

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GRAVİTE ANOMALİLERİYLE YALOVA-TERMAL BÖLGESİNİN
TEMEL KAYA GEOMETRİSİNİN MODELLENMESİ VE DERİN
JEOLOJİK SINIRLARIN YOĞUNLUK FARKLARI İLE
KORELASYONU

BEDİRHAN SARI

KOCAELİ 2023

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**GRAVİTE ANOMALİLERİYLE YALOVA-TERMAL BÖLGESİNİN
TEMEL KAYA GEOMETRİSİNİN MODELLENMESİ VE DERİN
JEOLOJİK SINIRLARIN YOĞUNLUK FARKLARI İLE
KORELASYONU**

BEDİRHAN SARI

Doç. Dr. Ertan PEKŞEN
Danışman, Kocaeli Üniv.

Prof. Dr. Bülent ORUÇ
Juri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Dr. Öğr. Üyesi, Ayhan KESKİNSEZER
Juri Üyesi, Sakarya Üniv.

Tezin Savunulduğu Tarih:16.03.2023

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ

Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım bu tez/proje çalışmada,

- Bu tezin/projenin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu,
- Çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgilerin sunumu olmak üzere tüm aşamalarında bilimsel etik ilke ve kurallara uygun davrandığımı,
- Bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi,
- Bu çalışmanın Kocaeli Üniversitesi'nin abone olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Fen Bilimleri Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun olduğunu,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Tezin/Projenin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez/proje çalışması olarak sunmadığımı,

beyan ederim.

☐ Bu tez/proje çalışmasının herhangi bir aşaması hiçbir kurum/kuruluş tarafından maddi/alt yapı desteği ile desteklenmemiştir.

☒ Bu tez/proje çalışması kapsamında üretilen veri ve bilgiler TUBİTAK tarafından 117Y184 no'lu proje kapsamında maddi/alt yapı desteği alınarak gerçekleştirilmiştir.

Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

Bedirhan SARI

YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI

Fen Bilimleri Enstitüsü tarafından onaylanan lisansüstü tezimin/ projemin tamamını veya herhangi bir kısmını, basılı ve elektronik formatta arşivleme ve aşağıda belirtilen koşullarla kullanıma açma izninin Kocaeli Üniversitesi'ne verdiğimi beyan ederim. Bu izinle Üniversiteye verilen kullanım hakları dışındaki tüm fikri mülkiyet haklarım bende kalacak, tezimin / projemin tamamının ya da bir bölümünün gelecekteki çalışmalarda (makale, kitap, lisans ve patent vb.) kullanımı bana ait olacaktır.

Tezin/projenin kendi özgün çalışmam olduğunu, başkalarının haklarını ihlal etmediğimi ve tezimin/projenin tek yetkili sahibi olduğumu beyan ve taahhüt ederim. Tezimde yer alan telif hakkı bulunan ve sahiplerinden yazılı izin alınarak kullanılması zorunlu metinlerin yazılı izin alarak kullandığımı ve istenildiğinde suretlerini Üniversiteye teslim etmeyi taahhüt ederim.

Yükseköğretim kurulu tarafından yayınlanan “*Lisansüstü Tezlerin Elektronik Ortamda Toplanması, Düzenlenmesi ve Erişime Açılmasına İlişkin Yönerge*” kapsamında tezim aşağıda belirtilen koşullar haricinde YÖK ulusal Tez Merkezi/ Kocaeli Üniversitesi Kütüphaneleri Açık Erişim Sisteminde erişime açılır.

- ☐ Enstitü yönetim kurulu kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 2 yıl ertelenmiştir.
- ☐ Enstitü yönetim kurulu gerekçeli kararı ile tezimin/projemin erişime açılması mezuniyet tarihinden itibaren 6 ay ertelenmiştir.
- ☒ Tezim/projem ile ilgili gizlilik kararı verilmemiştir.

Bedirhan SARI

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma Yalova ili Termal ilçesi ve civarında gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın amacı, gravite anomalileriyle Termal (Yalova) civarının temel kaya geometrisinin modellenmesi ve derin jeolojik sınırların yoğunluk farkı ile araştırılmasıdır. 117Y184 numaralı proje kapsamında toplanan gravite verileri, proje süresince Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) tarafından toplam 36 ay süre ile desteklenmiştir. TÜBİTAK'a desteklerinden dolayı çok teşekkür ederiz.

Lisans eğitimimden bu yana bilgi ve deneyimlerini bizimle paylaşan ve gelişim gösterebilmemiz için her konuda sabır gösterip desteğini hissettiren danışman hocam Doç. Dr. Ertan PEKŞEN'e teşekkür ediyorum. Tez çalışmam da gravite verilerinin işlenmesi sürecinde değerli vaktini ayıran ve eğitim hayatım boyunca her zaman desteğini gösteren değerli hocam Prof. Dr. Bülent ORUÇ'a teşekkür ediyorum. OASİS montaj programına erişim ve kullanım konusunda bilgilerini benimle paylaşan Jeofizik Yüksek Mühendisi Emir BALKAN'a teşekkür ediyorum.

Mesleki anlamda manevi olarak her zaman desteklerini yanımda hissettiğim değerli arkadaşlarım Jeoloji Mühendisi Oğuz Kağan KAYA'ya ve Berk ORHAN'a teşekkür ediyorum.

Son olarak hayatta karşılaştıkları tüm zorluklara rağmen sabır ve şefkatle beni büyüten babam Bayram SARI ve annem Kezban SARI'ya ve çok kıymetli büyüğüm babaannem Fatma SARI'ya teşekkür ediyorum. Okul hayatım boyunca desteğini hiçbir zaman esirgemeyip küçük yaşlarda aldığı sorumlulukla hayatımın her anında yanımda olan Jeofizik Mühendisi abim Cem SARI'ya ve tez yazım sürecinde bana vermiş oldukları moral ve motivasyondan dolayı yengem Hülya SARI ve yeğenim Asım Mert SARI'ya teşekkür ediyorum.

Mart - 2023

Bedirhan SARI

İÇİNDEKİLER

ETİK BEYAN VE ARAŞTIRMA FONU DESTEĞİ.....	i
YAYIMLAMA VE FİKRİ MÜLKİYET HAKLARI	ii
ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR.....	iii
İÇİNDEKİLER.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
TABLolar DİZİNİ.....	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	x
ÖZET	xii
ABSTRACT	xiii
1. GİRİŞ.....	1
2. ÇALIŞMA ALANI İLE İLGİLİ GENEL BİLGİLER	3
2.1. İklim.....	3
2.2. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu	4
2.3. Jeomorfoloji.....	5
2.4. Tarihsel Jeoloji.....	6
2.5. Jeoloji ile İlgili Bilgiler.....	7
2.6. Formasyonlar	9
2.6.1. Pamukova Metamorfizmaları.....	9
2.6.2. Taşköprü Formasyonu	10
2.6.3. Bakacak Formasyonu.....	10
2.6.4. İncebel Formasyonu.....	10
2.6.5. Sarısu Formasyonu	11
2.6.6. Fıstıklı Graniti.....	11
2.6.7. Kılıç Formasyonu	11
2.6.8. Yalakdere Formasyonu	11
2.6.9. Kireçtaşı Üyesi.....	12
2.6.10. Kuvaterner Çökelleri	12
3. GRAVİTE YÖNTEMİ	13
3.1. Gravitenin Tarihsel Gelişimi	13
3.2. Tarihteki İlk Gravite Ölçümleri	14
3.3. Gravite Yöntemi ile İlgili Temel Bilgiler	15
3.4. Gravite Yönteminin Amacı.....	19
3.5. Gravite Birim	19
3.6. Gravite Yönteminde Saha Ölçümü	20
3.6.1. Bağıl Gravite.....	22
3.7. Gravite Ölçülerine Uygulanan Düzeltmeler	23
3.7.1. Drift Düzeltmesi	23
3.7.2. Gel-Git Düzeltmesi.....	24
3.7.3. Enlem Etkisi ve Düzeltmesi.....	24
3.7.4. Yükseklik Düzeltmesi.....	25
3.7.4.1. Serbest Hava Düzeltmesi	26
3.7.4.2. Bouguer (Plaka) Düzeltmesi	27
3.7.5. Topoğrafya Düzeltmesi	30
3.7.6. İzostazik Düzeltme	34
3.8. Gravite Anomalilerinin Gözlemsel ve Sayısal Yorumu ve Değerlendirilmesi.....	34

3.9. Spektral Analiz	35
3.10. Temel Kaya Derinliklerinin Modellenmesi	36
3.10.1. Düz Çözüm ve Ters Çözüm.....	36
3.11. Parker-Oldenburg Doğrusal Olmayan Ters Çözüm Algoritması	37
4. JEOLÖJİK SÜREKSİZLİKLERİN BELİRLENMESİ VE SINIR ANALİZİ.....	40
4.1. 3D Euler Dekonvolüsyonu.....	40
4.2. Tilt Açısı (Eğim Açısı)	44
5. ÇALIŞMADA KULLANILAN GRAVİMETRE CİHAZI.....	48
6. UYGULAMA VE BULGULAR.....	49
6.1. Çalışma Alanı, Amacı ve Gravite Ölçüleri	49
6.2. Termal İlçesinin Bouguer Anomalileri	50
6.3. Gravite Anomalilerinin Radyal Ortalamalı Logaritmik Genlik Spektrumu	51
6.4. Parker-Oldenburg Algoritmasıyla Termal (Yalova) ve Civarı Temel Kaya Modellemesi.....	54
6.5. Gravite Verilerine Uygulanan Euler Dekonvolüsyonu Yöntemi.....	55
6.6. Gravite Anomalilerinin Birinci Düşey Türevinden Termal ve Civarı Derin Sınırların İzlenmesi Tilt Açısı Model Çalışması	56
6.7. Tilt Açısı Haritası (TA).....	57
6.8. Rezidüel Gravite Anomalilerinin Doğrusal Ters Çözümü (Derin Yoğunluk Farklarının Modellenmesi)	59
6.9. Occam Ters Çözüm Algoritması	60
6.10. Rezidüel Gravite Anomalilerinden Kesitlerle Derin Yanal ve Düşey Yoğunluk Farklarının Modellenmesi.....	62
7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	67
KAYNAKLAR.....	68
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER.....	75
ÖZGEÇMİŞ.....	76

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1.	Yalova şehri ve yakın çevresi sıcaklık-yağış özellikleri	3
Şekil 2.2.	İnceleme alanının coğrafi konumu	4
Şekil 2.3.	Yalova ili ve çevresinin topografyası	5
Şekil 2.4.	Armutlu Yarımadası, termal ilçesi civarındaki faylar (Kırmızı sürekli çizgiler fayların yerini, kesikli çizgiler olası fayların yerini göstermektedir)	8
Şekil 2.5.	Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarındaki faylar ve gravite ölçü noktaları	9
Şekil 3.1.	Hedef kütle yoğunluğunun yan kayaç yoğunluğundan büyük olduğu durumda gözlenen gravite anomalisi	18
Şekil 3.2.	Hedef kütle yoğunluğunun yan kayaç yoğunluğundan küçük olduğu durumda gözlenen anomali verilmiştir	18
Şekil 3.3.	Gravite anomalisinin oluşumuna neden olan yeraltı ortamı. Aranılan hedef kütle ve yan kayaç arasında yoğunluk farkı sıfır olması durumunda herhangi bir anomali gözlenmez	18
Şekil 3.4.	s_1 ve s_2 : yolları t_1 ve t_2 ise yüksek duyarlılıkta ölçülebilen zamanları göstermektedir.....	21
Şekil 3.5.	Sarkaç yöntemi	22
Şekil 3.6.	Bağıl gravite şematik gösterim	22
Şekil 3.7.	a) Ölçüm için belirlenen baz noktasına dönülerek yapılan tekrarlı ölçüm. b) Drift grafiği kesikli çizgiler belirlenen baz noktasından elde edilir. Drift düzeltmesi bu grafikten yapılmalıdır	24
Şekil 3.8.	Elipsoidal yarıçap R ile verilmiştir. Boylam açısı θ , λ' geosentrik enlem açısı, λ ise coğrafi enlem açısını ifade etmektedir. gn dönme elipsoidine dik olan normal gravite ivmesi. Gravite ivmesinin yerin çekirdeğine yöneldiğini ve bununla beraber merkezkaç ivmesinin şematik gösterimi.....	25
Şekil 3.9.	Kütlesi M , yarıçapı R olan yükseklik değişimi	26
Şekil 3.10.	Plaka (Bouguer) düzeltmesi için örnek saha çalışması.....	27
Şekil 3.11.	Plaka etkisinde oluşturulan düşey silindir modeli	28
Şekil 3.12.	Engabeli arazilerde gh noktasından alınan gravite ölçülerine uygulanan topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi. Turuncu alan tepe (kütle fazlası), kırmızı alan ise çukur (kütle eksikliği)'ni ifade etmektedir	30
Şekil 3.13.	Düşey prizmalar yönteminde topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi, a) Merkezde bulunan ölçü noktasının üstten görünüşü, b) Kare zon üzerinde rastgele ele alınan bir ölçü noktasının büyütülmesi, c) Kare zonda üzerinde bulunan dört eşit parçadan herhangi bir parçanın üçgensel olarak gösterimi tarafından verilmiştir.....	31
Şekil 3.14.	Prizma yönteminde orta zon ile ilgili topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi (.....	32
Şekil 3.15.	Uzak zon için tasarlanan prizmada oluşabilecek topoğrafya etkisinin şematik gösterimi.....	33
Şekil 3.16.	Manuel olarak işaretlenmiş radyal genlik spektrumu (Doğru eğimleri potansiyel kaynakların ortalama derinliklerini vermektedir)	36
Şekil 3.17.	Düz çözüm problemi.....	37

Şekil 3.18. Ters çözüm problemi	37
Şekil 3.19. Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritmasına göre örnek bir gravite anomalisinin sınır ondülasyonu modellenmesi	39
Şekil 4.1. Tek bir nokta için uygulanan Euler dekonvolüsyon yönteminin şematik gösterimi.....	42
Şekil 4.2. Farklı yapısal indeks (SI) değerleri için elde edilen çözümler	43
Şekil 4.3. Herhangi bir noktadan alınan gravite ölçüsünün yön bağımlı (x, y, z) türevleri ve tilt açısının şematik gösterimi.....	44
Şekil 4.4. Yarı sonsuz düşey kontak modelinin şematik gösterimi	45
Şekil 5.1. Scintrex CG-5 gravimetre cihazı	48
Şekil 5.2. Scintrex CG-5 cihazının içerisindeki sensörün konumu	48
Şekil 6.1. Çalışma alanında gerçekleşmiş depremlerin merkez üssü, derinlik dağılımları ve depremleri kaydeden istasyonlar verilmiştir	50
Şekil 6.2. Çalışma alanının Bouguer anomali haritası ve gravite ölçü noktalarının konumu.....	51
Şekil 6.3. Bouguer anomali haritasının logaritmik genlik spektrumu. Spektrumun eğimli parçalarından üç farklı doğru kestirilmiştir (s1, s2, s3). Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik kesme dalga sayılarını vermektedir (kc1, kc2).....	53
Şekil 6.4. Temel kayadan kaynaklanan dalga boylarına göre alçak geçişli süzgeçleme ile elde edilen Yalova-Termal bölgesinin gravite anomali haritası.....	53
Şekil 6.5. Gözlenen (Bouguer) anomalisi, en son yinelemelerle hesaplanan anomali (orta panel), temel kaya derinliklerinin Parker-Oldenburg algoritmasıyla modellenmesi (alt panel).....	54
Şekil 6.6. OASİS montaj programıyla gerçekleştirilen Euler dekonvolüsyon sonucu.....	55
Şekil 6.7. Prizmatik gravite anomalisi	56
Şekil 6.8. Prizmatik gravite anomalisinin birinci düşey türevi (A) ve birinci düşey türevinden elde edilen tilt açısı (B). Sıfır konturları yapı sınırlarını izlemektedir.....	57
Şekil 6.9. Tilt açısı haritası ve sıfır konturları (kesikli konturlar)	58
Şekil 6.10. Tilt Açısı haritası ve Termal ve civarının jeoloji haritası	58
Şekil 6.11. Giriş verisi olarak Bouguer anomali haritası kullanılmıştır. Bouguer anomali haritasının üçüncü dereceden trend etkisi hesaplanmıştır. Trend etkisi giderildikten sonra rezidüel gravite anomali haritası elde edilmiştir.....	59
Şekil 6.12. Üçüncü dereceden trendi hesaplanmış Bouguer anomali haritasından elde edilen çalışma alanının rezidüel gravite anomali haritası	60
Şekil 6.13. Occam ters çözüm algoritmasının şematik gösterimi	61
Şekil 6.14. Yeraltı yoğunluk farkı değişimlerinin kestirimi için rezidüel gravite anomali haritasından alınmış olan altı adet kesit çizgileri. AB, CD, EF, GH, IJ, KL kesitleri yer içi jeolojik yapı uzanımlarına dik olacak şekilde KD-GB doğrultulu olarak alınmış kesitlerdir.....	62
Şekil 6.15. Gravite anomalilerinden alınmış olan kesitlerden elde edilecek yer altı yoğunluk farkı dağılımlarının ters çözüm modellemesinin şematik gösterimi	63

Şekil 6.16. Alınan AB kesitinin profil uzunluğu ve derinliğine bağlı oluşan yeraltı blok dağılımlarının gösterimi. Maksimum derinlik 1,15 km temel kaya derinliği seçilmiştir. Yer altı yanal yoğunluk farkının modelleneceği AB kesitinde blok sayısı $80 \times 6 = 480$ 'dir	63
Şekil 6.17. AB kesitinin profil uzunluğu ve derinliğine bağlı olarak anomali profilinin OCCAM ters çözümü	64
Şekil 6.18. CD, EF, GH, IJ ve KL kesitlerinin OCCAM ters çözüm sonuçları.....	65
Şekil 6.19. Yanal yoğunluk farkları	65
Şekil 6.20. Derinlik dilim gösterimi	66
Şekil 7.1. Jeolojik model.....	67



TABLÖLAR DİZİNİ

Tablo 3.1. Kayaların yoğunluk ve manyetik süsepbilite değeri 19	19
Tablo 3.2. Birim dönüşümleri 20	20
Tablo 4.1. Euler dekonvolüsyonu için belirlenen farklı yapısal indeks değeri..... 41	41



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

F^{-1}	: Ters Fourier Dönüşümü
z_0	: Derinlik
λ'	: Geosentrik Enlem Açısı
$\emptyset$	: Enlem Koordinatı (Derece cinsinden)
∇	: Diverjans Operatörü
μ	: Yuvarlatma Operatörü
a	: İvme
A	: Elemanları çekirdek fonksiyonun değerlerinden oluşan sistem anomaliler arasındaki fark veya hata vektörü
b	: Gravite kuvveti
C	: Yuvarlatma matrisi
F	: Kütle Çekim Kuvveti
G	: Evrensel Kütle Çekim Sabiti ($G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$)
H	: Yükseklik
k	: Dalga Sayısı
M, m	: Kütle
$mGal$	: Miligal ($1 \text{ mGal} = 1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$)
N	: Newton
R	: Yarıçap
t	: Zaman
U	: Gravite potansiyeli
v	: Hacim
W	: Euler Dekonvolüsyonu işleminde seçilecek pencere boyutu
Δd	: Gözlenen ve yinelenmelerle kestirilen modelden hesaplanan anomaliler arasındaki fark veya hata vektörü
Gp	: P noktasındaki Gravite İvmesi
g_{BD}	: Bouguer Düzeltmesi
g_{SHD}	: Serbest Hava Düzeltmesi
gy	: Yükseklik Düzeltmesi
l	: İki kütle arasındaki uzaklık
λ	: Coğrafi Enlem Açısı
π	: Pi sayısı (birimsiz)
ρ	: Yoğunluk

Kısaltmalar

AS	: Analitik Sinyal
EKK	: En Küçük Kareler Yöntemi
GNSS	: Global Navigation Satellite Systems (Küresel Konum Belirleme Sistemi)
GPS	: Global Positioning System (Küresel Konumlandırma Sistemi)
GRS1967	: Geodetic Reference System-1967 (Jeodezik Referans Sistemi)
HTA	: Hiperbolitik Tilt Açısı
IUGG	: International Union of Geodesy and Geophysics (Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği)

KAFZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu
SI : Syst me International d'Unit s-SI (Uluslararası Birim Sistemi)
TA : Tilt Açısı
TYT : Toplam Yatay T rev



GRAVİTE ANOMALİLERİYLE YALOVA-TERMAL BÖLGESİNİN TEMEL KAYA GEOMETRİSİNİN MODELLENMESİ VE DERİN JEOLJİK SINIRLARIN YOĞUNLUK FARKLARI İLE KORELASYONU

ÖZET

Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) kuzey ve güney kolları arasında kalan Armutlu yarımadası, yüzey gözlemlerine göre çok sayıda aktif fayın bulunduğu ve deprem aktivitesi olan bir bölgedir. Bölgenin kuzeyinde bulunan Termal (Yalova), yarımadaının en sıcak termal kaynaklarına sahip olmakla birlikte sık deprem fırtına aktiviteleriyle de dikkat çekmektedir. Bu çalışmada termal kaynakların ve yerel fayların deprem aktiviteleri ile ilişkileri derinlik boyutunda araştırılmıştır. Bölgenin ayrıntılı bağıl gravite ölçümleri 117Y184 numaralı TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında yapılarak Bouguer anomali haritası elde edilmiştir. Bouguer anomalilerinin spektral analizinden elde edilen genlik spektrumunun eğimlerinden anomalilere neden olan üç derin ara yüzeyin ortalama sınır derinlikleri sırasıyla 1,15 km (temel kaya), 0,38 km ve 0,13 km olarak bulunmuştur. Sedimanter istifin altında metamorfik ve magmatik kayaç toplulukları ile tanımlanan temel kaya sınır ondülasyonu Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritmasıyla modellenerek 0,7-1,5 km derinliklerinde haritalanmıştır. Temel kaya modeli Termal'in güney doğu kesiminde en sığ derinliğe ulaştığında ve kuzey batı kesiminde ise derinleşmektedir. Gravite anomalilerinin birinci düşey türevinden hesaplanan tilt açılarının sıfır konturlarıyla izlenen ve KD-GB doğrultulu birbirine yaklaşık paralel olan yerel fayların, temel kayanın hızlı değişen kesimlerine karşılık geldiği gözlenmiştir. Deprem odak derinliği dağılımlarıyla da korele edilebilen temel içi faylar bölgenin sığ deprem aktivitesinde etkin olmaktadır. Fayların temel üstü ortamda olası uzanımlarının araştırılması için Bouguer anomalilerinden üçüncü dereceden trend etkisi giderilerek hesaplanan rezidüel gravite anomalileri kullanılmıştır. Yapı uzanımlarını dik kesecek şekilde KD-GB yönlü altı adet kesit anomalisine Occam doğrusal ters çözüm tekniği kullanılarak yoğunluk farklarının yanal ve düşey dağılımları modellenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Bouguer Anomalileri, Termal, Ters Çözüm, Tilt Açısı, Yoğunluk Farkları.

MODELING OF BEDROCK GEOMETRY OF YALOVA-THERMAL REGION WITH GRAVITY ANOMALIES AND CORRELATION OF DEEP GEOLOGICAL BOUNDARIES WITH DENSITY DIFFERENCES

ABSTRACT

The Armutlu peninsula, which lies between the northern and southern branches of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ), is a region with many active faults and earthquake activity according to surface observations. Thermal (Yalova), located in the north of the region, has the hottest thermal springs of the peninsula, but also draws attention with frequent earthquake storm activities. In this study, the relationship between thermal springs and local faults and earthquake activity is investigated at depth. Detailed relative gravity measurements of the region were made within the scope of TUBITAK 1001 project number 117Y184 and Bouguer anomaly map was obtained. From the slopes of the amplitude spectrum obtained from the spectral analysis of the Bouguer anomalies, the average boundary depths of the three deep interfaces causing the anomalies were found to be 1.15 km (bedrock), 0.38 km and 0.13 km, respectively. The undulation of bedrock boundary defined by metamorphic and igneous rock assemblages beneath the sedimentary stack was modeled with the Parker-Oldenburg nonlinear inverse solution algorithm and mapped at depths of 0.7-1.5 km. The bedrock model reaches its shallowest depth in the south-eastern part of Thermal and deepens in the north-western part. Local faults traced by the zero contours of the tilt angles calculated from the first vertical derivative of the gravity anomalies, which are approximately parallel to each other in the NE-SW direction, correspond to rapidly changing sections of the bedrock. In-foundation faults, which can also be correlated with earthquake focal depth distributions, are active in the shallow earthquake activity of the region. Residual gravity anomalies calculated by removing the third-order trend effect from Bouguer anomalies were used to investigate the possible extension of faults in the overburden environment. Lateral and vertical distributions of density differences were modeled by using Occam linear inverse solution technique on six NE-SW oriented cross-sectional anomalies perpendicular to the structure extents.

Keywords: Bouguer Anomalies, Thermal, Inverse Solution, Bedrock, Tilt Angle, Density Difference.

1. GİRİŞ

Gravite yöntemi yeraltında bulunan jeolojik yapıların sınırlarının belirlenmesinde jeolojik ve jeofizik yorumlamada temel yöntemlerden birisidir. Gravite çalışmalarında en önemli parametre yeraltında bulunan kayaçlar arasındaki yoğunluk farkıdır. Bu yöntemin yüksek yanal çözünürlüğü yorumlama işlemini kolaylaştırmaktadır (Altınoğlu, 2019; Du ve diğ., 2017). Arazi çalışmalarında elde edilen gravite verileri potansiyel alan çalışmalarında çizgiselliklerin yakalanabilmesi için bir görüntü işleme yöntemi olarak kullanılmaktadır (Alvandi ve Mojtaba, 2017). Potansiyel alanların yorumu yeraltı yapı sınırlarını ve jeolojik süreksizliklerin tespit edilebilmesi açısından önem arz etmektedir (Özyalın ve Kaftan, 2017). Potansiyel alanlarda yapı sınırlarını ve jeolojik süreksizlikleri belirgin hale getirip, değerlendirebilmek için birçok yöntem kullanılmaktadır (Arısoy ve Dikmen, 2013; Evjen 1936; Özyalın ve Kaftan, 2017). Bu yöntemlerden bazıları, gravite verilerine uygulanan yön bağımlı türevlerdir. İlk olarak (Evjen, 1936) tarafından gravite verilerine uygulanan türevlerin pozitif katkıları belirtilmiştir. Potansiyel alan çalışmalarında yapı sınırları belirlenirken uygulanan yöntemlerin çoğu yön bağımlı türevlere dayanmaktadır (Hood ve Teskey, 1989; Miller ve Singh, 1994; Nabighian, 1972; Özyalın ve Kaftan, 2017).

Gravite çalışmalarında yerçekimi ivmesinin ölçülüp değerlendirilmesi, yeraltı yapısı hakkında yorum yapılabilmesini sağlamaktadır. Yanal yönde oluşan yoğunluk farklarına bağlı olarak yerçekimi ivmesinde değişiklik gözlenmektedir. Gravite anomalisinin gözlenmemesinin nedeni yanal yönde yoğunluk farkı değerinin sıfır veya sıfıra oldukça yakın bir değer çıkmasıdır. Yeraltında meydana gelen bu yoğunluk farkı yüzeyde yerçekimi ivmesini değiştirdiğinden dolayı yeraltı yapısı hakkında bilgi edinilmesini sağlamaktadır.

Yöntem uygulanırken ilk aşamada saha planlaması yapılmalıdır. Daha sonra bu planlamaya bağlı kalınarak sahada veri toplama işlemi gerçekleştirilir. Toplanan verilere uygulanan veri işlem aşamalarının ardından yorumlama ve modelleme işlemi gerçekleştirilir.

Saha planlaması yapılırken sahanın topoğrafya özellikleri, ölçüm alınacak noktalar, çalışma sahasında kullanılacak cihaz çalışma amacı doğrultusunda belirlenmelidir.

Gravite verilerini toplayıp, verileri titizlikle işleyip, yorumlamak için planlama oldukça önemlidir. Son olarak saha planlaması gerçekleştirilirken çalışılacak bölgede öncel çalışmalar varsa bu çalışmaların incelenmesi ve sahanın topoğrafyasının göz önüne alınması gerekmektedir.

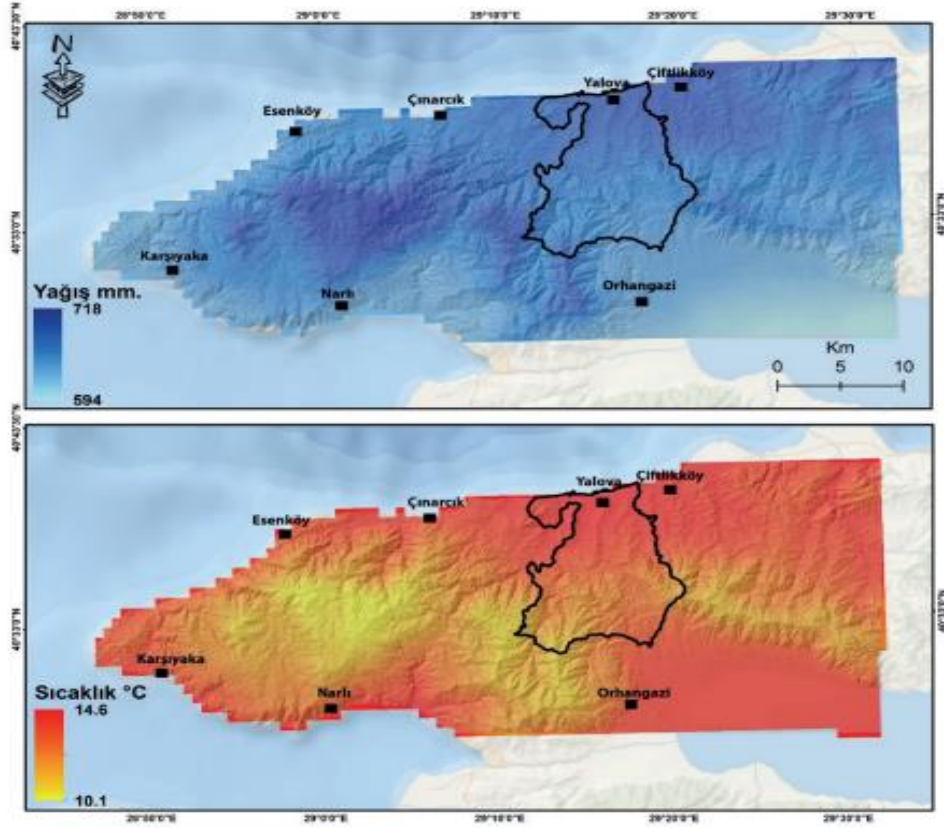
TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında toplanan gravite verileriyle Bouguer anomali haritaları elde edilmiştir. Gravite verilerine 3B (üç boyutlu) gravite ters çözüm ve 2B (iki boyutlu) boyutlu gravite yoğunluk ters çözüm işlemi uygulanmıştır.



2. ÇALIŞMA ALANI İLE İLGİLİ GENEL BİLGİLER

2.1. İklim

Termal ilçesinin iklimi, Marmara Bölgesi'nin karasal iklimini ayrıca Akdeniz ve Karadeniz Bölgeleri'nin geçiş özelliklerini taşıyan Marmara ikliminin etkisindedir. Kara ikliminin özelliklerini taşımayan bölgede kış ayları çok soğuk olmamakla beraber yaz ayları ise çok sıcak geçmemektedir. Sıcak aylarda ortalama sıcaklık 24-25 °C, kışları ise ortalama sıcaklık 4-5 °C civarındadır. Genel olarak yağışlar ilkbahar ve sonbahar mevsiminde görülmektedir. Çalışma alanında yağış miktarı yükseltiye göre değişmektedir ve yılda 600-800 mm arasında yağış düşmektedir. Kar yağışının olduğu gün sayısı daha fazla, ortalama sıcaklık ise düşüktür. Dolu olayı genel olarak görülmemektedir. Kuraklık indisi verileri incelendiği zaman Termal ilçesinde hakim olan hava durumu yarı nemli-nemli olarak gözlenmiştir. Termal ilçesinde tüm mevsimlerde rüzgarın yönü genel olarak Kuzey Doğu yönündedir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Yalova şehri ve yakın çevresi sıcaklık-yağış özellikleri (Kazel ve Bayartan, 2021)

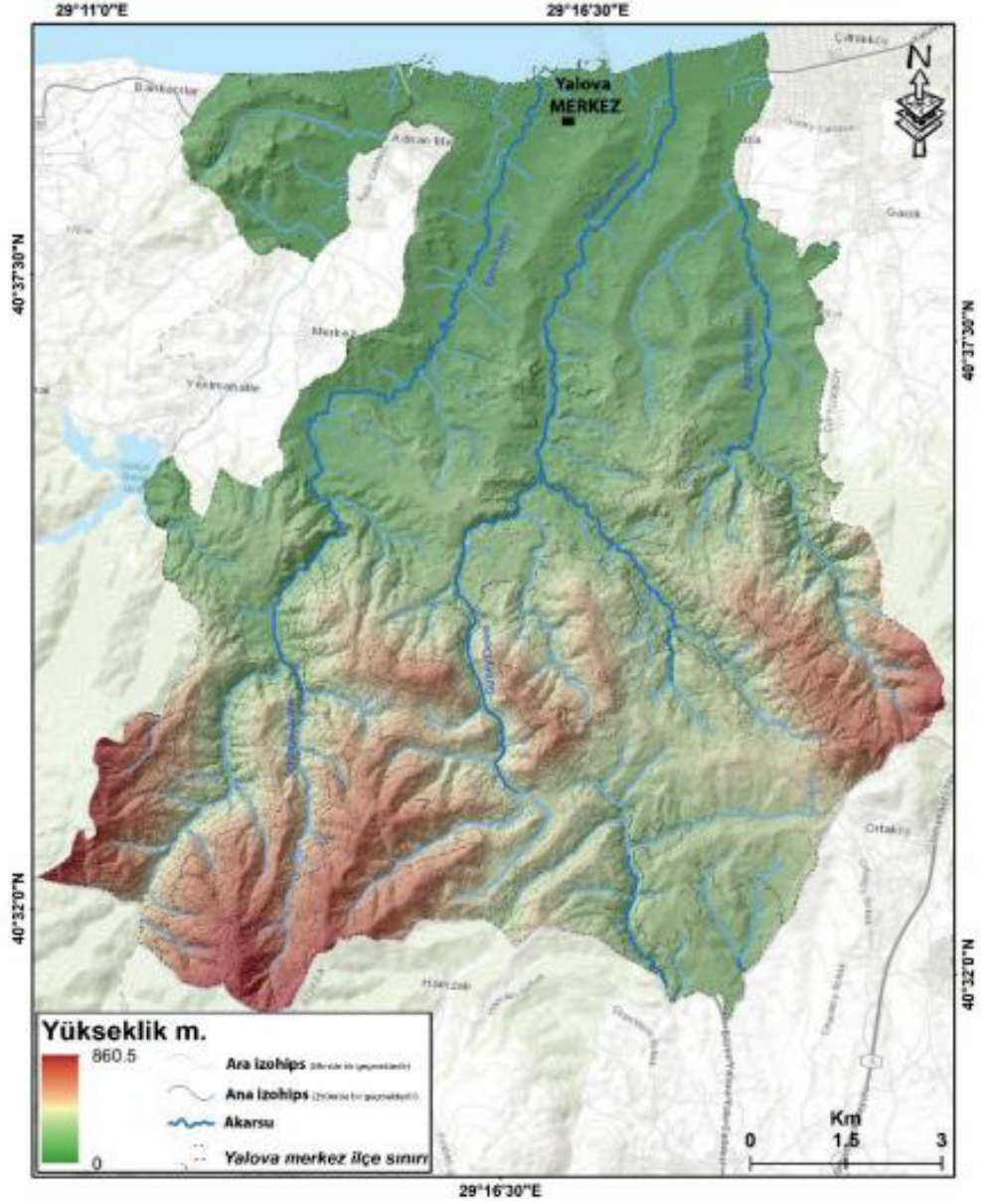
2.2. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu

Armutlu Yarımadası, İzmit Körfezi, Gemlik Körfezi, Kocaeli Yarımadası, İzmit Gölü ve Sapanca Gölü'yle beraber Doğu Marmara Bölgesi'nin coğrafik-morfolojik elemanları arasındadır. Bu bölge aynı zamanda Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nin kuzey ve güney kolları tarafından sınırlandırılmıştır. Kuzeyde İzmit Körfezi, güneyde Gemlik Körfezi, doğuda Sakarya Nehri, batıda ise Marmara Denizi tarafından sınırlanmış olan Armutlu Yarımadası ortalama olarak 130 km uzunluğa sahip, genişliği ise 20-25 km arasında değişiklik gösteren ve yaklaşık olarak 3000 km² yüzölçümüne sahiptir (Şekil 2.2). Morfolojik açıdan bakmak gerekirse Armutlu Yarımadası'nı oluşturan doğu-batı uzanımlı sıra dağlarına Samanlı Dağları denilmektedir. Bu dağ toplulukları batıda 850 metre, doğuda ise 1250 metre civarına ulaşmaktadır.



Şekil 2.2. İnceleme alanının coğrafi konumu

Yalova'nın güneybatısında yer alan Termal ilçesi $39 - 40^0$ kuzey enlemleri, $29 - 61^0$ doğu boylamları üzerindedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Yalova ili ve çevresinin topografyası (Kazel ve Bayartan, 2021)

2.3. Jeomorfoloji

İnceleme alanı Yalova ili Armutlu Yarımadası'nı oluşturan doğu-batı uzanımlı ve kökeni tektonik olan Samanlı Dağları silsilesinin kuzeybatı kesiminde yer almaktadır. KAFZ'nun kuzey ve güney kolları arasında kalan yükselim alanına karşılık gelen bu dağ kuşağı, batıda Çınarcık, doğuda Sakarya Nehri arasında, kuzeyden Marmara Denizi'nin oluşturduğu çukurluklar ve İzmit Adapazarı kolu tarafından sınırlandırılmıştır. Güney kesimde bulunan Samanlı Dağları ve Marmara Denizi yükselimi arasında basık morfolojik düzlükler ve az miktarda eğim bulunmaktadır. Çalışma sahasının da içinde

bulunduğu Yalova ili ınarcık ilçesi arasında kalan Marmara Denizi'nin kıyılarına kadar uzanan düzlükler, güneyde oluşan dağlık kütle ile Marmara Denizi arasında doğu-batı uzanımlı bir kuşak oluşmuştur. ınarcık ilçesinde deniz dik falezlere yaslanmıştır. Bölgenin doğusunda bulunan düzlükler ile deniz kıyıları arasında ovalar bulunmaktadır. Dağ eteği düzlükleriyle beraber Termal kıyıların ovalarından oluşan düzlükler üzerine kurulmuştur.

2.4. Tarihsel Jeoloji

Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarının tarihsel jeolojisi incelendiği zaman orta-üst miyosende yaşlı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer alan acı su göl ortamlarında çökelmiş Kılıç Formasyonu yer alır. Kılıç Formasyonu sakin ortamlarda çökelmektedir. Çökelmenin nedenlerinden birisi de kil-marn birimlerinden oluşmasıdır. Kömür katmanlarının varlığına bakıldığđı zaman gölün sığlaşan ve bataklık kesimlerinde çökeldiği gözlenmiştir. Kılıç Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak gözlenen konglomera-kum- kil ardalananmasından oluşan Yalakdere Formasyonu yer almaktadır. KAFZ'nun etkisi altında çökelen Yalakdere Formasyonu'nun bu fay zone etkisi altında çökmesinin nedeni iri daneli malzemelerden oluşmasıdır. Bu fay zoneunun etkisiyle beraber gölde oluşan derinliklerde kireçtaşı seviyeleri gelişmiştir. Pleyistosen yaşlı birimleri akarsuyu aşındırması oluşmuştur. Akarsu çökelleri kaynak yönünde yer almaktadır. Taşkın sahalarının gelişmesinin nedeni ise denizin dere yatağı boyunca içeriye doğru ilerlemesi ve düşük kotların olduğu bölgelerde bataklık ortamının oluşması olarak ifade edilebilir. Bu evrede deniz tarafında kumlu serilerin oluştuğu söylenebilir. KAFZ'nun topoğrafyanın düşmeye başladığđı Yalova açıklarında dere hızlı akışa geçtiği için deniz daha kuzeye doğru ötelenmiştir ve bu faya bağlı olarak oluşan normal faylarla Safran Deresi yatağının akıntı yönünde doğusunda derinleşen ve batısında sığlaşan bir istif oluşmuştur. Yamaç önlerinde bu istifler karasal yelpaze çökelleriyle örtülmüştür. Safran Deresi'nin akış yönünde denizel istifler günümüzde de gelişmeye devam etmektedirler. Bu safhada taşkın sahaları dere yatağı boyunca yüzeylenmekte iken Safran deresinin iç kesimlerinde hala bataklık istiflerinin varlığı görölmektedir. Bataklık ortamı normal faylanmış araziye koy olarak düşürdüğünden derenin batı kısmında yüzeylenmektedir. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve bu fayın etkisiyle gelişmiş olan aktif

normal fayların Safran deresinin oluşumunu etkileyip yönlendirmesiyle istiflenme bu doğrultuda Pleyistosen'den günümüze kadar gelmiştir.

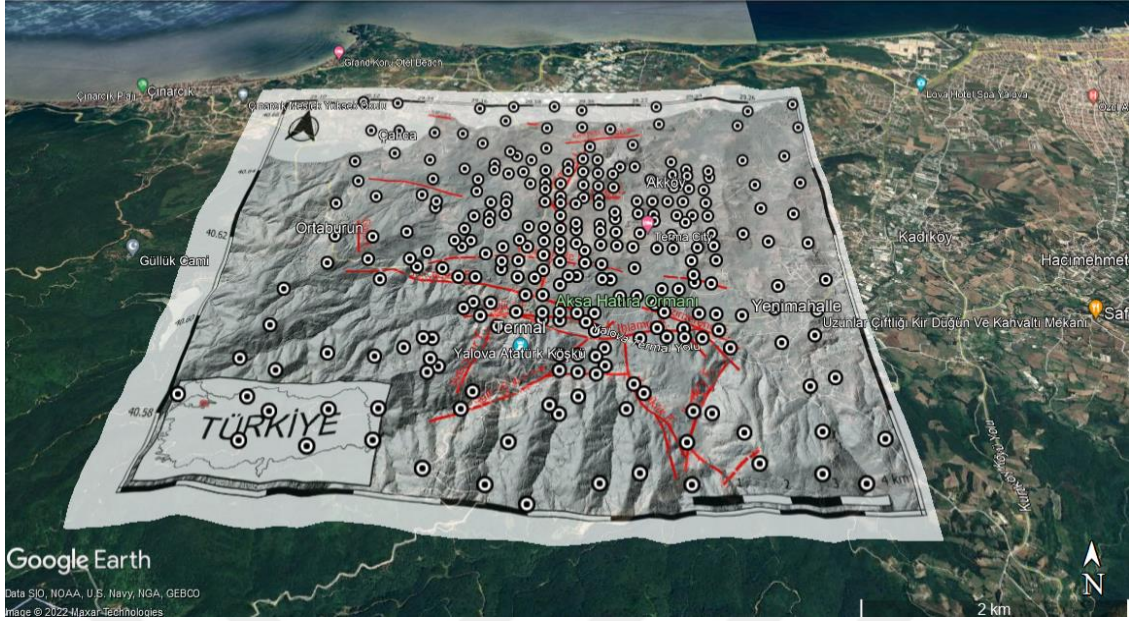
2.5. Jeoloji ile İlgili Bilgiler

Çalışma alanı olan Armutlu Yarımadası yapısal bir yükselim eğilimindedir. Armutlu Almacık zonu veya yüksekliği olarak da tanımlanabilmektedir (Elmas, 2003; Pekşen ve diğ., 2021; Yılmaz ve diğ., 1990; Yiğitbaş ve diğ., 2004).

KAF'a ait kollarla sınırlanmış olan Armutlu Yarımadası Sermoniye yaşı istiflerle başlayıp örtü çökellerin altında metamorfik bir temel bulundurur. Örtü çökellerin altında bulunan metamorfik temel düşük bir metamorfizmaya sahiptir (Erendil ve diğ., 1991; Pekşen ve diğ., 2021). Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Armutlu Yarımadası'ndan geçen bir kenet kuşağı tanımlanmıştır. Erken Paleosen ve Orta Eosen sırasında oluşan Armutlu Yarımadası Eosen yaşı volkanik serileri meydana getirmiştir (Erendil ve diğ., 1991; Pekşen ve diğ., 2021).

Yılmaz ve diğ., (1995) tarafından Armutlu Yarımadası'nı tektonostratigrafik olarak merkez ve kuzey olmak üzere iki zona ayırmışlardır. Merkez zonda İznik metamorfik topluluğu derin olmayan kaya grubu ile sınıflandırılabilir. Stratigrafik kolon kesitinde ise kayaçların yaşı Üst Kretase'ye kadar uzanmaktadır. Armutlu Yarımadası genel olarak batı kısımlarda derin olmayan bir metamorfizmaya sahiptir. Topoğrafya özelliğine göre incelendiğinde merkez zona göre daha yüksekte yer alan kuzey zonunu genel olarak zayıf metamorfizma temsil etmektedir (Ertekin, 2007; Pekşen ve diğ., 2021).

Neotektonik dönem incelendiği zaman, yaklaşık 15 milyon yıl önce Tetis Okyanusunun kapanmasıyla birlikte Arabistan Levhası, Anadolu Levhasıyla çarpışmaya başlar. Bu çarpışmanın doğrultusu kuzey-güney yönündedir. Çarpışmanın başladığı zamanlarda yaklaşık olarak 9 mm'lik hareket hızında doğuda meydana gelen sıkışmalar sonucunda çeşitli deformasyonlar oluşmuştur (Şengör ve Kidd, 1979). Bu süreçlerin sonucunda büyük doğrultu atımlı fay zonları, Anadolu Levhasının ortaya çıkışı ve Anadolu Levhasının batıya doğru kaçma eğiliminde olduğu anlaşılmıştır. Doğrultu atım mekanizmasının ortaya çıkardığı en önemli fay zonları olan KAFZ ve Doğu Anadolu Fay



Şekil 2.5. Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarındaki faylar ve gravite ölçü noktaları (Pekşen ve diğ., 2021)

Paleozoyikten günümüze kadar değişik zamanları içeren litolojik birimler yüzeylenmektedir. Temel olarak Prekambriyen-Alt Paleozoyik yaşlı olduğu gözlenen Pamukova metamorfitle ve metamorfizmanın az görüldüğü Alt Triyas -Kretase yaşlı İznik metamorfitle yer almaktadır. Daha üst kısımları incelemek gerekirse sırasıyla Bakacak Formasyonu, Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı İncebel Formasyonu, Eosen yaşlı Sarısu Formasyonunu kapsayan sedimanter ve volkano-sedimanter birimleri oluşturmuştur. Eosen döneminde ise Fıstıklı Granitoyidi bölgeye yerleşmiştir. Daha üstlerde Miyosen yaşlı Kılıç Formasyonu, Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Yalakdere Formasyonu ve Pleyistosen yaşlı denizel seki çökelleri ile birlikte alüvyonlar yer alır. Termal ilçesini yaşlı kuvarslı şistler, kalkışistler, grovaklar ve filitleri içeren şistler oluşturmaktadır. Üst birimlerde ise kumtaşı, marn, çakıltası ve kil ardalı Eosen birim bulunmaktadır. Bölgede en genç birim Kuvatern yaşlı alüvyondur.

2.6. Formasyonlar

2.6.1. Pamukova Metamorfitle

Pamukova metamorfitle Prekambriyen-Alt Paleozoik yaşlıdır. Pamukova metamorfitle inceleme alanının temelini oluşturur. Birimde gnaysik, amfibolit, amfibol şist ve granit bulunur. Bunun haricinde metagrovak, metavolkanit, sleyt ve kuvarsit

birimleri de görülmektedir. Pamukova metamorfikleri üzerinde düzensiz olarak İncebel formasyonu bulunur.

2.6.2. Taşköprü Formasyonu

Yalova bölgesinin doğusunda yer alan bu formasyon Taşköprü civarında yüzeylenmektedir. Taşköprü Formasyonu silttaşı, çakıltası ve kumtaşından oluşmaktadır. Taşköprü Formasyonu'nu oluşturan bu birimlerin renkleri grimsi, mor ve kırmızıdır. Kırık ve çatlaklarda gelişen bu formasyon hidrotermal olarak pirit, kalko pirit gibi cevher minerallerini de içermektedir. Çatlaklarda gelişen Taşköprü Formasyonu'nda yer yer kuvars içeren dolgular bulunmaktadır. Bu formasyon içerisinde yaygın olarak rastlanan kaya türleri silttaşı ile genel olarak demiroksit ve hematit çimentolu özelliğine sahip kumtaşı olarak gözlenmiştir. Formasyonda gözlenen kayalar mika pullarını içermektedir. İnceleme alanı içerisinde birimin tabanı gözlenmez. İnceleme alanı dışına baktığımız zaman ise birim tabanı metamorfik istiflerle uyumlu olarak gözlenir. Üst Paleosen Orta Eosen yaşlı İncebel Formasyonu ile birlikte Maestrihtiyen yaşlı Bakacak Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

2.6.3. Bakacak Formasyonu

Bakacak formasyonu Maestrihtiyen yaşlıdır. Birim kumtaşı, silttaşı, ve çakıltılarından oluşmuştur. Birimler grimsi, mor ve kırmızı renktedir. Üst Paleosen Orta Eosen yaşlı İncebel Formasyonu Bakacak Formasyonu'nun üzerinde yer almaktadır.

2.6.4. İncebel Formasyonu

Yalova ilinin batısında yer alan İncebel Formasyonu Üst Paleosen Orta Eosen yaşlıdır. İncebel Formasyonu aşındırdığı birimlerin rengine bağlı kalarak ayrıca üzerlemiş olduğu formasyonların etkisiyle değişik renklere sahiptir. Sarı, kahverengi, mor ya da gri renkleri içerir. Tabanı çakıl taşı, kiltası, marn, kumtaşı, çamurtaşı ve silt taşı ardalanması olarak tekdüze bir şekilde devam eder. Çakıl taşı ve kumtaşı alt düzeylerde 50-100 metre arasında değişen kalınlıklarda yer almaktadır. Kumtaşı sık ve derin denizel fosilleri içermektedir. Bunun yanı sıra laminalı, derecelenmeli ve dane desteklidir. Metamorfik kaya parçalı türbidik çökeller, volkanik ve bol kuvarsa sahip olan bu formasyon alt tabakadan üst tabakalara doğru incelenirse kuvars taneleriyle beraber kireçtaşı ve

çamurtaşından oluşan birbirine benzeyen birimlerin üst üste konularak devam ettiği gözlenmiştir. Kalınlığı yaklaşık 1000 metre olarak kabul edilen bu birim Üst Paleosen-Orta Eosen yaşlı olarak kabul edilir. Sarısu Formasyonu İncebel Formasyonu'nun üzerinde geçişli olarak yer almaktadır.

2.6.5. Sarısu Formasyonu

Termal ilçesi ve Çınarcık'ın güney batısında görülen Sarısu Formasyonu Orta Eosen yaşlıdır. Bu birim sarı, koyu yeşil, kahverengi, andezitik lav, aglomera, ince kaba taneli tuf ve orta tabakalı volkanik kumtaşı, ara düzeylerde ise tuf, lav ve çakıl taşı litolojilerinden oluşmuştur. Bu formasyonda çakıl taşlarının bağlayıcı malzeme oranı düşük ve dane destekli yapıya sahiptir. Bu birim de uyumsuz İncebel Formasyonu ile metamorfik kayalar arasında geçişli dokanak ilişkisi vardır. Sarısu Formasyonu üstte Kılıç Formasyonu tarafından örtülür ve Fıstıklı graniti ile kesilmiştir.

2.6.6. Fıstıklı Graniti

Yalova ilinin güneybatısında yüzeylenen bu formasyon Eosen (Lütesiyen-İpresiyen) yaşlıdır. Genel olarak gri renkli gözlenen formasyon sert bir görünümündedir.

2.6.7. Kılıç Formasyonu

Kılıç Formasyonu Miyosen sarmasiyenponsiyen yaşlı bir formasyondur. Bu formasyon kumtaşı, kıltaşı, çamurtaşı, silt taşı ve marn aralanmalıdır.

2.6.8. Yalakdere Formasyonu

Yalakdere Formasyonu Pliyosen yaşlıdır. Yalova'nın batısında görülen bu formasyon Akköy, Çınarcık çevresinde güneyinde ise Soğucak, Safran, Kadıköy, doğusunda ise Laledere, Gacık, Taşköprü civarında görülmektedir. Gevşek tutturulmuş olan bu birim kırmızı, sarı, kirli sarı ve yeşil renkli kumtaşı, konglomera, çamurtaşı ve marnlardan oluşmuştur. Bu birim içerisinde değişik düzeylerde kireçtaşı gözlenmekte olup, çakıllar genellikle yuvarlak ve orta boyuttadır. Çapraz tabakalanma görülen bu birimde çamurlu-killi topakçılar ve demir oksit nodülleri görülmektedir. Kılıç Formasyonu aktif tektonizmadan etkilenmesinin nedeni ise bu birimin yer yer heyelanlı olmasıdır.

Yalakdere Formasyonu Mudanya Formasyonunun Yalova ilindeki karşılığı niteliğinde olup akarsu ve yelpaze deltası çökellerinden oluşmuştur.

2.6.9. Kireçtaşı Üyesi

Yalova ilinin batısında ve Çınarcık ve Çiftlikköy etrafında yüzeyleyen bu formasyon bej, beyaz ve gri renkli kireçtaşı seviyeleri olarak yer almıştır. Genellikle yatay konumlu olup, yer yer kil ardalıdır. Lamelli ve grovaklar kireçtaşları içerisinde görülmektedir. Kireçtaşı üyesinin kalınlığı değişkenlik göstermektedir ve yer yer 100 metre ye kadar erişmektedir.

2.6.10. Kuvaterner Çökelleri

Kuvaterner çökelleri Altınova ile Yalova arasında kıyı ve kıyı gerisinde kalan düzlüklerin arasında, denizel seki çökelleri ile kıyı ve akarsu etrafında çökelmiş çökel topluluklardan oluşmuştur. Temel kayalardan oluşmuş olan yamaç eteklerinde dağınık halde ve küçük yüzeyler halinde gözlenir. Morfolojik açıdan incelemek gerekirse deniz çökellerinden oluşan seki çökelleri yaklaşık 3-5 ve 8-70 metre arasında değişen kotlara bağlı olarak farklı gruplar halinde bulunmaktadır. Kendi içerisinde alt ve üst seki çökelleri olmak üzere iki gruba ayrılmıştır.

Halosen birimler sekiler dışında kalmış ve tutturulmamış çökellerden oluşmuştur. Formasyonun kıyı kesimleri denizde, karada ise akarsu ortamında çökelmektedir. Birbirine geçişli olan Halosen birimler düşey yönde daha yaşlı kayalar üzerinde görülmektedir. Kökeni denizel olan bu birimler kıyı kordonu, kıyı düzlüğü, plaj ve bataklık çökellerinden oluşturmuştur.

3. GRAVİTE YÖNTEMİ

3.1. Gravitenin Tarihsel Gelişimi

Katı ve biçimsel olarak değişim gösteren kütlelerin mekaniğinin gelişmesi XVII. ve XVIII. yüzyıllarında yapılan gravite çalışmalarını etkilemiştir. Gravite çalışmalarına bağlı olarak bir uzunluk biriminin tanımlanması için gravite belirlenirken gerekli olan mesafe ve zamanın ölçüsü alınmalıdır. Dünyanın şekli incelenirken özellikle gravitenin konum bağımlılığı önemli bir rol oynamaktadır. Sonraki yıllarda teknolojik gelişmelerle beraber jeofiziksel ve jeodezik ölçüler artmaya başlamıştır.

XX yy.ın ikinci yarısından itibaren jeodezik ağların oluşturulması bununla beraber jeofizik araştırmaların artmasıyla gravite ölçümlerinde aşağıdaki gelişmeler meydana gelmiştir.

- Yüksek duyarlılığa sahip ve ölçüm aralığı geniş olan statik gravimetreler kullanılmaya başlanmıştır. (Sabit istasyonda $\pm 10^{-8} m / s^2$, Çalışma sahasında $\pm 10^{-7} m / s^2$)
- Duyarlılığı sabit ve taşınması kolay olan serbest düşme aygıtları kullanılmaya başlanmıştır.
- Deniz çalışmalarında önemli bir yere sahip olan deniz gravite ölçerleri kullanılmaya başlanmıştır (Torge, 1989).

Araştırmacılar XVI. yüzyılına kadar gravite ivmesini belirlerken Aristoteles'in teorisinden yararlanmıştır. Teoriye göre düşen bir cismin zaman içerisinde almış olduğu hız kendi ağırlığı ile orantılıdır. Galileo (1564-1642) düşen cisim üzerinde kurmuş olduğu teoriler ve yaptığı çalışmalar sonucunda Aristoteles'in vermiş olduğu teorinin doğru olmadığını ispatlamıştır. Galileo eğimli yüzeylerde yapmış olduğu çalışmayla düşen bir cismin düzenli olarak ivmelenen bir hareket olduğunu ispatlamıştır. Deneyler sonucunda hareket halindeki bir sarkacın uzunluğunun yalnızca sarkacın periyodunu bağlı olduğunu belirlemiştir. Christian Huygens (1629-1695) matematiksel ve fiziksel sarkaç teorileriyle ilgilenmiş ve sarkaç saatini üretmiştir (Torge, 1989).

1600'lü yıllar öncesinde Aristoteles yapmış olduğu çalışmalar neticesinde dünyanın merkezine doğru hareket eden cisimleri örnekleyip bu örnekler üzerinde çeşitli tanımlar

yapmıştır. Ancak 1600'lü yılların ortası itibarıyla Isaac Newton (1643-1727) Kepler'in oluşturduğu gezegenler kanuna bağlı olarak serbest düşme hareketinin gravitede önemli bir yere sahip olduğunu belirtmiştir. 1687 yılında ise gravite kuvveti ile ilgili (3.1) denklemi tanımlanmıştır.

$$b = G \frac{M \times m}{r^2} \quad (3.1)$$

Gravite kuvveti (b), gravite sabiti (G), kütle (m), aralarındaki mesafe ise (r) olarak tanımlanmıştır (Torge, 1989).

3.2. Tarihteki İlk Gravite Ölçümleri

Tarihsel olarak incelendiği zaman gravite yöntemi üst kabukta yer alan ekonomik değeri yüksek olan kütlelerin araştırılmasında ve yer içi dinamiklerinin belirlenmesinde önemli bir role sahiptir.

İlk olarak 1941 yılında Küba Adası'ndaki Camaguey krom sahasından daha fazla kromit elde edebilmek için gravite ve manyetik yöntem kullanılmıştır. Çalışılan arazinin düz bir alana sahip olması gravite çalışmasında önemli bir avantaj oluşturmuştur. Küba Adası'nı oluşturan kayaların içindeki serpantinde Camaguey sahasındaki kromitler bulunmaktadır. Çalışılan arazi genel olarak laterit ve alüvyon ile kaplıdır. Bunun yanı sıra arazinin bazı bölgelerinde püsküren sahalar ve kromit çıkmıştır. Çalışmada kullanılan gravite ve manyetik yöntem kromun yerini açık bir şekilde göstermiştir (Hammer ve diğ., 1945; Lee, 1941).

1948 yılında frost gravimetresi kullanılarak gerçekleştirilen ilk çalışma Arizona Bisse'de yapılmıştır. Çalışma sahasında bulunan kayaçların fiziksel özellikleri, yoğunlukları ve yüksek sülfür kütlelerinden kaynaklı frost gravimetresi tercih edilmiştir. Sonraki aşamada ise Worden gravimetresi kullanılarak bu çalışma tekrarlanmıştır. Worden gravimetresinin tercih edilme sebebi kolay taşınabilir olmasıdır. Saha çalışmasının ardından veri işlem aşamasında gravite etkisinin düşey türevi hesaplanıp yorumlanmıştır. Çalışılan bölgede bulunan cevher sınırlarını ve kütlenin devamlılığını tespit edebilmek için hesaplanan düşey türevler iyi sonuçlar vermiştir (Domzalski, 1955; Sumner ve Schnepfe, 1966).

1958 yılında Avustralya Eyre’de demir madeni yataklarının ortaya çıkartılması için detaylı bir çalışma gerçekleştirilmiştir. Ülkede güncel olarak kullanılan bütün demir madeni yataklarının kaynağı bu çalışmaya dayanmaktadır. Middleback üzerinden havadan manyetik (düşük seviyeli (300 ft)) ve gravite çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu yapılan çalışmalar sonucunda hematit, kuvars ve takonit elde edilmiştir. Gravite ve manyetik yöntemin (Watts düşey varyometresi) karada uygulanmasıyla (D-B 5,5 K-G 600-1000 ft uzunluğunda) ve (886 ft) derinlikte düşük kaliteli demir bilgisine ulaşılmıştır (Webb, 1966).

Missouri’de Leadwood kasabasında (St. Lois ‘in güneybatısı) 1961 yılında yeraltından ve yüzeyden gravite ölçüleri yapılmıştır. Kuzey LeadWood madeni kurşun kemeri olarak bilinen bir bölgedir. Bu bölge Güneydoğu Missouri kurşun bölgesinin geniş bir alanını kapsamaktadır. Yüzeyden ve yeraltından alınan ölçüler birbirleri ile karşılaştırılmıştır. Yüzeyden 214 gravite ölçüsü, yeraltından ise toplam 278 gravite ölçüsü alınmıştır. Bu ölçüler sonucunda maden cevherinin galen içinde (kurşun sülfür) bulunan bir maden olduğu tespit edilmiştir. Bu çalışmanın amacı yeraltından ve yüzeyden yapılan gravite ölçülerini karşılaştırıp yapıların varlığını belirlemek ve maden cevherinin maden içerisindeki yapılarla olan ilişkisini ortaya koymaktır. Yeraltından alınmış olan 278 gravite ölçüsü sonucunda derinde gömülü olan madenlerin varlığını tespit etmede oldukça başarılı sonuçlar elde edilmiştir (Algermissen, 1961).

3.3. Gravite Yöntemi ile İlgili Temel Bilgiler

Yerküre üzerinde sabit bir konumda duran cisme etki eden gravitasyonel kuvvet merkezkaç kuvvetinin bir sonucudur ve gravite olarak ifade edilir (Hoffmann-Wellenhof ve Moritz, 2006). Yerçekimi (gravite), Newton’un birinci ve ikinci yasalarından ortaya çıkmıştır. Petrol ve doğalgaz arama çalışmalarında ilk kez yirminci yüzyılda kullanılan gravite yöntemi, günümüzde ise arkeoloji çalışmalarında ve hidrokarbon araştırmalarında kullanılmaktadır (Akyol ve diğ., 2006; Komazawa ve diğ., 2002; Özalaybey ve diğ., 2011; Pacheco ve diğ., 2006; Setyawan ve diğ., 2015; Sheriff, 2002). Potansiyel alan yöntemi olarak karşımıza çıkan gravite yöntemi doğal kaynaklı bir yöntemdir ve yerçekimi ivmesinde meydana gelen küçük değişimler hesaplanmaktadır. Yeraltında bulunan farklı yoğunluğa sahip kayaç yapılarını araştırır. Yeraltında bulunan kayaçların farklı yoğunluğa sahip olması gravite ivmesinde meydana gelen küçük değişimleri

oluşturur bu değişimler gravimetre cihazıyla ölçülmektedir. Genel olarak gravimetre cihazları yerçekimi (gravite) ivmesinin düşey bileşenini ölçmektedir. Gravite çalışması sonucunda elde edilen verilere birtakım düzeltme işlemleri uygulandıktan sonra anomali haritaları elde edilmektedir (Wilcox, 1974). Elde edilen bu anomaliler yoğunluk farkına göre değerlendirilir ve yorumlanır. Gravite yönteminde önemli parametrelerden birisi de ortalama yoğunluğun üzerinde pozitif anomali, ortalama yoğunluğun altında ise negatif anomali gözleniyor olmasıdır. Ayrım gücü düşük olan gravite yöntemi yanal yoğunluk değişimlerinden etkilenirken düşey yoğunluk değişimlerinden etkilenmezler ve buna bağlı olarak çalışma sahasının alanı arttıkça sismik gibi çözüm gücü yüksek olan yöntemler yardımcı yöntem olarak kullanılabilir. Gravite yönteminin esas amacı yeraltında bulunan anomalinin oluşumuna sebep olan kütlenin belirlenip değerlendirilmesi ve yeraltı modellemesinin yapılmasıdır (Oruç, 2013).

Newton'un yerçekimi yasaları incelendiği zaman, aralarında r mesafesi olan M ve m kütleli iki cisim arasındaki çekim kuvveti (3.2) denkleminde verilmiştir.

$$F = G \frac{M \times m}{r^2} \quad (3.2)$$

F çekim kuvveti, G yerçekimi ivmesi, M ve m kütleleri, r cisimlerin kütlelere olan uzaklığını ifade etmektedir.

Buna bağlı olarak (3.3) denkleminde verilen çekim kuvveti, hareketin ivmesi ve kütlenin çarpımı olarak açıklanabilir.

$$F = m \times g \quad (3.3)$$

Aralarında r mesafesi olan kütle çekim nedeniyle ile oluşan ivme (3.4) denkleminde verilmiştir.

$$g = G \frac{M}{r^2} \quad (3.4)$$

Yerkürenin yarıçapı $R = 6371000 \text{ m}$ ve yerkürenin kütlesi $M = 5,97 \times 10^{24} \text{ kg}$ alınırsa yerçekimi ivmesi (gravite ivmesi) $g = 9,8 \text{ m/s}^2 = 980 \text{ cm/s}^2 = 980 \text{ gal}$ olarak hesaplanır. Uluslararası yerçekimi sabiti olan gravite (G) ilk kez Cavandish (1793) tarafından $6.6579 \times 10^{-8} \text{ c} \cdot g \cdot s$ birimi olarak kullanılmıştır (Blakely, 1996). SI (Système international

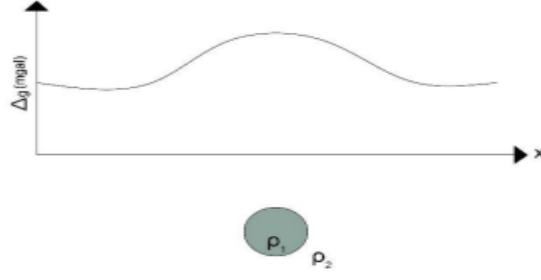
d'unités) birimine göre günümüzde de kullanılan bu değer $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 / \text{kg s}^2$, $c \cdot g \cdot s$ birimine göre ise $6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 / \text{gr s}^2$ olarak kullanılmaktadır (Blakely, 1996; Oruç, 2013). Jeodezi ve Jeofizik birliği (IUGG) 1930 yılında referans gravite formülünü tanımlamışlardır. Tanımlanan bu formül 1967 yılında gözden geçirilmiş GRS1967-Geodetic Reference System-1967 adı altında yeniden düzenlenmiştir. 1984 yılında Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği tarafından tanımlanan formül (3.5)'te verilmiştir.

$$gn(\lambda) = 978032.67714 \left(\frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.0066943799013 \sin^2 \lambda}} \right) \quad (3.5)$$

Yeraltı, ekonomik zenginlikleri içinde barındıran manyetik, sedimanter ve metamorfik minerallerden oluşmaktadır. Mineraller ve kayaçlar yeraltında farklı derinlik, yoğunluk ve boyuta sahiptirler. Gravite ivmesinde gözlenen küçük değişimlerin nedeni olarak bu farklılıklar söylenebilir. Zaman içerisinde teknolojinin ilerlemesiyle birlikte geliştirilen aletler gravite ivmesinde meydana gelen bu küçük değişimleri ölçmeye olanak sağlamıştır. Gravite yönteminin temel taşlarından birisi olarak yerçekimi ivmesinde meydana gelen küçük ivme değişimlerinin ölçülüp yorumlanması ve değerlendirilmesi söylenebilir. Bu açıklamaya örnek vermek gerekirse masif manyetit veya masif sülfatlı bir kütle ile yan tarafında bulunan kayaç arasında bir yoğunluk farkı oluşmaktadır. Oluşan bu yoğunluk farkı neticesinde gözlenen gravite anomalisi masif sülfatın veya manyetitinin bulunmasını sağlar (Telford ve diğ., 1990).

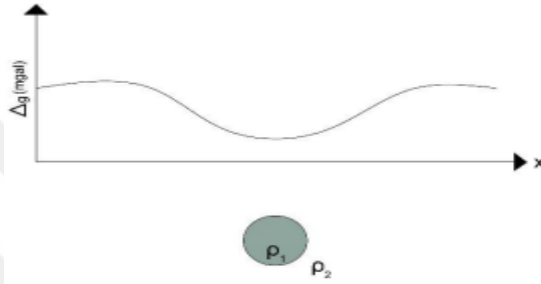
Gravite yöntemi petrol ve doğalgaz aramalarının yanı sıra masif sülfat veya demir gibi maden arama çalışmalarında, gömülü faylar, tuz domları, antiklinal araştırmalarında, kalderaların tespitinde, zemin etüt çalışmalarında kısaca bu yöntem yoğunluk farkı oluşan jeolojik yapılarda oldukça başarılı sonuçlar vermektedir.

Gravite yönteminde yoğunluk farkının ($\Delta\rho \neq 0$) sıfırdan farklı olduğu durumlarda yeraltı ortamının etkisiyle gravite anomalisi gözlenmektedir. Yeraltı ortamının oluşturduğu bu durum “bozucu kütle” diğer bir ifadeyle “anomali” olarak isimlendirilmiştir (Oruç, 2013). Yoğunluk farkının sıfır ve sıfırdan farklı olması durumunda gözlenen anomaliler (Şekil 3.1, Şekil 3.2, Şekil 3.3)’te verilmiştir.



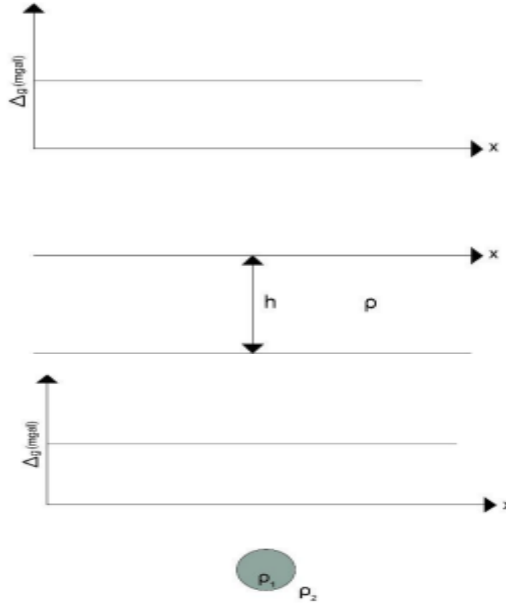
$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 > 0$$

Şekil 3.1. Hedef kütle yoğunluğunun yan kayaç yoğunluğundan büyük olduğu durumda gözlenen gravite anomalisi



$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 < 0$$

Şekil 3.2. Hedef kütle yoğunluğunun yan kayaç yoğunluğundan küçük olduğu durumda gözlenen anomali verilmiştir



$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2 = 0$$

Şekil 3.3. Gravite anomalisinin oluşumuna neden olan yeraltı ortamı. Aranılan hedef kütle ve yan kayaç arasında yoğunluk farkı sıfır olması durumunda herhangi bir anomali gözlenmez

Tablo 3.1. Kayaların yoğunluk ve manyetik süsepbilite değerleri (Sanver ve İşveren, 2007'den uyarlanmıştır)

Kaya Türü	Yoğunluk gr/cm³
Sedimanter Kaya	
Alüvyon	1.96-2.00
Kil	1.63-2.60
Dolomit	2.28-2.90
Kumtaşı	1.77-3.20
Kireçtaşı	1.61-2.76
Magmatik Kaya	
Granit	2.50-2.81
Grandiyorit	2.67-2.79
Gabro	2.70-3.50
Andezit	2.40-2.80
Bazalt	2.70-3.30
Metomorfik Kaya	
Sleyt	2.70-2.90
Şist	2.39-2.90
Gnays	2.61-2.99

3.4. Gravite Yönteminin Amacı

Gravite yöntemi bakır, sülfat, demir, krom, kurşun gibi özgül ağırlığı yüksek ve tuz, jips, kaldera gibi özgül ağırlığı düşük olan maden arama çalışmalarında kullanılan ana role sahip yöntemlerden birisidir. Çalışılacak maden sahası küçük yataklara sahipse mikrogravite cihazları tercih edilir. Gravite yöntemi çalışma sahasının topoğrafyasından fazla etkilendiği için özellikle engebeli alanlarda ölçüm yapılırken cihazların hassas kullanılması gerekmektedir. Ölçüm öncesi kalibrasyon işlemleri yapıp aranılan madenin kaç miligal hassasiyetinde olabileceğinin ön kestirimi yapıp ölçüm cihazının bu hassasiyette ölçüm yapma kapasitesinin olup olmadığı incelenmelidir.

Yöntem yer çekimini belirlemede, askeri araştırmalarda, yerin gravitasyonel alanının incelenmesinde, ölçüm sonuçlarının değerlendirilip yeraltı modellenmesinin yapılmasını sağlamaktadır.

3.5. Gravite Birim

Gravitenin birimi Galileo'ya ithafen ‘gal’ olarak kullanılmaktadır (Reynolds, 1997). Gravite ivmesinde yeraltında bulunan kayaçlar arasındaki yoğunluk farkından kaynaklı olarak çok küçük değişimler hesaplanmaktadır. Hesaplama yapılırken bağıl gravite

ölçülerinde bu küçük değişimlere karşılık olarak gal'in binde biri olan miligal kullanılmaktadır (Oruç, 2013). Birim dönüşümleri ile ilgili tablo aşağıda verilmiştir (Tablo 3.2).

Tablo 3.2. Birim dönüşümleri

$10^{-2} m/s^2 = 1 cm/s^2 = 1 gal$
$10^{-3} gal = 1 mgal$
$10^{-1} mgal = 1 g.u (gravityunit)$
$10^{-3} mgal = mikrogal (\mu gal)$

3.6. Gravite Yönteminde Saha Ölçümü

Gravite yönteminde ölçüler gravimetre adı verilen cihazla yapılmaktadır ve düşey bileşen ölçülür. Zaman içerisinde teknolojinin ilerlemesiyle birlikte gelişen gravimetre cihazları (yatay, düşey ve derinlik) üç bileşende ölçü yapmaktadır. Yöntemde ölçüler hedeflenen amaca göre farklılık göstermektedir. Amaç doğrultusunda mutlak veya bağıl gravite olmak üzere iki çeşitte ölçü yapılmaktadır (Lowrie ve Andreas, 2020).

Gravite değerinin her bir noktada farklı hesaplanmasının en önemli nedeni dünyanın şeklinin elipsoidal olmasıdır. Ayrıca yarıçap ile enlemler arasındaki değişkenlerde bu farklılığın önemli nedenlerinden birisidir (Lowrie ve Andreas, 2020). Buna bağlı olarak ekvator ve kutuplarda farklı değerler ölçülmüştür. Ekvatorda bu değer 978031.89 miligal, kutuplarda ise 983217.77 miligal'dir. Günümüzde ise (1967 yılından itibaren) uluslararası gravite değeri 981260.00 miligal olarak alınır.

- Serbest Düşme Yöntemi: Boşlukta serbest düşmeye bırakılan bir cismin t_1 ve t_2 zamanda aldığı yol (3.6) denkleminde verilmiştir.

$$s_1 = \frac{1}{2} * g * t_1^2 \quad (3.6)$$

$$s_2 = \frac{1}{2} * g * t_2^2 \quad (3.7)$$

(3.6) denklemi t_2 , (3.7) denklemi ise t_1 ile çarpılırsa (3.8) ve (3.9) denklemleri elde edilir.

$$t_2 s_1 = \frac{1}{2} * g * t_2^2 \quad (3.8)$$

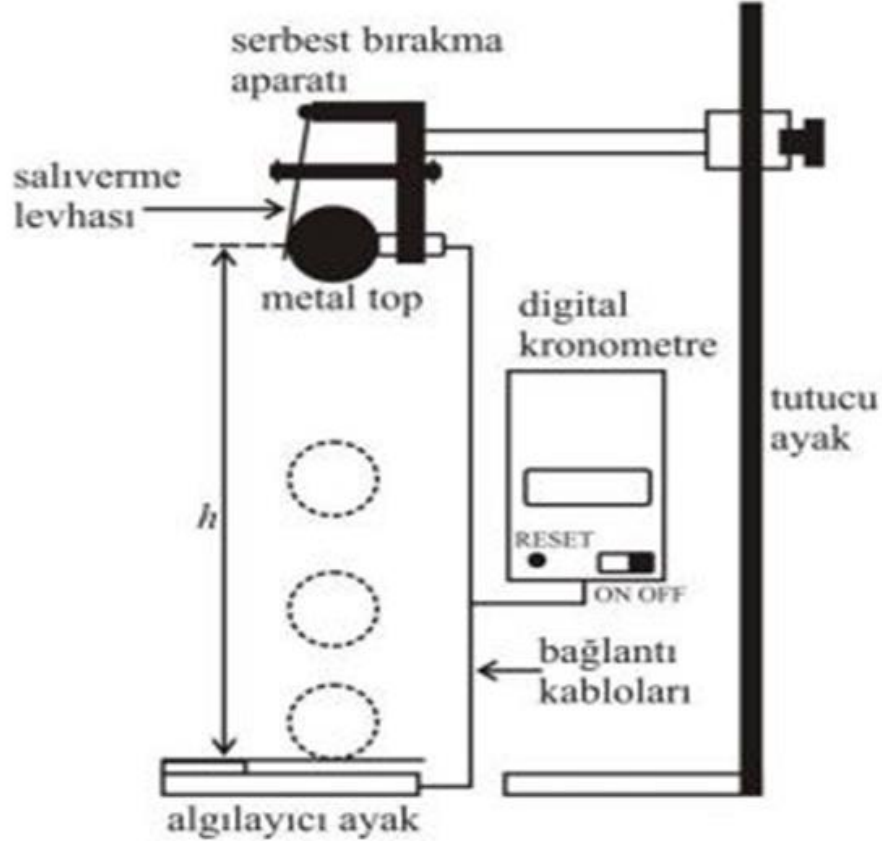
$$t_1 s_2 = \frac{1}{2} * g * t_1^2 \quad (3.9)$$

(3.8) denklemi (3.9) denkleminde çıkarıldığı zaman (3.10) denklemi elde edilir.

$$t_2 s_1 - t_1 s_2 = \frac{1}{2} * g * t_2^2 - \frac{1}{2} * g * t_1^2 \quad (3.10)$$

Buna bağlı olarak mutlak gravite değeri (3.11) denkleminde verilmiştir.

$$g = \frac{2(s_2 t_1 - s_1 t_2)}{t_1 t_2 (t_2 - t_1)} \quad (3.11)$$

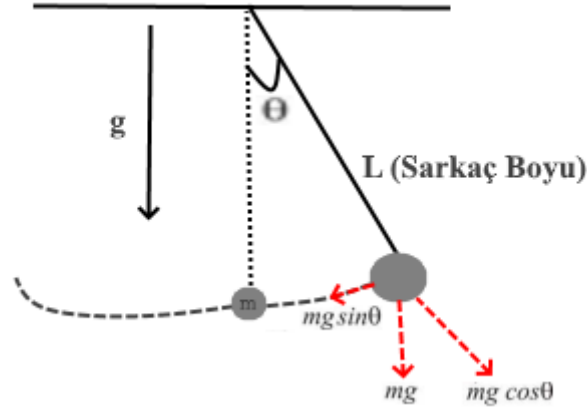


Şekil 3.4. s_1 ve s_2 : yolları t_1 ve t_2 ise yüksek duyarlılıkta ölçülebilen zamanları göstermektedir (Oruç, 2013)

- Basit Sarkaç Yöntemi: Gravite alanı içerisinde bulunan uzunluğu bilinen bir sarkacın salınım zamanı gözlenmiştir. Gravite değeri l_1 ve l_2 iki farklı sarkaç boyu için (3.12) denklemi verilmiştir.

$$G = 4\pi^2 \frac{L_1 - L_2}{t_1 - t_2} \quad (3.12)$$

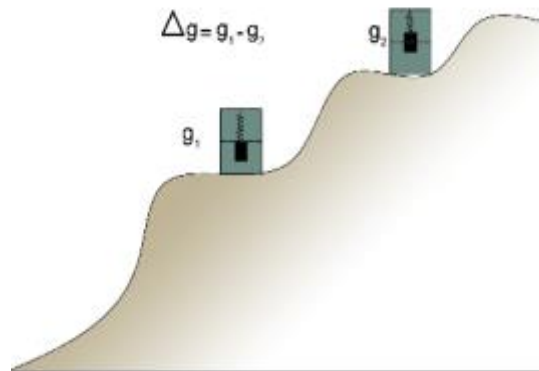
t_1, t_2 : salınım zamanlarını ifade etmektedir.



Şekil 3.5. Sarkaç yöntemi

3.6.1. Bağlı Gravite

Bağlı gravite çalışmasında yeraltında sığ ve derin lokasyonlarda bulunan cisimlerin derinliği, geometrisi ve konumu belirlenmektedir. Yeraltında farklı konumda ve derinlikte bulunan kütleler gravite ivmesinde küçük değişimler meydana getirdiği için bu kütlelere bozucu kütleler denilmektedir. Bu kütlelerin neden olduğu çok küçük değişimler gravimetre cihazlarıyla ölçülmektedir. Bağlı gravite çalışması ekonomik olarak mutlak gravite çalışmasından daha fazla kazanç sağlamaktadır. Yöntem kendi içinde dinamik ve statik yöntem olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Oruç 2013; Torge 1989).



Şekil 3.6. Bağlı gravite şematik gösterim (Oruç, 2013)

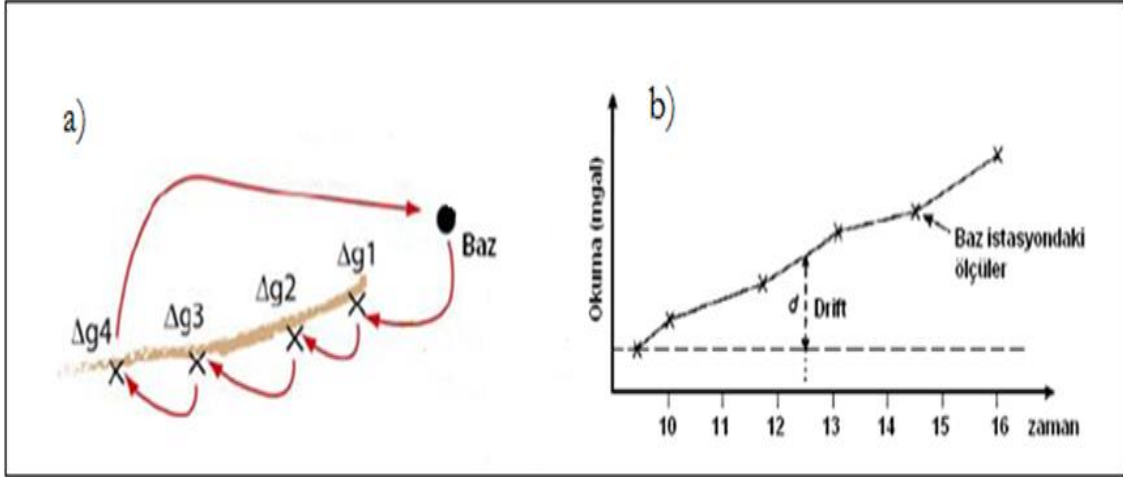
3.7. Gravite Ölçülerine Uygulanan Düzeltmeler

Arama jeofiziğinin önemli yöntemlerinden birisi olan gravite arama yönteminde gravimetre cihazı ile yapılan ölçülerde istenmeyen etkiler gözlenmektedir (Özdemir, 1984). Gravimetreler hassas ve duyarlılığı yüksek aletler olduğu için bir süre sonra kullanıma bağlı olarak taşınmasından kaynaklı oluşacak sarsıntılar, bu sarsıntıların yanı sıra yayın elastik özelliğinin değişmesi gravite ölçülerini etkilemektedir ve gerekli düzeltmeler yapılmazsa belirlenen baz noktasında farklı değerler ölçülebilir. Saha çalışmasında ölçü yapılacak nokta baz olarak alınırsa, ölçü noktasının deniz seviyesine olan konumu, gel-git etkisi ve yer hareketleri (yerin şekli ve dönmesi) gravite verilerinde istenmeyen etkilerin oluşmasını sağlamaktadır (Oruç, 2013). Tüm bu etkilerin giderilmesi ve jeolojiye bağlı etkilerin yorumlanıp değerlendirilmesi için aşağıda uygulanacak düzeltmeler sırasıyla verilmiş ve devamında detaylı olarak açıklanmıştır.

- Drift düzeltmesi
- Gel-git (Tide) düzeltmesi
- Enlem (Latitude) düzeltmesi
- Yükseklik (Elevation) düzeltmesi (Serbest hava (Free-air) ve Plaka (Bouger))
- Topoğrafya (Terrain) düzeltmesi
- İzostazi düzeltmesi

3.7.1. Drift Düzeltmesi

Gravimetre cihazları hassas ve duyarlı aletler olduğu için uzun süre kullanıldığı zaman ortam şartlarından (sıcaklık, basınç, yayda oluşan sıçramalar) etkilenmektedir ve yayın elastik özelliği değişime uğramaktadır. Gravimetre cihazlarında gözlenen bu durum alet sapması ya da drifti olarak tanımlanmıştır (Oruç, 2013). Alet sapmasının giderilmesi için saha çalışması devam ederken belirlenen bir baz noktasında gün içerisinde herhangi 1-2 saat zaman aralığında ölçüler yapılır (Reynolds, 2011). Belirlenen baz noktasında alınan ölçüler ölçü zamanlarına bağlı olarak çizdirilirse drift grafiği elde edilmektedir (Şekil 3.7) (Oruç, 2013). Drift değerleri 1 mgal'den büyük çıkarsa gravimetre cihazında bir problem olduğu düşünülmelidir (Parasnis, 2012).



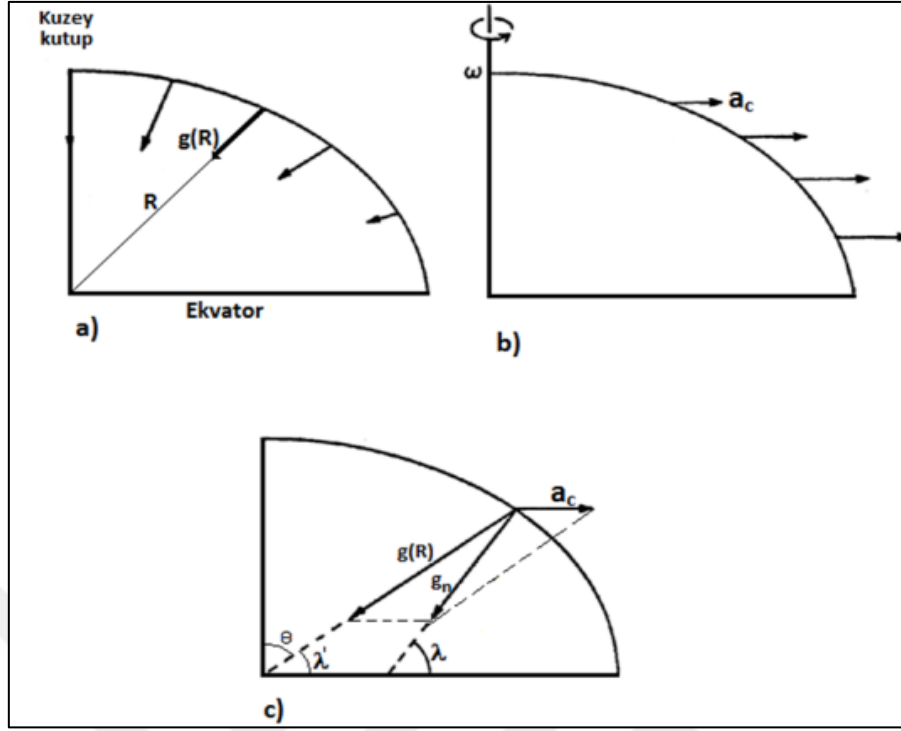
Şekil 3.7. a) Ölçüm için belirlenen baz noktasına dönülerek yapılan tekrarlı ölçüm. b) Drift grafiği kesikli çizgiler belirlenen baz noktasından elde edilir. Drift düzeltmesi bu grafikten yapılmalıdır (Oruç, 2013; Pekşen ve diğ., 2021)

3.7.2. Gel-Git Düzeltmesi

Gel git etkisinde ay ve güneşin bulundukları konuma bağlı olarak gravite ölçülerinde değişim gözlenmektedir. Bu etkinin neden olduğu değişim en fazla 0,3 mgal'dir (Blakely, 1996). Ülkemizde ise bu değer yaklaşık olarak 0,1-0,2 mgal civarındadır. Gravite verilerinden bu etkinin giderilmesi için gel-git düzeltmesi uygulanmalıdır. Bu etki gravite çalışmalarında çoğu kez ihmal edilse de özellikle su kütlelerinin fazla etkileniyor olması, okyanusa yakın bölgelerde bu etkinin giderilmesi gerektiğini ortaya koymuştur (Oruç, 2013).

3.7.3. Enlem Etkisi ve Düzeltmesi

Yerkürenin elipsoidal şekli (ekvatordan basık, kutuplardan şişik) ve dönmesine bağlı olarak gravite ölçüleri etkilenmektedir. Bu nedenlerden dolayı gravite ölçülerinde enlem etkisi oluşmaktadır. Yeryüzünde belirlenen herhangi bir noktadan alınan gravite ölçüsü enlemin (ϕ) fonksiyonu olarak yazılabileceği için enlem etkisi belirlenen ölçü noktasının konumuna bağlı olarak ekleme veya çıkarma yolu ile hesaplanabilir (Oruç, 2013; Reynolds, 2011). Belirlenen ölçü alanına yakın bir noktanın enlemi belirlenir ve bu enlem-noktasına indirgeme yapılarak düzeltme işlemi gerçekleştirilir. Bu işleme "enlem etkisi ve düzeltmesi" denir.



Şekil 3.8. Elipsoidal yarıçap R ile verilmiştir. Boylam açısı θ , λ' geosentrik enlem açısı, λ ise coğrafi enlem açısını ifade etmektedir. gn dönme elipsoidine dik olan normal gravite ivmesi. Gravite ivmesinin yerin çekirdeğine yöneldiğini ve bununla beraber merkezkaç ivmesinin şematik gösterimi (Oruç, 2013)

Şekil 3.8 incelendiği zaman gravite ivmesi radyal doğrultudadır ve ekvator düzlemiyle yaptığı geosentrik açıya enlem açısı (λ) denilmektedir. Enlem açısı ile kutup açısı (θ) birbirlerini dik olacak bir şekilde yani 90° ye tamamlamaktadır. Coğrafi enlem (λ) açısı'nın ölçüsünde jeodezik yöntemler kullanılmaktadır. Bu ölçü yapılırken elipsoide teğet olacak şekilde konumu değişmeyen sabit bir yıldızın yaptığı enlem açısı ölçülmektedir. Bu ölçüler sonucunda coğrafi enlem açısı ve geosentrik enlem açısı arasındaki farkın küçük olduğu belirlenmiştir. Ekvator ve kutuplarda ölçülen enlem açılarının arasındaki fark ($\lambda - \lambda'$) sıfırdır. 45° enlemi'nde aralarında oluşabilecek en büyük fark oluşur ve bu fark sadece $0,19'$ 'dur. Gravite değeri coğrafi enlem açısına bağlı olarak gelişmiştir (gn). Gravite ivmesi yer çekirdeğine doğru yönelmiştir ve (g) ile a (merkezkaç ivmesi)'nin vektörü olarak tanımlanmıştır (Oruç, 2013).

3.7.4. Yükseklik Düzeltmesi

Yerkürenin şekli ve hareketine bağlı olarak gravite arama çalışmaları yapılırken belirlenen ölçü noktaları yerin merkezine göre farklı uzaklıkta konumlanır. Bu durum

yükseklik etkisinden kaynaklanmaktadır. Yükseklik düzeltmesi serbest hava düzeltmesi ve Bouguer (plaka) düzeltmesi olmak üzere iki şekilde hesaplanır.

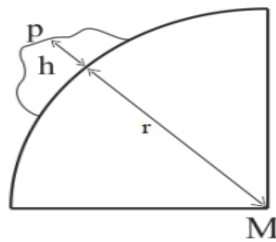
3.7.4.1. Serbest Hava Düzeltmesi

Gravite ölçüleri denizin üstünde yapılıyorsa ölçü değerlerinde herhangi bir değişim gözlenmeyecekti, ancak karada alınan gravite ölçülerinde topoğrafyanın oluşturduğu etkenler ölçülerin yüksekliklerini etkilemektedir. Gravite ivmesinin uzaklığın karesine ters orantılı olarak değişim gösterdiği bilindiğine göre, bu değişim deniz seviyesi baz alınırsa üst kotlara doğru gidildikçe gravite ivmesinde bir azalmaya neden olmaktadır (Blakely, 1996). Bu etkenlere bağlı olarak ölçülerin düzeltilmesi için bir referans noktası seçilip, seçilen noktaya ölçülerin indirgenmesi ile sağlanır. Referans noktası olarak herhangi bir yükseklik seviyesi seçilebileceği gibi deniz seviyesi olarak da alınabilir (Sanver ve İşseven, 2007). Serbest hava düzeltmesi anlaşılacağı üzere yükseklik farkına bağlı olarak ortaya çıkmıştır. Newton tarafından tanımlanan yerkürenin gravite ivmesi (3.13) denkleminde verilmiştir.

$$g(r) = G \frac{M}{R^2} \quad (3.13)$$

Deniz seviyesi baz alınarak h kadar yükseklikte (3.14) denklemi kullanılmaktadır.

$$gh = G \frac{M}{(r+h)^2} = \frac{GM}{r^2 + 2rh + h^2} = \frac{GM}{r^2} = \frac{1}{\left(1 + \frac{h}{r}\right)^2} \quad (3.14)$$



Şekil 3.9. Kütlesi M, yarıçapı R olan yükseklik değişimi (Oruç, 2013)

(3.14) denkleminde $1/\left(1 + \frac{h}{r}\right)^2$ kısmının seri açılımı (3.15) denkleminde verilmiştir.

$$G \frac{M}{R^2} \left(1 - 2\frac{h}{r} + 3\frac{h^2}{r^2} \dots\right) \quad (3.15)$$

(3.13) denklemi (3.15) denkleminde yerine yazıldığı zaman (3.16) denklemi elde edilir.

$$gh - g_0 = -2g_0 \frac{h}{r} \left(1 - \frac{3h}{2r} + \dots \right) \quad (3.16)$$

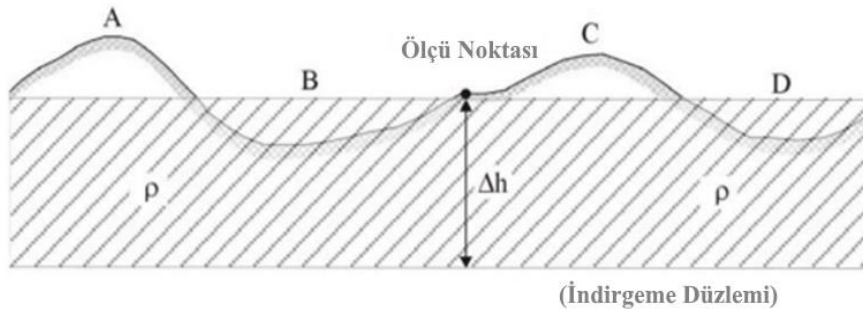
(3.16) denkleminde parantez içinin sonucu çok küçük bir değerdir ve parantez içi ihmal edilir. Formülde g_0 ve r 'nin değeri bilinmektedir. Bilinen bu değerler ($g = 982037 \text{ mgal}$, $r = 6370800 \text{ m}$) 3.16'da yerine yazılırsa (3.17) denklemi olarak elde edilir.

$$-2(982037) \frac{h}{6370800} = -0.3086h \text{ mgal} \quad (3.17)$$

Baz noktası deniz seviyesi alınırsa, h kadar yükseklikte gravite değeri $-0,3086h \text{ mgal}$ azalmaktadır. Bu durum serbest hava düzeltmesi olarak tanımlanmıştır.

3.7.4.2. Bouguer (Plaka) Düzeltmesi

Gravite çalışmalarında Serbest hava düzeltmesi işlemi uygulanırken indirgeme düzlemi olarak alınan deniz seviyesi ve saha çalışması yapılırken belirlenen ölçü noktası arasında herhangi bir kütlenin olmadığı düşünülür ve bu düşünceye bağlı hareket edilerek düzeltme işlemi uygulanır. Bu kabul her ne kadar doğru olsa da deniz seviyesi ve ölçü noktası arasında belirli bir h kalınlığı ve ρ yoğunluğuna sahip kütle bulunmaktadır. Şekil 3.10 incelendiği zaman P noktasında alınmış olan gravite ölçülerinde plaka etkisi görülmektedir. P noktasından geçen yükseklik ve indirgeme düzlemi arasında kalan sonsuza uzanan bir kütle mevcuttur. Gravite ivmesinde oluşacak değişimler kütleye bağlı gerçekleştiğinden dolayı kütlenin oluşturduğu etkinin veriden giderilmesi işlemi plaka düzeltmesi olarak tanımlanmıştır.



Şekil 3.10. Plaka (Bouguer) düzeltmesi için örnek saha çalışması

Gravite ölçülerinde plaka etkisini hesaplayabilmek için düşey silindir modeli kullanılmıştır (Şekil 3.11). $h - h_1$ yüksekliğine sahip üç boyutlu düşey silindirde ölçü noktasında gravite potansiyeli hesaplamak için (3.18) denklemi kullanılmaktadır.

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

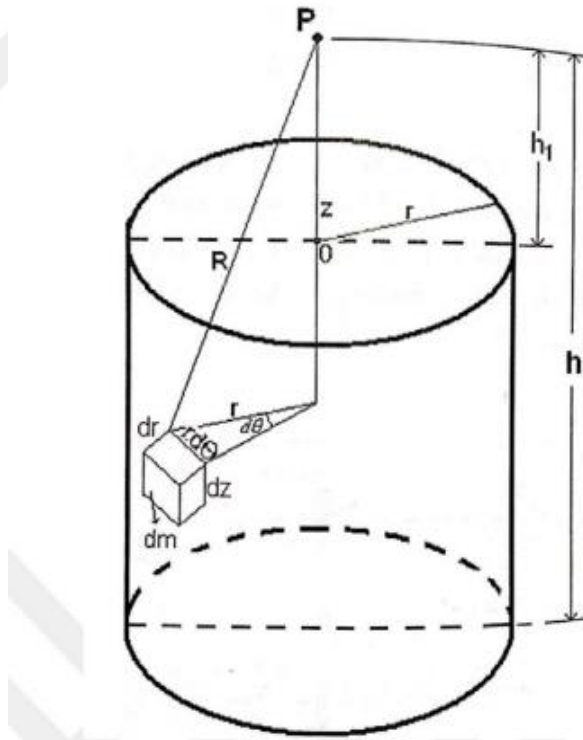
$$= -G \frac{dm}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (3.18)$$

Gravite ivmesi ise (3.19) denkleminde verilmiştir.

$$g = \frac{\partial U}{\partial z}$$

$$= G \frac{z dm}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (3.19)$$

(3.19) eşitliği ile dm kütesinin, P noktasında oluşturduğu gravite etkisi hesaplanmaktadır.



Şekil 3.11. Plaka etkisinde oluşturulan düşey silindir modeli (Oruç, 2013)

(dm) kütle, yoğunluk (ρ) ve hacim (dv) çarpımından (3.20) denklemi elde edilir.

$$dm = \rho dv$$

$$= \rho r d\theta dr dz \quad (3.20)$$

Ölçü noktası üzerinde oluşan gravite ivmesi, silindirik modelde tüm dm elemanlı kütlelerinin oluşturduğu etkinin toplamıyla hesaplanmaktadır. Bu işlem sürekli toplama işlemi (integral) işlemi ile gerçekleştirilir ve (3.21) denkleminde verilmiştir.

$$g_p = G \rho \iiint_0^{2\pi} \frac{z r d\theta dr dz}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (3.21)$$

3.21 eşitliğinin θ, r ve z ' ye göre çözümü yapılırsa (3.22), (3.23), (3.24) denklemleri elde edilir.

$$g_p = G \rho \int_0^{2\pi} d\theta \int_{h_1}^h z dz \int_0^r \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (3.22)$$

$$= -2\pi G \rho \int_{h_1}^h z dz \left(\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \right) \Big|_0^r \quad (3.23)$$

$$= -2\pi G \rho \int_{h_1}^h z dz \left[\left(\frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \right) - \left(\frac{1}{z} \right) \right] \quad (3.24)$$

Yatay plaka modelinde ise $\Gamma = \infty$ olarak alınmalıdır. Bu durumda (3.25) denkleminde,

$$\begin{aligned} & 2\pi G \rho \int_{h_1}^h dz \\ & 2\pi G \rho (h - h_1) \end{aligned} \quad (3.25)$$

$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3(\text{gr}/\text{s}^2)$, yoğunluk (ρ) gr/cm^3 ve yükseklik (h) m olarak alınırsa $G\rho h$ çarpımı m/s^2 olacaktır. Bunun sonucunda plaka etkisi (3.26) denkleminde verilmiştir.

$$g_p = 2\pi G \rho h$$

$$2\pi 6.67 \times 10^{-8} \rho h \text{ m}/\text{s}^2$$

$$2\pi 6.67 \times 10^{-8} \rho h 10^5 \text{ mgal}$$

$$41.9 \times 10^{-3} \rho h \text{ mgal} \quad (3.26)$$

$$= 0.0419 \rho h \text{ mgal}$$

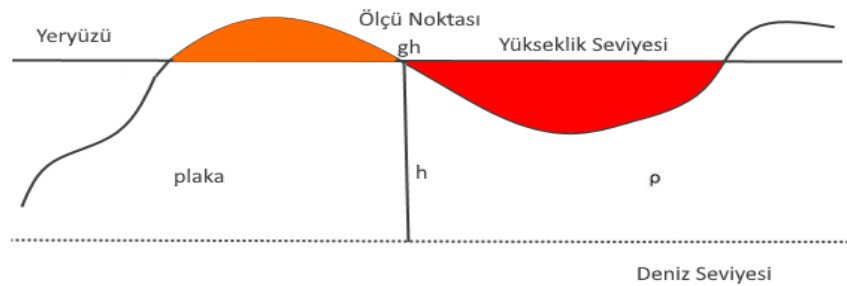
Plaka etkisi pozitif bir değer verdiği için gravite verilerinde bir artmaya neden olmaktadır. Bu etkinin düzeltilmesi gerekmektedir.

Serbest hava düzeltmesi ve Bouguer düzeltmesi birleştirilirse (3.27) denklemi elde edilir.

$$g_y = (0.3086 - 0.0419 \rho h) \quad (3.27)$$

3.7.5. Topoğrafya Düzeltmesi

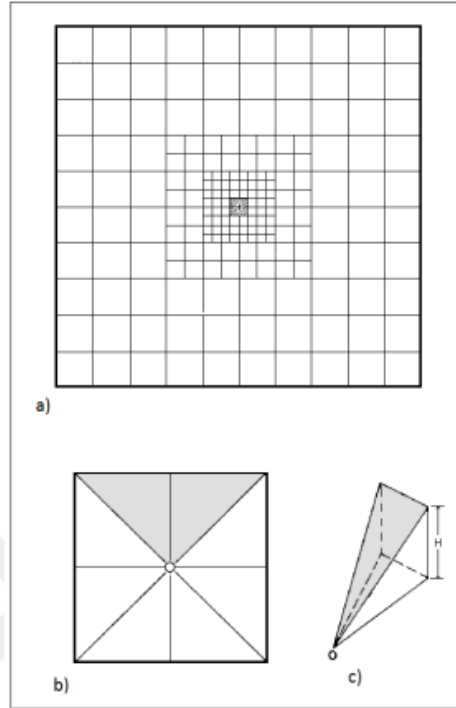
Plaka düzeltmesi işlemi uygulanırken ölçü noktasının bulunduğu konum yeteri kadar düz ve engebessiz bir alana sahip ise uygulanan yükseklik düzeltmesi yeterlidir. Ancak çalışılacak alanda ölçü noktasının bulunduğu konum engebeye sahip ise yükseklik düzeltmesi yetersiz kalacağından, engebeyi oluşturacağı etkinin veriden giderilmesi için topoğrafya düzeltmesi yapılmalıdır (Kanlı, 1994). Topoğrafya düzeltmesi yapılırken iki nedene bağlı olarak her zaman toplama işlemi uygulanmaktadır. Bu nedenlerden ilki, tepe noktaları gravite ölçülerini negatif olarak etkilemektedir. Bu etkinin ortadan kaldırılması için tepede bir kütle olduğu varsayılır ve ölçülere eklenir. İkinci neden ise, plaka düzeltmesinde ölçü noktasından geçen yükseklik seviyesinin aşağısında kütsüz, çukur noktalarında ise kütle olduğu kabul edilerek (3.26) eşitliğinde bulunan $-0.0419 \rho h$ değeri ölçülerden çıkarılmıştı, topoğrafya düzeltmesinde ise bu işlem tam tersi yapılır ve indirgeme amacıyla ölçülere eklenmektedir (Oruç, 2013) (Şekil 3.12). Diğer düzeltmelere göre oldukça zor bir yöntem olarak karşımıza çıkan topoğrafya düzeltmesi, son yıllarda teknolojik gelişmelerle birlikte bilgisayar programlarında daha kolay yapılmaktadır.



Şekil 3.12. Engebeli arazilerde gh noktasından alınan gravite ölçülerine uygulanan topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi (Turuncu alan tepe “kütle fazlası”, kırmızı alan ise çukur “kütle eksikliği”ni ifade etmektedir)

Topoğrafya düzeltmesi yapılırken belirlenen ölçü noktasına ait yakın, orta ve uzak zonların kullanılabileceği, Kane (1962) tarafından belirtilmiştir. Bu düzeltme işleminde

kullanılan zonlar arasında orta zonun daha başarılı sonuçlar verdiği Naggy (1966) yılında yaptığı çalışma sonucunda belirtmiştir. Topoğrafya düzeltmesi, iki araştırmacının vermiş olduğu bu bilgilerin birleşimi doğrultusunda yapılmaktadır. Ölçü noktasının yakın, orta ve uzak zona olan etkisi hesaplandıktan sonra o ölçü noktasında oluşabilecek etki bu zonların oluşturduğu toplam etkiye bağlı olarak elde edilmektedir (Kane, 1962). Düşey prizmalar yönteminde ise ölçü noktasına uygulanan düzeltme işlemi eşit aralığa sahip topoğrafya haritası üzerine işaretlenmiştir (Şekil 3.13a, Şekil 3.13b).



Şekil 3.13. Düşey prizmalar yönteminde topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi, a) Merkezde bulunan ölçü noktasının üstten görünüşü, b) Kare zon üzerinde rastgele ele alınan bir ölçü noktasının büyütülmesi, c) Kare zonda üzerinde bulunan dört eşit parçadan herhangi bir parçanın üçgensel olarak gösterimi (Kane, 1962)

Yakın zon hesaplanırken, merkeze 1 birim uzaklıkta olan bölge hesaplanmaktadır. Bu bölgeye ait gravite ölçülerini değiştiren topoğrafya etkisi, belirlenen ölçü noktaları ve her bir üçgenin köşelerini hesaplayan Şekil 3.13 (c) görüldüğü gibi dört tane üçgenden oluşmaktadır. Kane (1962) tarafından yakın zon ile ilgili (3.28) denklemi verilmiştir.

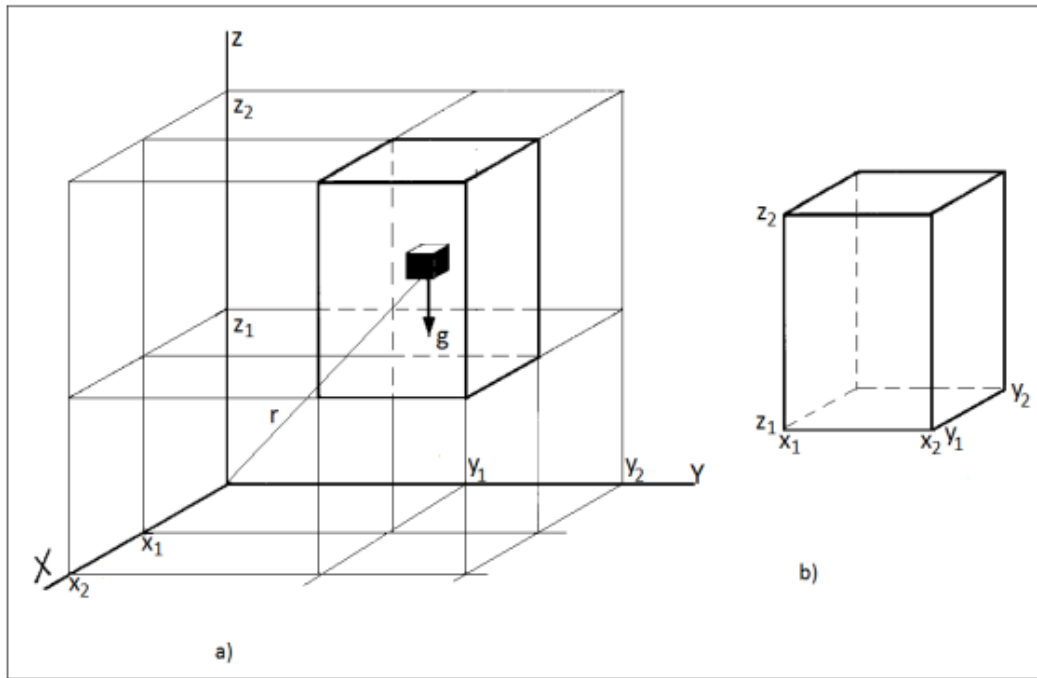
$$g_1 = G\rho h\theta[R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}}] \quad (3.28)$$

Burada değişkenler sırasıyla G (gravite ivmesi), ρ (yoğunluk), h (ölçü noktasının yüksekliği), θ (belirlenen üçgensel bölgenin yatayda yaptığı açısı), R (ölçü noktası için belirlenen aralık) olarak ifade edilebilir.

Orta zon hesaplanırken, merkeze 1 birim uzaklıktan başlayıp 8 birim uzaklığa kadar uzanan bölge hesaplanmaktadır. Naggy (1966) tarafından orta zon için (3.29) denklemi verilmiştir.

$$\rho \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \sin^{-1} \frac{z^2+y^2+yr}{y+r\sqrt{y^2+z^2}} \quad (3.29)$$

Bu denklemde verilen değişkenler sırasıyla $z_1, z_2, y_1, y_2, x_1, x_2$ köşe koordinatları, r ise ölçü noktası ile merkeze bağlı olarak ele alınan birim nokta arasındaki uzaklıktır (Şekil 3.14).

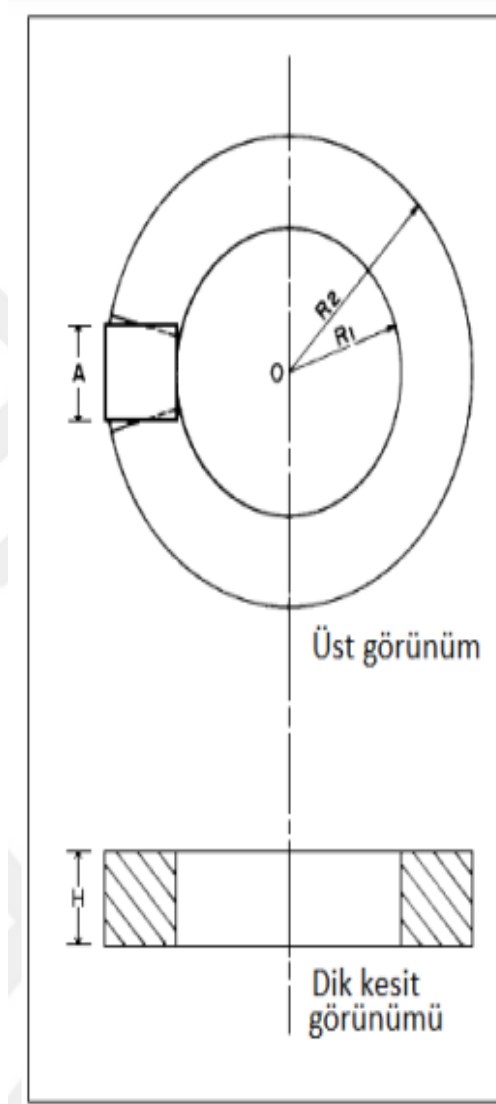


Şekil 3.14. Prizma yönteminde orta zon ile ilgili topoğrafya düzeltmesinin şematik gösterimi (Naggy, 1966)

Uzak zon hesaplanırken, merkeze 8 birim uzaklıkta olan bölgenin sonrası ele alınmaktadır. Naggy (1966) tarafından, topoğrafya etkisinin hesaplanabilmesi için iç içe bir silindirik model tasarlanmıştır ve bu zon için iç içe silindirik modelde belirlenen iki ölçü noktası arasında oluşabilecek gravite etkisi (3.30) denklemi ile hesaplanmaktadır.

$$2G\rho A^2 \frac{\left(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 - H^2}\right)}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (3.30)$$

Bu formülde değişkenler sırasıyla, G (gravite ivmesi), ρ (topoğrafya saha yoğunluğu), A (bu zon için tasarlanan prizmanın yatay uzunluğu), R_1 (çemberin iç çapı), R_2 (çemberin dış çapı), H (çemberin yüksekliği) olarak ifade edilebilir (Şekil 3.15).



Şekil 3.15. Uzak zon için tasarlanan prizmada oluşabilecek topoğrafya etkisinin şematik gösterimi (Kane, 1962)

Ölçü noktasının toplam topoğrafya etkisi (3.31) denkleminde verilmiştir.

$$gy = g1 + g2 + g3 \quad (3.31)$$

3.7.6. İzostazik Düzeltme

İzostazinin karşılığı denge demektir. Bu düzeltme işleminde yeraltı modellemesi, Pratt-Hayfod (denge) teorisi, Airy-Heiskanen (lokal yüzme) ve Vening-Meinesz (rejyonel yüzme) teorileri kullanılarak gerçekleştirilir. Genel olarak Airy teorisine başvurulur. Bu teoride kayaç kolonlarının yoğunluğu eşit ve üst mantoda ise izostazik basınçların eşit (aynı) olduğu kabul edilerek işlem uygulanır. Bu kabule dayanarak elde edilen sonuç kayaç yoğunluğunun eşit olması durumunda basınç dengesinin sağlanabilmesi için kolon yüksekliklerinin birbirinden farklı olması gerekliliğidir. İzostazik düzeltme işlemi daha çok okyanus ve yüksek dağ eteklerinde uygulanan bir işlemdir (Oruç, 2013). İzostazi düzeltilmesi jeofizik prospeksiyon çalışmalarında uygulanmaz.

Uygulanan bu düzeltmeler sonucunda (3.32) formülü ile,

$$g = \text{gölç} \pm \text{Enlem Düzeltmesi} \pm \text{Yükseklik Düzeltmesi} + \text{Topoğrafya Düzelt.} \quad (3.32)$$

ölçü noktasındaki gravite değeri elde edilir. Elde edilen Bouguer anomali değerleri araştırmacının yorumuna kalmıştır ve sonuçlar değerlendirilir. Bu tez çalışması kapsamında gravite verilerine uygulanan düzeltmeler sonucunda Bouguer anomali haritası elde edilmiş ve yorumlanmıştır.

3.8. Gravite Anomalilerinin Gözlemsel ve Sayısal Yorumu ve Değerlendirilmesi

Gravite çalışmalarında elde edilen veriler değerlendirilirken, yeraltında gömülü jeolojik yapıların fiziksel ve geometrik özellikleri belirlenir, bunun yanı sıra yatay ve düşeyde meydana gelebilecek değişimlerde ele alınır. Veri değerlendirme aşamasında yerin vermiş olduğu yanıt tek ve kesin olmadığı için sonsuz sayıda modeller üretilip değerlendirilebilir (Roy, 1962). Model tasarımı yapmadan önce yeraltında bulunan gömülü jeolojik yapıların fiziksel ve geometrik parametreleri hakkında bilgi sahibi olmak çok çözümlü değerlendirmelere göre daha başarılı sonuçlar vermektedir (Roy ve diğ., 2000).

Gravite verileri değerlendirilirken matematiksel bağıntılardan yararlanılır. Bu bağıntılar; Euler dekonvolüsyon yöntemi (Reid ve diğ., 1990; Thompson, 1982), en küçük kareler yöntemi (Abdelrahman ve diğ., 1991; Lines ve Treitel, 1984; Salem ve diğ., 2003), sinir

ağları (Elawadi ve diğ., 2001; Hajian, 2012; Osman ve diğ., 2007), sürekli dalgacık dönüşümü (Chamoli vd., 2006), gravite tensörü-nün özvektör analizi (Beiki ve Pedersen, 2010), gravite gradyan tensörünün değişmezleri (Oruç, 2010), çoklu uyarlamalı nöro-bulanık çıkarım sistemleri (Hajian ve diğ., 2011) olarak söylenebilir.

Jeofizik yöntemlerde karşılaşılan problemler doğrusal olmadığı için problemi doğrusallaştırmak gerekmektedir. Bu tez çalışmasında yapısal süreksizliklerin incelenmesi için uygulanan Euler dekonvolüsyon yöntemi aşağıda detaylı olarak açıklanmıştır.

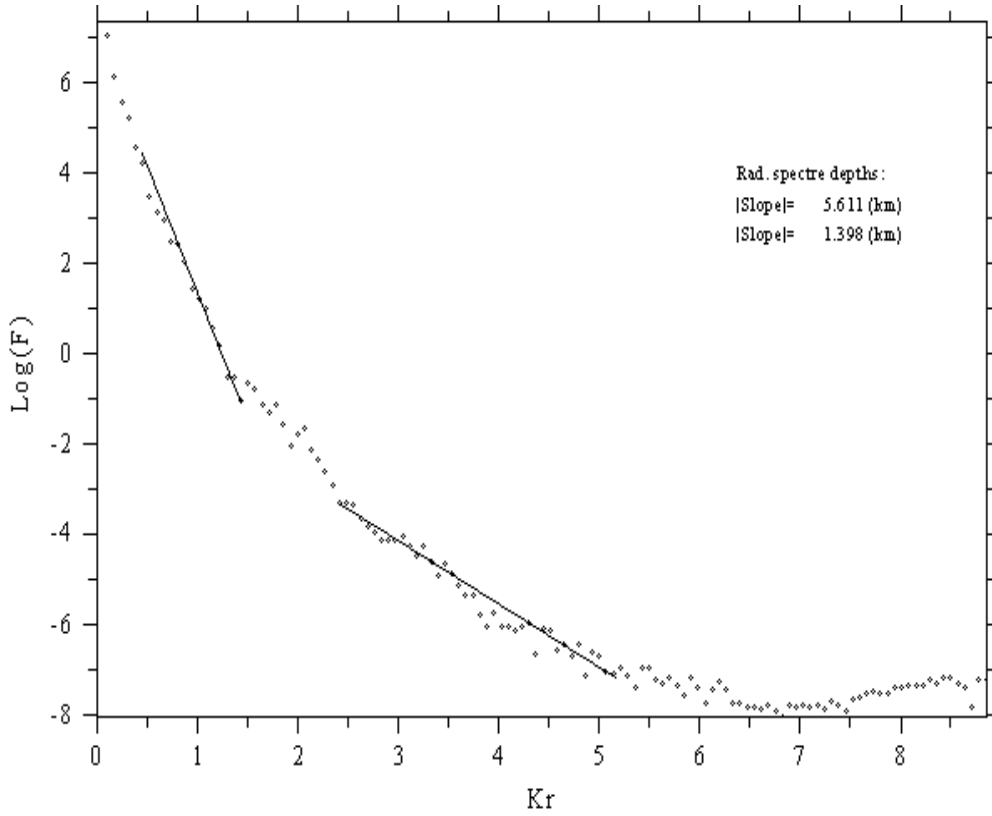
3.9. Spektral Analiz

Yöntemde herhangi bir jeolojik bilgi ve yoğunluk bilgisi olmadan yeraltında bulunan yapının ortalama derinlikleri hesaplanabilmektedir. Merkez noktası ($k_x = k_y = 0$) olan $kr = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ bir çemberin 2 boyutlu Fourier dönüşümü sonucu elde edilen radyal genlik değeri $A = |F| = \sqrt{\text{Re}(F)^2 + \text{Im}(F)^2}$ hesaplanmaktadır. Yöntem potansiyel alan çalışmalarında üst sınırların derinliklerini belirlemede kullanılır. Doğal logaritması alınan radyal genlik değerinin hangi dalga sayısına karşılık geldiği belirlenir, azalan genliklere bağlı olarak doğrular el ile çizdirilir ve çizilen bu doğruların eğimlerine bağlı tabaka derinlikleri hesaplanmaktadır.

Bhattacharyya, (1967) ve Ruotoistenmäki, (1987) radyal genlik spektrumu üzerine çalışmışlardır. Potansiyel alan çalışmalarında frekans boyutunda Fourier dönüşümü (3.33) denklemi ile verilmiştir.

$$F \approx C e^{-hk} \quad (3.33)$$

Aynı zaman da $F \approx C e^{-hk}$ formülü $\log(F \setminus C) = -h \cdot k$ olarak yazılabilir. Kaynağın üst derinliği (h) çizilen doğrusal parçanın tanjantı ile ilişkilidir. Yukarıda verilen formülde program tarafından sabit olarak alınan C değeri gravite verilerinde $C = -1$ olarak alınmaktadır.



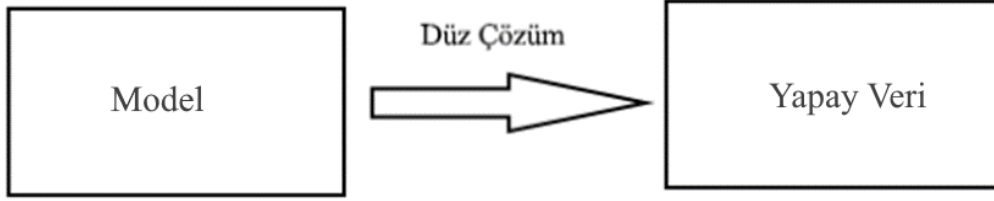
Şekil 3.16. Manuel olarak işaretlenmiş radyal genlik spektrumu (Doğru eğimleri potansiyel kaynakların ortalama derinliklerini vermektedir)

3.10. Temel Kaya Derinliklerinin Modellenmesi

3.10.1. Düz Çözüm ve Ters Çözüm

Jeofizik modelleme çalışmalarında kullanılan düz çözüm yönteminde arazi üzerinde alınmış olan verilerden yeraltı yapısı hakkında yorum yapılmaya çalışılır yani veri ortamından model ortamına geçiş söz konusudur (Şekil 3.17). Ters çözüm işleminde ise düz çözümün tersi olarak yeraltında oluşturulan modelden veri ortamına ulaşılmaya çalışılır yani model ortamından veri ortamına geçiş söz konusudur (Şekil 3.18). Oluşturulan modelin vermiş olduğu kuramsal tepki hesaplanıp gözlenen ile hesaplanan model arasında uyum yakalanana kadar tekrarlı ve yinelemeli denemeler gerçekleştirilir.

Tez çalışması kapsamında uygulanan Parker-Oldenburg yöntemi etkin bir doğrusal olmayan bir ters çözüm algoritmasıdır.



Şekil 3.17. Düz çözüm problemi



Şekil 3.18. Ters çözüm problemi

3.11. Parker-Oldenburg Doğrusal Olmayan Ters Çözüm Algoritması

Algoritma gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ve anomalinin ara yüzeyde oluşturduğu etkileri toplamı olarak ifade edilebilir. Gravite modellemesinde, Parker (1973) tarafından düz çözüm modelleme işlemi tanımlanmıştır. Daha sonra Oldenburg, (1974) tarafından ters çözüm kavramı tanımlanmıştır.

Oldenburg, Parker'ın tanımladığı düz çözüm modellemesinden yararlanarak gravite anomalilerin yoğunluklarını modelleyen bir çalışma yapmıştır. Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritması genel olarak 2B çalışmalarda kullanılsa da günümüzde veri kümesine bağlı olarak 3B çalışmalarda gerçekleştirilmektedir (Bagherbandi, 2011a; Elmas, 2017; Gomez-Ortiz ve Agarwal, 2005; Oruç, 2013; Oruç ve Sönmez, 2017; Sarı ve Akyol, 2002; Shin ve diğ., 2007; Shin ve Min, 2006). Tez çalışması kapsamında kullanılan Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritması aşağıda detaylı olarak açıklanmıştır.

Gravite etkisi ve bu etkiye bağlı olarak kütlenin oluşturmuş olduğu topoğrafya etkisi (Parker (1973) tarafından 2B dalga düzlemi olarak Denklem (3.34) bağıntısıyla açıklanmıştır.

$$F(\Delta g) = F^{-1} \left[-2\pi G \Delta \rho e^{(-z_0 \sqrt{k_x^2 + k_y^2})} \right] \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[(x, y)] \quad (3.34)$$

Denklem (3.34) bağıntısında, G evrensel Gravite sabiti, $\Delta\rho$ (yoğunluk farkı) , k (x ve y yönünde dalga sayılarını), n (ondülasyon derecesi), F^{-1} (ters Fourier dönüşümü), z_0 ise ortalama ara yüzeyin sınır derinliğidir.

Parker'ın oluşturmuş olduğu modeli kullanarak (Oldenburg, 1974) tarafından 3B geliştirilen ters çözüm algoritması (3.35) denkleminde verilmiştir.

$$F[h(\vec{r})] = F^{-1} \left[\frac{F\Delta g(x,y)e^{-z_0\sqrt{k_x^2+k_y^2}}}{2\pi g\rho} \right] \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \quad (3.35)$$

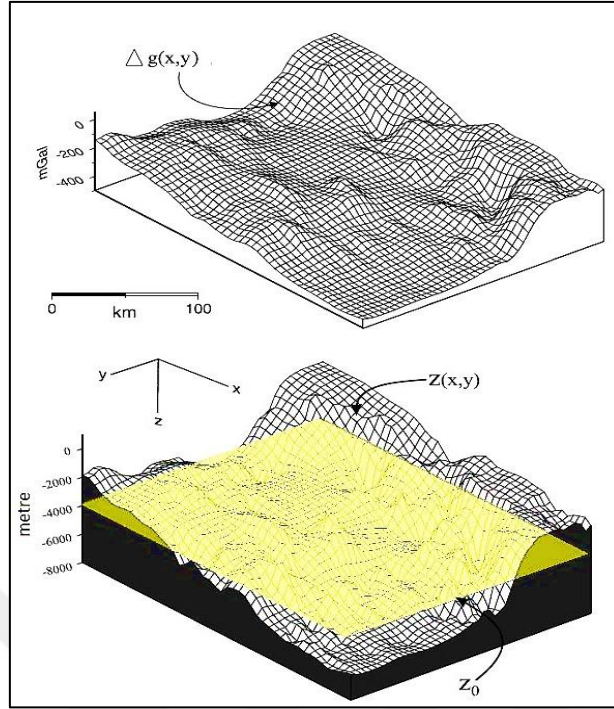
Ters çözüm problemiyle karşılaşıldığı zaman $h(\vec{r})$ ara yüzeyin ondülasyonu hesaplanabilir. Yinelemelere başlamadan önce $h^n(\vec{r}) = 0$ olarak kabul edilir ve ardından Denklem (3.35) bağıntısıyla yeni derinlikler hesaplanabilir. Bu yinelemeler RMS hatasının sıfıra yakın bir değer çıkana kadar devam eder ve (3.36) denklemi ile yüksek kesici kosinüs filtresi verilmiştir.

$$1, (k/2\pi) > WH$$

$$YKF(k) = \left[\frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)} \right) \right], WH \leq (k \setminus 2\pi) \leq SH \right] \quad (3.36)$$

$$0, (k/2\pi) > SH$$

Denklem (3.36) 'da verilen yüksek kesici kosinüs filtresi Oldenburg (1974) ve Nagendra ve diğ. (1996) tarafından kullanılmıştır. Filtrede verilmiş olan k dalga sayısını ifade etmektedir. Düşük (WH) ve yüksek (SH) frekanslarına ait bilgiler de filtrenin içinde yer almaktadır. WH ve SH parametreleri radyal ortalamalı logaritmik genlik spektrumundan elde edilmektedir. Denklem WH'dan büyük frekansları geçirirken SH'dan büyük frekansları kesmektedir. Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritmasında genel olarak yüksek kesici kosinüs filtresi kullanılmaktadır. Çalışmanın doğrultusunda Butterworth filtresi de tercih edilmektedir, Bagherbandi (2012) ve Roberts ve Roberts (1978) tarafından Butterworth filtresi detaylı olarak çalışılmış ve bu konuyla ilgili örnekler mevcuttur.



Şekil 3.19. Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritmasına göre örnek bir gravite anomalisinin sınır ondülasyonu modellenmesi (Blakely, 1996)

4. JEOLJİK SÜREKSİZLİKLERİN BELİRLENMESİ VE SINIR ANALİZİ

Gravite çalışmalarında jeolojik yapıları yorumlarken, derinliklerin bilinmesi ve yapı sınırlarının tespit edilmesi oldukça önemlidir. Jeolojik sınırlar genel olarak, fay, horst ve basen şeklinde gözlenmektedir. Sınır belirleme yöntemlerinde çoğunlukla türev tabanlı geliştirilen yöntemler kullanılmaktadır. Kullanılan sınır analiz tekniklerinden bazıları yatay konum ve derinliğe ait bilgiler verirken bazıları ise yapının yatay konumunun yüzeyde oluşturduğu izdüşümünü vermektedir. Bu yöntem maden, petrol, jeotermal kaynakların araştırılması, jeolojik haritalama ve çevre çalışmalarında kullanılmaktadır (Oruç, 2013).

4.1. 3D Euler Dekonvolüsyonu

Uygulamalı jeofizikte potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında yaygın olarak Euler dekonvolüsyon yöntemi kullanılmaktadır (Keating, 1998). Jeolojik süreksizliklerin belirlenmesinde ve anomaliyi oluşturan kaynağın konumunun ve derinliğinin tespitinde sınır analizi yapan bu yöntem, çoğu araştırmacı tarafından manyetik ve gravite verilerine uygulanmıştır (Khalil ve diğ., 2014; Ghosh, 2016; Reid ve diğ., 1990; Reid ve diğ., 2014; Rim ve diğ., 2007; Thompson, 1982). Yöntem jeofizik çalışmalarda ilk kez Hood (1965) tarafından uygulanmıştır. Manyetik veriler üzerinde ise ilk olarak Slack ve diğ. (1967) tarafından çalışma gerçekleştirilmiştir. Manyetik veriler ve Euler homojenite arasındaki ilişki Thompson (1982) tarafından açıklanmaya çalışılmıştır. Bu yöntemde nokta-dipol ve dipol-dipol kaynağına bağlı çizgisellikleri içeren grafikler Barongo (1984) tarafından verilmiştir. İlerleyen yıllarda Reid ve diğ. (1990) tarafından gridlenmiş manyetik veriler üzerinde çalışma gerçekleştirmiştir (Klingele ve diğ., 1991; Marson ve diğ., 1993). Yöntem, yeraltında bulunan yapının modellenmesi, derinlik ve konumunun belirlenmesi ve anomalinin oluşumuna neden olan kaynağı tespit etmede oldukça iyi sonuçlar vermektedir. Modelleme işlemi araştırmacıya bağlı olarak ilerler ve deneme-yanılma yöntemi kullanılarak kaynak modellenmesi gerçekleştirilir. Literatürde bu yöntem için birçok formül geliştirilmiştir. Geliştirilen bu formüller doğrultusunda yöntem için elde edilen sonuç üstel olarak artan veya azalan bir durum gözlemlendiğidir (Oruç, 2013). Düzenli yapıya sahip olan $g(x, y, z)$ fonksiyonu için homojenlik derecesi n olarak alınırsa (4.1) denklemi elde edilir.

$$g(tx, ty, tz) = t^n g(x, y, z) \quad (4.1)$$

(4.1) denkleminde örtü parametrelerine bağlı olarak çözüm üretilirse (4.2) denklemi elde edilir.

$$x \frac{dg}{dx} + y \frac{dg}{dy} + z \frac{dg}{dz} = gn \quad (4.2)$$

(4.2) denkleminde (x, y, z) örtü parametreleri sonlu bir uzunluk ve boyuta sahip değildir. Örtü parametreleri $g = 1 / r^n$ olarak ifade edilebilir. Bu bağıntıdan elde edilecek sonuç yer içinde bulunan farklı jeolojik katmanlar için, farklı yapısal indeks (SI) değerleri mevcuttur. Bu değerler aşağıda verilmiştir (Reid ve diğ., 2014) (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Euler dekonvolüsyonu için belirlenen farklı yapısal indeks değerleri

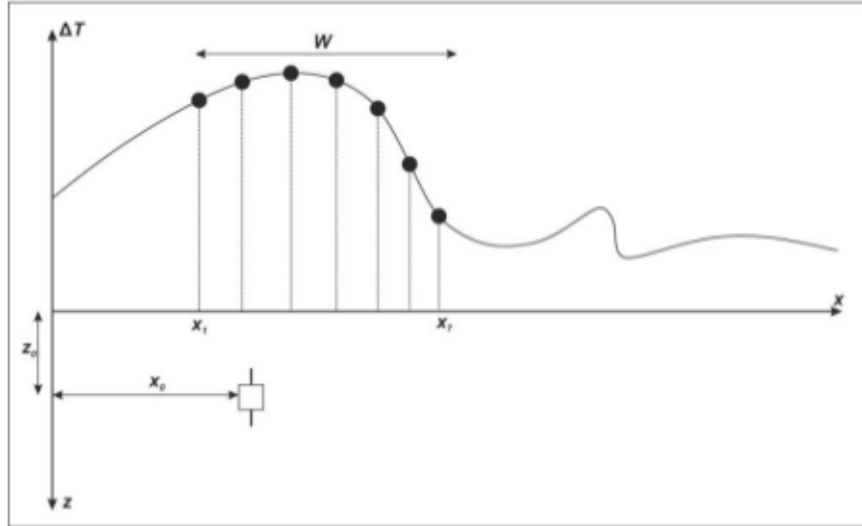
Kaynak	Yapısal İndeks (N)		
	Gravite	Birinci Düşey Türev	İkinci Düşey Türev
Küre	2	3	4
Uzun yatay silindir veya kütle	1	2	3
Yarı sonsuz ince tabaka veya basamak	0	1	2
Yarı sonsuz kontak	-1	0	1
Yarı sonsuz ince dayk	1	2	3

Euler dekonvolüsyon yöntemi en küçük kareler (EKK) yöntemiyle elde edilen sonuç doğrultusunda gerçekleştirilir (Reid ve diğ., 2014). Bu yöntem için (4.3) denklemi kullanılmaktadır.

$$\begin{aligned} &(x - x_0) \frac{d}{dx} h(x, y, z) \\ &+ (y - y_0) \frac{d}{dy} h(x, y, z) \\ &+ (z - z_0) \frac{d}{dz} h(x, y, z) = -nh(x, y, z) \end{aligned} \quad (4.3)$$

(4.3) denkleminde, h Euler dekonvolüsyon yöntemi gerçekleştirilirken araştırmacı tarafından deneme-yanılma yöntemi sonucunda seçilebilecek pencereyi (3*3,5*5, ... vb) ifade etmektedir. (x, y, z) ise ölçülere ait koordinat bilgilerini vermektedir. N değeri ise kaynak geometrisine bağlı olarak değişen bir değerdir. N değerinin koordinat bilgilerine

karşılık gelecek yapısal indeks (SI) değerlerini (x_0, y_0, z_0) vermektedir. Yöntemin başarıyla uygulanması için önemli kriterler bulunmaktadır. Bu kriterler verilerin gridlenmesi ve türevin doğru hesaplanması, Euler pencere boyutunun doğru seçimi, verinin içerdiği gürültü ve kaynak tipine bağlı olarak n parametresinin doğru seçilmesidir (Oruç, 2013). Herhangi bir parametre doğru seçilmez ve uygulanmaz ise veride saçılmalar gözlenir ve yorumlama çok zorlaşır. Euler dekonvolüsyon yönteminde kümelenme özelliği Reid ve diğ. (1990) tarafından uygulanmıştır. Bu yaklaşıma bağlı olarak kaynak tipine bağlı seçilen farklı n değerleri için farklı çözümler üretilmiştir. Teorik olarak en az üç noktada gözlenen veri kullanılıp çözüm üretileceği ifade edilse de, saha çalışmalarında bu durum Şekil 4.1’de gösterildiği gibi seçilebilecek her bir pencere için yedi veri noktasında gerçekleşmesidir.

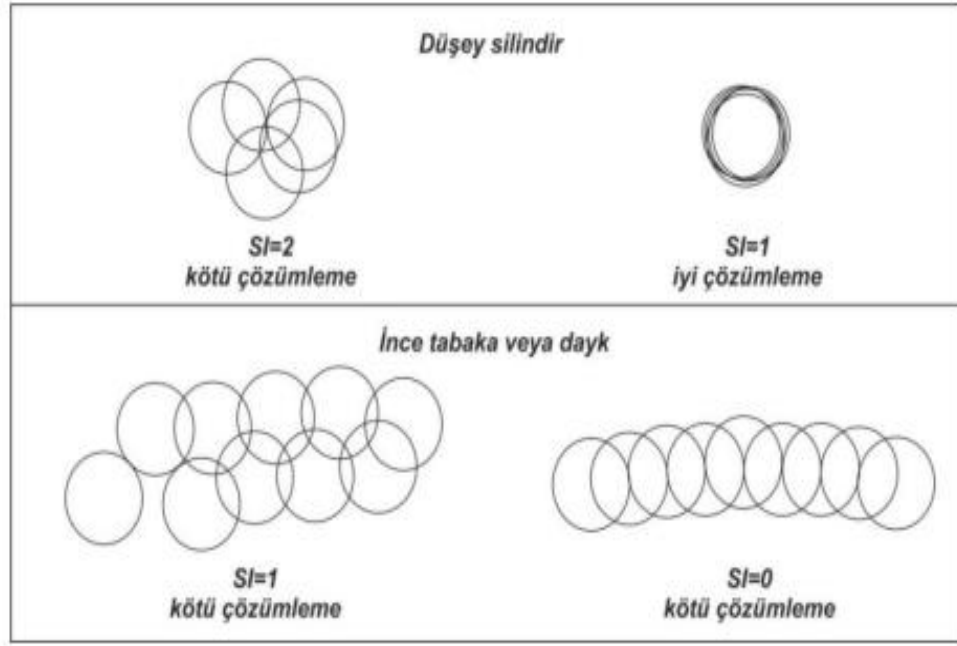


Şekil 4.1. Tek bir nokta için uygulanan Euler dekonvolüsyon yönteminin şematik gösterimi (Thompson, 1982)

Şekil 4.1’de, W yöntemin uygulanması için seçilecek pencere boyutunu ifade etmektedir. Ölçü noktaları arasındaki mesafeler mümkün olan en küçük değer seçilir. Bu mesafe seçilirken dikkat edilmesi gereken husus araştırılan derinliğin yarısından büyük olması ve iki nokta arasındaki mesafenin iki katından daha büyük olmasıdır (Reid ve diğ., 2014).

(4.2) denkleminde verilen homojenlik denklemi, yapısal indeks değerleri (SI) kaynağın konumuna bağlı olarak manyetik alan ve türev artışının yüksek olduğu gradyan zonları ile açıklanmıştır (Thompson, 1982). Yöntemi diğer tekniklerden ayıran önemli bir faktör,

sabit bir jeolojik modele bağılı olmamasıdır. Çözüm aşamasında prizma ve dayk gibi belirli jeolojik modeller için kullanılan yapısal indeks değerleri iyi sonuç vermediği takdirde bile bu yöntem uygulanır ve yorumlama gerçekleştirilir (Toushmalani ve Hemati, 2015). Tablo 4.1’de verilen yapısal indeks değerlerine bağılı olarak Şekil 4.2’de bazı yapısal indeks için çözümler verilmiştir. Bu değerler için her bir çözüm ayrı ayrı çizdirilmeli ve sonuçlar değerlendirilmelidir (Reid ve diğ., 1990).



Şekil 4.2. Farklı yapısal indeks (SI) değerleri için elde edilen çözümler (Geosoft, 2010)

Saçılmaların az olduğu ve kümelenmenin gözlemlendiği durumlar iyi çözümler olarak ifade edilmiştir (Reid ve diğ., 1990). Euler dekonvolüsyon yöntemi kullanılarak araştırılan yapının özellikleri hakkında önemli bilgiye sahip olunabilir (Hinze ve diğ., 2013). Tez çalışması kapsamında Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarında alınmış olan gravite ölçülerine Euler dekonvolüsyon yöntemi uygulanmıştır.

Gravite ölçülerinde yapısal süreksizlik sınırlarını ve çizgisellikleri tespit edebilmek için birçok türev tabanlı yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemler, tilt açısı (eğim açısı), analitik sinyal (AS), toplam yatay türev (TYT), hiperbolitik tilt açısı (HTA) olarak kullanılmaktadır (Altınoğlu, 2019; Cooper ve Cowan, 2006; Cordell ve Grauch, 1985; Nabighian, 1972; Özyalın ve Kaftan, 2017). Tez çalışması kapsamında gravite ölçülerine

uygulanan tilt açısı yöntemi ile beraber yapı sınırları ve sınır derinlikleri belirlenmiştir. Uygulanan tilt açısı yöntemi aşağıda detaylı olarak açıklanmıştır.

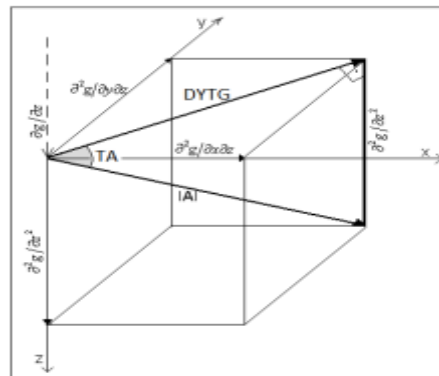
4.2. Tilt Açısı (Eğim Açısı)

Gravite verilerinin işlenmesinde ilk kez tilt açısı tekniği (Miller ve Singh, 1994) tarafından uygulanmıştır (Altınoğlu, 2019). Yöntem yorumlanırken pozitif değerler anomaliyi, sıfır değerleri ise anomalinin oluşumuna neden olan kaynağın sınırlarını ifade etmektedir (Altınoğlu, 2019). Yatay düzlem ve düşey doğrultulu türevler Şekil 4.3'te gösterilmiştir. Tilt açısı, düşey türev ve analitik sinyal arasındaki açı olarak tanımlanmaktadır. Bu açının tanjantı (Miller ve Singh, 1994) tarafından (4.4) denkleminde ifade edilmiştir (Altınoğlu, 2019; Oruç, 2011).

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{d}{dz} \left(\frac{dg}{dz} \right)}{\sqrt{\left[\frac{d}{dx} \left(\frac{dg}{dz} \right) \right]^2 + \left[\frac{d}{dy} \left(\frac{dg}{dz} \right) \right]^2}} \right)$$

$$= \tan^{-1} \left(\frac{\frac{d^2 g}{dz^2}}{\sqrt{\left[\frac{d^2 g}{dx dz} \right]^2 + \left[\frac{d^2 g}{dy dz} \right]^2}} \right) \quad (4.4)$$

Yöntemin en önemli özelliği $\pm \pi/2$ radyan konturları arasında yani minimum ve maksimum değerler arasında değişmesidir. Sığ ve derinde bulunan kaynakların belirlenmesinde kullanılmaktadır.



Şekil 4.3. Herhangi bir noktadan alınan gravite ölçüsünün yön bağımlı (x, y, z) türevleri ve tilt açısının şematik gösterimi (Oruç, 2011)

Klinge ve diğ., (1991) tarafından Şekil 4.4’ te görülen yarı sonsuz düşey kontak modeli için ikinci düşey ve ikinci karmaşık türevleri (4.5) ve (4.6) denklemlerinde verilmiştir.

$$\frac{d^2 g}{dz^2} = 2G\Delta\rho \left[\frac{(x-x_0)}{(x-x_0)^2+(x-z_0)^2} \right] \quad (4.5)$$

$$\frac{d^2 g}{dzdx} = 2G\Delta\rho \left[\frac{-(z-z_0)}{(x-x_0)^2+(x-z_0)^2} \right] \quad (4.6)$$

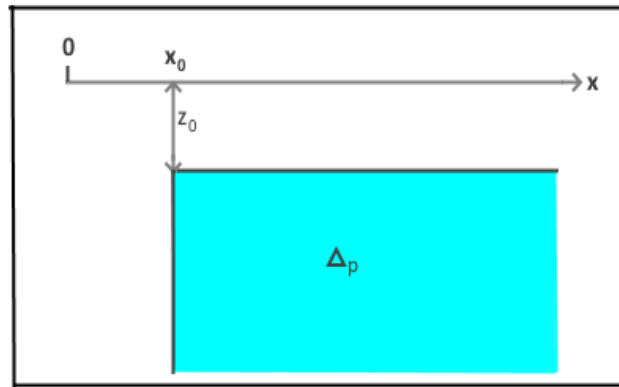
Yarı sonsuz düşey kontak modelinde y doğrultusu sonsuza uzandığı için türevi sıfır değerini alacaktır ve (4.5) ve (4.6) eşitlikleri (4.4) eşitliğinde yerine yazılırsa (4.7) denklemi elde edilir.

$$TA = \tan^{-1} \left[\frac{(x-x_0)}{-(z-z_0)^2} \right] \quad (4.7)$$

Yeryüzünde $z=0$ değerini alacağı için buna bağlı olarak (4.8) denklemi,

$$TA = \tan^{-1} \left[\frac{(x-x_0)}{z_0} \right] \quad (4.8)$$

elde edilmiştir (Oruç, 2011). (4.8) denklemi incelendiği zaman kullanılan modelde kontak sınırının üzerinde yer alan profil noktası ($x=x_0$) değeri yani tilt açısı sıfır değerini almaktadır. Tilt açısının sıfır değerleri modelin yatay konumunu belirlemektedir. Bazı özel durumlar için ise ($x=x_0$), ($z = z_0$), ($y = y_0$) tilt açısı $\pm \frac{\pi}{4}$ genlik değerleri arasında değişmektedir. $\pm \frac{\pi}{4}$ radyan konturları arasında kalan yatay uzaklığın yarısı modelin üst derinliği hakkında bilgi vermektedir.



Şekil 4.4. Yarı sonsuz düşey kontak modelinin şematik gösterimi

Fourier dönüşümünün türev özelliği gridlenmiş verilerin yatay ve düşey türevlerinin hesaplanmasında kullanılabilir. İkinci düşey türev yazılırken Laplace bağıntısından (4.9) denklemi elde edilir.

$$\frac{d^2 g}{dz^2} = - \left[\frac{d^2 g}{dx^2} + \frac{d^2 g}{dy^2} \right] \quad (4.9)$$

Sonlu farklar yöntemi kullanılarak ikinci yatay türevlerin uzunlukları hesaplanabilir. Bunun yanında Fourier dönüşümü alınabilen bir $f(x)$ fonksiyonun türevi, Fourier dönüşümü yapılmış $f(x)$ fonksiyonunun k (dalga sayısı), n . dereceden kuvvetin çarpımına eşittir ve (4.10) denklemi,

$$\frac{d^n f(x)}{dx^n} \Leftrightarrow (ik)^n F(k) \quad (4.10)$$

olarak ifade edilmiştir (Blakely, 1996). Seçilecek n değerlerine göre türev sayısı belirlenir. Eğer n değeri 1 olarak alınırsa birinci düşey türev elde edilir. İkinci türevler için ise yönü x ve y olan dalga sayısı ortamında (4.11) ve (4.12) denklemlerinde,

$$F \left[\frac{d^2 g}{dx^2} \right] = (ik_x)^2 F[g(x, y)] \quad (4.11)$$

$$F \left[\frac{d^2 g}{dy^2} \right] = (ik_y)^2 F[g(x, y)] \quad (4.12)$$

ifade edilir (Blakely, 1996). (4.11) ve (4.12) eşitlikleri Denklem (4.9)'da yerine yazılırsa (4.13) denklemi elde edilir.

$$F \left[\frac{d^2 g}{dz^2} \right] = -(ik_x)^2 F[g(x, y)] - (ik_y)^2 F[g(x, y)] \quad (4.13)$$

$$= k_x^2 + k_y^2 + F[g(x, y)]$$

Sonuç olarak derecesi n olan düşey türev bağıntısı (4.14) denklemi,

$$\frac{d^n g}{dz^n} = F^{-1} \left[(k_x^2 + k_y^2)^{n/2} F[g(x, y)] \right] \quad (4.14)$$

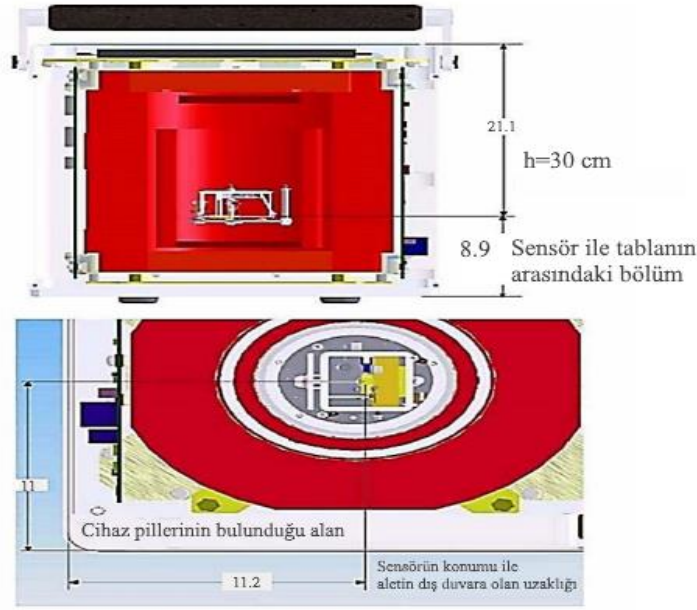
olarak yazılabilir (Darby ve Davies, 1967). Önceki bölümde açıklandığı üzere birinci düşey türev hesaplanırken $n=1$ olarak alınır ve buna bağlı olarak Fourier dönüşümü

hesaplanmış $g(x, y)$ anomalileri $(k_x^2 + k_g^2)^{1/2}$ değeri ile çarpılmaktadır. Elde edilen sonucun ters Fourier dönüşümü birinci düşey türevin (d_g / dz) değerini vermektedir. İkinci ve üçüncü düşey türevlerde bu şekilde hesaplanabilir. Tilt açısının hesaplanması ve yorumlanmasında yani kaynak veri olarak birinci düşey türev değeri kullanılmaktadır (Pekşen ve diğ., 2021). Tez çalışması kapsamında Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarında alınmış olan gravite ölçülerinin tilt açısı hesaplanmıştır.



5. ÇALIŞMADA KULLANILAN GRAVİMETRE CİHAZI

Saha çalışması gerçekleştirilirken Scintrex-Cg-5 otomatik gravimetre cihazı kullanılmıştır. Bu cihaz arkasında bulunan GPS (Global Positioning System – Küresel Konumlama Sistemi) sistemi sayesinde konum, tarih ve saat bilgilerini okumaktadır. GPS sistemi Bölüm 3.7.2’de anlatılan gel-git düzeltmesinin cihaz tarafından otomatik olarak yapılmasını sağlamaktadır. Ölçüm hassasiyeti 0,001 mgal’dır. Cihazın içerisinde bulunan sensörün konumu ve iç yapısına ait bilgiler Şekil 5.1’de verilmiştir.



Şekil 5.1. Scintrex CG-5 gravimetre cihazı (Scintrex, 2006)



Şekil 5.2. Scintrex CG-5 cihazının içerisindeki sensörün konumu (Scintrex, 2006)

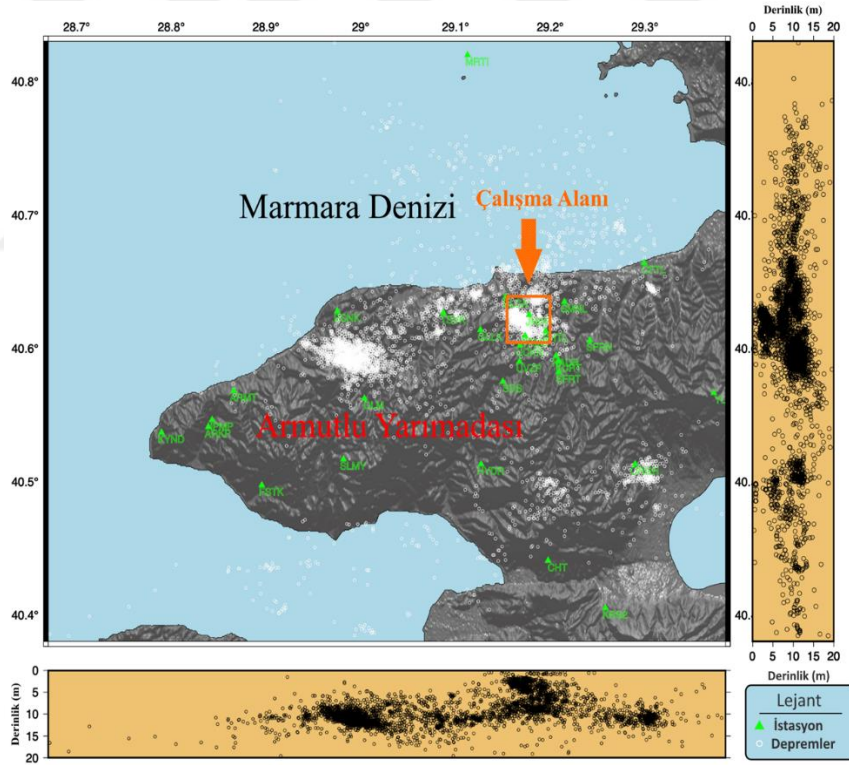
6. UYGULAMA VE BULGULAR

6.1. Çalışma Alanı, Amacı ve Gravite Ölçüleri

Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarında 2014 yılı Ağustos ayında toplam 6219 adet deprem meydana gelmiştir. Bu depremler 2005 yılında Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Merkezi (YUBAM) ve Alman Helmutzh-Potsdam Central ortaklığında kurulan ARNET istasyonları tarafından kaydedilmiştir. Bu depremlere neden olan yapıların araştırılması gerekliliği söz konusudur. Çalışma alanından elde edilen mevcut veri seti ve bu alana taşınan yeni istasyonlarla birlikte bölgenin mikro deprem aktivitesi izlenmiştir. TÜBİTAK 1001 projesi kapsamında depremlerin yer içi termal aktivitelerle olan ilişkisini araştırmak için Manyetotellürik yöntem (MT), gravite yöntemi ve deprem tomografisi yöntemleri kullanılarak bu bölgenin üst kabuğundaki fiziksel parametrelerin değişimi araştırılmıştır. Termal ilçesi ve civarında gerçekleşmiş depremlerin derinlikleri, merkez üssü ve depremleri kaydeden istasyonlar Şekil 6.1’de verilmiştir.

Jeofizik çalışmalarda gravite yönteminde yeraltı yanal yoğunluk farkı dağılımlarına göre gravite anomalilerinin gözlenmesi beklenir. Gravite yöntemi, diğer jeofizik yöntemlere nazaran planlama açısından daha fazla titizlik gerektiren bir yöntemdir. Ölçü noktaları arasındaki uzaklık belirlenirken genel olarak petrol, doğalgaz ve jeotermal aramalarda 100-500 metre arası, maden aramalarında 10-50 metre arası, bölgesel çalışmalarda ise ortalama 5 kilometre seçilmesi önerilmektedir (Arslan, 2016; Erden, 1979). Çalışmada ölçü noktaları arasındaki uzaklık sabit değildir. Bunun nedeni Termal ilçesi ve civarında sığ odaklı deprem fırtınaları ve jeotermal kaynakların olası faylarla ilişkisini belirleyebilmek için bu bölgelerde ölçü noktalarının aralıkları sıklaştırılmıştır. Ölçü noktalarının konumunu belirlerken Google Earth Pro programı kullanılmıştır. Gravimetre cihazı hassas ve duyarlı aletler olduğu için ufak bir sarsıntıdan etkilenmektedir. Bu nedenden dolayı noktalar belirlenirken engebeli yerlerden uzak durulmuştur ve araçların girebileceği yerler seçilmiştir. Baz noktası belirlenirken ise fazla sayıda ölçü noktasına gidilip geri dönülerek ulaşım konusunda en kolay hangi noktadan geri dönülüyorsa o nokta baz olarak alınmıştır.

Saha çalışmasından önce ilk olarak ofis çalışmalarıyla çalışılacak alanın jeoloji haritası derlenmiştir ve enlem, boylam yükseklik gibi bilgiler saptanmıştır. Gravimetre cihazlarının ayarları ve kalibrasyonu yapılmıştır. Çalışma sahasında bağıl gravite ölçüleri 14-27 Haziran 2018 tarihlerinde Scintrex CG-5 gravimetre cihazı kullanılarak 0.001 mgal hassasiyetinde ölçüler alınmıştır. Çalışma sahasının temel kaya derinliklerini ve sedimanter ortamın (sığ derinlikli) yeraltı yoğunluk farkı modellemesini yapabilmek için bütün yeraltı bloklarını kapsayacak şekilde dalga boyu belirlenmiştir. Nyquist kuramına göre ortalama 50 metre olarak seçilmiştir. Bu alanda gravite yönteminin uygulanmasının nedeni ise sedimanter-temel kaya haritalanması, fay ve dayk sistemlerinin belirlenmesi, termal etkilerden dolayı ortaya çıkan alterasyon zonları ve olası ısı kaynaklarının neden olacağı intrüzif sokulumlar yoğunluk farkına bağlı olarak modellenenecektir (Pekşen ve diğ., 2021).



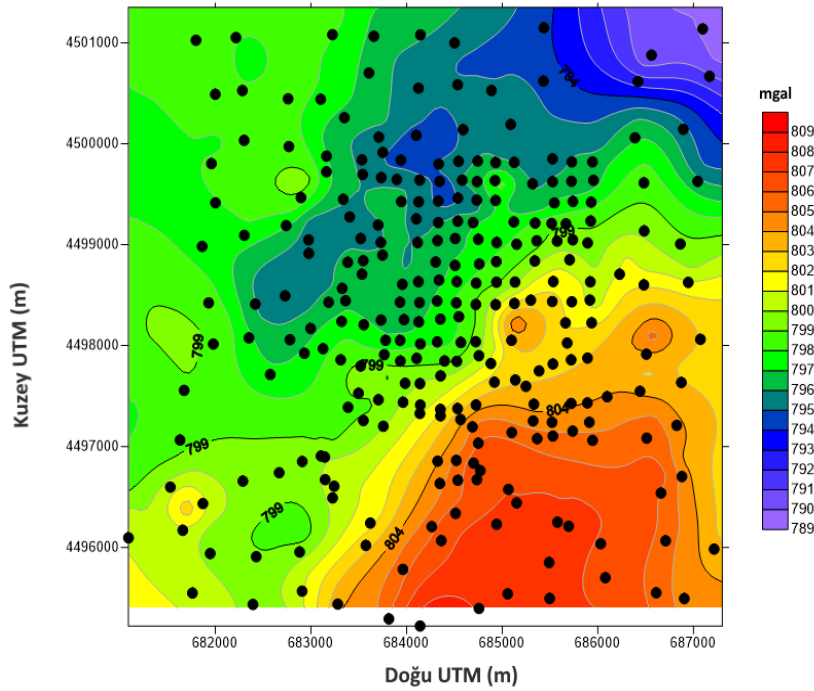
Şekil 6.1. Çalışma alanında gerçekleşmiş depremlerin merkez üssü, derinlik dağılımları ve depremleri kaydeden istasyonlar verilmiştir (Pekşen ve diğ., 2021)

6.2. Termal İlçesinin Bouguer Anomalileri

Armutlu Yarımadası Termal ilçesi ve civarından alınmış olan Δg bağıl gravite ölçülerinde istenen etkilerin dışında verilerde istenmeyen etkilerde bulunmaktadır. İstenmeyen etkiler

yerin elipsoidal şekli ve dönmesine bağlı olarak ortaya çıkmaktadır. Bölüm 3.7.4’de anlatılan yükseklik düzeltmesi Küresel Konum Belirleme Sistemi (GNSS) yükseklik verileri kullanılarak yapılmıştır. Ardından çalışma alanının en güneyinde bir noktanın enlemi baz alınarak enlem etkisi ve düzeltmesi gerçekleştirilmiştir. Son aşamada ise OASİS montaj programı kullanılarak ortalama yoğunluk 2.67 gr/cm^3 alınıp topoğrafya düzeltmesi gerçekleştirilmiştir. Tüm bu düzeltmelerin sonunda Surfer programı kullanılarak iki boyutlu kriging tekniği ile Bouguer anomali haritası elde edilmiştir (Şekil 6.2).

İlk gözlemsel yoruma göre güney ve kuzey kesimi sırasıyla artan ve azalan anomalilerle karakterize edilir. Bu iki anomali KD-GB yönlü gradyan zonu ile sınırlanır. Bu gözlem sonucunda veri setini doğru işleyerek jeotermal ve deprem fırtına aktivitesi açısından önemli bir bölge olan çalışma alanının sayısal yorumlanması için yeraltı yapıları ve yapı süreksizlikleri modellenecektir.



Şekil 6.2. Çalışma alanının Bouguer anomali haritası ve gravite ölçü noktalarının konumu

6.3. Gravite Anomalilerinin Radyal Ortalamalı Logaritmik Genlik Spektrumu

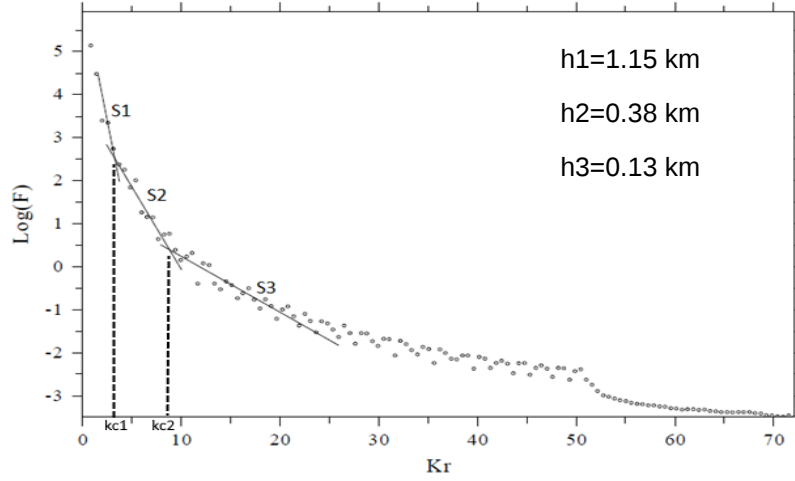
Jeofizik potansiyel alan çalışmalarında dalga boyu özelliklerine göre anomali kaynaklarının Fourier genlik spektrumundan derin ara yüzey sınırının ortalama

derinliklerinin kestirilebileceği Bölüm 3.11’de anlatılmıştır. Yöntemin jeofizik potansiyel alan çalışmalarında sağlamış olduğu en büyük avantaj herhangi bir yoğunluk farkı ön bilgisine ve kaynak geometrisine ihtiyaç duyulmadan derinlik bilgisi kestirilebilmesidir.

İki boyutlu temel kaya geometrisini modelleyebilmek için kullanılan Parker-Oldenburg yönteminde optimum seviyede çözüm elde edebilmek için iki önemli parametreye ihtiyaç duyulmaktadır. İlk parametre z_0 derinliği, ikinci parametre ise araştırma derinliği olan temel kaya geometrisinin oluşumunda etkin olan yeraltı yoğunluk farkı dağılımlarıdır ($\Delta\rho$). Parker-Oldenburg yöntemi bu parametre bilgilerine tam veya yakın bir seviyede sahip olduğu zaman diğer jeofizik yöntemlere göre gravite anomalilerini modelleme süreci daha hızlıdır. Bunun sebebi daha fazla model nokta sayısına Fourier dönüşümünün kısa bir zaman diliminde uygulanmasıdır.

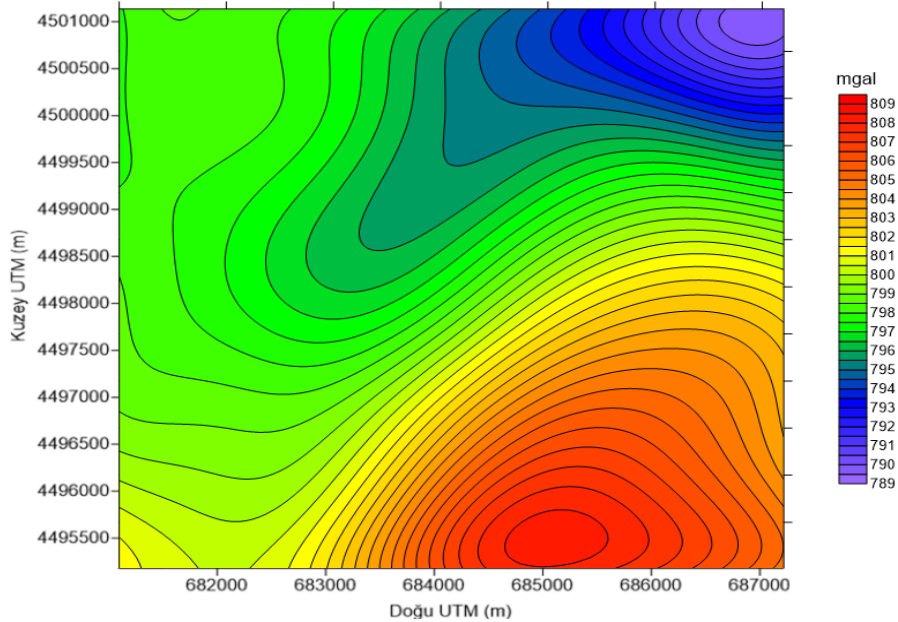
Bouguer anomali haritasının içinde sığ ve derin kaynaklı yapıların neden olduğu anomaliler bulunmaktadır. Sığ kaynaklı anomalileri kısa dalga boyları temsil ederken, derin kaynaklı anomalileri uzun dalga boyları temsil etmektedir. Bu amaç doğrultusunda sığ ve derin yapıların birbirinden ayrılması ve istenmeyen etkileri ortadan kaldırmak için Bouguer anomali haritasından logaritmik genlik spektrumu elde edilmiştir ve süzgeçleme işleminde kullanılacak kritik kesme dalga sayıları ($kc1$, $kc2$) belirlenmiştir (Şekil 6.3). Logaritmik genlik spektrumunun eğimli parçalarından derin ara yüzey sınırının ortalama derinlikleri kestirilmiştir. Sırasıyla 0,13 km, 0,17 km ve temel kaya derinliği 1,15 km olarak belirlenmiştir. Ortalama 1,15 km derinliğinde temel kaya geometrisinin ondülasyonunu elde edebilmek için Parker-Oldenburg doğrusal olmayan ters çözüm algoritması uygulanacaktır. Bu yöntemde belirlenen ortalama derinlik bilgilerinden yararlanıp, sığ derinlik (sedimanter ortam) ve temel kaya derinliği arasında yinelemeli olarak iyileştirilen yoğunluk farklarıyla temel kayanın topoğrafyası çıkarılmıştır.

Şekil 6.3’de belirlenen kritik kesme dalga sayıları, derin ara yüzey sınırlarının uzun dalga boylarını elde etmek amacıyla alçak geçişli süzgeçlemede kullanılmıştır. Bu doğrultuda grafikten de okunacağı üzere $kc1=3-5$ rad/km’den daha küçük dalga sayılarını diğer bir deyişle 1-8 km’den daha büyük dalga boylarını geçirecek bir alçak geçişli süzgeç kullanılmıştır.



Şekil 6.3. Bouguer anomali haritasının logaritmik genlik spektrumu. Spektrumun eğimli parçalarından üç farklı doğru kestirilmiştir (s1, s2, s3). Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik kesme dalga sayılarını vermektedir (kc1, kc2)

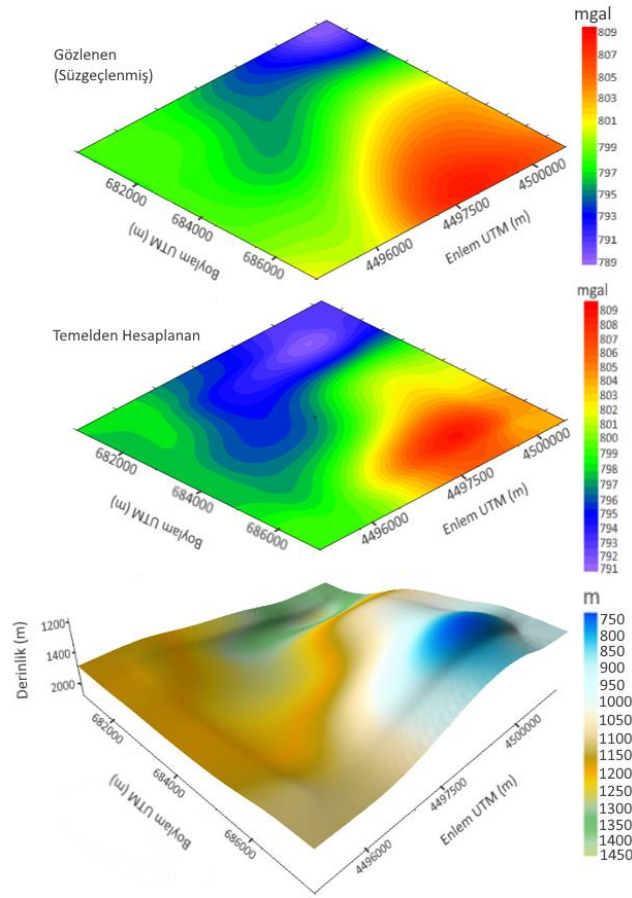
Yalova-Termal bölgesinin Bouguer anomali haritasının süzgeçlenmesiyle elde edilen süzgeçlenmiş gravite anomali haritası şekil 6.4’de görülmektedir. Logaritmik genlik spektrumunun eğimli parçası S1 den elde edilen kritik kesme dalga sayısına göre süzgeçlenmiş gravite anomali haritası temel kaya derinliklerine bağlı ortaya çıkmaktadır. Anomali haritasından ilk olarak göze çarpan kısa dalga boylu bileşenlerin bastırıldığı, derin kaynaklı anomalilerin yığıldığıdır.



Şekil 6.4. Temel kayadan kaynaklanan dalga boylarına göre alçak geçişli süzgeçleme ile elde edilen Yalova-Termal bölgesinin gravite anomali haritası

6.4. Parker-Oldenburg Algoritmasıyla Termal (Yalova) ve Civarı Temel Kaya Modellemesi

İki boyutlu temel kaya geometrisini modelleyebilmek için jeofizik potansiyel alanlarda kullanılan etkin bir ters çözüm algoritması olan Parker-Oldenburg algoritması kullanılmıştır. Algoritmanın temeli gözlenen anomalilerden temel kaya derinliklerinin kestirilmesi esasına dayanmaktadır. Başlangıç modelinden hareketle temel kaya derinlikleri yinelemeli olarak iyileştirilir. En son yinelemede kestirilen temel kaya derinliklerinden hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasındaki uyum sorgulanır.



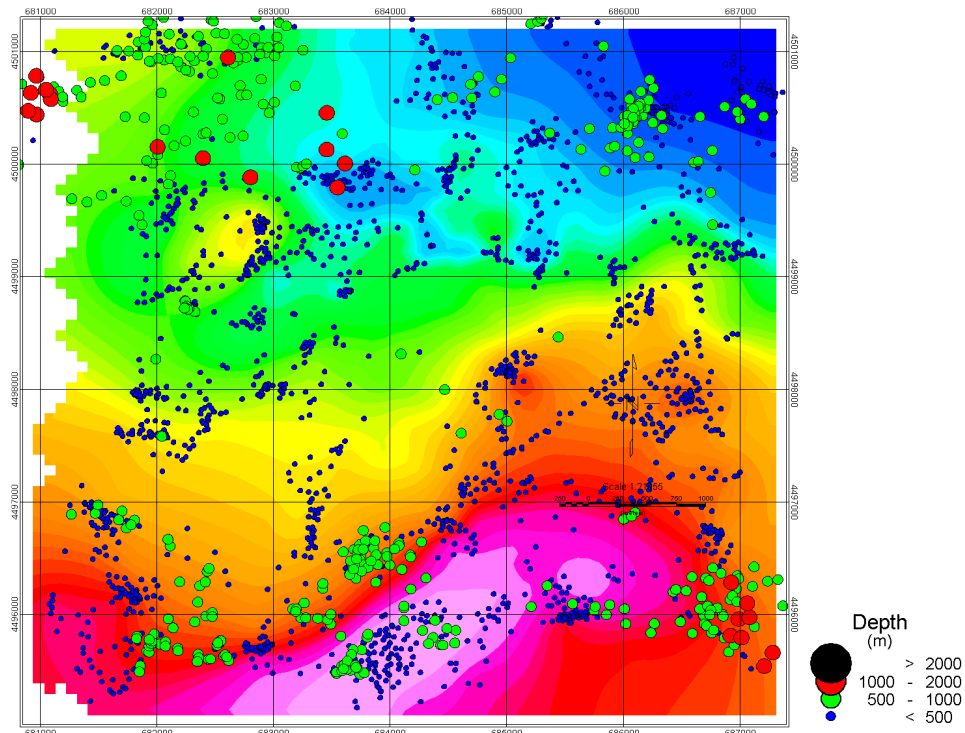
Şekil 6.5. Gözlenen (Bouguer) anomalisi, en son yinelemelerle hesaplanan anomali (orta panel), temel kaya derinliklerinin Parker-Oldenburg algoritmasıyla modellenmesi (alt panel)

Şekil 6.5'te temel kaya derinliklerinin Parker- Oldenburg algoritmasıyla modellenen üç boyutlu geometrisi verilmiştir. Model sonucuna göre çalışma alanının en sığ kesimi yaklaşık olarak 0,7 km güney-güneydoğusu ve en derin kesim ise yaklaşık olarak 1,5 km

ile kuzey-kuzeybatısına karşılık gelmektedir. Bu bölgelerde hızlı bir derinlik artışının olduğu gözlenmiştir. Bu bağlamda temel kaya derinliklerinin önemli gradyan bölgelerinin fay denetiminin sonucunda oluştuğu sonucuna varılmıştır. En son yinelemelerle hesaplanan anomali ve gözlenen (Bouguer) anomalisi arasındaki uyum net bir şekilde gözlenmiş olup temel kaya derinlikleri optimum ölçüde kestirilmiştir. Bundan sonraki aşamada temel kaya ve sedimanter ortamda uzanan olası fayları tespit edebilmek için sınır analizi ve yeraltı yanal yoğunluk farkı değişimleri modellenecektir.

6.5. Gravite Verilerine Uygulanan Euler Dekonvolüsyonu Yöntemi

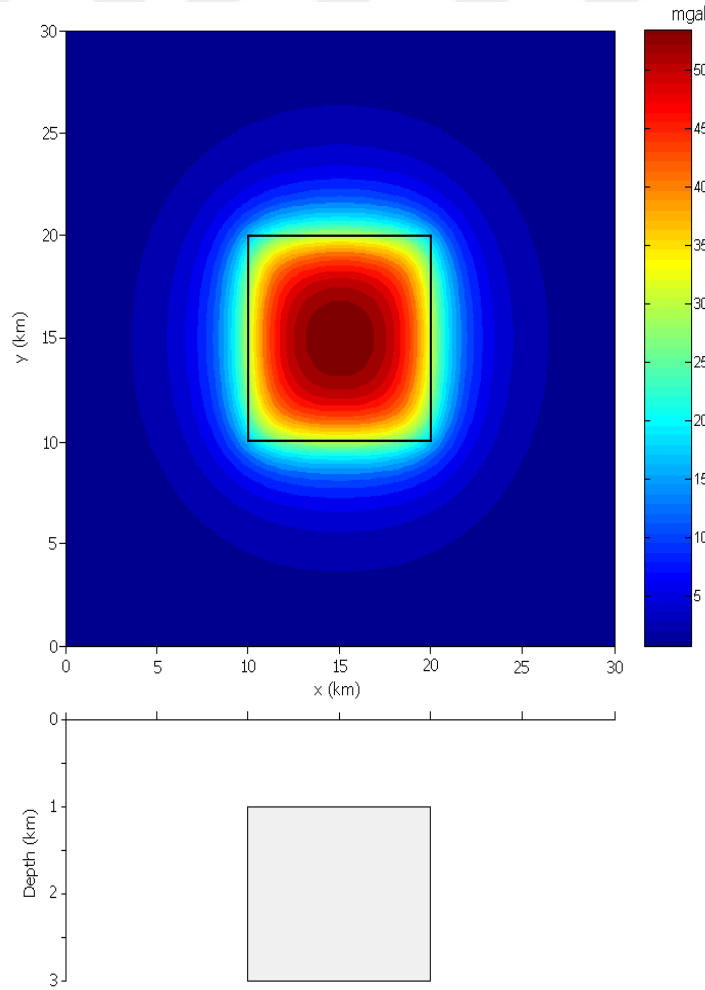
Bağıl gravite ölçülerine derinlik çözümleri üreten Euler dekonvolüsyonu işlemi uygulanmıştır. Şekil 6.6 'da verilen haritada mavi daireler 0 ila 500 metre derinliği, yeşil 500 ila 1000, kırmızı 1000 ila 2000 metre derinliği, siyah renk ise 2000 metre derinlikten daha büyük değerleri ifade etmektedir. KD-GB yönlü çizgisellikler gözlenmektedir. Bu çizgiselliklerin gradyan zonlarına karşılık geldiği tespit edilmiş olup fay zonlarına karşılık gelmektedir (Şekil 6.6). 5x5 pencere boyutu seçilmiştir. SI=0,5 olarak alınmıştır. T=20 olarak alınmıştır. Grid aralığı 52 m olarak seçilmiştir. Bunun nedeni gürültülere engel olmaktır.



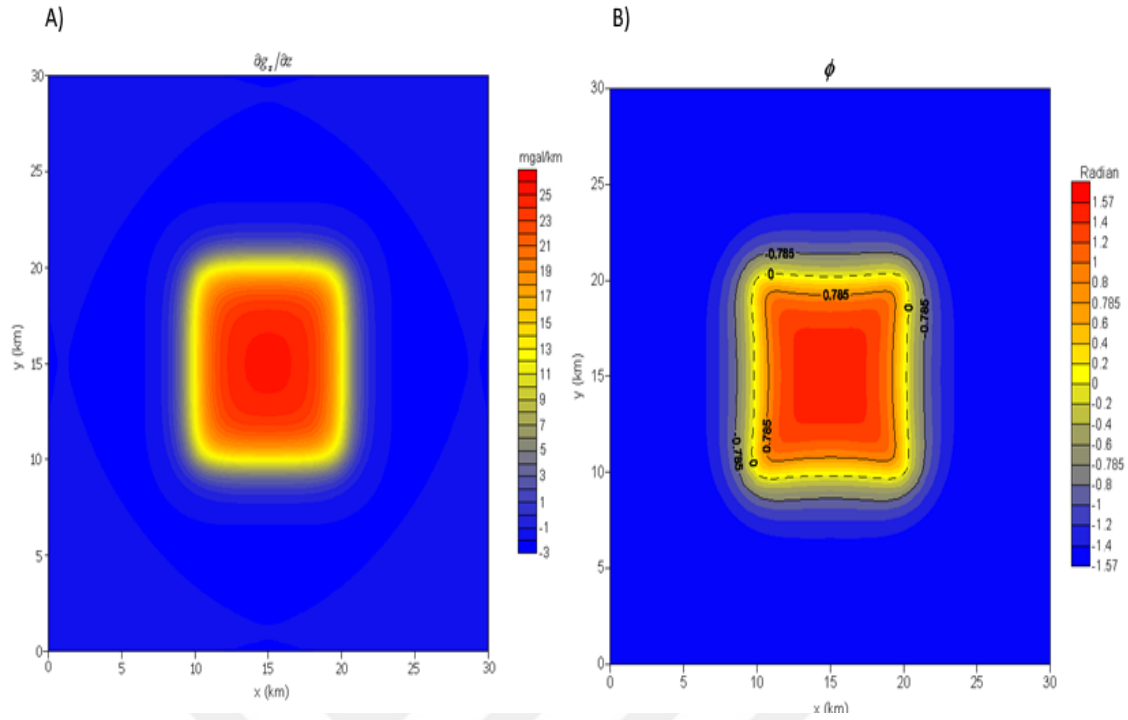
Şekil 6.6. OASİS montaj programıyla gerçekleştirilen Euler dekonvolüsyon sonucu

6.6. Gravite Anomalilerinin Birinci Düşey Türevinden Termal ve Civarı Derin Sınırların İzlenmesi Tilt Açısı Model Çalışması

Yalova-Termal bölgesinin süzgeçlenmiş anomali haritasının sayısal yorumlanabilmesi için jeofizik çalışmalarda popüler bir teknik olan tilt açısı tekniği uygulanmıştır. Bu teknik jeofizik literatürde derin gömülü çizgisel kaynakların izlenmesinde yaygın olarak kullanılır. Tekniğin çizgisel kaynakları izlemesinde ki başarısını test edebilmek için Şekil 6.7-da verilen prizmatik gravite anomali tasarlanmıştır. Prizmatik gravite anomalisinin birinci düşey türevi ve birinci düşey türevinden elde edilen tilt açısı Şekil 6.8’de verilmiştir. Bu harita iki önemli bilgi vermektedir. İlk önemli bilgi sıfır konturları çizgisel kaynak sınırlarını izlemektedir. İkinci önemli bilgi ise $\pm \frac{\pi}{4}$ radyan konturları arasındaki yatay uzaklığın yarısı modelin üst derinliği hakkında bilgi vermektedir.



Şekil 6.7. Prizmatik gravite anomali

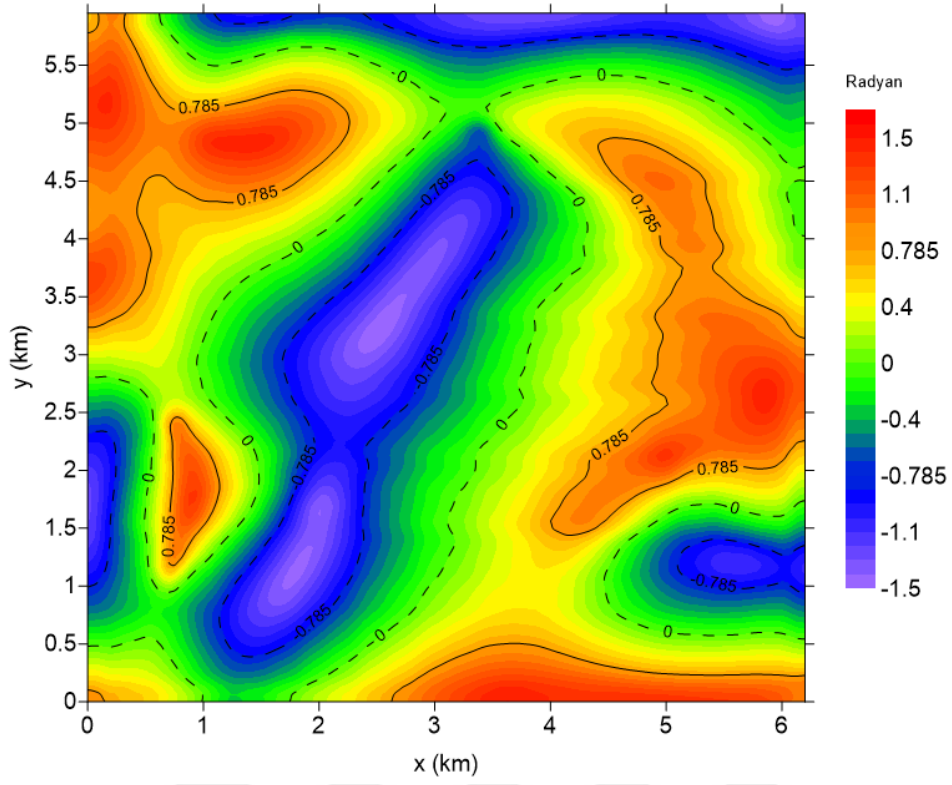


Şekil 6.8. Prizmatik gravite anomalisinin birinci düşey türevi (A) ve birinci düşey türevinden elde edilen tilt açısı (B). Sıfır konturları yapı sınırlarını izlemektedir

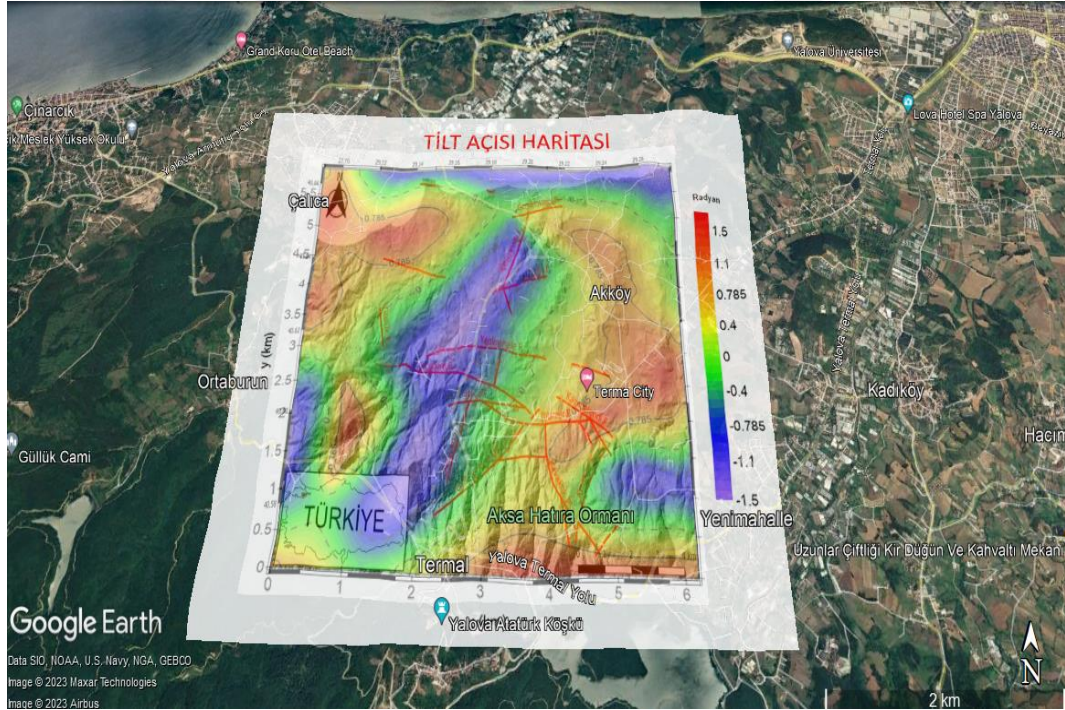
6.7. Tilt Açısı Haritası (TA)

Model çalışması sonucuna göre sıfır konturları çizgisel kaynakları izlemekte ve bu durumda temel kaya sınırından kaynaklanan süzgeçlenmiş gravite anomali haritasına tilt açısı tekniği uygulandığında sıfır konturlarının yapı sınırlarını izlemesi beklenmektedir. Ayrıca $\pm \frac{\pi}{4}$ radyan konturları arasındaki yatay uzaklığın yarısı bu sınır derinliklerini vermesi beklenir.

Şekil 6.9’da görüldüğü üzere $\pm \frac{\pi}{4}$ konturları arasındaki uzaklığın yarısından yapı süreksizliklerinin derinlikleri 0.5-2 km arasında değişim göstermektedir ve temel kaya derinlikleri ile uyumludur. Burada özellikle birbirine paralel GB-KD doğrultusunda devam eden iki çizgiselliğin temel kayanın şekillenmesinde etkin olan faylara karşılık geldiği düşünülmektedir. Fayların GB-KD uzanımları net bir şekilde gözlenmektedir. Tüm bu bilgilerin yeraltı yoğunluk farkı modeli ile korele edilip edilemeyeceğini anlamak için ters çözüm modelleme işlemi yapılacaktır.



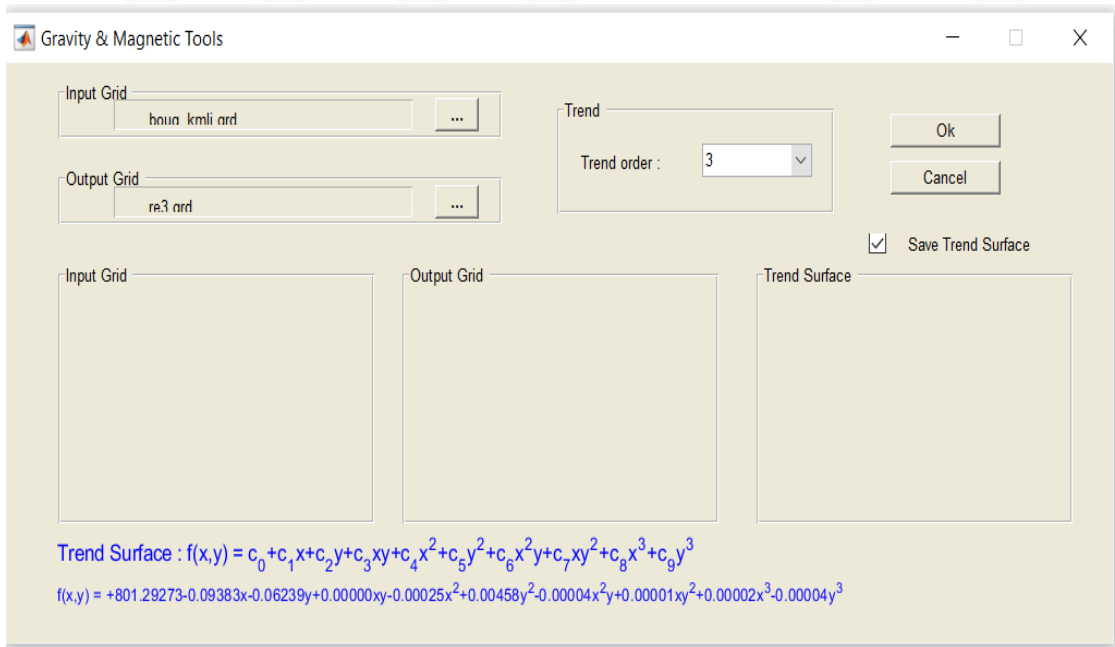
Şekil 6.9. Tilt açısı haritası ve sıfır konturları (kesikli konturlar)



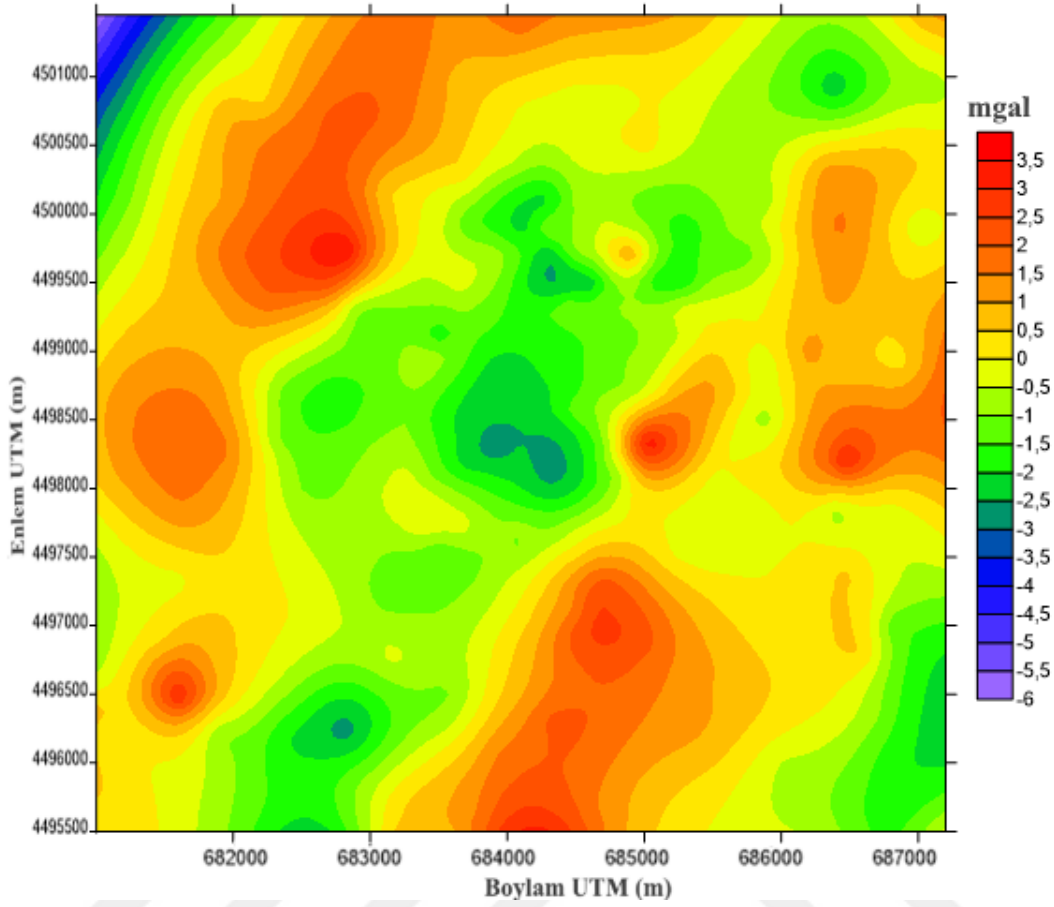
Şekil 6.10. Tilt Açısı haritası ve Terma ve civarının jeoloji haritası

6.8. Rezidüel Gravite Anomalilerinin Doğrusal Ters Çözümü (Derin Yoğunluk Farklarının Modellenmesi)

Tez çalışması kapsamında UTM koordinatlarına göre Bouguer anomali haritası tekrar çizilmiştir. Önceki bölümlerde anlatıldığı üzere Bouguer anomali haritasının içerisinde ortalama 1,15 km derinliğe sahip temel kaya sınırına denk gelen dalga boyları alçak geçişli süzgeçleme ile süzölmüştür ve Parker-Oldenburg algoritması kullanılarak temel kaya ondölasyonunun geometrisi elde edilmiştir. Bununla beraber sınır analiz tekniğı olan tilt açısı haritasından çizgiselliklerin yapı sınırlarını izlediğı gözlenmiştir ve bu sınır derinlikleri kestirilmiştir. Bundan sonraki bölümde ise çizgiselliklerin derin yoğunluk farkları ile karşılaştırılması ve ortalama 1,15 km temel kaya derinliğine sahip sediment (sığ derinlikli) ortamdaki gelişimi araştırılacaktır. Bu amaç doğrultusunda Bouguer verilerinin içinde yer alan ondölasyon etkisi üçüncü dereceden trend analizi ile ortadan kaldırılmıştır. Şekil 6.2’de verilen Bouguer anomalisi haritasının üçüncü derece trend etkisi hesaplanmış ve trend denklemi Şekil 6.11’de verilmiştir. Trend etkisi giderilmiş Bouguer anomali haritasından elde edilen rezidüel gravite anomali haritası Şekil 6.12’de verilmiştir.



Şekil 6.11. Giriş verisi olarak Bouguer anomali haritası kullanılmıştır. Bouger anomali haritasının üçüncü dereceden trend etkisi hesaplanmıştır. Trend etkisi giderildikten sonra rezidüel gravite anomali haritası elde edilmiştir



Şekil 6.12. Üçüncü dereceden trendi hesaplanmış Bouguer anomali haritasından elde edilen çalışma alanının rezidüel gravite anomali haritası

6.9. Occam Ters Çözüm Algoritması

Yeraltı yoğunluk farklarının dağılımı jeofizik modellemede doğrusal ters çözüm olarak bilinmektedir. Bu yöntemin kullanılmasının amacı ise derinlere doğru yanal yoğunluk farkı değişimlerinin görüntülenmesi durumunda bunların fay tipi süreksizliklerle ilişkilendirilmesidir. Bir fiziksel parametre modellemesi olarak doğrusal ters çözümde yeraltı bloklara bölünür ve bir bloğun yoğunluk farkı yinelemelerle iyileştirilmeye çalışılır. Her yineleme sonunda tüm blokların yoğunluk farklarından elde edilen gravite etkileri toplanmaktadır. Bunun sonucunda yeraltının toplam gravite anomalisi hesaplanmış olur. Hesaplanan gravite anomalisi ile gözlenen gravite anomalisi karşılaştırılır. Bu karşılaştırmalar sonucunda gözlenen ile hesaplanan anomaliler arasında RMS hatası en küçük değere ulaştığında yeraltı ortamı yoğunluk farklarına göre görüntülenmiş olur (Şekil 6.13). Algoritma (6.1) denklemi ile açıklanmıştır.

$$(A^T W^T W A + \mu C^T C) \Delta m = A^T W^T \Delta d - \mu C^T C m \quad (6.1)$$

A: Elemanları çekirdek fonksiyonun değerlerinden oluşan sistem matrisi.

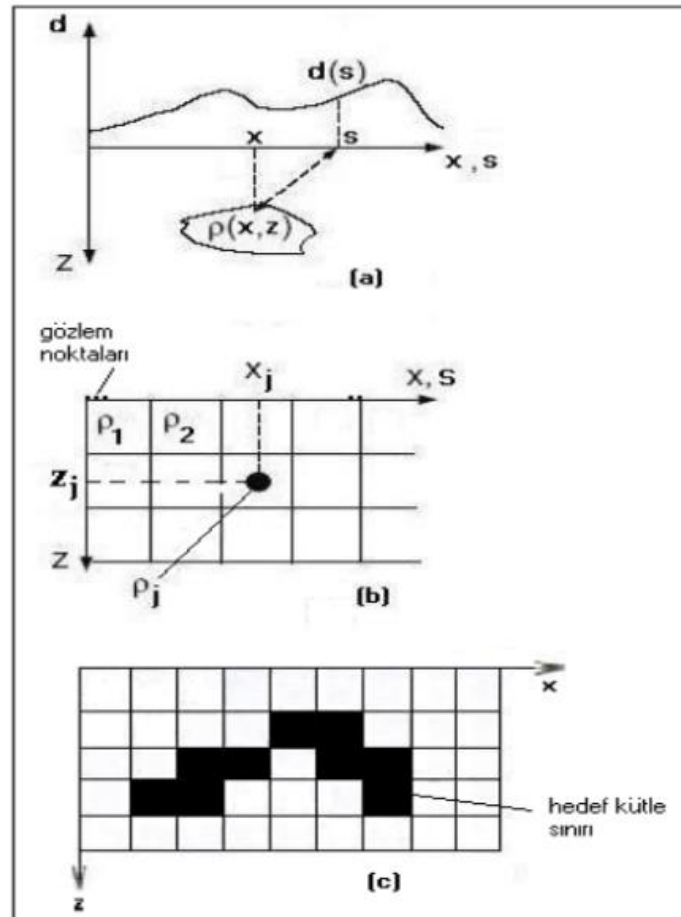
C: Yuvarlatma matrisi

W: Model ağırlıklandırma matrisi

μ : Yuvarlatma operatörü

m: Model parametreleri

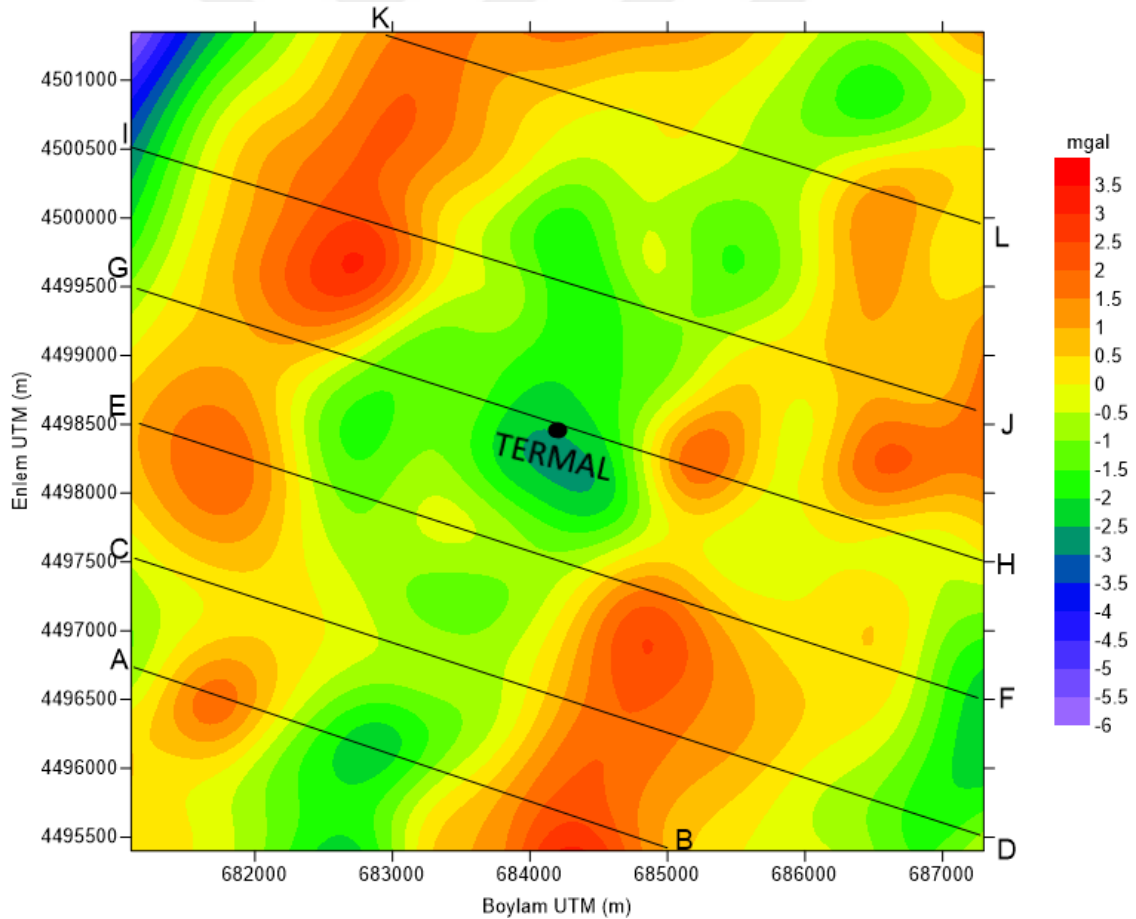
Δd : Gözlenen ve yinelemelerle kestirilen modelden hesaplanan anomaliler arasındaki fark veya hata vektörü.



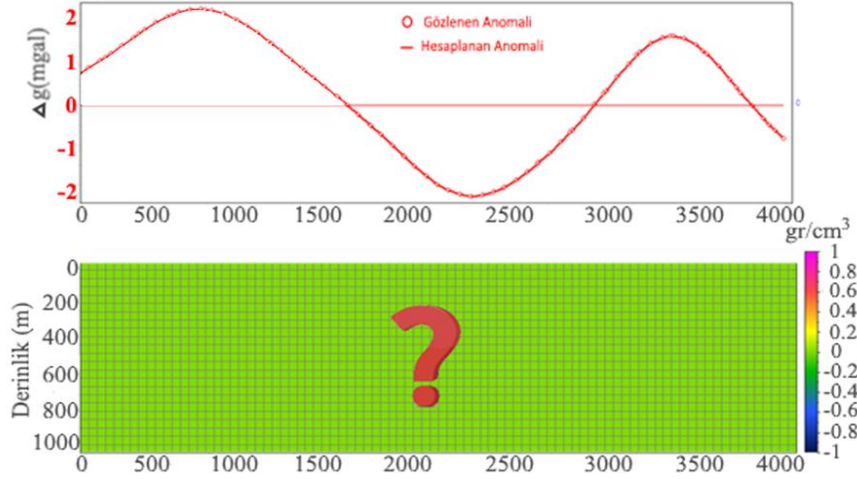
Şekil 6.13. Occam ters çözüm algoritmasının şematik gösterimi (Constable ve diğ.,1987)

6.10. Rezidüel Gravite Anomalilerinden Kesitlerle Derin Yanal ve Düşey Yoğunluk Farklarının Modellenmesi

Çalışma alanından elde edilen gravite anomali haritasında kontur uzanımları yer içi jeolojik yapı uzanımlarını göstermektedir. Yapının yer içi uzanımlarını fiziksel parametrelerinden yorumlayabilmek için anomali haritasında birbirine dik kesitler alınmalıdır. Ortalama 1,15 km temel kaya derinliği olan sedimanter ortamı (sığ derinlikli) temsil eden rezidüel gravite anomali haritasından KD-GB doğrultulu birbirine dik 6 adet kesit alınmıştır (Şekil 6.14). Sıfır konturlarının etrafında ani artış gösterip kapanan anomaliler gözlenmektedir. Bu durum yeraltında yanal yoğunluk farkı değişimlerinden kaynaklanmaktadır. Bu bağlamda yeraltında birimler arasında meydana gelen yoğunluk farkı değişimleri modellenerek temel kayada etkin olan fayların sedimanter ortamdaki etkinliği de araştırılmış olacaktır.



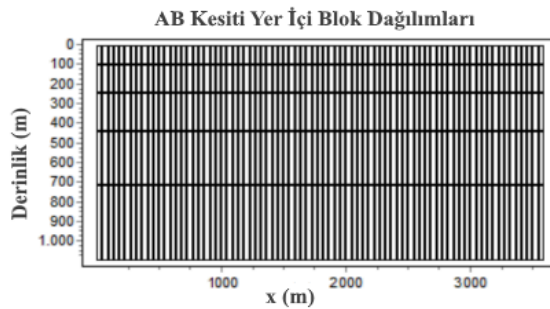
Şekil 6.14. Yeraltı yoğunluk farkı değişimlerinin kestirimi için rezidüel gravite anomali haritasından alınmış olan altı adet kesit çizgileri. AB, CD, EF, GH, IJ, KL kesitleri yer içi jeolojik yapı uzanımlarına dik olacak şekilde KD-GB doğrultulu olarak alınmış kesitlerdir



Şekil 6.15. Gravite anomalilerinden alınmış olan kesitlerden elde edilecek yer altı yoğunluk farkı dağılımlarının ters çözüm modellemesinin şematik gösterimi

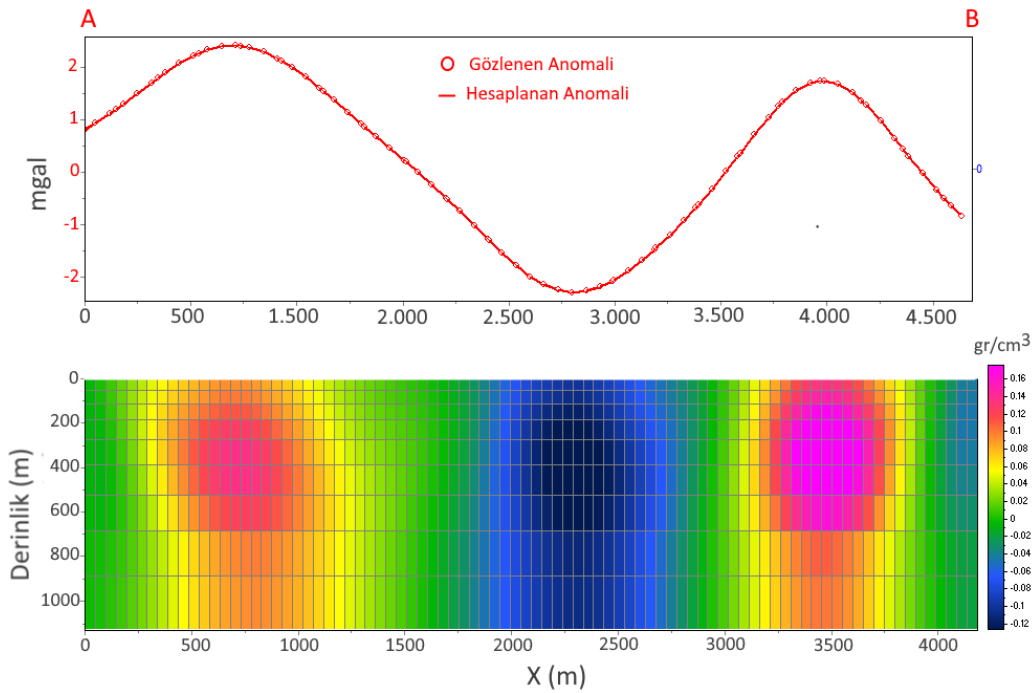
Önceki bölümlerden hatırlanacağı üzere modelleme sürecini doğru bir yakınsama ile yürütebilmek için yinelemelerin yapılması gerekmektedir. Model çalışmasından önce ilk aşamada yanal yoğunluk farkı değişimleri yer içi bloklarına uygun hale getirilmiştir. Alınmış olan 6 adet kesitin profil uzunluğu ve derinliği farklı olduğundan temel kaya derinliği olan 1,15 km maksimum derinlik seçilmiştir. Bu bağlamda üst kabuktaki fiziksel parametrelerin değişimi maksimum 1,15 km temel kaya derinliğine kadar görüntülenmiştir ve temel kaya sınırının üstünde kalan sedimanter bölgenin derinlikleri hakkında yorum yapılacaktır.

Şekil 6.16'de alınan AB kesitinin yer içi blok dağılımları verilmiştir. Bütün kesitlerde ortaya çıkan ilk gözlem sığ kesimlerde oluşan yoğunluk farkı değişiminin derinlere göre daha fazla olmasıdır. Bu bağlamda sığ kesimde bloklar daraltılıp derinlere doğru inildikçe genişletilmiştir.

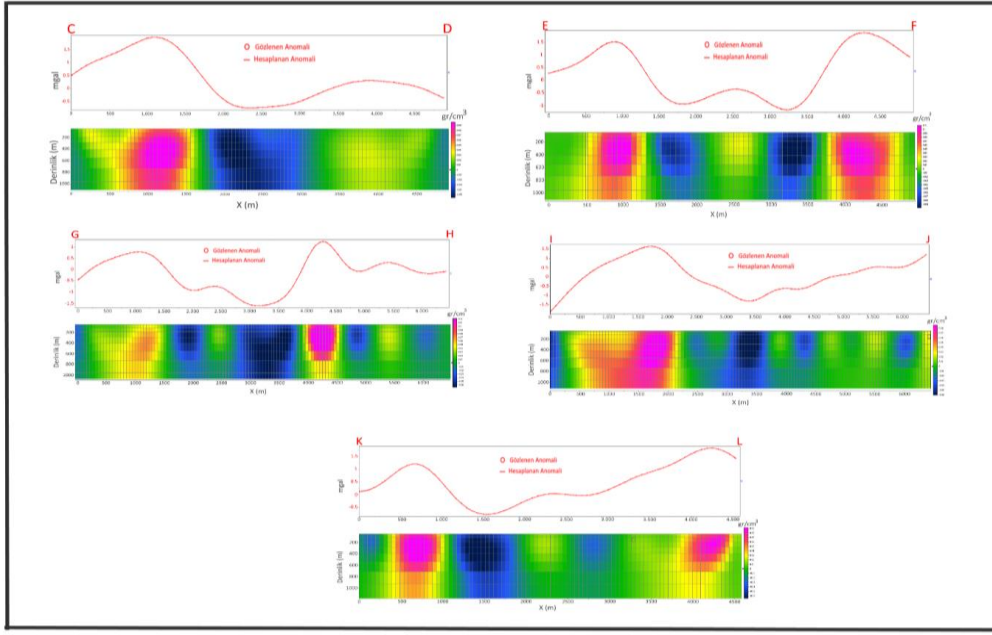


Şekil 6.16. Alınan AB kesitinin profil uzunluğu ve derinliğine bağlı oluşan yeraltı blok dağılımlarının gösterimi. Maksimum derinlik 1,15 km temel kaya derinliği seçilmiştir. Yer altı yanal yoğunluk farkının modelleneceği AB kesitinde blok sayısı $80 \times 6 = 480$ 'dir

Her bir kesitten çıkarılan gravite anomalilerine neden olan yeraltı yoğunluk farkı değişimleri modellenmiştir. Modelleme sürecinde yineleme sayısı 15, RMS hatası ise 0,1 olarak seçilmiştir. Occam ters çözüm algoritması yanal yoğunluk farkı değişimlerine duyarlılığı yüksek olduğu için $\mu=0,05$ (yuvarlatma operatörü) seçilerek çözünürlük artırılmıştır. Araştırmacı tarafından belirlenen yineleme sayısında RMS hatasına eşit veya daha küçük bir değer çıkıyorsa gözlenen anomali ile hesaplanan anomali arasında optimum uyum yakalanacağından dolayı yinelemeler durdurulur. Eğer belirlenen yineleme sayısında uyum yakalanmıyorsa yineleme sayısı artırılır. Tez çalışması kapsamında belirlenen 15 yineleme değerine ulaşmadan hesaplanan anomali ile gözlenen anomali arasında yakınsama sağlanmıştır. Şekil 6.17’de AB kesiti verilmiştir. Bu kesitle beraber diğer alınmış olan tüm kesitlerin (CD, EF, GH, IJ, KL) ortak özelliği kırmızı bölgelerin pozitif yoğunluk farklarına, mavi bölgelerin ise negatif yoğunluk farklarına karşılık geliyor olmasıdır (Şekil 6.18). İlk göze çarpan pozitif ve negatif yoğunluk farkları arasında ani değişimlerin gözlenmesidir. Bu bağlamda yoğunluk farklarının ani değiştiği bölgelerde fayların etkisi gözlenmektedir. Derinlik kestirimi sonucunda sedimanter havza yaklaşık olarak 1,15 km kadar devam etmektedir. Bunların yatay düzlemde ve derinlik boyutunda gösterimi yorum açısından daha faydalı olacaktır.

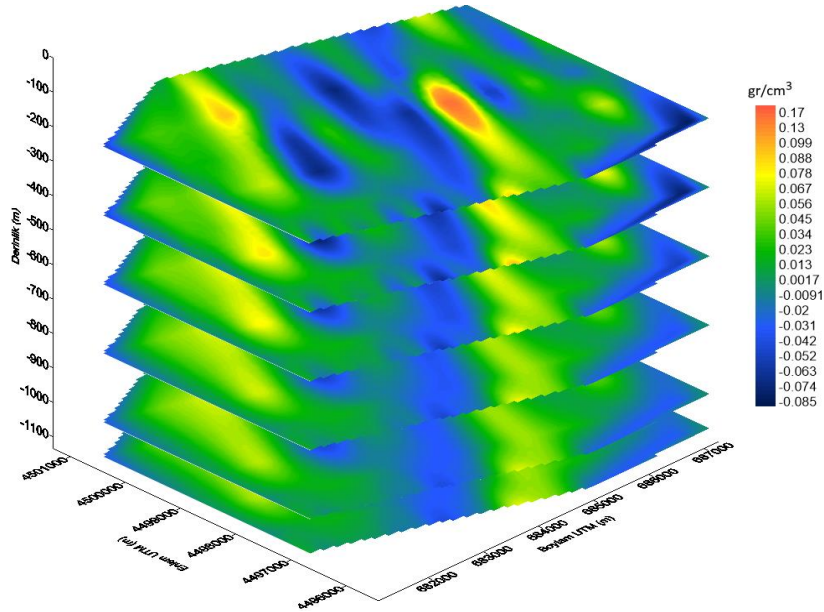


Şekil 6.17. AB kesitinin profil uzunluğu ve derinliğine bağlı olarak anomali profilinin OCCAM ters çözümü

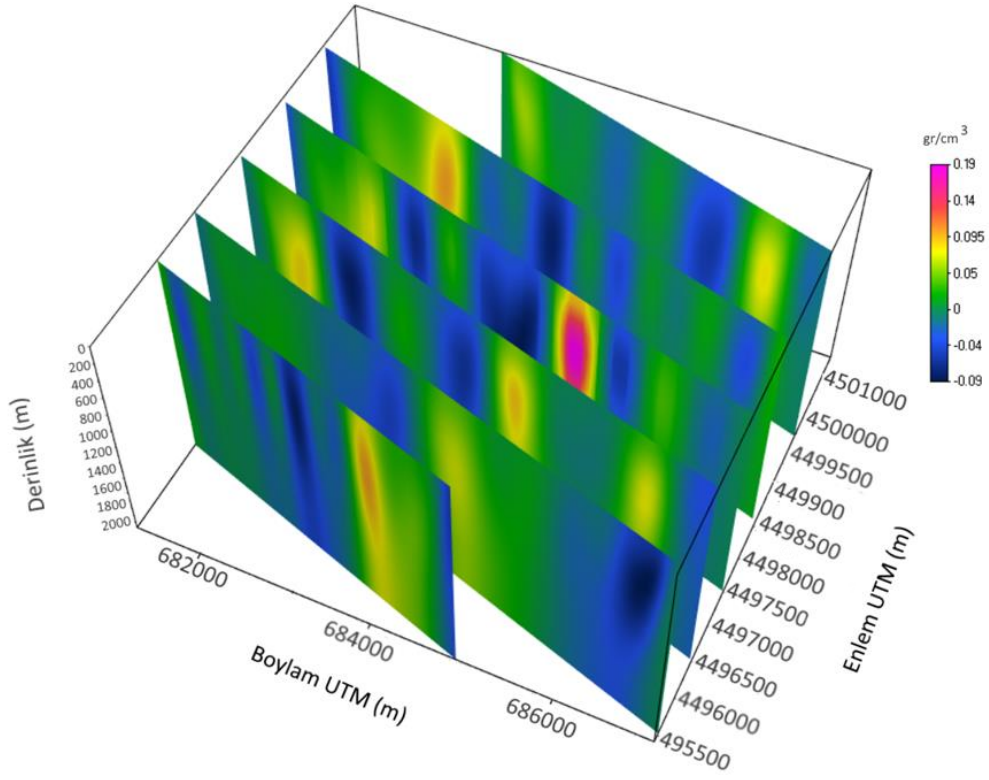


Şekil 6.18. CD, EF, GH, IJ ve KL kesitlerinin OCCAM ters çözüm sonuçları

Yoğunluk farkları dağılımlarının yanal olarak ani değişim gösterdiği derinlik bölgeleri, TA haritasında sıfır konturlarıyla iyi korele edilmektedir. TA haritasında birbirine yaklaşık paralel ve KD-GB doğrultulu iki ana çizgisellik, yoğunluk farkı kesitlerinde pozitif ve negatif yoğunluk farklarının yanal olarak hızlı değişim gösterdiği kesimlere karşılık gelmektedir (Şekil 6.19). Derinlik dilim gösteriminde yoğunluk farkı yanal değişimleri 1-1 km'ye kadar gözlenebilmektedir (Şekil 6.20)



Şekil 6.19. Yanal yoğunluk farkları

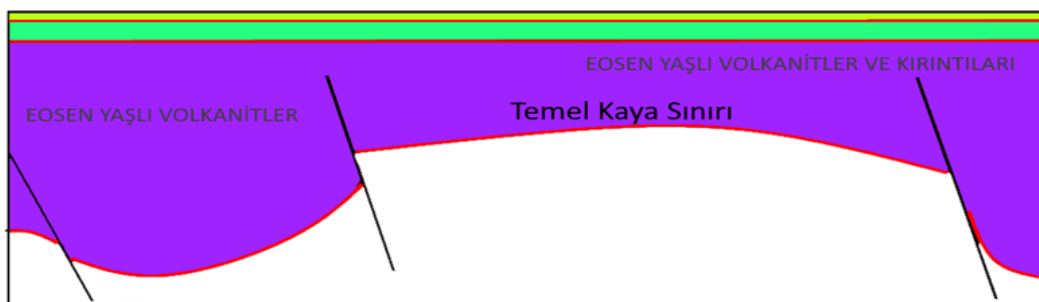


Şekil 6.20. Derinlik dilim gösterimi

7. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çalışma sahasından elde edilen gravite anomalileriyle sedimanter (sığ derinlikli) bölgedeki çizgiselliklerin izlenip ve yanal yoğunluk farkı değişimlerine bağlı çözümler üretilmiştir. Bağlı gravite ölçüleriyle elde edilen Bouguer anomali haritasından alçak geçişli süzgeçlemede kullanılacak kritik kesme dalga sayılarını belirlemek için elde edilen spektral analizden temel kayanın ortalama derinliği 1,15 km olarak bulunmuştur. Parker-Oldenburg algoritmasıyla temel kaya ondülasyonun geometrisi modellenip güney-güneybatı kesiminde 1,5 km kadar yapısal bir yükselim olduğu, kuzey-kuzeydoğu kesiminde 0,75 km kadar yapısal bir çökme olduğu gözlenmiştir. Çalışma alanı lokal bir saha olduğu için bu türden meydana gelen derinlik değişimleri keskin değişimler olarak düşünülebilir. Bouguer anomalilerinden ondülasyon etkisini kaldırmak için üçüncü dereceden trend etkisi giderilmiştir ve rezidüel gravite anomali haritası elde edilmiştir. Ortalama 1,15 km temel kaya derinliğine sahip sedimanter ortamı temsil eden rezidüel gravite anomali haritasından KD-GB doğrultusunda yapı uzanımlarını dik kesecek şekilde altı adet kesit alınmıştır ve gravite anomalilerinin oluşumuna neden olan yanal yoğunluk farkı değişimleri modellenmiştir. Pozitif ve negatif yoğunluk farkı arasındaki hızlı değişim yapısal deformasyon olduğunu göstermektedir.

Temel kaya yükselimi ve çökmesine neden olan jeolojik prosesin derinde magma birikimi ve bunun migrasyonu ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu süreç aynı zamanda temel kayanın farklı bölgelerinde gerilmelere neden olarak kırık ve fayların ortaya çıkmasına neden olabilir. Böylece faylar aynı zamanda temel kayanın yükselme ve çökme bölgelerini sınırlamakta ve tektonik ve magma kökenli hareketlerle sığ derinlikli deprem fırtınalarına neden olabilmektedir. Tüm bu bilgilerden ölçeksiz bir jeolojik kesit çıkarılmıştır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1. Jeolojik model

KAYNAKLAR

- Abdelrahman, E. M., Bayoumi, A. I., El-Araby, H. M. (1991). A Least-squares Minimization Approach to Invert Gravity Data. *Geophysics*, 56(1), 115-118.
- Akyol, N., Lupei, Z., Mitchell, B. J., Sözbilir, H., & Kekovalı, K. (2006). Crustal Structure and Local Seismicity in Western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1259-1269.
- Algermissen, S. T. (1961). Underground and Surface Gravity Survey, Leadwood, Missouri. *Geophysics*, 26(2), 158-168.
- Altınoğlu, F. F. (2019). Elazığ ili ve Çevresinin Çizgisel Yapılarının Gravite Verisine Sınır Analizi Teknikleri Uygulanarak Belirlenmesi. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 25(6), 785-793.
- Alwandi, A., Mojtaba, B. (2017). Edge Detection of Gravity Anomalies with Directional Hyperbolic Tilt Angles: Application to Synthetic and Field Data. *J Ind Geophys Union*, 21(1), 13-16.
- Arisoy, M. Ö., Dikmen, Ü. (2013). Edge Detection of Magnetic Sources Using Enhanced Total Horizontal Derivative of the Tilt Angle. *Yerbilimleri*, 34(1), 73-82.
- Arslan, S. (2016). Geophysical Regional Gravity Map of Turkey and its General Assessment. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 153(153), 203-222.
- Bagherbandi, M. (2012). A Comparison of Three Gravity Inversion Methods for Crustal Thickness Modelling in Tibet Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1), 89-97.
- Bagherbandi, M. (2012). Combination of Seismic and an Isostatic Crustal Thickness Models Using Butterworth Filter in a Spectral Approach. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59, 240-248.
- Barongo, J. O. (1984). Euler's Differential Equation and the Identification of the Magnetic Point-pole and Point-dipole Sources. *Geophysics*, 49(9), 1549-1553.
- Beiki, M., Pedersen, L. B. (2010). Eigenvector Analysis of Gravity Gradient Tensor to Locate Geologic Bodies. *Geophysics*, 75(6), 137-149.
- Bhattacharyya, B. K. (1967). Some General Properties of Potential Fields in Space and Frequency Domain: A Review. *Geoexploration*, 5(3), 127-143.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Chamoli, A., Srivastava, R. P., Dimri, V. P. (2006). Source Depth Characterization of Potential Field Data of Bay of Bengal. Continuous Wavelet Transform.

- Constable, S. C., Parker, R. L., Constable, C. G. (1987). Occam's Inversion: A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Cooper, G., Cowan, D. (2006). Enhancing Potential Field Data Using Filters Based on the Local Phase. *Computers & Geosciences*, 32(10), 1585-1591.
- Cordell, L., Grauch, V. (1985). Mapping Basement Magnetization Zones from Aeromagnetic Data in the San Juan Basin, New Mexico. The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. *Society of Exploration Geophysicists*, 181-197.
- Darby, E. K., Davies, E. B. (1967). The Analysis and Design of Two-dimensional Filters for Two-dimensional Data. *Geophysical Prospecting*, 15(3), 383-406.
- Domzalski, W. (1955). Three Dimensional Gravity Survey. *Geophysical Prospecting*, 3, 15-55.
- Du, W., Wu, Y., Guan, Y., Hao, M. (2017). Edge Detection in Potential Filed Using the Correlation Coefficients between the Average and Standard Deviation of Vertical Derivatives. *Journal of Applied Geophysics*, 143, 231-238.
- Eisenlohr, T. (1997). The Thermal Springs of the Armutlu Peninsula (NW Turkey) and their Relationship to Geology, 197.
- Elawadi, E., Salem, A., Ushijima, K. (2001). Detection of Cavities and Tunnels from Gravity Data Using a Neural Network. *Exploration Geophysics*, 32(3-4), 204-208.
- Elmas, A. (2017). Trabzon Civarındaki Fay Türü Jeolojik Yapıların Gravite Verileri Kullanılarak Belirlenmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41(2), 137-154.
- Elmas, A. (2018). Türkiye'nin Tektonik Yapısının Gravite Verileri Kullanılarak Değerlendirilmesi. *Mühendislik Bilimleri ve Tasarım Dergisi*, 6(2), 258-264.
- Evjen, H. (1936). The Place of the Vertical Gradient in Gravitational Interpretations. *Geophysics*, 1(1), 127-136.
- Ghosh, G. K. (2016). Interpretation of Gravity Data Using 3D Euler Deconvolution, Tilt Angle, Horizontal Tilt Angle and Source Edge Approximation of the North-west Himalaya. *Acta Geophysica*, 64(4), 1112-1138.
- Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B. N. (2005). 3DINVER. M: A MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over a 3D Horizontal Density Interface by Parker-Oldenburg's Algorithm. *Computers & Geosciences*, 31(4), 513-520.

- Hajiyan, A., Styles, P., Zomorrodian, H. (2011). Depth Estimation of Cavities from Microgravity Data Through Multi Adaptive Neuro Fuzzy Interference System. *Near Surface 2011-17th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Hajiyan, A., Zomorrodian, H., Styles, P. (2012). Simultaneous Estimation of Shape Factor and Depth of Subsurface Cavities from Residual Gravity Anomalies Using Feed-forward Back-propagation Neural Networks. *Acta Geophysica*, 60(4), 1043-1075.
- Hammer, S., Nettleton, L. L., Hastings, W. K. (1945). Gravimeter Prospecting for Chromite in Cuba. *Geophysics*, 1(10), 34-49.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. B., Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications*. Cambridge University Press.
- Hofmann, B., Wellenhof, Moritz, H. (2006). *Physical Geodesy* (2. Baskı). Viyana-New York: Springer.
- Hood, P. (1965). Gradient Measurements in Aeromagnetic Surveying. *Geophysics*, 30(5), 891-902.
- Hood, P. J., Teskey, D. J. (1989). Aeromagnetic Gradiometer Program of the Geological Survey of Canada. *Geophysics*, 54(8), 1012-1022.
- Kane, M. F. (1962). A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- Kanlı, A. İ. (1994). Gravite ve Manyetik Ölçümlerin Yatay Düzleme İndirgenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Kazel, E., Bayartan, M. (2021). Yerleşme Coğrafyası Açısından Bir İnceleme: Yalova Şehri. *Coğrafya Dergisi*, (43), 143-158.
- Khalil, M. A., Santos, F. M., Farzamian, M. (2014). 3D Gravity Inversion and Euler Deconvolution to Delineate the Hydro-tectonic Regime in El-Arish Area, Northern Sinai Peninsula. *Journal of applied Geophysics*, 103, 104-113.
- Klingele, E. E., Marson, I., Kahle, H. G. (1991). Automatic Interpretation of Gravity Gradiometric Data in Two Dimensions: Vertical Gradient 1. *Geophysical Prospecting*, 39(3), 407-434.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S. (2001). Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for Transition from Thrusting to Strike-slip Faulting. *Geodinamica Acta*, (14), 177-195.

- Komazawa, M., Morikawa, H., Nakamura, K., Akamatsu, J., Nishimura, K., Sawada, S., . . . Onalp, A. (2002). Bedrock Structure in Adapazarı, Turkey—a Possible Cause of Severe Damage by the 1999 Kocaeli Earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(9-12), 829-236.
- Lee, F. W. (1941). Magnetic Studies by the Geophysical Section of the United States Geological Survey. *Transactions, American Geophysical Union*, 2(22), 460-462.
- Lines, L. R., Treitel, S. (1984). A Review of Least-squares Inversion and its Application to Geophysical Problems. *Geophysical Prospecting*, 32(2), 159-186.
- Lowrie, W., Andreas, F. (2020). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Marson, I., Klingele, E. E. (1993). Advantages of Using the Vertical Gradient of Gravity for 3-D Interpretation. *Geophysics*, 58(11), 1588-1595.
- Miller, H. G., Singh, V. (1994). Potential Field tilt—a New Concept for Location of Potential Field Sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- Nabighian, M. N. (1972). The Analytic Signal of Two-dimensional Magnetic Bodies with Polygonal Cross-section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507-517.
- Nagendra, R., Prasad, P. S., Bhimasankaram, L. S. (1996). Forward and Inverse Computer Modeling of a Gravity Field Resulting from a Density Interface Using Parker-Oldenberg Method. *Computers & Geosciences*, 22(3), 227-237.
- Naggy, D. (1966). The Prism Method for Terrain Corrections Using Digital Computers. *Pure and Applied Geophysics*, 63(1), 31-39.
- Oruç, B. (2010). Depth Estimation of Simple Causative Sources from Gravity Gradient Tensor Invariants and Vertical Component. *Pure and Applied Geophysics*, 167(10), 1259-1272.
- Oruç, B. (2011). Edge Detection and Depth Estimation Using a Tilt Angle Map from Gravity Gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia Region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 168(10), 1769-1780.
- Oruç, B. (2013). *Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi (Matlab Kodları ve Çözümlü Örnekler)*. Kocaeli: Umuttepe Yayınları.
- Osman, O., Albora, A. M., Ucan, O. N. (2007). Forward Modeling with Forced Neural Networks for Gravity Anomaly Profile. *Mathematical Geology*, 39(6), 593-605.
- Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., Tapırdamaz, M. C. (2011). Investigation of 3-D Basin Structures in the Izmit Bay Area (Turkey) by Single-station Microtremor and Gravimetric Methods. *Geophysical Journal International*, 186(2), 883-894.

- Özdemir, M. (1984). Tuz Gölü Bölgesinin Bouguer Gravite Alanının Filtrelenmesi ve Temel Yapı Derinliğinin Araştırılması. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 4(1-2), 67-86.
- Özyalın, Ş., Kaftan, İ. (2017). Gravite Verilerinin Sınır Analizi Yöntemleriyle Değerlendirilmesi; Eskişehir Örneği. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 23(6), 804-808.
- Pacheco, J., Arzate, J., Rojas, E., Arroyo, M., Yutis, V., Ochoa, G. (2006). Delimitation of Ground Failure Zones Due to Land Subsidence Using Gravity Data and Finite Element Modeling in the Querétaro Valley, Mexico. *Engineering Geology*, 84(3-4), 143-160.
- Parasnis, D. S. (2012). *Principles of Applied Geophysics*. Springer Science & Business Media.
- Pekşen, E., Oruç, B., Çaka, D., Budakoğlu, E., Türkmen, T., Barış, Ş., . . . Erkan, M. E. (2021). Manyetotellürik, Gravite Yöntemleri, Sismolojik Analizlerle Yalova-Termal Bölgesinin Üst Kabuk Yapısının Modellenerek Deprem Fırtınası ve Gömülü Jeotermal Kaynakların Araştırılması. Kocaeli: TUBİTAK.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J., Somerton, I. W. (1990). Magnetic Interpretation in Three Dimensions Using Euler Deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- Reid, A. B., Ebbing, J., Webb, S. J. (2014). Avoidable Euler Errors—the Use and Abuse of Euler Deconvolution Applied to Potential Fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5), 1162-1168.
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rim, H., Park, Y. S., Lim, M., Koo, S. B., Kwon, B. D. (2007). 3D Gravity Inversion with Euler Deconvolution as a Priori Information. *Exploration Geophysics*, 38(1), 44-49.
- Roberts, J., Roberts, T. D. (1978). Use of the Butterworth Low-pass Filter for Oceanographic Data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 83(C11), 5510-5514.
- Roy, A. (1962). Ambiguity in Geophysical Interpretation. *Geophysics*, 27(1), 90-99.
- Roy, L., Agarwal, B., Shaw, R. K. (2000). A New Concept in Euler Deconvolution of Isolated Gravity Anomalies. *Geophysical Prospecting*, 48(3), 559-576.
- Ruotoistenmaki, T. (1987). Estimation of Depth to Potential Field Sources Using the Fourier Amplitude Spectrum. *Bulletin-Geological Survey of Finland*, (340).

- Salem, A., Elawadi, E., Ushijima, K. (2003). Depth Determination from Residual Gravity Anomaly Data Using a Simple. *Computers & Geosciences*, 29(6), 801-804.
- Sanver, M., İşseven, T. (2007). *Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri*. Nobel Yayın Dağıtım.
- Sarı, C., & Akyol, A. L. (2002). Parker–Oldenburg Yöntemi ile Gravite Verilerinin Düz ve Ters Modellemesi (Yoğunluk Arayüzeyinin Saptanması). *DEÜ Mühendislik Fakültesi Fen Bilimleri Dergisi*, 37-51.
- Scintrex (2006). *Scintrex Auto Grav System Operation Manual*. Canada: Scintrex LTD.
- Setyawan, A., Fukuda, Y., Nishijima, J., Kazama, T. (2015). Detecting Land Subsidence Using Gravity Method in Jakarta and Bandung Area, Indonesia. *Procedia Environmental Sciences*, 23, 17-26.
- Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Shin, C., Min, D. J. (2006). Waveform Inversion Using a Logarithmic Wavefield. *Geophysics*, 71(3), R31-R42.
- Shin, C., Pyun, S., Bednar, J. B. (2007). Comparison of Waveform Inversion, Part 1: Conventional Wavefield vs Logarithmic Wavefield. *Geophysical Prospecting*, 55(4), 449-464.
- Simav, M., Akpınar, İ., Akdoğan, Y. A., Yıldız, H. (2021). Türkiye’de Güncel Yersel Gravimetri Çalışmaları. *Harita Dergisi*, 166, 10-24.
- Slack, H. A., Lynch, V. M., Langan, L. (1967). The Geomagnetic Gradiometer. *Geophysics*, 32(5), 877-892.
- Sönmez, T., Oruç, B. (2017). Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri. *Yerbilimleri*, 38(2), 115-128.
- Sumner, J. S., Schnepfe, R. N. (1966). *Underground Gravity Surveying at Bisbee*. Arizona.
- Şengör, A., Kidd, W. (1979). Post-collisional Tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55(3-4), 361-376.
- Şengör, C. A., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-241.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Keys, D. (1976). Applied Geophysics. *Scientia, Rivista di Scienza*, 71(112).
- Thompson, D. T. (1982). A New Technique for Making Computer-assisted Depth Estimates from Magnetic Data. *Geophysics*, 47(1), 31-37.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry, Walter de Gruyter*. Berlin-New York.
- Toushmalani, R., Saibi, H. (2015). 3D Gravity Inversion Using Tikhonov Regularization. *Acta Geophysica*, 63(4), 1044-1065.
- Webb, J. E. (1966). *The Search for Iron Ore, Eyre Peninsula*. South Australia.
- Wilcox, L. E. (1974). *An Analysis of Gravity Prediction Methods for Continental Areas*. Defense Mapping Agency Aerospace Center ST Louis AFS MO.



KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Sarı, B., Pekşen, E., Oruç, B., Çaka, D. (2022). Gravite Anomalileriyle Yalova-Termal Bölgesinin Temel Kaya Geometrisinin Modellenmesi ve Derin Jeolojik Sınırların Yoğunluk Farkları ile Korelasyonu. *Aktif Tektonik Araştırma Grubu (ATAG) 25*.



ÖZGEÇMİŞ

İlk ve ortaöğrenimi Zeynep Kamil İlköğretim Okulu'nda tamamladı. Lise öğrenimini Üsküdar Burhan Felek Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 2015 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne başlayıp 2019 yılında bölümü birincilikle tamamlayıp onur öğrencisi olarak mezun olmuştur. 2019 yılı Temmuz-Kasım ayları arasında Akoğlu ZMA Mühendislik bünyesinde Tekirdağ-Çorlu askeri kışla projesinde saha mühendisi olarak görev aldı. 2020 yılının Şubat ayında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda yüksek lisansa başladı. 2021 yılı Haziran ayından 2022 yılı Şubat ayına kadar Geosis Jeofizik Jeolojik ve Sismik Etüdler Mad. San. ve Tic. Ltd. Şti. saha mühendisi olarak görev yaptı. 2022 Şubat ayı ve 2023 Şubat ayları arasında Kocaeli Üniversitesi danışmanlığında AFAD'ın yürütücüsü olduğu Kapalı Çarşı restorasyon çalışmasında bursiyer öğrenci olarak görev aldı.

