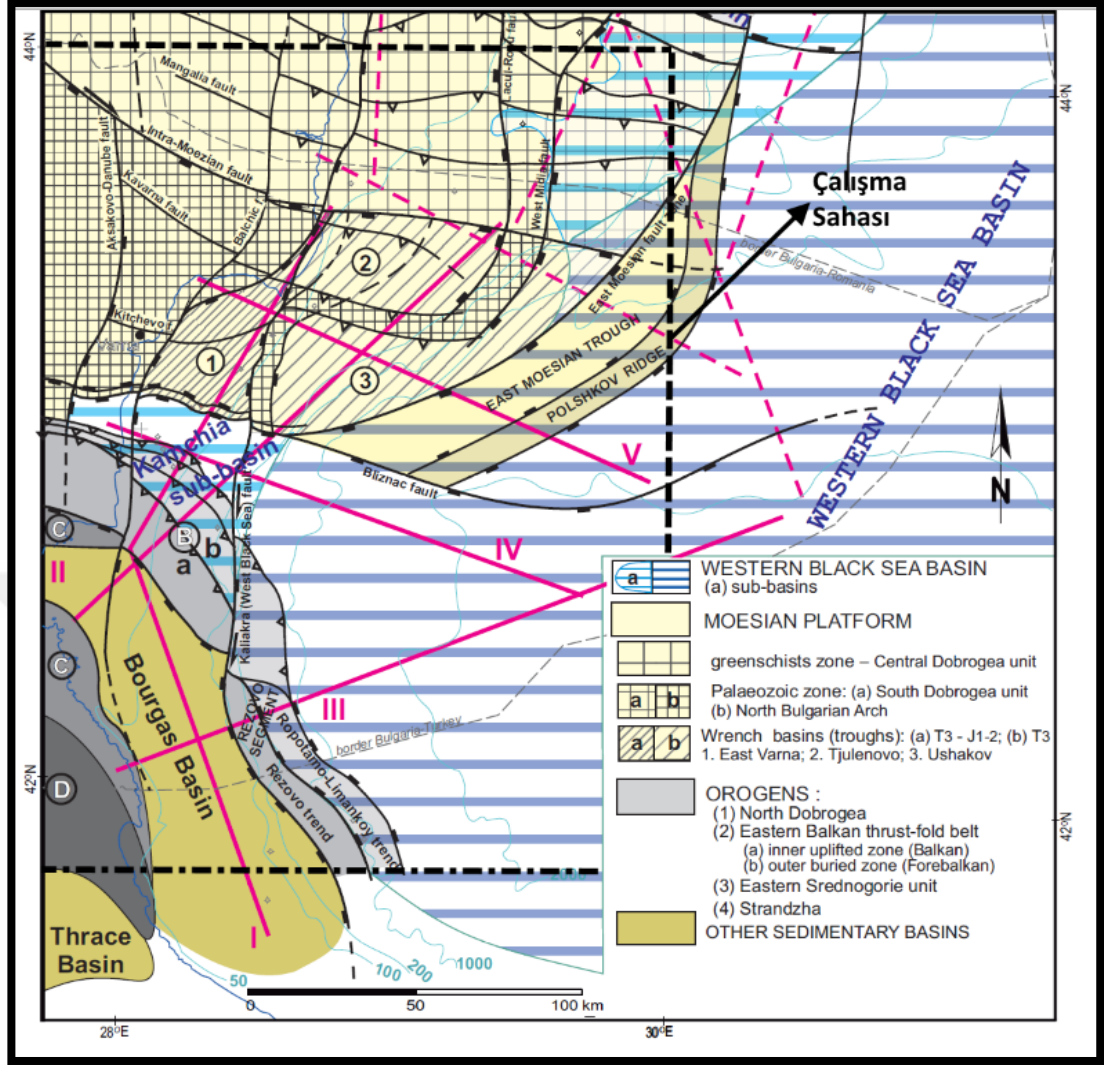
Şekil 2.3. Batı Karadeniz ve Istranca masifinin doğu kısmını içine alan yer bulduru haritası. Topoğrafya ve batimetri görüntüsü GMRT'den (Global Multi-Resolution Topography) alınmıştır (Ryan et al., 2009)

Batı Karadeniz Havzasının (BKH) derin yapısı sismik veriler ile ortaya konulmuş ve sadece jeolojik yorumlama ile sonuca bağlanmıştır. BKH dik batı yamaçları ve derin bir düz zemini ile tipik bir açılma havzasıdır. Açılma Aptian döneminde başlamış (Okay ve diğ. 1994; Robinson ve diğ. 1995; Banks & Robinson 1997; Nikishin ve diğ. 2001, 2003) ve orta Eosen in başlangıcına kadar sürmüştür. Birbirini izleyen Orta Eosen – Kuaterner çökmesi nispeten deforme olmamış ve kalınlığı 3-3.5 km seviyesini aşmıştır. Moesian platformunun doğusunda Mesozoyik çökelti 4-5 km'nin altında çok derinlerde meydana gelir. BKH nin batı bölgesi karmaşık ve değişken bir yapıya sahiptir. Güney ve kuzey kısımları farklı özelliklere sahiptir. Havzanın batı yamacının her iki kısmında da bulunan K-G doğrultusunda baskın bir demet listrik genişleme fayı, hızlı bir merdiven tipi çöküşün yaşandığını göstermektedir (Şekil 2.4.). Genişleme faylarının ve blokların varlığı, devrilme antiklinalleri ve bu eğimdeki eğik graben olukları, açılma işlemini göstermektedir. Bu yapısal elemanlar düzensiz dağılmış, doğrusal formda ve havza palaeo yamaçlarına paraleldir. Batı Karadeniz Havzası değişken ve karmaşık bir yapıya sahiptir.



Şekil 2.4. Batı Karadeniz Havzası'nın jeolojik kesiti (Georgiev, 2012)

Çatalca'nın doğusundan başlayan Istanca Masifi Bulgaristan içlerine kadar devam eder. Istanca masifi metaformik bir zon olup güneyinde Oligosen yaşlı silisiklastik sedimentlerden oluşan Trakya Havzası yer alır (Turgut ve diğ., 1991; Görür ve Okay, 1996). Istanca Masifi ilk olarak Pamir ve Baykal (1947) tarafından adlandırılmıştır. Istanca Masifinin güney batısında, Bulgaristan ve Yunanistana kadar uzanan ve metamorfik kayalardan oluşan Rodop Masifi yer alır. Istanca Masifinin kuzeyinde Srednogorie Zonu yer almaktadır. Bu zon Üst Kratese yaşlı volkano-sedimanter kayalar ve granodiyorik Plütonlardan oluşmaktadır (Letouzey ve diğ., 1977; Finetti ve diğ., 1988; Robinson ve diğ., 1996). Bu zon Istanca masifi ile Bulgaristan sınırlarında yer alan Moesya Platformu arasında kalır. Bu zon volkanik filiz zonu olarak tanımlanmış ve Tetis Okyanusu'nun kuzeye yitimi esnasında magmatik bir yay olarak biçimlendiği iddia edilmiştir (Yılmaz ve diğ., 1997). Istanca Masifinin güney doğusunda metamorfize olmamış Ordovisiyen-Karbonifer bir istif ve bu istifin üzerleyen Triyas kayalardan oluşan İstanbul Fragmanı yer alır (Abdüsselamoğlu, 1977; Önalın, 1981; Görür ve diğ., 1997). Istanca Masifi ile İstanbul Fragmanının kaya birimlerinin sınır ilişkisi gözlemlenmemekle birlikte, bu sınırın kuzey-güney yönlü bir transform yay olduğu ileri sürülmektedir. Bu fay Batı Karadeniz Fayı olarak adlandırılmaktadır (Okay ve diğ., 1994).



Şekil 2.5. Batı Karadeniz tektonik yapısı (Georgiev, 2012).

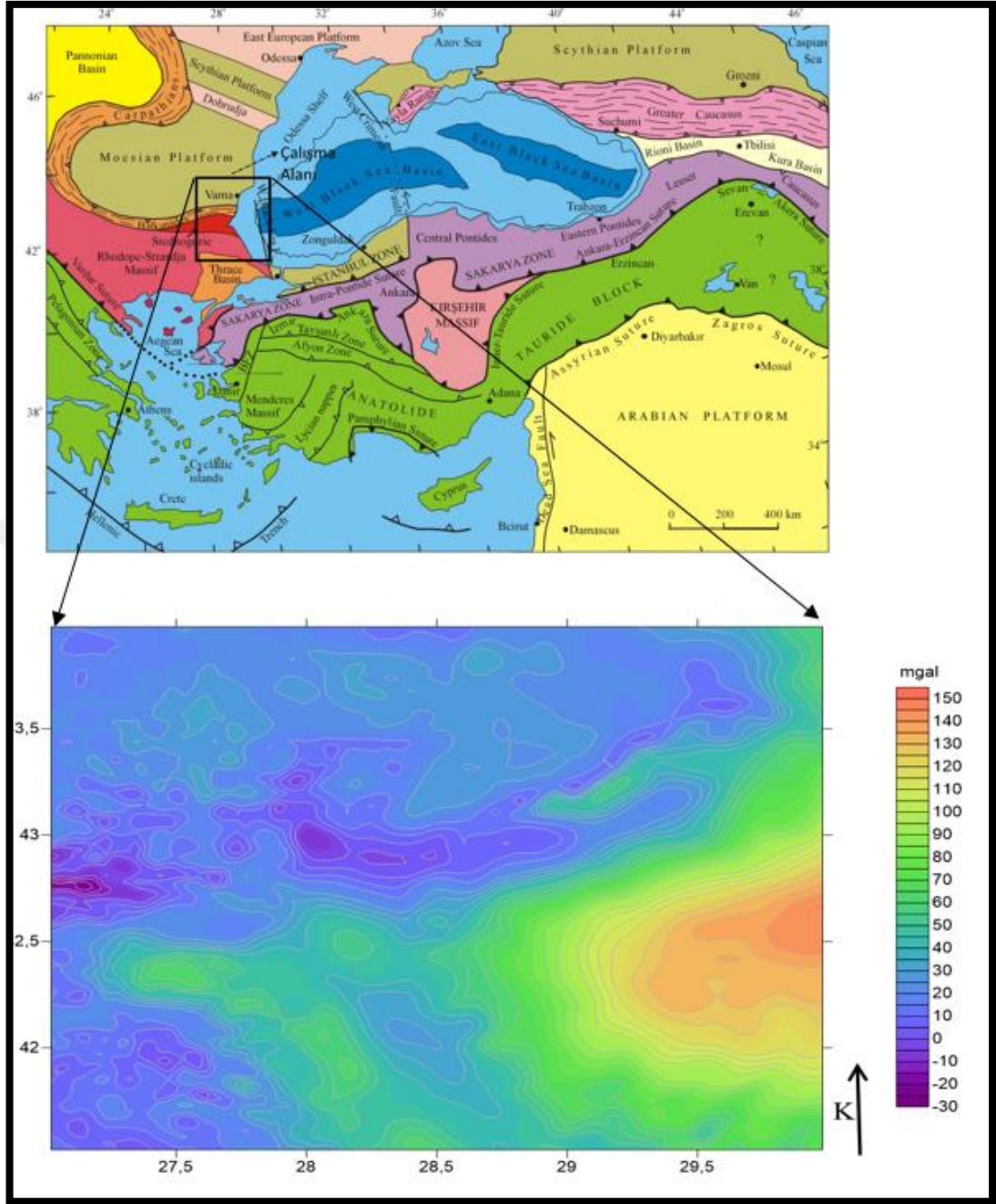
Moesian Platformunun en doğu bölgesi, Alpine itme kuşağının ön bölgesini oluşturur ve üzerindeki Scythian platformundan kuzey-doğu sınırında Kuzey Dobrogea orojenik kuşağı ile ayrılır. Moesian Platformunu Baykal temel kayası ve Phanerozoik çökel örtüsü oluşturur (Georgiev, 2012). Kamchia Çöküntüsü olarak adlandırılan birimin en batı bölgesi 60 yıldan daha uzun süredir yapılan sismik çalışmalar ve derin sondajlar ile keşfedilen noktadan karaya doğru uzanır. Son 30 yılda, kıyı bölgesi için pek çok sismik ve sondaj sonucu elde edilmiştir. Tüm bu bilgiler, bu havzadaki çökelmeyi ve yapısal özelliklerin detaylı bir şekilde deşifre edilmesini sağlamıştır. Havza tortul dolgusu Orta Eosen-Kuvaterner yaşlı çökelleri içermektedir. Eosen-Oligosen çökelleri havzanın batıdaki daha sığ kısmın ana çökel dolgusunu temsil ederken, Neojen kalınlığı BKH tabanına doğru belirgin şekilde artmaktadır (Georgiev, 2012).

2.2. Batı Karadeniz Bölgesi EGM08 Bouguer Anomalilerinin Gözlemsel Yorumu

Gözlemsel yorumlamanın amacı, profil anomalilerinin yada gravite anomali haritalarında yer alan konturlarda gözlemelenen değişimlerin hangi tür jeolojik yapılara karşılık geldiğinin tespit edilmesidir. Bunun için yoğunluk farkları ile gravite anomalileri arasındaki ilişkilerinin bilinmesi gereklidir. Negatif anomaliler negatif, pozitif anomaliler ise pozitif yoğunluk farklarından kaynaklanmaktadır (Oruç, 2013).

Kaynak derinlikleri ile anomalilerin dalga boyları arasındada bir ilişki vardır. Bouguer anomali haritalarında, kısa dalga boylu anomaliler sığ kütleleri, uzun dalga boylu anomaliler ise derin kütleleri temsil ederler. Şekil 2.6'daki Bouguer anomali haritasında çalışma alanının en doğu kesiminde doğu batı yönlü uzanan ve 150 mgal maksimum değerine ulaşan güçlü bir anomali gözlenmektedir. Güçlü pozitif anomaliler denizel ortamın kabuk yoğunluğundaki artışa bağlı olarak gelişmektedir. Bu anomalinin genliği batıya doğru azalmaktadır. Bu güçlü pozitif anomalinin hemen kuzeyini, D-B yönlü dar bir bantta uzanan negatif anomaliler karakterize etmektedir. Sahanın güney batı kesiminde de lokal bir bölgede zayıf genlikli negatif anomaliler kısa dalga boyları dağılım göstermektedirler. Pozitif genlikli gravite anomalileri ile negatif genlikli anomaliler arasındaki geçiş bölgeleri veya diğer bir deyişle gradyent zonları dikkat çekmektedir. Gradyent bölgelerinin sahanın orta kesiminde D-B yönlü ve güney batı kesiminde KB-GD yönlü uzandıkları açıktır. 42.5° K ve 27.5°D koordinatından başlayıp güneydoğu yönünde dar bir bölgede uzanan pozitif anomalilerin ise sahanın bu kesiminde yer alan Istranca Masifinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Gradyent bölgelerinin sınır görüntüleme teknikleri ile yığılması ve sahanın gömülü çizgiselliklerin izlenebilmesi ve temel kaya modellemesi ile karşılaştırılması için Bouguer anomalisinin işlenerek yorumlamada dikkate alınacak olan dalga boylarının elde edilmesi gerekir. Belirlenen bu dalga boyları ile çalışma sahamıza ait Bouguer anomali haritasından faydalı sinyaller belirlenecek ve daha sonraki veri işlem adımlarımızda kullanılacaktır. Bu işlem ile faydalı sinyaller belirgin hale getirilerek gürültüler verimizden uzaklaştırılmış olacağından Bouguer anomali haritaları yoruma hazır hale getirilmiş olur.

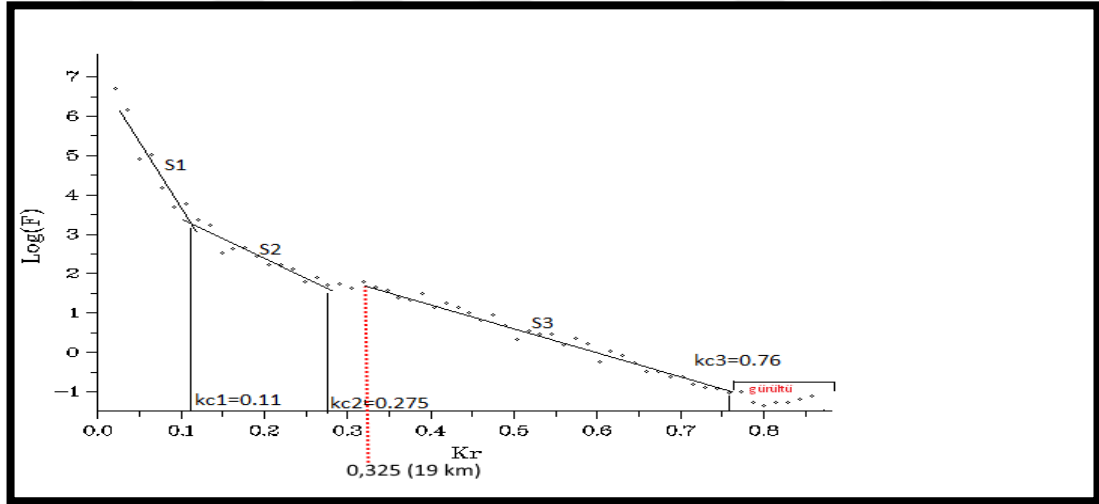


Şekil 2.6. Çalışma alanının EGM08 Bouguer anomali haritası

2.3. Spektral Analiz ve Süzgeçleme (Dalga Boylarının Ayrımı)

Bouguer anomalileri içerisinde boyutları ve derinlikleri farklı kütlelerin etkileri birlikte bulunur. Bu durum yorumlamayı güçleştirir. İstenilen dalga boylarını belirleyerek bu karmaşıklığı biraz daha basitleştirmek mümkün hale gelir. Süzgeçleme işlemi ile faydalı sinyaller belirgin hale getirilerek gürültüler verimizden uzaklaştırılmış olduğundan Bouguer anomali haritaları yoruma hazır hale getirilmiş olur. Süzgeçleme işlemi uzunluk ortamında ve dalga sayısı ortamında yapılabilir.

Süzgeçleme işlemi band geçişli, band geçirimsiz, alçak geçişli ve yüksek geçişli olmak üzere dört şekilde verilerimize uygulanabilir. Dalga sayısı ortamında süzgeçleme işlemi uygulamadan önce kritik dalga sayılarının belirlenerek faydalı sinyalin ortaya çıkarılması gerekir. Anomali haritalarında hangi dalga boylarının faydalı sinyal olarak değerlendirilebileceği konusunda da kritik dalga sayısından yararlanır. Kritik dalga sayısının belirlenebilmesi için kullanılan yöntemlerden bir tanesi de radyal ortalamalı genlik spektrumu tekniğidir (Bhattacharyya, 1967). Genlik spektrumu aynı zamanda veri içerisinde etkisi görülen derin ara yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri ile ilgili bilgiler sunar. Bu çalışmada kısa dalga boylarını bastırmak ve üst kabuk ile derin temel kayaya ait dalga boylarını ortaya çıkarmak amacıyla alçak geçişli süzgeçleme işlemi yapılacaktır. Bunun için öncelikle kritik dalgasayısını belirlemek için Bhattacharyya (1967) tarafından geliştirilen radyal ortalamalı genlik spektrumu tekniği kullanılacaktır. Bu teknik gravite verilerinin 2B Fourier dönüşümüne bağlıdır. Dalga sayıları ile gravite verilerinin genlik spektrumu arasındaki doğrusal ilişkinin eğiminden arayüzey derinlikleri elde edilebilir (Bhattacharyya, 1967).



Şekil 2.7. Çalışma alanına ait bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı genlik spektrumu ve kritik dalga sayıları. Doğru parçalarının eğimlerinden ara yüzey S1=58 km, S2=10 km ve S3=8 km eğimlerinin ara yüzey ortalama derinlikleridir

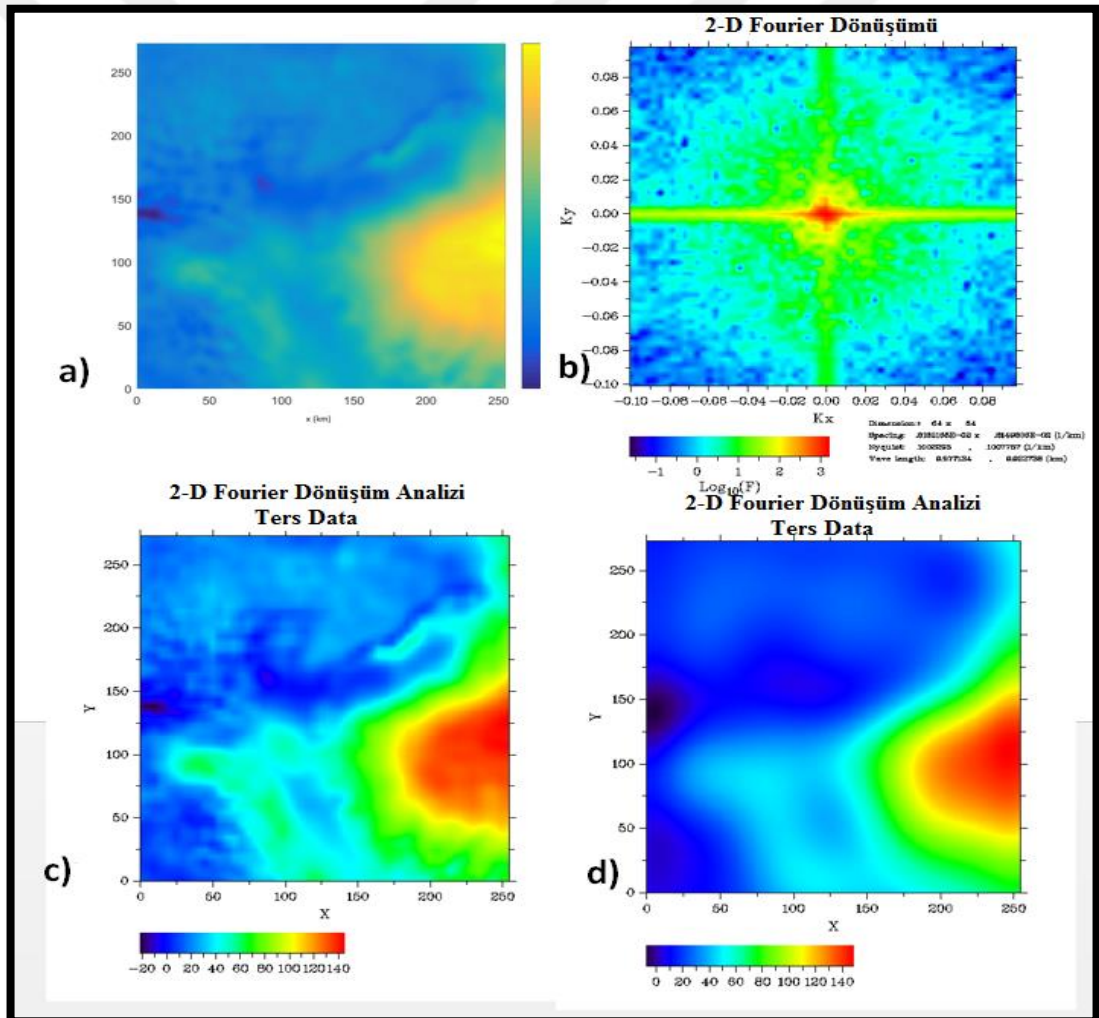
Çalışma alanına ait Bouguer anomali haritasının genlik spektrumundan kritik dalga sayıları sırasıyla $kc_1=0.11$ rad/km, $kc_2=0.275$ rad/km, $kc_3=0.76$ rad/km olarak bulunmuştur (Şekil 2.7). Buradan hareketle Bouguer anomali haritası içindeki kritik dalga boyları,

$$\lambda_1 = \frac{2\pi}{kc_1} = 57,12 \text{ km} \quad (2.1)$$

$$\lambda_2 = \frac{2\pi}{kc_2} = 22,84 \text{ km} \quad (2.2)$$

$$\lambda_3 = \frac{2\pi}{kc_3} = 8,27 \text{ km} \quad (2.3)$$

olarak bulunur. Denklem (2.1)'de görüldüğü gibi 57 km'den daha büyük dalga boyları litosfer-astenosfer sınırına ait dalga boylarıdır. 22 km ile 57,12 km arasındaki dalga boyları Moho sınırından, Denklem (2.3)'de ki 8,27 km ile 22,84 km arasındaki dalga boyları ise temel kaya sınırından kaynaklanan dalga boylarını temsil eder.



Şekil 2.8. a) Çalışma sahasına ait bouguer anomali haritası b) Orijinal dalga sayısı tepki fonksiyonu c) Temel kayadan kaynaklanan anomali d) Moho'dan kaynaklanan anomali

3. BATI KARADENİZ BÖLGESİ VE CİVARININ SIĞ KABUK ÇİZGİSELLİKLERİNİN GÖRÜNTÜLENMESİ VE MODELLEME

Gravite anomali haritaları yerkağundaki gömülü kaynakların yerleri, kayaç birimleri arasındaki dalımlı veya düşey veya yanal sınırlarla ilgili bilgiler içerir. Bu sınırlar faylar, jeolojik kontaklar, basen ve horst gibi yapıları sınırlayan süreksizlikler gibi karşımıza çıkmaktadır. Görüntüleme tekniklerinin amacı haritalarda maskelenen bu türden süreksizliklerin kolayca izlenebilmesini sağlamaktır.

Jeolojik süreksizlikler gravite ve manyetik yöntemlerde çizgisel yapılar olarak tanımlanırlar. Gravite anomali haritaları farklı yoğunluk, boyut ve derinliklerdeki yapıların bilgilerini içerdiğinden anomali haritalarında farklı dalga boyları ortaya çıkmaktadır. Gravite anomali haritalarında çizgisel yapılar, gradyent bölgeleri olarak tanımlanan tek bir çizgi veya kırık çizgiler boyunca gelişen ani değişimlerle karakterize edilirler. Bu değişimler uzun dalga boylu etkiler tarafından maskelenebilirler. Bölgesel ve yerel anomali ayrımları, analitik uzanımlar ve düşey türev gibi yöntemlerle farklı dalga boylarına sahip anomaliler ortaya çıkarılmaya çalışılsa da doğrudan hedefe yönelik özel tekniklerin kullanılması daha yararlı sonuçlar ortaya çıkarabilir.

Son yıllarda çizgisel yapıların uzanımlarını belirlemeye yönelik çalışmalar sıkça yapılmaktadır. Bu çalışmalar genel olarak sınır analizleri başlığı altında toplanabilir. Sınır yığıma ve sınır izleme teknikleri manyetik verilere olduğu kadar gravite verilerinde uygulanabilmektedir. Bu tekniklerden bazıları sınırların yatay konumlarına yönelik çözüm üretirken. Bazıları ise hem yatay hemde derinlik bilgileri sunar. Sınır analizleri ile ortaya çıkarılan süreksizlikler maden, petrol, jeotermal kaynak aramalarında ve yapısal birimlerin haritalanmasında yararlı olmaktadır.

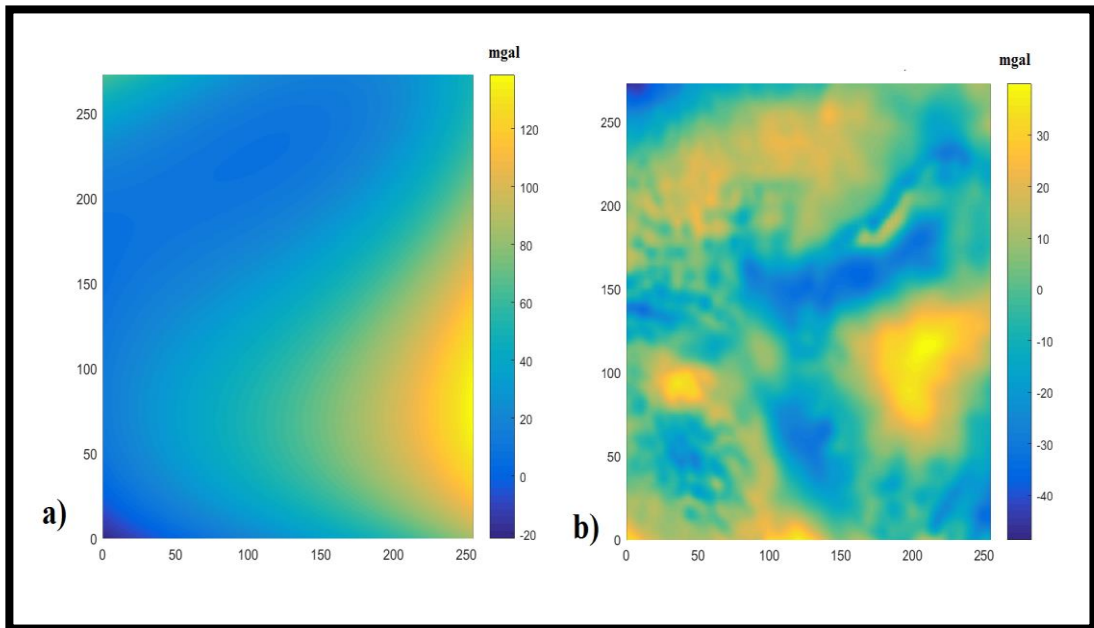
3.1. Trend Analizi

Bölgesel ve yerel anomalilerin ayrımında kullanılan yöntemlerden bir tanesinde Bouguer anomali haritalarına çeşitli derecelerden trend yüzeyi geçirilmesidir. Bouguer anomali haritalarında trend yüzeyi hesaplama işlemi iki boyutlu veri

çakıştırma işlemine karşılık gelir (Oruç, 2013). Bu tür problemlerin çözümünde kullanılan yaygın olarak en küçük kareler yöntemi kullanılır. Bu çalışmada Bouguer anomai haritasına en küçük kareler yöntemiyle üçüncü dereceden trend çakıştırması yapılarak bölgesel gravite anomalisinin hesaplanmasında gerekli olan model bağıntı belirlenmiştir. Bu bağıntı Şekil 2.6'daki EGM08 Bouguer anomai haritasındaki verilerden hareketle model bağıntı,

$$f(x,y)=-21.59690+2.77588x+1.45647y-0.00005xy-0.06815x^2-0.01409y^2-0.00029x^2y+0.00017xy^2+0.00050x^3+0.00012y^3 \quad (3.1)$$

Denklem (3.1) olarak elde edilmiştir. Buna göre Şekil 3.1a'da Bouguer anomai haritasındaki üçüncü dereceden trend etkisi ve Şekil 3.1b'de ise trend etkisinin Bouguer anomai haritasından çıkarılmasıyla elde edilen yerel gravite anomai haritası görülmektedir. Yerel gravite anomai haritasında beklendiği gibi sığ kaynakların yoğunluk dağılımlarından kaynaklanan kısa dolgu boylu bileşenler ortaya çıkarılmıştır. Bununla birlikte yorumlama için faydalı sinyallerin dalga boylarına ihtiyaç olmaktadır. Bu durumda yerel gravite anomai haritasında alçak geçişli süzgeçleme işlemiyle belli bir kesme dalga sayısının altındaki sinyallerin geçirilip diğerlerinin süzülmesi gerekir.



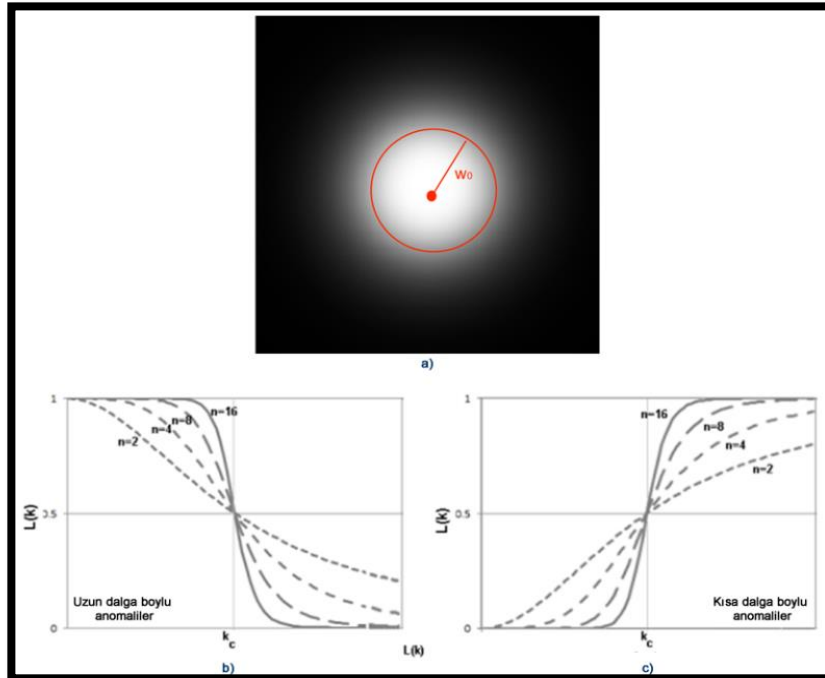
Şekil 3.1. a) Üçüncü dereceden trend etkisi, bölgesel anomai haritası b)Trend etkisi giderilmiş yerel anomai haritası

3.2. Butterworth Alçak Geçişli Süzgeçleme

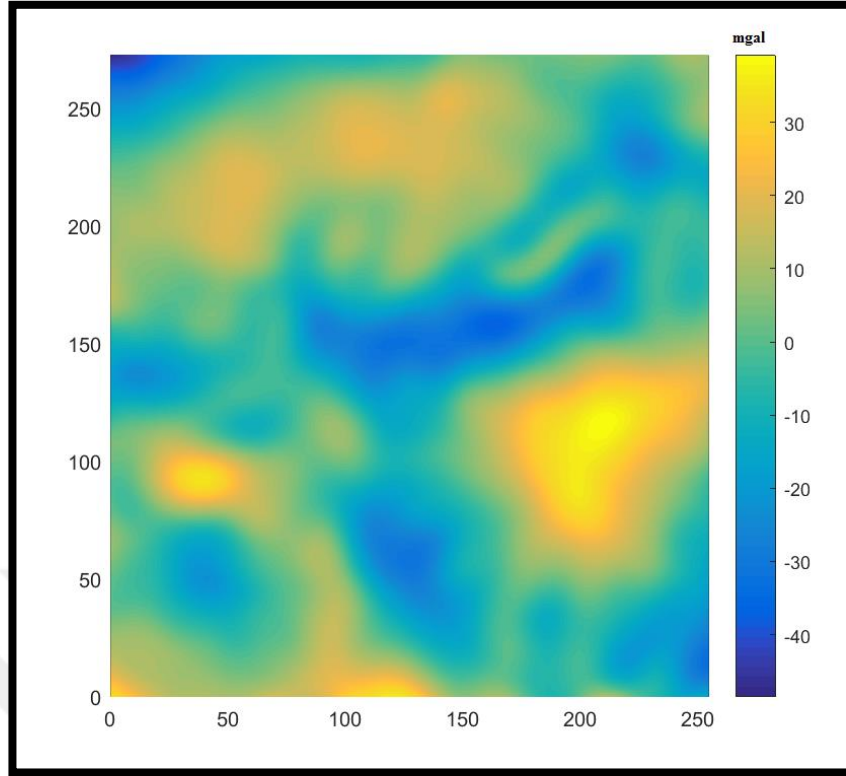
Dalga sayısı ortamında Butterworth yönteminin süzgeç tepki fonksiyonu,

$$H(u,v)=\frac{1}{1+[(u^2+v^2)]^n/w_0^{2n}} \quad (3.2)$$

olarak verilir. Denklem (3.2)'de u ve v iki boyutlu verinin x ve y yönlü dalga sayılarıdır. w_0 kritik dalga sayısı olarak dalga sayısı ortamından çember biçiminde tanımlı alçak geçişli süzgeç bölgesinin aynı zamanda yarıçapına karşılık gelir. Böylece çember yarıçapında aynı zamanda alçak geçişli süzgeç bölgelerini temsil eder. Yani gözlem verisinin alçak geçişli süzgeçle çıkarılacak olan uzun dalga boylarını karakterize eder (Şekil 3.2a). Bir boyutlu verilerde ise süzgeç tepki fonksiyonları Şekil 3.2b ve Şekil 3.2c'de gösterilmiştir. Süzgeç derecesi büyüdükçe süzgeç dikliği de artmakta ve buna bağlı olarak tepki fonksiyonu ideal (kutu) alçak geçişli süzgeç fonksiyonuna yaklaşmaktadır (Şekil 3.2b ve Şekil 3.2c). Kesme dalga sayısı civarında yeterince diklik sağlanması istense de gereğinden fazla yuvarlatma sorunu ile karşılaşılabilir. Bu yöntemde yaygın olarak $n=8$ değerinin kullanılması tercih edilmektedir.



Şekil 3.2. a) Kritik dalga sayısının dalga sayısı ortamında çember biçiminde tanımı b) Butterworth alçak geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi c) Butterworth yüksek geçişli süzgecin farklı süzgeç derecelerine göre tepkisi



Şekil 3.3. Trend etkisi giderilmiş verinin 0.04 km^{-1} kesme dalga sayısına göre Butterworth tekniği ile süzgeçlenmiş anomali haritası

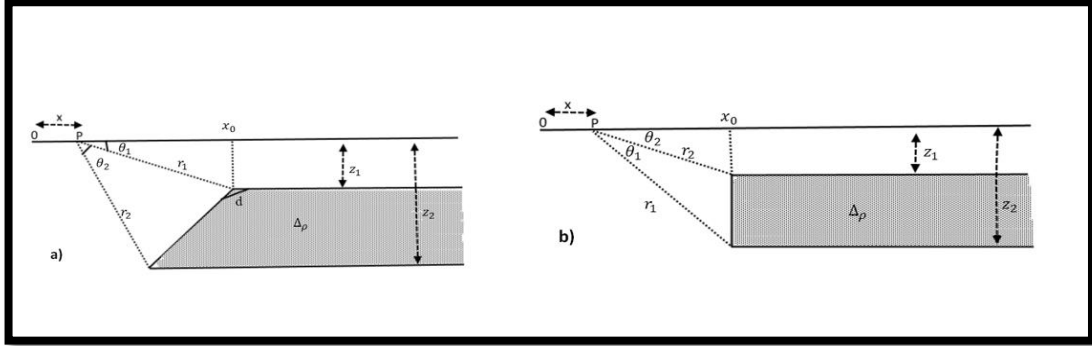
3.3. Yatay Türevlerin Genliği (YTG) ve Çizgisellik Analizi

Gravite anomalilerinin yatay türevlerinin genliğine (YTG) dayalı yöntem ilk defa Cordell (1979) tarafından geliştirilmiştir. Düşey türeve ihtiyaç duymadan yatay türevlerin uzunluk ortamında kolayca hesaplanabilmeleri yöntemin en büyük avantajıdır. YTG verileri, anomali haritalarının x ve y doğrultulu birinci yatay türevlerinin karelerinin toplamının karekökü olarak tanımlanır.

$$YTG(x,y) = \sqrt{\left(\frac{\partial g(x,y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g(x,y)}{\partial y}\right)^2} \quad (3.3)$$

Bu yöntemle haritalardaki grid verileri boyunca yalnızca YTG'nin maksimumlarının belirlenmesine dayanır. YTG'maksimumları düşey yoğunluk sınırlarının jeolojik yapıların sınırlarının ve fayların belirlenmesinde etkilidir. YTG maksimumlarının gürültüye karşı en az duyarlı olarak hesaplanabilmesi yöntemin diğer bir avantajıdır. Düşey türev yönteminde sığ yapılardan bilgi alınırken, YTG yönteminde sığ ve derin yapılar için çözüm üretilebilmektedir. Sınırların düşeyden farklı ve birbirine yakın

olması durumunda YTG maksimumlarının bu sınırlar üzerinde oluşması yöntemin dezavantajıdır.



Şekil 3.4. a) Yarı sonsuz eğimli basamak b) Düşey basamak

Jung (1961) ve Stanley (1977) tarafından şekil 3.4 a'da görülen yarı sonsuz eğimli bir basamak modelinin gravite bağıntısı,

$$g(x)=2G\Delta\rho \left\{ \left[(x-x_0) + \frac{z_1}{\tan d} \right] \text{sind} \left[\text{sind} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \text{cosd}(\theta_2 - \theta_1) \right] + (z_2\theta_2 - z_1\theta_1) \right\} \quad (3.4)$$

Denklem (3.4) olarak verilir. Burada z_1 ve z_2 üst ve alt derinlikler, d dalım açısıdır. Bu bağıntının x 'e göre birinci yatay türevi alınırsa,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = 2G\Delta\rho \text{sind} \left\{ \left[\text{sind} \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) - \text{cosd}(\theta_2 - \theta_1) \right] \right\} \quad (3.5)$$

Denklem (3.5) elde edilir (Stanley, 1977). Şekil 3.4 b'de olduğu gibi düşey basamak için eğim açısı $d = \frac{\pi}{2}$ olacağından,

$$\frac{\partial g}{\partial x} = g_x(x) = 2G\Delta\rho \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (3.6)$$

olur. Denklem (3.6)'da r_1 ve r_2 uzaklıkları,

$$r_1 = \sqrt{(x-x_0)^2 + z_1^2} \quad (3.7)$$

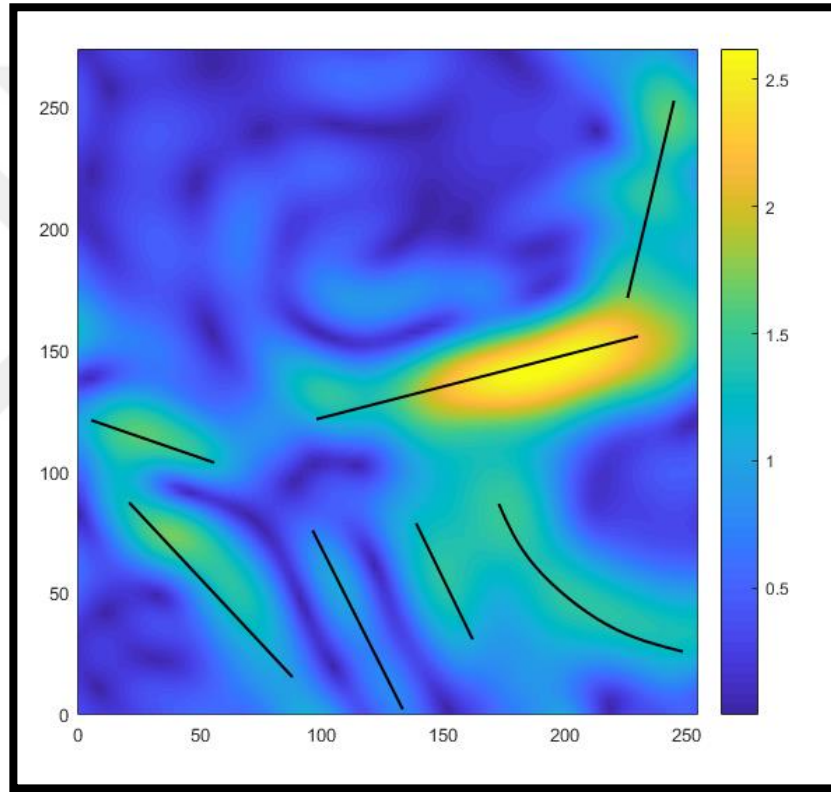
ve

$$r_2 = \sqrt{(x-x_0)^2 + z_2^2} \quad (3.8)$$

Denklem (3.7) ve Denklem (3.8) olarak yazılır. Yarı sonsuz basmak modeli iki boyutlu olduğundan Denklem (3.4) bağıntısının y yönlü türev terimi sıfır olur. Buradan ,

$$YTG(x) = \frac{\partial g(x)}{\partial x} = -2G\Delta\rho \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad (3.9)$$

Denklem (3.9) elde edilir. YTG bağıntısında maksimum değerinin $x=x_0$ olacağı açıktır. Bu durumda YTG'nin maksimum değerlerinin düşey kontak veya fay sınırlarını izleyeceği anlaşılır (Oruç, 2013).



Şekil 3.5. Butterworth süzgeçlenmiş verinin yatay türevinin alınmış hali

3.4. Batı Karadeniz Bölgesinin Temel Kaya Ondülasyonunun Üç boyutlu Modellenmesi

3.4.1. Parker-Oldenburg algoritması

Temel kaya geometrisinin bilinmesi yer bilimlerinin bir çok alanında önemli bir konudur. Özellikle petrol aramalarında ve bölgesel jeodinamik çalışmalarda temel kayanın ondülasyonu ve yapısal elemanlarının konumları önem kazanır. Bu tez çalışmasında grildenmiş gravite anomalilerinden hareketle temel kaya ondülasyonun

modellenmesinde Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemi (Parker, 1973; Oldenburg, 1974; Gomez and Agarwal, 2005) kullanılmıştır. Bu yöntem hızlı Fourier dönüşümüne dayalıdır. Bu yöntemde iki yoğunluk bölgesini ayıran derin arayüzey sınır derinlikleri üç boyutlu ve yinelemeli olarak hesaplanmaktadır. Yineleme işlemi artarda iki yineleme sonunda arayüzey sınır derinlikleri arasındaki fark, önceden tanımlanan sifıra yakın bir yakınsama kriterinden daha küçük oluyorsa veya belli bir yineleme sayısına ulaşıldığında durdurulur (Gomez ve Agarwal, 2005). Son yinelemede bulunan model derinliklerinden hesaplanan anomali ile gözlenen anomali birbiriyle uyumlu olmalıdır. Böyle bir uyum ters çözüm bağlamında aynı zamanda model kestiriminin de optimum ölçüde doğru olduğu sonucu ortaya çıkarır.

Parker (1973) algoritması sediment-temel kaya sınırı veya Moho sınırının gravite anomalilerinin hesaplanmasına olanak verir. Burada sınır derinliklerinin Fourier dönüşümünden dalga sayısı ortamındaki gravite anomalisi eşitliği ile verilir (Parker, 1973). Burada, z_0 referans derinliğidir. $h(x)$ gözlem noktaları altındaki ara yüzey sınır derinlikleridir. n ise ondülasyon derecesidir. Bu bağıntının ters Fourier dönüşümünden uzunluk ortamında gravite anomalisi bir düz çözüm algoritması olarak,

$$\Delta g(x) = F^{-1} \left\{ -2\pi G \Delta g e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \right\} \quad (3.11)$$

hesaplanır. Fourier serileri sonsuza açılabilmeyle birlikte, gravite anomali hesaplamalarında en iyi yaklaşım $n < 4$ için elde edildiği gözlenmiştir (Parker, 1973). İzole olmuş, düzgün değişen sınır ondülasyonu $n=1$ için elde edilmektedir. Denklem (3.11) eşitliği aynı zamanda gridlenmiş veri setleri için de geliştirilebilir. Bu durumda,

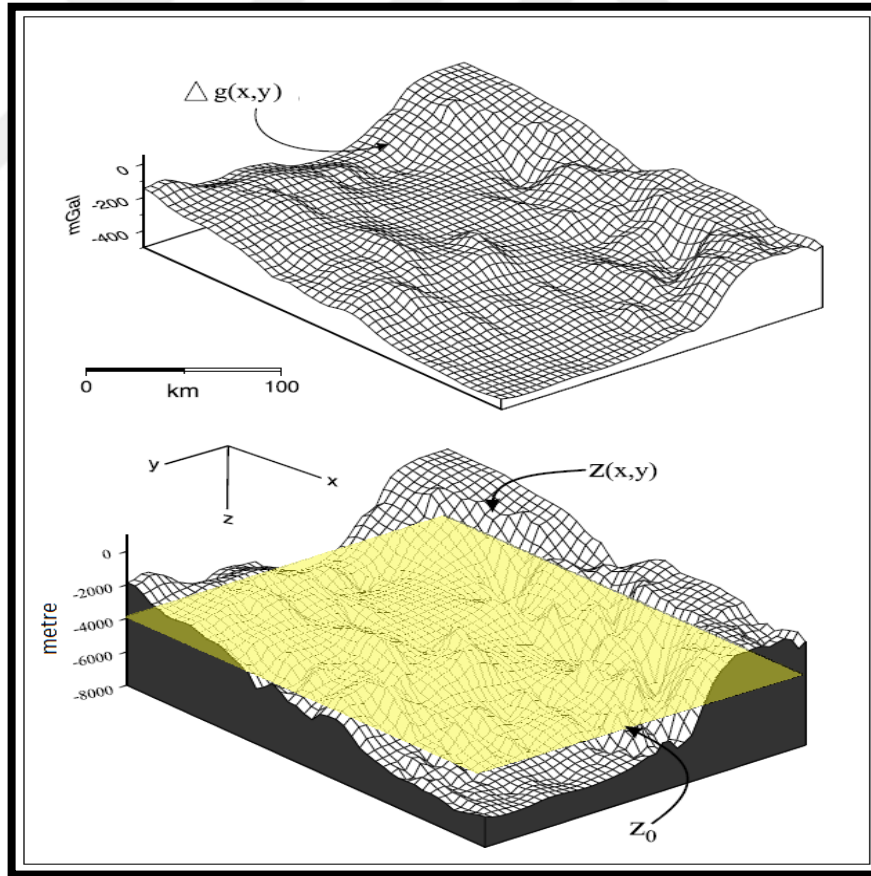
$$\Delta g(x,y) = F^{-1} \left\{ -2\pi G \Delta g e^{-z \sqrt{(kx^2+ky^2)}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (3.12)$$

eşitliği yazılır (Parker, 1972).

Ters çözümün amacı gözlenen gravite anomalilerinden arayüzey sınır derinliklerinin kestirilmesidir. Bu amaçla Oldenburg (1974) Denklem (3.12) bağıntısını yeniden düzenleyerek derinliklerin hesaplanmasına olanak veren,

$$h(x,y)=F^{-1} \left\{ - \frac{F \left[\Delta g(x,y) e^{-z_0 \sqrt{(kx^2+ky^2)}} \right]}{2\pi G \Delta g} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (3.13)$$

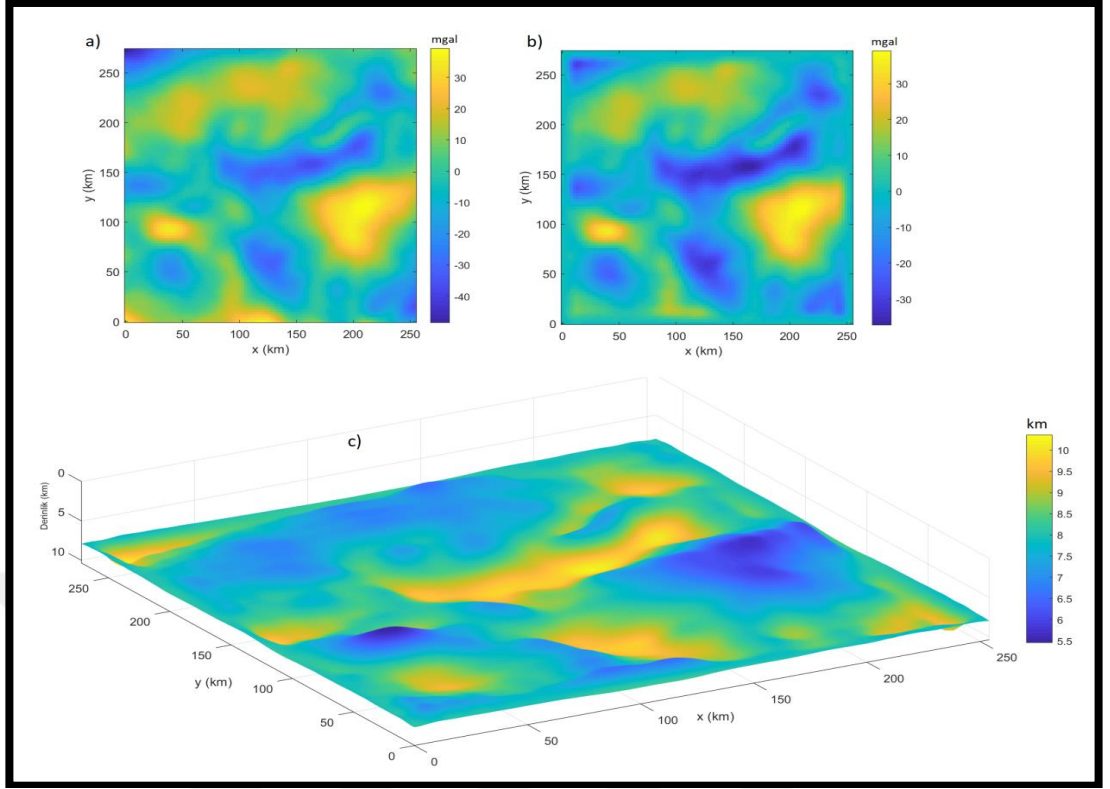
eşitliğini geliştirmiştir. Denklem (3.13) içinde yer alan derinlik terimi öncelikle $h(x,y)=0$ alınır (Oldenburg, 1974). Böylece Denklem (3.13)'den ilk yaklaşım olarak $h(x,y)$ derinlikleri hesaplanır. Gomez-Ortiz ve Agarwal (2005) kabuk içinde dağılım gösteren istenöeyen heterojen yapıların, derinlik kestirimindeki etkisini yok etmek veya azlatmak için kısa dalga boylarını bastıran bir band geçişli süzgeçleme işleminin de uygulanmasını önermiştir. Parker-Oldenburg algoritmasının şematik gösterimine yönelik olarak Şekil 5.7'de ortalama derinliğ $z_0=4000$ m olan bir arayüzeyin, gravite anomalisinden hareketle yinelemelerle kestirilen ondülatif geometrisi örnek olarak gösterilmiştir.



Şekil 3.6. Referans derinliği $z_0=4000$ m olan üç boyutlu temel kaya ondülasyonundan hesaplanan gravite anomalisinin yüzey görünümü (Blakely, 1996'dan düzenlenmiştir)

3.4.2. Modelleme

Batı Karadeniz ve Istranca masifinin doğu kesimini kapsayan çalışma alanının temel kaya ondülasyonunun modellenmesi amacıyla Parker-Oldenburg algoritması kullanılmıştır. Ters çözüm işleminde kaynak veri Şekil 3.3'deki süzgeçlenmiş anomali haritası verileridir. Parker-Oldenburg algoritması için gerekli ortalama derinlik bilgisi Şekil 2.7'deki genlik spektrumunda temel kaya için ortalama derinliğe (8 km) karşılık gelen S3 eğimli parçasından alınmıştır. Sediment-Temel kaya ortamının yoğunluk farkı $0,5 \text{ gr/cm}^3$ dir. Ters çözüm yinelemelerinin durdurulması için gerekli olan yakınsama kriteri 0.01 olarak seçilmiştir. Bu durumda gözlenen ve son yinelemede bulunan modelden hesaplanan veriler arasındaki RMS hatasının 0.01'den küçük olması durumunda yinelemelerin sonlandırılması amaçlanmıştır. Ayrıca gözlem verileri içindeki gürültülerin bastırılması için ikinci bir süzgeçleme olarak 0.0045 ve 0.03 kesme dalga sayılarında bir band geçişli süzgeçleme işlemi de uygulanmıştır. Üç yineleme sonunda gözlenen ve üçüncü yineleme sonundaki modelden hesaplanan veriler arasındaki RMS hatası 0.0014 olarak hesaplanmıştır. Böylece Şekil 3.7a ve Şekil 3.7b'de gözlenen ve hesaplanan veriler arasında tatmin edici bir uyum elde edilmiştir. Temel kaya derinlikleri görece olarak geniş bir aralıkta (5.5 km-10.5 km) değişmektedir. Modelin en derin kesimi sahanın orta kesiminde, denizel ortamdan karasal ortama doğru doğu-batı yönde uzanan çökme bölgesidir. Sığ derinlikler sahanın daha çok doğu kesiminde toplanmakta ve karasal ortamın GB kesiminde de gelişmiştir. Derin ve sığ bölgeler arasındaki hızlı değişimlerin, Şekil 3.5'de YTG maksimum bölgelerine göre çizilen çizgiselliklerle uyumlu olması temel kaya ondülasyonun fay denetiminde geliştiği sonuncu ortaya çıkarmaktadır. Şekil 3.5'den elde edilen fayların uzanımı ile ondülasyonun gradyent bölgelerinin uzanımlarının hemen hemen aynı doğrultuda olması busonucu güçlendirmektedir. Bölgenin özellikle olası hidrokarbon potansiyeli değerlendirildiğinde jeolojik kapan olarak yorumlanabilecek yapıların varlığı göze çarpmaktadır. Özellikle fay denetiminde gelişen antiklinal şeklindeki yapısal yükselimler ve faylar bunlara karşılık gelir. Denizel ortamın üst kabuğunda uzanan bu türden jeolojik yapıların derin sismik yansıma yöntemiyle ortaya çıkarılması önem arzeder.



Şekil 3.7. a) Süzgeçlenmiş yerel gravite anomalisi. b) Süzgeçlenmiş anomaliden Parker-Oldenburg algoritmasıyla kestirilen modelden hesaplanan anomali. c) Batı Karadeniz bölgesinin kestirilen temel kaya modeli. Gözlenen ve hesaplanan anomalilerin uyumuna dikkat edilmelidir

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmayla bölgede daha önce bilinmeyen fayların dağılımından bölgenin tektonik yapısının aktif olduğu anlaşılmaktadır. Neotektonik modellemelerle fayların kinematiği belirlenmelidir. Örneğin fayların kontrolündeki kapanlarda, birikimler çoğunlukla fayın yükselen bloğunda bulunmaktadır. Bu durumda kapanların normal faylanma, listrik faylanma, doğrultu atımlı faylanma veya bindirme rejimlerinin hangisiyle oluştuğu derin sismik yöntemlerle araştırılmalıdır. Çalışma alanında dairesel kapanımlı ve güçlü negatif anomaliler gözlenmediğinden kapan olabilecek tuz domu yapısı bulunmamıştır. Ayrıca çalışma sahasının iki veya üç boyutlu yanıl ve düşey yönlü yoğunluk farklarının modellemesinden ve ani yoğunluk farkı değişimlerinden kapan olabilecek litolojik değişim ve uyumsuzlukların olup olmadığı ortaya konulmalıdır. Bu bağlamda gravite anomalilerinin yorumuyla elde edilen sonuçların aynı zamanda sismik yöntemin etüd planlamasında da yardımcı olacağı açıktır.

KAYNAKLAR

Abdüselamoğlu M.Ş., Western Anatolia and Thrace, *IVth Colloq. Geology of the Aegean Region*, İstanbul, Türkiye, 30.9-6.10.1977.

Banks C.J. & Robinson A.G. Mesozoic Strike-Slip Back-Arcbasins of the Western Black Sea Region. In: Robinson, A.G.(ed), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir , 1997, **68**, 53–62.

Blakely R., *Potential Theory in Gravity&Magnetic Applications*, 1st ed., Cambridge U.Press, Cambridge, 1995.

Georgiev G., Geology and Hydrocarbon Systems in the Western Black Sea, *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 2012, **21**, 723-754.

Gomez D., MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over a 3D Horizontal Density Interface By Parker–Oldenburg's Algorithm, *Computers & Geosciences*, 2005, **31**, 513-520.

Görür N., Monod O., Okay A., Şengör A.M.C., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Sakınç M., Akkök R., Palaeogeographic and Tectonic Position of the Carboniferous Rocks of the Western Pontides (Turkey) in the Frame of the Variscan Belt., *Bull Soc Géol France* , 1997, **168**, 197-205.

Hammer S., Terrain Correction for Gravimeter Stations, *Geophysics* , 1939, **4**, 25-39.

Kane M.F., Comprehensive System of Terrain Corrections Using A Digital Computer, *Geophysics*, 1962, **27**, 455-462.

Letouzey J, Biju-Duval B., Dorkel A., Gonnard R., Kristchev K., Montader L., Sungurlu O., The Black Sea: a Marginal Basin Geophysical and Geological Data, *Int Sympon the Structural History of the Mediterranean Basins.Technip*, Paris, 1977.

Nagy D., The Prism Method for Terrain Correction Using Digital Computer , *Pure Appl. Geophysics* 1966, **63**, 31-39.

Nikishin A., Korotaev M., Ershov A. & Brunet M. The Black Sea Basin: Tectonic History and Neogene–Quaternary rapid Subsidence Modelling, *Sedimentary Geology*, 2003, **156**, 149–168.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V. & Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus Domain. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F.& Crasquin-Soleau, S. (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift /Wrench Basins and Passive Margins, *Memoires duMuseum National d'Histoire Naturelle* , 2001, **186**, 295–346.

Okay A.I., Şengor A.M.C. & Gorur N., Kinematic History of the Opening of the Black Sea and Its Effect on the Surrounding Regions, *Geology*, 1994, **22**, 267–270.

Okay A.I. & Tuysuz O., Tethyan sutures of northern Turkey.In: Durand B., Jolivet L., Horvath F. & Serann M. (eds),The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen, *Geological Society*, 1999, **156**, 475–515.

Oldenburg D.W., The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies. *Geophysics*, 1974, **39**, 526-536.

Oruç B., *Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi*, 1. Baskı , Umuttepe Yayınları, İstanbul, 2013.

Oruç B., *Teori ve Örneklerle Jeofizikte Modelleme*,1.baskı, Umuttepe Yayınları, İstanbul, 2012.

Önalın M., Depositional environment of İstanbul Ordovician and Silurian Sequence, *İstanbul Earth Science Review*, 1981, **3-4**, 161-177

Pamir H. N., Baykal F., Istranca Masifi'nin jeolojik yapısı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1947, **1**, 7-43.

Parker R. L., The Rapid Calculation of Potential Anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*,1973, **31**, 447-455.

Pavlis K.N., Holmes A.S., Kenyon C.S., Factor K., The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*, 2008, **117**, 42-67.

Pavlis K.N., Holmes A.S., Kenyon C.S., Factor K., Earth Gravitational Model to Degree 2160: Status and Progress, *XXIV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics*, Perugia, Italy, 2–13 July 2007.

Plouff D., Digital Terrain Corrections Based on Geographic Coordinates, *Geophysics*, 1966, **14**, 290-320.

Robinson A., Spadini G., Cloetingh S. & Rudat J., Stratigraphic Evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling, *Marine and Petroleum Geology*, 1995, **12**, 821–835.

Turgut S., Türkaslan M., Perinçek D., Evolution Of The ThraceSedimentary Basin and its hydrocarbon prospectivity. In: Spencer AM (ed) Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons, *Eur AssocPetrol Geosci Spec Publ*, 1991, **1**, 415-137.

URL-1: <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases>, (Ziyaret tarihi: 22Kasım2018)



KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Can A.Z., Kurtuluş F., Akbayram K., **Apa R.**, Aydemir B.S., Şimşek B., Cenk M., Aydın B., Evren M., Kurtuluş O., Özbek E., Bandırma Körfezi ve Doğusunun Yapısal Oşinografik Özellikleri, *Türkiye Deniz Bilimleri Konferansı 2016*, Ankara, Türkiye, 31 Mayıs-3 Haziran 2016.

Özalp S., Aydemir B.S., Olgun Ş., Şimşek B., Elmacı H., Evren M., Emre Ö., Aydın M.B., Kurtuluş O., Öcal F., Can A.Z., Yanmaz M.N., **Apa R.** ve Duman T.Y., Van Gölü (Edremit Körfezi) Kuvaterner Çökellerinde Tektonik Deformasyonlar Doğu Anadolu Türkiye, *MTA Dergisi*, 2016, **153**, 45-61

Özalp S., Emre Ö., Aydemir B.S., Olgun Ş., Evren M., Elmacı H., Öcal F., Duman T.Y., Gökkaya A., Kurtuluş O., Aydın M.B., Yanmaz M.N., Can A.Z., Şimşek B., ve **Apa R.**, Van Fayı Boyunca İzlenen Kuvaterner Deformasyonları ve 23 Ekim 2011 Van Depremi ile Karşılaştırılması, *66. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 1 - 5 Nisan 2013.

ÖZGEÇMİŞ

1982 yılında Denizli’de doğdu. İlköğrenimini Güney Atatürk İlkokulunda tamamladı. Ortaöğreniminde Denizli Cumhuriyet Lisesinden mezun olduktan sonra Isparta Süleyman Demirel Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünü bitirdi. 2009 yılında Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Deniz Araştırmaları Dairesinde çalışmaya başladı. Burada birçok projede (kara ve deniz) gravite ve manyetik çalışmalarında bulunmuş ve teorik anlamda eksiklerini gidermek için Kocaeli Üniversitesi’nin Jeofizik Mühendisliği bölümünde Prof. Dr. Bülent Oruç’un yanında yüksek lisans programına başlamıştır.

