



**T.C.**  
**KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ**  
**LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**



**KABUK YOĞUNLUĞU DEĞİŞİMİNİN**  
**GRAVİMETRİK JEOİT BELİRLEMeye**  
**ETKİSİ**

**Fahrettin DOĞDU**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Harita Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Kasım-2020**  
**KONYA**  
**Her Hakkı Saklıdır**

## TEZ KABUL VE ONAYI

Fahrettin DOĞDU tarafından hazırlanan “Kabuk Yoğunluğu Değişiminin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Etkisi” adlı tez çalışması 19/11/2020 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü EĞitim Enstitüsü Harita Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

### Jüri Üyeleri

### İmza

#### Başkan

Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ

.....

#### Danışman

Doç. Dr. R. Alpay ABBAK

.....

#### Üye

Dr. Öğr. Üyesi Gonca OKAY AHİ

.....

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

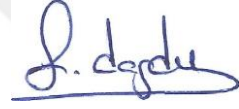
Prof. Dr. Saadettin Erhan Kesen  
Enstitü Müdürü

## TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

## DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all materials and results that are not original to this work.



Fahrettin DOĞDU

Tarih: 25.11.2020

## ÖZET

### YÜKSEK LİSANS TEZİ

## KABUK YOĞUNLUĞU DEĞİŞİMİNİN GRAVİMETRİK JEOİT BELİRLEMeye ETKİSİ

Fahrettin DOĞDU

Konya Teknik Üniversitesi  
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü  
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. R. Alpay ABBAK

2020, 40 Sayfa

Jüri

Doç. Dr. R. Alpay ABBAK  
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ  
Dr. Öğr. Üyesi Gonca OKAY AHİ

Jeodezinin en önemli amaçlarından biri  $\pm 1$  cm doğruluklu jeoit modelini belirlemektir. Dünyanın birçok bölgesinde henüz bu doğruluğa ulaşamamıştır. Bu, kısmen bölgelerin topografik kitlelerinin yoğunluğunun bilinmemesinden kaynaklıdır. Genelde yoğunluk değeri global ortalama olan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  alınır. Ancak ortalama yoğunluk değeri, topografik kitlelerin gerçek değerinden yaklaşık %10 ile %20 arasında farklıdır. Yukarıda bahsedilen optimum jeoit doğruluğuna ulaşmak için gravimetrik jeoit belirlemede yoğunluk değişiminin de hesaba katılması gerekir. Bu yoğunluk değerini elde etmenin yollarından biri küresel, bölgesel ya da yerel kabuk modellerini kullanmaktır. Bu çalışmada küresel yer kabuğu modellerinden CRUST1.0 ve EPCRUST modelleri kullanılmıştır. İlgili bölge için üretilen yerel yoğunluk modeli, topografik kitlelerin modellenmesi için en uygun yoldur. Daha önce yapılan çalışmalara göre özellikle dağlık bölgelerde yoğunluğun jeoide etkisi anlamlıdır. Çalışma alanımızda küresel ve bölgesel modellerden belirlenen yoğunluk değerleri, küresel ortalama değerden yaklaşık  $\pm\%10$  oranında daha farklıdır. Bu farkın Konya Kapalı Havza'sında gravimetrik bölgesel jeoit belirlemeye ne ölçüde etki ettiği araştırılmıştır. Bunun için  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri ve küresel kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk değerleri kullanılarak 3 adet yerel jeoit belirlenmiş ve bu jeoitlerin doğruluk analizleri bölgedeki GNSS-nivelman verileri yardımıyla analiz edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** gravimetrik jeoit belirleme, KTH metodu, topografik düzeltme, yoğunluk etkisi

## **ABSTRACT**

### **MS THESIS**

# **EFFECT OF CRUST DENSITY VARIATION ON GRAVIMETRIC GEOID DETERMINATION**

**Fahrettin DOĞDU**

**Konya Technical University  
Institute of Graduate Studies  
Department of Geomatics Engineering**

**Assoc. Prof. Dr. R. Alpay ABBAK**

**2020, 40 Pages**

**Jury**

**Assoc. Prof. Dr. R. Alpay ABBAK  
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ  
Asst. Prof. Dr. Gonca OKAY AHI**

One of the most important goals of geodesy is to determine the geoid model with an accuracy of  $\pm 1$  cm. This accuracy has not been achieved in many regions of world yet. This is partly due to the unknown density of the topographic masses of the regions. In general, the density value is taken as  $2.67 \text{ gr/cm}^3$ , which is a global average. However, the average density value differs from the actual density of the topographic masses by approximately %10 to %20 per cent. To achieve the optimum geoid accuracy mentioned above, it is necessary to take into account the density variation in the determining gravimetric geoid as well. One of the ways to achieve the density value is to use global, regional and local crust models. In this study, CRUST1.0 and EPCRUST models of the spherical earth crust models were used. The local density model produced for the region of interest is the most convenient way for the modeling the topographic masses. According to the previous studies, the effect of density on the geoid is significant particularly in mountainous regions. The density values obtained from global and regional models in our study area differs approximately  $\pm 10$  percent from the global average. It was investigated to what extent this difference affects gravimetric regional geoid determination in Konya Closed Basin. For this purpose, 3 local geoids were determined by using  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  value and density values obtained from spherical crust models, and the accuracy analysis of these geoids were analyzed with the help of GNSS-leveling data in the region.

**Keywords:** density effect, gravimetric geoid determination, KTH method, topographic correction

## ÖNSÖZ

Yüksek lisans çalışmam boyunca her aşamada yardımlarını esirgemeyen, sayısal uygulama kısmında her türlü destek ve bilgi ile çalışmama katkıda bulunan hocam Doç. Dr. R. Alpay Abbak'a teşekkür ederim.

Yer kabuğu ve yoğunluğu konularında verdiği bilgilerle tezime katkıda bulunan ve bizi Maden Tektik Arama Genel Müdürlüğü'nde misafir eden Uğur Akın'a teşekkür ederim.

Son olarak Selçuk Üniversitesi bünyesinde aldığım lisans ve Konya Teknik Üniversitesi bünyesinde aldığım yüksek lisans eğitimim boyunca kendilerinden ders aldığım tüm hocalarıma teşekkür ederim.

Fahrettin DOĞDU  
KONYA-2020

# İÇİNDEKİLER

<b>ÖZET</b> .....	<b>iv</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>v</b>
<b>ÖNSÖZ</b> .....	<b>vi</b>
<b>İÇİNDEKİLER</b> .....	<b>vii</b>
<b>SİMGELER VE KISALTMALAR</b> .....	<b>viii</b>
<b>1. GİRİŞ</b> .....	<b>1</b>
<b>2. LİTERATÜR TARAMASI</b> .....	<b>4</b>
<b>3. KTH YÖNTEMİ</b> .....	<b>7</b>
3.1. Stokes integrali .....	8
3.2. Stokes İntegralinin Modifikasyonu.....	9
3.3. Düzeltmeler.....	10
3.3.1. Topografik Düzeltme .....	10
3.3.2. Atmosferik düzeltme.....	11
3.3.3. İndirgeme düzeltmesi.....	11
3.3.4. Elipsoidal düzeltme.....	12
<b>4. KABUK YOĞUNLUĞUNUN JEOİT BELİRLEMeye ETKİSİ</b> .....	<b>13</b>
4.1. Türkiye'nin Kabuk Yapısı .....	15
4.2. Küresel Yer kabuğu Modelleri .....	17
4.2.1. CRUST 1.0 Kabuk Modeli .....	18
4.2.2. EPCRUST Kabuk Modeli.....	19
<b>5. SAYISAL UYGULAMA</b> .....	<b>20</b>
5.1. Çalışma Alanı .....	20
5.2. Sayısal Veriler.....	21
5.2.1. Gravite Verileri .....	22
5.2.2. Sayısal Yükseklik Modeli .....	23
5.2.3. Küresel Yer Potansiyel Modeli.....	25
5.2.4. GNSS-Nivelman Verileri.....	26
5.2.5. Yoğunluk Verileri .....	27
5.3. Araştırma .....	31
<b>6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER</b> .....	<b>35</b>
<b>KAYNAKLAR</b> .....	<b>37</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ</b> .....	<b>40</b>

## SİMGELER VE KISALTMALAR

### Simgeler

cm	: santimetre
m	: metre
$g_0$	: boşlukta gravite anomalisi
$g_p$	: ölçülen gravite anomalisi
$\gamma_0$	: elipsoit yüzeyinde normal gravite
$\gamma_e$	: ekvatorda normal gravite
$\Delta_g^{free-air}$	: serbest hava anomalisi
$\Delta_g^{Bouguer}$	: Bouguer anomalisi
mgal	: miligal
H	: ortometrik yükseklik
h	: elipsoidal yükseklik
N	: jeoit yüksekliği
°	: derece
'	: dakika
"	: saniye
$\phi$	: coğrafi enlem
$\lambda$	: coğrafi boylam
k	: boyutsuz büyüklük
$e^2$	: 1. dış merkezlilik

### Kısaltmalar

ASTER	: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CRUST 1.0	: A New Global Crustal Model at 1x1 Degrees
EGM96	: The Earth Gravitational Model 1996
EKK	: En Küçük Kareler
EPCRUST	: A New European Crustal Model
GNSS	: Global Navigation Satellite System
HGM	: Harita Genel Müdürlüğü
ICGEM	: International Center for Global Gravity Field Models
IGSN 71	: International Gravity Standardization Net 1971
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KTH	: Kungliga Tekniska Högskolan
KYM	: Küresel Yer Potansiyel Model
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
OSU	: The Ohio State University
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SYM	: Sayısal Yer Potansiyel Model
TUBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
TUDKA 94	: Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı 1994
WGS 84	: World Geodetic System



## 1. GİRİŞ

Jeodezi 3 boyutlu ve zaman değişkenli uzayda yeryuvarının gravite alanını da dikkate alarak yeryuvarının ölçölüp haritalanması ile uğraşan bilim dalıdır. Jeodezi biliminin 3 temel görevi vardır. Bunlar;

- Konum belirleme,
- Yeryuvarının gravite alanını belirleme ve jeoidin yüksek doğruluklu olarak oluşturulması,
- Yeryuvarının şekil değişikliklerinin incelenmesi,

şeklinde sıralanır. Bu görevlerin ikisi fiziksel jeodezinin konusudur. Fiziksel jeodezi, jeoidin yüksek doğruluklu olarak belirlenmesini esas alır. 1828 yılında jeoidin tanımını Gauss, “geometrik yeryüzünün şekli olarak adlandırdığımız yüzey, her noktasında çekül doğrultularını dik açılarla kesen ve okyanus yüzeyi ile kısmen çakışık olduğu varsayılan yüzeydir” şeklinde yapmıştır. Jeoidi yüksek doğruluklu olarak belirlemek büyük önem taşır. Çünkü yeryüzündeki noktaların ortometrik yükseklikleri jeoidten itibaren ölçölür.

Yeryuvarı üzerindeki bir cisme, yeryuvarının kütesinden ötürü çekül doğrultusu ile aynı yönlü olan çekim kuvveti ve yeryuvarının kendi etrafında dönüşünden kaynaklanan merkezkaç kuvveti etki eder. Bu merkezkaç kuvveti ve çekim kuvvetinin vektör toplamları gravite kuvvetini verir. Gravite kuvvetinin büyüklüğü de gravite olarak isimlendirilir. Kütle çekim kanununa göre her cisim şekil ve yoğunluğuna bağlı olarak bir çekim alanı oluşturur. Yeryuvarının çekim ve merkezkaç potansiyelinin toplamı da gravite potansiyelini verir. Bu gravite potansiyeli bilinebilirse, gravite alanı ve bu alanın eş potansiyel yüzeyi olan jeoid de bulunabilir.

Jeoid belirleme yöntemleri, kullanılan veri çeşidine göre 4’e ayrılır. Bunlar; astro-jeodezik yöntem, gravimetrik yöntem, GNSS-Nivelman yöntemi ve hibrit yöntemdir. Bu çalışmada gravimetrik yöntem kullanılmıştır. Bu yöntemde yeryuvarının gravite verileri analiz edilerek jeoid belirlenir. Bu gravite verilerini elde etmenin farklı yöntemleri vardır. Gravite alanı, küresel ölçekte gravite uyduları yardımıyla (GOCE, GRACE, GRACE-FO, CHAMP), yerel ölçekte ise havadan, denizden ve yeryüzünden gravite ölçmeleri ile elde edilir (ICGEM, 2020).

Yersel ve uydular yardımı ile elde edilen gravite verilerinin beraber analiz edilmesi ile gravimetrik bir jeoid belirlenebilir. Yeryüzünde gravite değeri yersel olarak gravimetreler ile gravite alanı ise küresel olarak gravite uyduları yardımıyla belirlenir. Küresel gravite alanını belirlemek için kullanılan uydular, yeryuvarının kütle dağılımındaki eşitsizliklerden dolayı oluşan düzensiz çekim alanından kaynaklı olarak

yörüngeden sapmalar gösterir. Bu sapmalar yardımıyla yeryuvarının gravite alanı hakkında bilgilere ulaşılabilir.

Gravimetrik jeoit modellerinin oluşturulması aşamasında gravite verileri ile birlikte topografik yükseklikler de gereklidir. Çünkü jeoit belirlemede topografyanın değişimi en önemli etkenlerdendir. Yeryuvarı üzerinden ölçüler yardımıyla toplanan ham gravite verileri jeoit modellemede doğrudan kullanılamaz. Bu gravite verileri, ortalama deniz düzeyine indirgenmelidir. İndirgeme işlemi sonucu bulunan değere boşlukta gravite anomalisi denir. Bu aşamada gravite verilerinin toplandığı noktaların ortometrik yükseklikleri de gereklidir. Buradan bulunan değerler de serbest hava anomalilerine dönüştürülür ve hesaplamalarda bu değerler kullanılır.

Bu çalışmada Konya Kapalı Havza'sında yerel gravimetrik jeoidi belirlemek için, yerden ölçüler ile elde edilmiş gravite verileri ve İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü tarafından geliştirilen KTH (Kungliga Tekniska Högskolan) tekniği kullanılmıştır. Bu teknik ile gravimetrik jeoit belirlemek için, bölgeye ait yersel gravite verileri, sayısal yükseklik modeli (SYM) ve küresel yer potansiyel model (GGM) olmak üzere 3 çeşit veri setine ihtiyaç vardır. Bu veri setlerinden sayısal yükseklik modeli ve küresel yer potansiyel modeli, daha önce bu verileri üretmiş kurum/kuruluşlar tarafından internet ortamında kullanıcılara sunulmuştur. Bölgeye ait yersel gravite verileri ise Abbak (2011) tarafından gerçekleştirilen proje kapsamında Harita Genel Müdürlüğü'nden elde edilmiştir.

Çalışmada, seçilen sayısal yükseklik modeli ve küresel yer potansiyel modeli kullanılarak KTH tekniği ile gravimetrik jeoit belirlenmiştir. KTH tekniği gravimetrik jeoidi belirlerken, yeryuvarı dışında bir kitle bulunmadığı kabulünden doğan hatanın giderilmesi için bazı düzeltmeler kullanır. Bu düzeltmelerden biri de topografik düzeltmedir. Bu düzeltmeyi getirebilmek için jeoidi oluşturulacak bölgenin yer kabuğu yoğunluğunu bilmek ve topografik düzeltme eşitliğinde kullanmak gerekir. Jeoit belirleme çalışmalarında istenen bu yoğunluk değeri genelde küresel ortalama bir değer olan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  olarak kullanılır. Fakat bu her bölge için geçerli olan bir yoğunluk değeri değildir. Jeoidi belirlenecek bölgenin ortalama yoğunluğu bilinebilirse, sabit bir değer yerine bilinen bu yoğunluk değeri kullanılabilir. Bu çalışma sırasında, KTH tekniğinde topografik düzeltme aşamasında kullanılan yeryuvarının ortalama yoğunluk değeri değişken olarak tutulmuştur. İlk olarak, bu yoğunluk değeri küresel sabit olarak kabul edilen  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  alınarak jeoit belirlenmiştir. Sonrasında bu değer için sırayla küresel yer kabuğu modelleri olan CRUST 1.0 ve EPCRUSt modellerinden bölge için

elde edilen yoğunluk değerleri kullanılarak bölgenin yerel jeoidi belirlenmiştir. Jeoit belirleme işlemleri Linux tabanlı LSMSSOFT programı ile yapılmıştır (Abbak ve Üstün, 2015). Daha sonra, belirlenen bu jeoit modellerinin doğrulukları bölgenin GNSS-Nivelman verileri ile analiz edilerek belirlenmiştir ve sonuçlar değerlendirilmiştir.

Tezin bölümleri şu şekilde özetlenebilir: daha önce bu çalışmaya benzer konularda yapılmış uluslararası makaleler incelenerek 2. bölümde ana hatlarıyla sunulmuştur. Ardından jeoit belirlemenin matematiksel kısmı olan ve çalışmada kullanılan KTH metodu ve bu metotta kullanılan Stokes integraline getirilen düzeltmeler 3. bölümde tartışılmıştır. Çalışmada kullanılan yer kabuğu yoğunluk değerlerinin elde edildiği küresel kabuk modelleri ile bunların nereden ve ne şekilde elde edileceği 4. bölümde anlatılmış, buradan elde edilen değerler ile belirlenen çalışma sahasında yapılan uygulamanın esasları da 5. bölümde belirtilmiştir. Son olarak, çalışma sonucunda elde edilen sayısal veriler ve bunların değerlendirilmesi 6. bölümde yapılmıştır.

## 2. LİTERATÜR TARAMASI

Yer kabuğunun yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirlemede jeoit yüksekliklerine yaptığı etkiyi inceleyen başlıca uluslararası çalışmalardan elde edilen çıkarımlar bu bölümde kısaca anlatılmıştır.

Kühtreiber (1998), Avusturya gravimetrik jeoidinin tespiti için yüksek çözünürlüklü bir yükseklik modeli ile birlikte bir yoğunluk değişim modelinin katkısını araştırmıştır. Çalışmasında Avusturya'nın orta kesiminde 2°x2°'lik bir test alanında sayısal sonuçlar elde etmiştir. Sayısal testler sonucunda yoğunluk değerlerindeki küçük değişikliklerin bile gravimetrik jeoidi 10 cm'den fazla etkileyebileceğini görmüştür.

Hunegnaw (2001), yoğunluk değişiminin lokal jeoit belirleme üzerindeki etkisini incelediği çalışmasında, hedeflenen 1 cm doğruluklu jeoit modeline özellikle dağlık bölgelerde henüz ulaşamadığını bunun da kısmen sınır yüzeyinin üzerinde bulunan topografik kitlelerin yoğunluğunun bilinmemesi gerçeğinden kaynaklandığını söylemiştir. Optimum jeoit doğruluğuna ulaşmak için gravimetrik jeoit belirlemede yer kabuğu değişiminin hesaba katılmasının zorunlu görüldüğünün söylendiği çalışmada, bölgelerin jeolojik haritalarından elde edilecek yoğunluk modelinin topografik kitlelerin yaklaşık yoğunluğuna ulaşmanın bir yolu olduğu belirtilmiştir. Çalışmada İsveç'in kuzeybatısındaki nispeten yüksek bir bölgeyi kaplayan kaya tipinin laboratuvar ortamında analizi sonucunda elde edilen yer kabuğu yoğunluğunun bölgenin yerel jeoidinin belirlenmesinde anlamlı bir etki yaptığı görülmüştür. Bununla birlikte Etiyopya gibi çok yer şekillerinin çok düzensiz olduğu dağlık bir bölgede bu etkinin çok daha yüksek olacağı anlatılmıştır.

2001 yılında bu konuda yapılan bir başka çalışmada, Kanada için 1 cm doğruluklu jeoit tayini çalışmalarının bir parçası olarak Rocky Dağları'ndaki topografik yoğunluğun jeoit üzerindeki etkisi araştırılmıştır (Huang ve ark., 2001). Yoğunluk değerleri, Kanada ve ABD'nin jeolojik haritalarından ve ana kaya yoğunluk tablolarından elde edilmiştir. Çalışma sonucu elde edilen bulgular, topografik yoğunluk değişiminin jeoide etkisinin yeterince önemli olduğunu ve hedeflenen doğrulukta bir jeoit belirlemede dikkate alınması gerektiğini göstermiştir.

Kuhn (2003)'de gravimetrik jeoit belirlemede sabit bir yoğunluk değerinin kullanılmasının kaba bir yaklaşım olduğu vurgulanmış ve yapılan jeoit belirleme işleminde sabit bir kütle yoğunluğu değerinin yanı sıra jeolojik haritalardan çıkarılan ek yoğunluk bilgileri kullanılmıştır. Güneybatı Almanya'daki bir test alanında elde edilen sayısal sonuçlar, farklı yer kabuğu yoğunluğu değerlerinden kaynaklanan jeoit

yüksekliği farklarının 1 desimetreden daha büyük bir değere ulaşabileceğini ve bunun da santimetre hassasiyetinde jeoit belirlemede ihmal edilemez olduğunu göstermiştir.

Gravimetrik jeoit belirlemede kullanılan KTH metodunun geliştiricilerinden L. E. Sjöberg 2004 Stokes integrali ile gravimetrik jeoit belirleme işleminde topografik kitlelerin etkisinin Stokes entegrasyonundan önce giderilmesi gerektiğini bunun da entegrasyona getirilecek topografik düzeltme ile yapılması gerektiğini belirtmiştir (Sjöberg, 2004). Sjöberg bu topografik düzeltme değerinin yanal yoğunluk değişimlerinden önemli ölçüde etkileneceğini ve bu etkinin 0.66 km'nin üzerindeki topografik yüksekliklerde cm düzeyinde olacağını söylemiştir. Çalışmaya göre topografyanın yüksekliği 1000, 2000 ve 5000 metreye ulaştığında yanal yoğunluk değişiminin Stokes integraline getirilen topografik düzeltmeye etkisinin sırasıyla 2.2 cm, 8.8 cm ve 56.8 cm'ye ulaşacağı, Everest'te ise 1.78 metre seviyesinde olacağından bahsedilmektedir.

İran coğrafyasında yer kabuğu yoğunluğunun değişiminin jeoit belirlemeye olan etkisinin incelendiği çalışmada, topografyanın jeoidin üzerindeki varlığının Stokes'in jeoit tayinine ilişkin temel varsayımını ihlal ettiğini ve jeoit belirlemede kullanılan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değerinin yer kabuğunun yoğunluğunun gerçek ortalama değerinden yaklaşık %10 ila %20 arasında farklılık gösterdiğini belirtmiştir (Kiamehr, 2006). İran coğrafyasında yer kabuğu yoğunluğu kısa mesafede büyük değişiklikler gösterdiğinden jeoit bu bölgede en çok topografik yoğunluğun farklılığından etkilenmektedir. Kiamehr çalışmasında elde ettiği sayısal sonuçların, jeoit yüksekliğindeki gerçek ve izostatik yoğunluk modellerinden kaynaklanan farklılıkların santimetre hassasiyetinde kesin bir jeoit belirlemede göz ardı edilemeyecek şekilde 0.22 ve 0.29 metreye ulaşabileceğini gösterdiğini söylemiştir. Bu çalışma özünde topografik yoğunluk değişikliklerinin etkisinin yeterince önemli olduğunu ve yüksek doğruluklu bir jeoit modelinin belirlenmesinde özellikle dağlık bölgelerde dikkate alınması gerektiğini bize göstermektedir. Kiamehr, bu çalışmada kullandığı yer kabuğu yoğunluk verilerini iki boyutlu jeolojik haritalardan türetmiştir. Çalışmanın sonuç kısmında dağlık ve topografyanın az değişim gösterdiği bölgelerde sabit bir yoğunluk değerinin yeterli olabileceği söylenmektedir.

Topografik yoğunluk değişiminin jeoide etkisinin araştırıldığı bir diğer çalışma Fransa'nın Auvergne bölgesi için yapılmıştır (Foroughi ve ark., 2015).  $43^\circ \leq \varphi \leq 49^\circ$  paralelleri ile  $-1^\circ \leq \lambda \leq 7^\circ$  meridyenleri arasında kalan bölgede yapılan çalışma

sonucunda elde edilen sayısal sonuçlara göre, bu bölgedeki topografik yoğunluk değişiminin jeoide etkisi -5.8 cm ile 2.4 cm arasında değişmektedir.

Varga (2018), benzer bir konuyu işlemiş ve CRUST 1.0 ve EPCRUST küresel kabuk yoğunluğu modellerini kullanarak Hırvatistan toprakları için yüzeysel kabuk yoğunluğu modeli geliştirmiştir. Geliştirilen modelden elde edilen yer kabuğu yoğunluk değerleri ve farklı sabit yer kabuğu yoğunluğu değerlerini kullanarak bölgenin jeoit modellerini hesaplamış ve sabit kullanılan yer kabuğu yoğunluğu değeri yerine 2.25 gr/cm<sup>3</sup> değerinin Hırvatistan bölgesinde daha uygun sonuçlar verdiğini görmüştür.



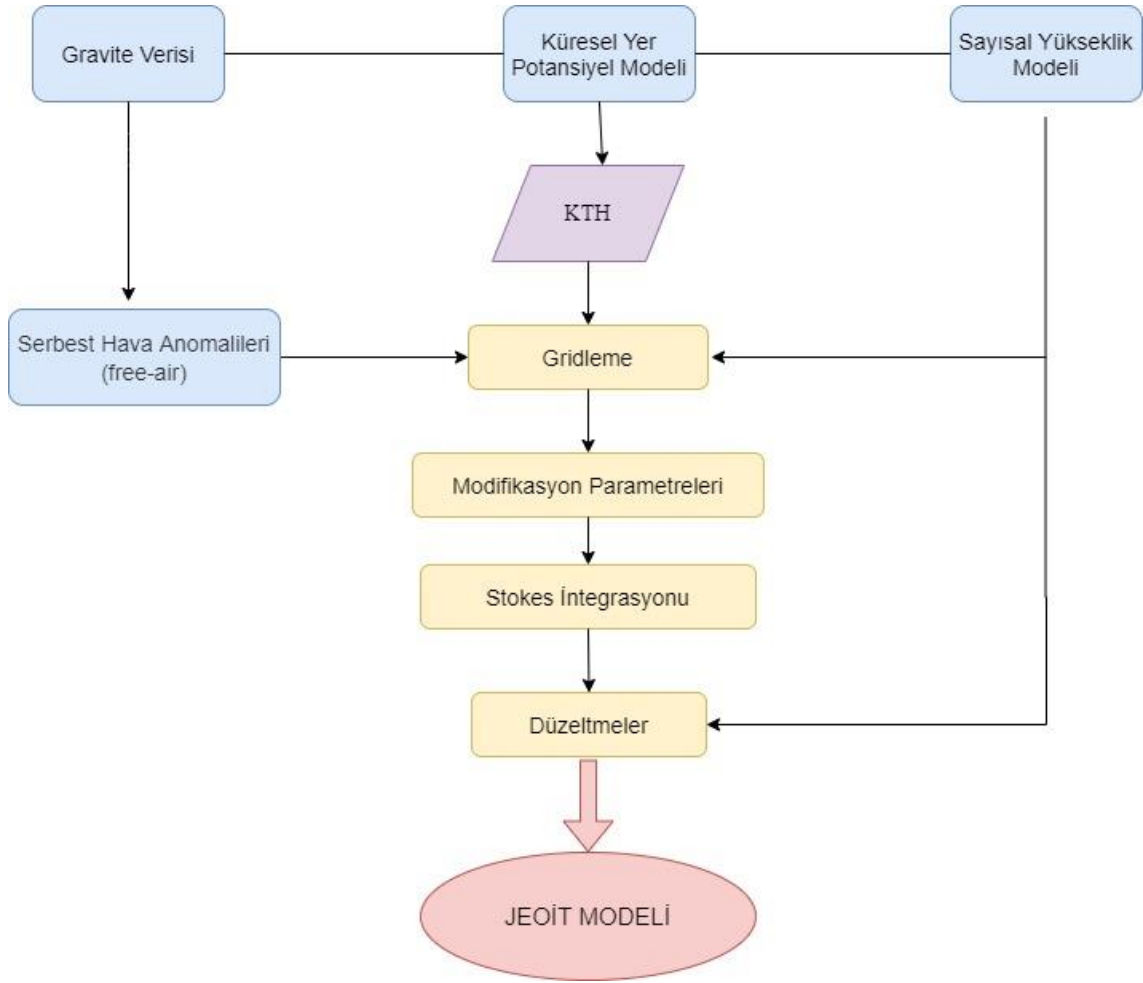
### 3. KTH YÖNTEMİ

Gravite anomalilerinden yola çıkarak yeryuvarının gravite alanının hesaplanması işleminde tüm yeryuvarına ait küresel gravite verileri gereklidir. Fakat mevcuttaki gravite gözlemlerinin yeryuvarı üzerindeki dağılımı, yersel veriler ile yüksek çözünürlüklü bir yer potansiyel model oluşturmaya uygun değildir. Gravite verilerinin istenen sıklık ve kalitede mevcut olduğu durumlarda gereksinimlerimizi karşılayacak çözüme küresel yer potansiyel modelini referans alan bir yaklaşımla ulaşılabilir. Bu yaklaşıma gravimetrik jeoit belirleme adı verilir. Bu yöntem ile istenen sonuçları üretebilmek için Stokes integrali jeoidi hesaplanacak bölgede bazı değişiklikler ile yeniden düzenlenir. Bununla birlikte Stokes integralinin küresel yerine bölgesel ölçekte yeniden düzenlenmesinden kaynaklanan bir kesme hatası ortaya çıkar. Bu kesme hatasının en aza indirilmesi için bir takım teknikler geliştirilmiştir. Stokes integralinin modifikasyonu ile ilgili ilk çalışma Moledensky ve ark. (1962) tarafından yapılmıştır.

1981 yılında İsveçli bilim insanı Lars E. Sjöberg, yukarıda bahsi geçen kesme hatasını küçültmek için İsveç Kraliyet Enstitüsü'nde bir yöntem geliştirmiş ve geliştirdiği bu yönteme de enstitünün isminin kısaltması olan KTH adını vermiştir (Sjöberg, 1981). Sjöberg, bu yöntemde kesme hatası ile beraber küresel yer potansiyel modellerden ve yersel verilerden kaynaklı hataların da hesaba katılması gerektiğini söylemiştir. KTH yaklaşımının geçmişten günümüze gelişim süresi hakkında Sjöberg (1981, 1984, 1991, 2003a) çalışmalarından bilgi sahibi olunabilir. KTH yaklaşımında veri hatalarını en aza indiren modifikasyon katsayıları en küçük kareler (EKK) yöntemi ile kestirilir. Bu sebepten KTH yaklaşımı Stokes fonksiyonunun en küçük kareler yöntemi ile modifikasyonu olarak da isimlendirilir (Abbak, 2019). En küçük kareler yöntemi ile Stokes fonksiyonunun modifikasyonu, yersel gravite verisi ile gravite alanının uzun dalga boylu bileşenini belirli katsayılarla birleştirerek kesme hatasını en aza indirmeye çalışan stokastik bir yöntemdir.

KTH yönteminde, gravite anomalisi jeoit yüksekliğinin hesaplanmasında doğrudan yer alır. Ancak bu gravite anomalisi topografya ile yüksek korelasyonludur. Bu durumda dağınık halde bulunan nokta gravite verileri daha yumuşak bir yüzeyi temsil eden Bouguer yaklaşımı ile grid merkezlerine taşınmalıdır. Bu işlem için, rastgele dağılmış gravite noktalarında gravite değerleri, Bouguer anomalilerine indirgenir. Gravite verileri hazırlandıktan sonra jeoit yüksekliğinin hesabına geçilir

(Demir, 2018). KTH yöntemi ile jeoit belirlenirken izlenen genel işlem adımları Şekil 3.1’de gösterilmiştir.



Şekil 3.1: KTH tekniğinde genel işlem adımları

### 3.1. Stokes integrali

İrlandalı bilim insanı George Gabriel Stokes 1849 yılında kendi adıyla adlandırılan Stokes integral eşitliğini yayınlamıştır. Stokes bu teoremi ile jeoit yüksekliklerinin bu eşitlik ile hesaplanabileceğini ortaya koymuştur. Buna göre jeoit yüksekliği,

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (3.1)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada;  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapını,  $\gamma$  referans elipsoidi yüzeyindeki normal graviteyi,  $\psi$  yer merkezli açığı,  $\Delta g$  gravite anomalilerini,  $d\sigma$  birim



küre  $\sigma$ 'nın en küçük yüzey elemanını,  $S(\psi)$  ise Stokes fonksiyonunu ifade etmektedir. Stokes fonksiyonu;

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\psi) \quad (3.2)$$

şeklindedir. Burada  $n$  küresel harmonik dereceyi,  $P_n(\cos\psi)$  legendre fonksiyonunu ifade eder. Stokes integralinin kullanımı pratikte çok zordur. Çünkü jeoidi belirleme amaçlı bu integralin çalışması için tüm yeryuvarına ait gravite verilerine ihtiyaç vardır. Ancak bu verileri elde etmek ve işlemek olanaksızdır. Bundan dolayı bu eşitlik, yeryüzüne homojen dağılmış gravite bilgisini var olduğu bölgede sınırlandırılarak yeniden düzenlenerek kullanılır. Bu işlem sonrasında jeoidi belirlenecek bölgede sınırlandırılan integral;

$$N^L = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma \quad (3.3)$$

şekline dönüşür. Ancak uzak noktaların etkisi göz önüne alınmadığından ötürü kesme hatası denilen hata oluşur. Bu kesme hatası;

$$\delta N = N - N^L \quad (3.4)$$

şeklinde ifade edilir.

Günümüzde yapay gravite uydularının çalışmaları sayesinde gravitenin uzun dalga boylu bileşeni küresel yer potansiyel modellerinin içinde yeterli doğrulukta bulunmaktadır. Literatüre bakıldığında buradan elde edilecek olan gravite alanının uzun dalga boylu bileşeninin hesaba dahil edildiğinde, uzaktaki noktalardan kaynaklı kesme hatalarının en aza indirildiği görülmüştür.

### 3.2. Stokes İntegralinin Modifikasyonu

Stokes integralini yeniden düzenleme yöntemleri deterministik ve stokastik olarak 2'ye ayrılır. Deterministik yöntem sadece kesme hatalarını en aza indirirken, stokastik yöntem hem kesme hem yersel veriler hem de küresel yer potansiyel modelden kaynaklı hataları en aza indirmeyi amaçlar. Bu çalışmada stokastik yöntemlerden KTH yöntemi kullanılmıştır. KTH yönteminde yaklaşık jeoit yüksekliği,

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n^{KYM} \quad (3.5)$$

ile hesaplanır (Sjöberg, 2003a). Burada  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapı,  $\gamma$  elipsoit üzerindeki normal gravite,  $S^L(\psi)$  yerel Stokes fonksiyonu,  $\Delta g$  gravite anomalisi,  $M$  yer potansiyel modelin kullanılan en büyük açınım derecesi,  $b_n$  KTH modifikasyon parametresidir. Formülde gravite anomalisinin doğruluğu, yaklaşık jeoit yüksekliğinin doğruluğunu doğrudan etkiler.

Ayrıca KTH yöntemi yaklaşık jeoit yüksekliğine bazı düzeltmeler getirerek kesin değere ulaşır.

### 3.3. Düzeltmeler

KTH yöntemi ile jeoit yüksekliği değerleri hesaplanırken yeryuvarı dışında kitle olmadığı varsayımı gibi bazı varsayımlar vardır. Kesin sonuçlar için bazı düzeltmelerin hesaba eklenmesi gerekir. Kaldır hesapla yerine koy (RCR) gibi diğer tekniklerde bu düzeltmeler doğrudan gravite anomalilerine yapılır. KTH yönteminde ise düzeltmeler yaklaşık jeoit yüksekliğine yapılır. Bu da hesap kolaylığı sağlar. KTH tekniğinin diğer tekniklere göre tercih edilme nedenlerinden biri de hesap kolaylığı sağlamasıdır. Bu düzeltmelerden sonra jeoit yüksekliğinin kesin değeri,

$$N = \tilde{N} + \delta N_{top} + \delta N_{atm} + \delta N_{DWC} + \delta N_{ell} \quad (3.6)$$

eşitliği ile bulunur (Sjöberg, 2003a). Eşitlikte  $\tilde{N}$  yaklaşık jeoit yüksekliği,  $\delta N_{top}$  topografik düzeltme,  $\delta N_{atm}$  atmosferik düzeltme,  $\delta N_{DWC}$  indirgeme düzeltmesi,  $\delta N_{ell}$  ise elipsoidal düzeltmedir.

#### 3.3.1. Topografik Düzeltme

Stokes integrasyonu fiziksel yeryüzü ve jeoit arasında topografik kitlelerin bulunmadığı varsayımına dayanır. Bu nedenle oluşan hatayı gidermek için yeryuvarının dışındaki topografya ortalama bir yoğunluğa göre sonradan hesaba katılır. Topografik düzeltme direkt ve dolaylı etkilerden meydana geldiği için birleşik topografik düzeltme olarak adlandırılır (Abbak ve ark., 2018).

Sjöberg (2007) topografik düzeltmeyi,

$$\delta N_{top} = -\frac{2\pi G\rho H_P^2}{\gamma} \left(1 + \frac{2H_P}{3R}\right) \quad (3.7)$$

şeklinde belirler. Burada  $G$  evrensel çekim sabiti,  $R$  yeryuvarının ortalama yarıçapı,  $\rho$  yeryuvarının kabuk yoğunluğu,  $H_P$  hesap noktasının topografik yüksekliği,  $\gamma$  hesap noktasındaki normal gravitedir.

### 3.3.2. Atmosferik düzeltme

Görülmeyen ve jeoit yüzeyi dışında kalan atmosferin etkisi yok sayılamayacağından bir düzeltme olarak jeoit yüksekliği hesabında bulunmalıdır. Atmosferik düzeltme,

$$\delta N_{atm} = -\frac{GR\rho^a}{\gamma} \iint_{\rho^a} S^L(\psi) H_P d\sigma \quad (3.8)$$

şeklinde hesaplanır (Sjöberg, 1999). Bu eşitlikte  $\rho^a$  deniz düzeyindeki atmosferik yoğunluktur. Genellikle  $1.23 \text{ kg/m}^3$  olarak alınır.  $H_P$  hesap noktasının topografik yüksekliğidir ve bu değer sayısal yükseklik modelinden türetilen ortalama bir değerdir.

### 3.3.3. İndirgeme düzeltmesi

Yersel gravite verileri jeoit belirleme işleminde öncelikle deniz yüzeyine indirgenmelidir. Jeoit yüzeyi ile fiziksel yeryüzü arasındaki düzensiz kitle dağılımından dolayı gravite anomalisi, yüksekliğe göre doğrusal bir değişim göstermez (Demir, 2018). Bu nedenle KTH yönteminde indirgeme düzeltmesi,

$$\delta N_{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1,Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \quad (3.9)$$

şeklinde üç bileşenden oluşur (Sjöberg, 2003b). Bu bileşenler,

$$\delta N_{dwc}^{(1)} = \frac{\Delta g}{\gamma} H_P + 3 \frac{\tilde{N}}{r_P} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P H_P^2 \quad (3.10)$$

$$\delta N_{dwc}^{L1,Far} = \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \left[ \left( \frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n \quad (3.11)$$

$$\delta N_{dwc}^{L2} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \left[ \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P (H_P - H_Q) d\sigma_Q \right] \quad (3.12)$$

şeklinde sıralanır. Burada  $r_p = R + H_p$  P noktasının küresel yarıçapını,  $H_p$  hesap noktasının topografik yüksekliğini gösterir.

### 3.3.4. Elipsoidal düzeltme

Jeoit yükseklikleri elipsoit yüzeyinden ölçülürken, Stokes teoremi R yarıçaplı küre üzerinde uygulanır. Bu nedenle jeoit yüksekliklerine elipsoit düzeltmesi getirilmelidir. Elipsoidal düzeltme,

$$\delta N_{ell} = [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (3.13)$$

ile hesaplanır (Elmann ve Sjöberg, 2004). Burada geçen  $\Delta g$  yersel gravite anomalisini,  $\tilde{N}$  yaklaşık jeoit yüksekliğini,  $Q_0^L$  Molodensky kesme katsayısını temsil eder.

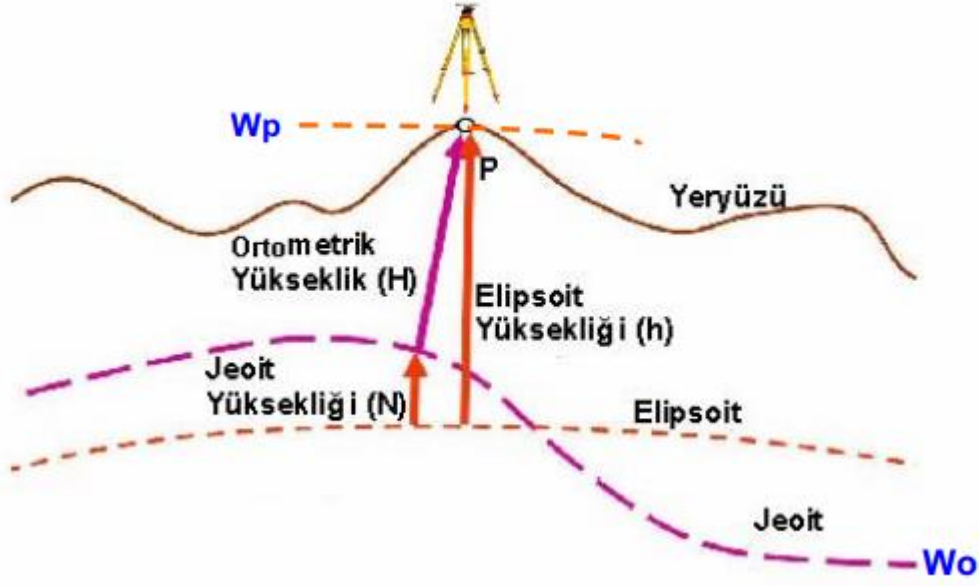
#### 4. KABUK YOĞUNLUĞUNUN JEOİT BELİRLEMeye ETKİSİ

Jeodezinin en önemli amaçlarından biri  $\pm 1$  cm doğruluklu jeoit modelini belirlemektir. Fakat birçok bölgede henüz bu doğruluğa ulaşamamıştır.

Günümüzde jeoidin sıkça başvurulan kullanımı GNSS ölçmelerinden elde edilen elipsoidal yüksekliğin fiziksel anlamı olan ortometrik yüksekliğe dönüştürülmesinde kullanılmasıdır. Küresel konum belirleme sistemleri (GNSS) ile anlık olarak ve duyarlı bir şekilde üç boyutlu konum belirlenebilmektedir. GNSS ile yer merkezli bir koordinat sisteminde enlem ( $\varphi$ ), boylam ( $\lambda$ ) ve elipsoidal yükseklik ( $h$ ) bulunabilir. Fakat bu yöntemle bulunan elipsoidal yüksekliğin fiziksel bir anlamı yoktur yani suyun akış yönünü belirlemez ve gerçek yükseklikleri temsil etmezler. Ortometrik yükseklik olan  $H$ , noktanın bulunduğu fiziksel yeryüzünden itibaren jeoide kadar çekül eğrisi boyunca olan uzunluklardır. Deniz seviyesinin sıfır olduğu bir noktadan başlanıp geometrik nivelman ile yükseklikler taşınarak ortometrik yükseklikler bulunur. Fakat bu yorucu, maliyetli ve zaman alıcı bir yöntemdir. Bu iki yükseklik arasındaki fark jeoit yüksekliği olarak bilinir ve;

$$N = h - H \quad (4.1)$$

eşitliği ile hesaplanır (Şekil 4.1). Bir bölgede yüksek doğruluklu bir jeoit modeli oluşturulabilirse,  $N$  değeri bu modelden okunabilir ve GNSS ölçmeleri ile elde edilen elipsoidal yükseklikten bu  $N$  değeri çıkarılarak çok basit bir eşitlik ile geometrik nivelmana gerek kalmadan ortometrik yükseklikler elde edilebilir. Bu eşitlikten üretilen ortometrik yüksekliğin doğruluğu jeoit modelinin doğruluğuna bağlıdır.



Şekil 4.1: Jeoit ile elipsoit arasındaki ilişki (Akiz ve Yerci, 2009)

Yukarıda da anlatıldığı gibi bu işlem için yüksek doğruluklu bir jeoit modeli gereklidir. Fakat birçok bölgede bu doğruluğa henüz ulaşılamamıştır. Bu kısmen bölgenin topografik kitlelerinin yoğunluğunun bilinmemesinden kaynaklıdır.

Stokes integrali ile gravimetrik jeoit belirlemede, topografik kitlelerin etkilerinin Stokes entegrasyonundan önce düzeltilmesi gerekir. Topografik düzeltmelerin etkisi, jeoit yüksekliğine dolaylı etki olarak eklenerek kesin jeoit yüksekliği elde edilir. KTH tekniği kullanılarak yapılan gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında, yeryuvarındaki noktaların kitlelerinin yoğunluğu topografik düzeltme aşamasında hesaba dâhil edilir. Sjöberg, topografik düzeltme formülünü;

$$\delta N_{top} = -\frac{2\pi G\rho H_p^2}{\gamma} \left(1 + \frac{2H_p}{3R}\right) \quad (4.2)$$

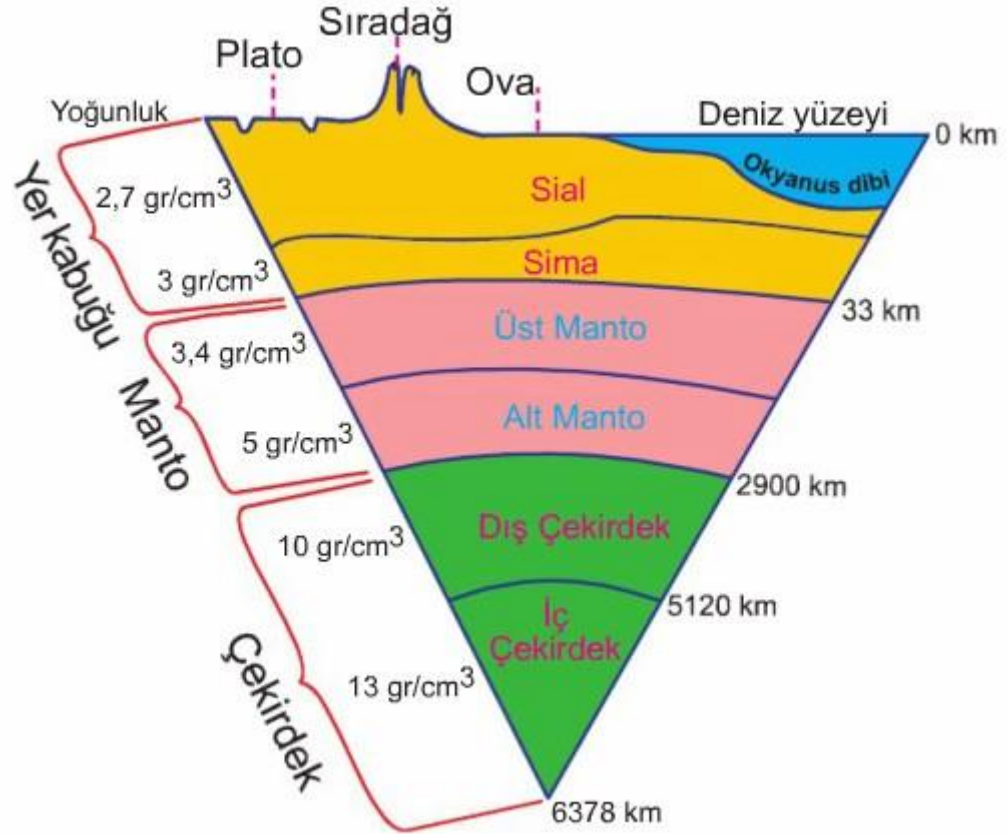
şeklinde ifade etmiştir (Sjöberg, 2007). Burada  $\rho$  yoğunluk değerini temsil eder. Gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında bu değer genel bir sabit olarak kabul edilmekte ve  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  alınmaktadır. Bununla birlikte bu sabit değer, topografik kitlelerin gerçek ortalama değerinden farklıdır. Jeoidi belirlenecek çalışma alanında bu kitle yoğunluk değeri bilinir ve hesaplamalarda kullanılabilirse elde edilecek jeoidin doğruluğuna katkıda bulunabilir. Literatürde daha önce yapılmış olan çalışmalara bakıldığında dağlık ve dağlık bölgelerde yoğunluk etkisinin jeoidde etkisinin daha

yüksek olduğu görülmüştür. Bu çalışmalarda, çalışma alanlarında belirlenen ortalama yoğunluk değerlerinin küresel ortalama sabit kabul edilen  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  ten yaklaşık %10 daha farklıdır. Bu fark da bulunacak jeoit yüksekliklerinde anlamlı bir farklılığa neden olmaktadır.

Daha önce dünyanın çeşitli bölgelerinde yapılan sayısal testler, yoğunluk değerindeki küçük değişikliklerin bile gravimetrik jeoidi etkileyebileceğini göstermiştir. Çalışma sahalarında bu yoğunluk değerlerini elde etmenin farklı yöntemleri vardır. Bu değerler yeryüzünde fiziksel ölçümler yoluyla elde edilen gravite verilerinden hesaplanabileceği gibi bazı kuruluşlar tarafından oluşturulan küresel yer kabuğu modellerinden de elde edilebilir. Bu çalışmada küresel kabuk modellerinden çalışma alanının yoğunluğu elde edilmiş ve yerel jeoit belirlemede kullanılmıştır.

#### **4.1. Türkiye'nin Kabuk Yapısı**

Yer kabuğu, taş küre ve litosfer olarak da bilinen ve en dış kısmında bulunan yapıdır. Okyanus ve deniz tabanlarında kalınlığı 8 ila 12 km arasında iken karalarda 30-40 km civarındadır. Çin'in Tibet özerk bölgesinde bulunan platoda bu kalınlık 70 km'ye kadar çıkar ki burası kabuğun en kalın olduğu yerdir. Yoğunluğu ve kimyasal bileşimi birbirinden farklı olan iki kısımdan oluşur. Bunlar granit yer kabuğu (sial) ve bazaltik (sima) yer kabuğudur. Granit yer kabuğu silisyum ve alüminyum gibi daha hafif elementlerden oluşur ki kabuğun yoğunluğunu belirleyen asıl unsur meydana geldiği elementlerdir. Bu nedenle yoğunluğu daha azdır. Kabuğun üst tarafını oluşturur. Bazaltik kabuk ise granit kabuğun altında yer alır ve yoğunluğu daha fazladır (Smith, 1963).



Şekil 4.2: Yerkürenin iç yapısı (URL1)

Granit yer kabuğunun ortalama kalınlığı yüzeyden derine 25 km kadardır. Jeoit belirleme çalışmalarında kullanılan yoğunluk değeri yüzeyden jeoide kadar olan bölgenin yoğunluğu olduğundan jeodezinin kullanım alanına giren kısım burasıdır. Ortalama yoğunluğu  $2.7 \text{ gr/cm}^3$ 'tür. Birçok miktarda ve oldukça çeşitli kayalardan oluşur.

Türkiye'nin kabuk kalınlığına bakıldığında en sığ noktanın derinliği 29.54 km iken en derin noktanın derinliği 50.62 km'dir. En derin ve en sığ nokta arasındaki fark yaklaşık olarak 21 km'dir (Akın, 2016). Kabuğun en ince olduğu bölümler Trakya Havzası ve deniz kenarları olmuştur. Türkiye'nin batı kesimlerinde yer kabuğu kalınlığı Menderes Masifi'nin doğu sınırlarına kadar incedir. Masif araziler, 1. jeolojik zamanda oluşmuş eski ve sert yapıları azizlerdir. Batı bölgelerimizde kabuğun ince olduğu bölgeler aynı zamanda jeotermal aktivitelerin de en fazla olduğu yerlerdir. Aynı şekilde Kırşehir Masifi'nin doğusu ve batısı da kabuk kalınlığının belirgin olarak farklılık gösterdiği alanlardır.





Literatürde çeşitli üniversite, enstitü, kurum ve kuruluşlar tarafından üretilmiş modeller mevcuttur. Yerkabuğu modelleri, yeryüzündeki çeşitli aralıklarla belirlenmiş noktaların konum bilgileri ile birlikte bir takım parametre bilgilerini verir. Bu parametreler, noktanın fiziksel yeryüzünden moho derinliğine kadar olan tabaka sayısı, bu tabakaların derinlikleri ve her bir tabakadaki hız ve yoğunluk değerleridir (Çizelge 4.2).

Yerkabuğu modelleri, iki boyutlu (2B) veya üç boyutlu (3B) olabilir. Çalışma sahasındaki her nokta için, iki boyutlu kabuk modelleri bir değer sağlarken, üç boyutlu kabuk modelleri katman sayısına bağlı olarak birkaç değer sağlar. İki boyutlu kabuk modelleri, genellikle iki konumsal veri ve bir parametre içerir (ortalama kabuk yoğunluğu gibi). İki boyutlu kabuk modelleri, düşeyde sadece bir katmana sahipken, üç boyutlu kabuk modellerinde birden fazla katman vardır. Her katman kabuk yapısının belirli bir bölümüne karşılık gelir. Örneğin, CRUST 1.0 modeli her nokta için 3 ila 6 katmanda değer sağlar (tortular, üst kabuk, orta kabuk, alt kabuk gibi). Mevcut küresel yerkabuğu modellerinden en çok bilinen ve iki tanesi CRUST 1.0 (A New Global Crustal Model at 1x1 Degrees) modeli ve EPCRUST (A New European Crustal Model) modelleridir.

#### **4.2.1. CRUST 1.0 Kabuk Modeli**

CRUST 1.0 yerkabuğu modeli, Amerika Birleşik Devletleri'nde bulunan Kaliforniya Üniversitesi'nde bilim insanları tarafından 2013 yılında farklı sismik veri tabanlarından geliştirilmiştir yüzey dalgaları, serbest salınım, dalga seyahat süreleri gibi farklı sismik veri tabanlarından geliştirilmiştir (Laske ve ark., 2013). Sekiz katmandan oluşur. Bunlar; buz, su, üç kat tortu örtüsü, üst kabuk, orta kabuk ve alt kabuktur. Ek olarak bu sekiz katmana tortu katmanı ve kabuk kalınlığı da eklenebilir. Her tabaka için kayma dalgası hızı ( $V_s$ ), basınç dalgası hızı ( $V_p$ ) ve yoğunluk ( $\rho$ ) verilmiştir. Model 1x1 derece çözünürlüğe sahiptir. Tüm yeryuvarı için oluşturulmuş bir modeldir ve yeryuvarı üzerinde 1 derece aralıklı olarak seçilmiş noktalarda veri sağlar.

Çizelge 4.2: CRUST 1.0 modelinde enlemi 37.5° ve boylamı 32.5° olan noktaya ait parametreler

Katman	Vp	Vs	Yoğunluk	Derinlik	Top
Üst Çökeltiler	2.5	1.07	2.11	1	1.28
Üst Kabuk	6.0	3.52	2.72	18.76	0.28
Orta Kabuk	6.3	3.68	2.79	9	-18.48
Alt Kabuk	6.6	3.82	2.85	9.76	-27.48
Manto	7.9	4.39	3.25	0	-37.24

#### 4.2.2. EPCRUST Kabuk Modeli

EPCRUST yer kabuğu modeli ise İtalya Ulusal Jeofizik ve Volkanoloji Enstitüsü'nde bilim insanları tarafından 2011 yılında geliştirilmiştir (Molinari ve Morelli, 2011). Model Kuzey Afrika'dan Kuzey Kutbu'na 20° kuzey - 90° kuzey paralelleri ile Orta Atlantik sırtından Urallara kadar 40° batı - 70° doğu meridyenleri arasında kalan bölge için üretilmiştir. Tortular, üst kabuk ve alt kabuk katmanları için kayma dalgası hızı ( $V_s$ ), basınç dalgası hızı ( $V_p$ ) ve yoğunluk ( $\rho$ ) verilerini içerir. Tüm Avrupa plakasını kapsayan modelin çözünürlüğü ise 30 dakikadır. Yeniden üretilebilmesi, yeni katkılar eklenerek güncellenmesinin kolay olması ve uygun bir dijital formatta sunulması modelin üstün yanlarıdır.

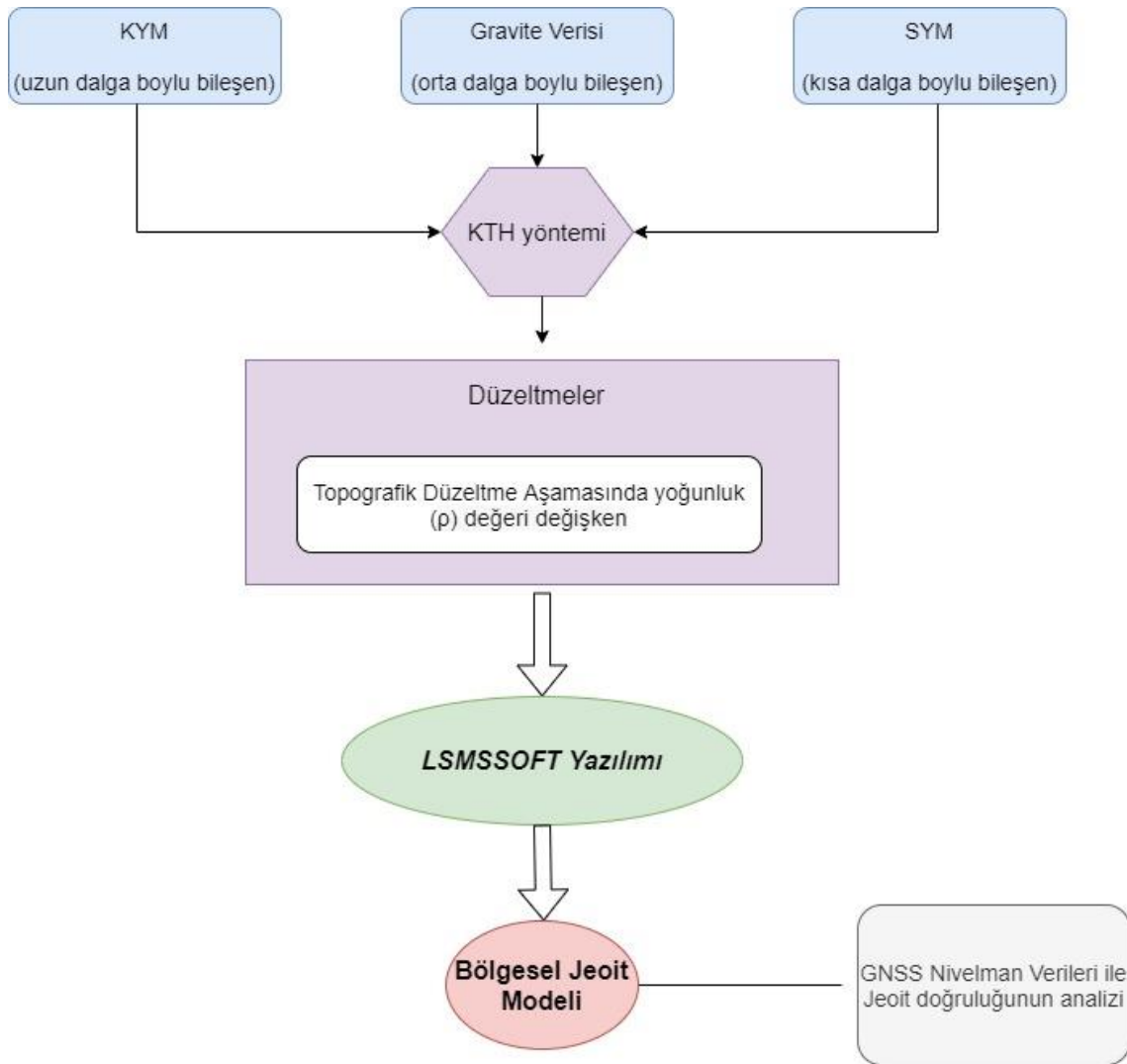
Küresel yer kabuğu modellerinin zayıf yanları ise çözünürlüklerinin düşük olmasıdır. Bununla birlikte kullanıcılar doğrulama için jeofiziksel verilere sahip değilse, bu modellerin güvenilirliği tam olarak doğrulanmamıştır. CRUST 1.0 ve EPCRUST yer kabuğu modellerinin başlıca özellikleri Çizelge 4.3'de gösterilmiştir.

Çizelge 4.3: CRUST 1.0 ve EPCRUST modellerinin başlıca özellikleri

Model	Parametreler	Katmanlar	Kapsam	Çözünürlük
CRUST 1.0	Moho derinliği, $V_s$ , $V_p$ , $\rho$	su, buz, üst tortu, orta tortu, alt tortu, üst kabuk, orta kabuk, alt kabuk	Dünya	1°
EPCRUST	$V_s$ , $V_p$ , $\rho$	tortular, üst kabuk, alt kabuk	Avrupa Plakası	30'

## 5. SAYISAL UYGULAMA

Bu uygulamada, Konya Kapalı Havzası'nda KTH tekniği ile gravimetrik jeoit belirleme işlemi yapılmıştır. Bu teknikte kullanılan 3 temel veri seti gravite verisi, küresel yer potansiyel model ve sayısal yükseklik modelidir.



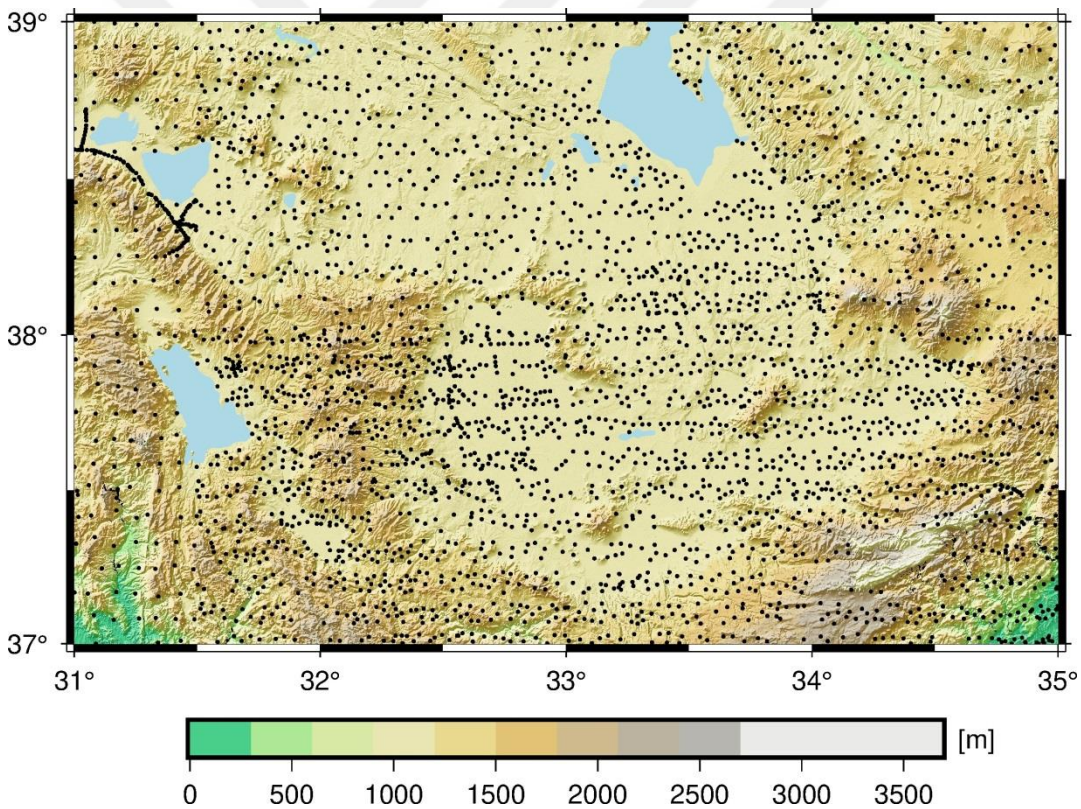
Şekil 5.1: Çalışmada izlenen genel işlem basamakları

KTH tekniğinde kesin jeoit yüksekliğini elde etme aşamasında yaklaşık jeoit yüksekliklerine getirilen topografik düzeltme aşamasında, hesaba dâhil edilen yer kabuğunun yoğunluğu ( $\rho$ ) değişken olarak kullanılmıştır. Bu değer ilk olarak genel sabit kabul edilen  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  alınarak bölgenin jeoidi belirlenmiştir. Daha sonra küresel yer kabuğu modelleri olan CRUST 1.0 ve EPCRUST modellerinden bölge için elde edilen yoğunluk değerleri kullanılarak jeoit belirlenmiştir. Her bir bölgesel gravimetrik jeoit

modelinin doğruluğu GNSS-nivelman verileri ile mutlak anlamda değerlendirilerek yer kabuğu yoğunluğunun jeoit belirlemeye katkısı sayısal anlamda ortaya konulmuştur. Çalışmada yapılan genel işlem adımları Şekil 5.1’de gösterilmiştir

### 5.1. Çalışma Alanı

Sayısal uygulama için Konya, Karaman, Aksaray ve Niğde illeri dahil olmak üzere Konya Kapalı Havzasını kaplayan bölge uygulama sahası seçilmiştir. Çalışma sahası  $37^{\circ} \leq \phi \leq 39^{\circ}$  kuzey paralelleri,  $31^{\circ} \leq \lambda \leq 35^{\circ}$  doğu meridyenleri arasında kalan yaklaşık 80 000 km<sup>2</sup> yüzölçümlü bir alanı kaplamaktadır. Çalışma alanının güneyinde Toros dağları, kuzeyinde Tuz Gölü bulunmaktadır. Bölgenin ortalama yüksekliği 1250 m iken, söz konusu yükseklikler Göksu vadisinde 300 metreden, Toros Dağları’nda yaklaşık 3500 metreye kadar çıkmaktadır.



Şekil 5.2: Çalışma alanının topografik durumu ve mevcut gravite verilerinin dağılımı

### 5.2. Sayısal Veriler

Çalışmada, gravimetrik bölgesel jeoit belirleme işleminde kullanılan KTH tekniği temel olarak 3 veri setini kullanarak jeoidi belirlemektedir. Bu veriler; yersel gravite verileri, sayısal yükseklik modeli verileri ve küresel yer potansiyel modeli

verileridir. Bunlara ek olarak çalışmada jeoit belirlerken değişken olarak kullanılan yer kabuğu yoğunluk modelleri ve son adımda jeoit modellerinin doğruluğunu test etmede kullanılan GNSS-nivelman verileri vardır.

### 5.2.1. Gravite Verileri

Çalışmada kullanılan yersel gravite verileri Abbak (2011) tarafından gerçekleştirilen proje kapsamında Harita Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. Gravite verileri, International Gravity Standardization Net 71 (IGSN71) datumundadır. Gravite ölçümü yapılan noktalarının coğrafi koordinatları ise World Geodetic System 1984 (WGS84) datumundadır. Her bir gravite verisinin içeriği sırasıyla, ölçümü yapılan gravite noktasının enlemi, boylamı, ortometrik yüksekliği ve gravite değeri şeklindedir. Gravite değerleri mGal birimindedir. Bu değerlerin çalışma alanındaki dağılımı Şekil 5.2'de gösterilmiştir. Toplam gravite verisi sayısı 3350'dir. Gravite verilerinin doğruluğu 7-8 mGal'dir. Gravite verilerinin doğruluğu ve sıklığı hesaplanacak bölgesel jeoidin hassasiyetini doğrudan etkileyecektir. Gravimetrik jeoit belirleme hesaplamalarında, hesap noktası etrafında en az 1°lik yarıçaptaki yakın bölgede de gravite verisi gerekmektedir. Fakat çeşitli nedenlerden ötürü elde edilemediği için bu çalışmada kullanılamamıştır.

Harita Genel Müdürlüğü'nden elde edilen gravite verileri, ilgili noktalarda ölçülen ham gravite verileri olan  $g_p$  değerleridir. Bu değerlerin jeoit modellemede kullanılabilmesi için bir takım düzeltme ve indirgemeler yapılması gerekir. Gravite düzeltmeleri veya gravite indirgemeleri, jeoidin belirlenmesi, ölçülen graviteden farklı konumlardaki gravite değerlerinde enterpolasyon ve ekstrapolasyon yapılması ve yer kabuğunun incelenmesi gibi çalışmalarda kullanılır (Heiskanen ve Moritz, 1984). Yeryuvarı üzerinde yapılan gözlemler sonucu elde edilen gravite değerleri, yeryüzünün şeklinden, jeolojik yapısından, atmosferik durumlardan, gezegenlerin konumundan, kıta hareketleri vb. olaylardan etkilenir. Bu nedenle gravite bilgisi konuma göre değişiklik gösterir. Yeryuvarı üzerinde farklı konumlarda yapılan gravite ölçmelerinin birlikte değerlendirilebilmesi için jeoit üzerine indirgenmesi gerekir. Bu sayede gravite verisinin, topografik etkilerden ve yerin merkezine olan mesafeden kaynaklı etkilerden arındırılması sağlanır (Featherstone ve Dentith, 1997).

Bu işlem için ilk olarak, ölçüm sonucu elde edilen  $g_p$  değerleri;

$$g_0 = g_p + 0.3086H \quad (5.1)$$

eşitliği ile boşlukta gravite anomalisi olan  $g_0$  değerlerine dönüştürülür. Burada  $H$  noktaların ortometrik yüksekliğidir. Daha sonra buradan elde edilen  $g_0$  ve elipsoit yüzeyindeki normal gravite ( $\gamma_0$ ) değerleri yardımıyla

$$\Delta_g^{free-air} = g_0 - \gamma_0 \quad (5.2)$$

eşitliğinden serbest hava anomalisi olan  $\Delta_g^{free-air}$  değerleri elde edilir. Bu eşitlikteki elipsoit yüzeyinde normal gravite değeri,

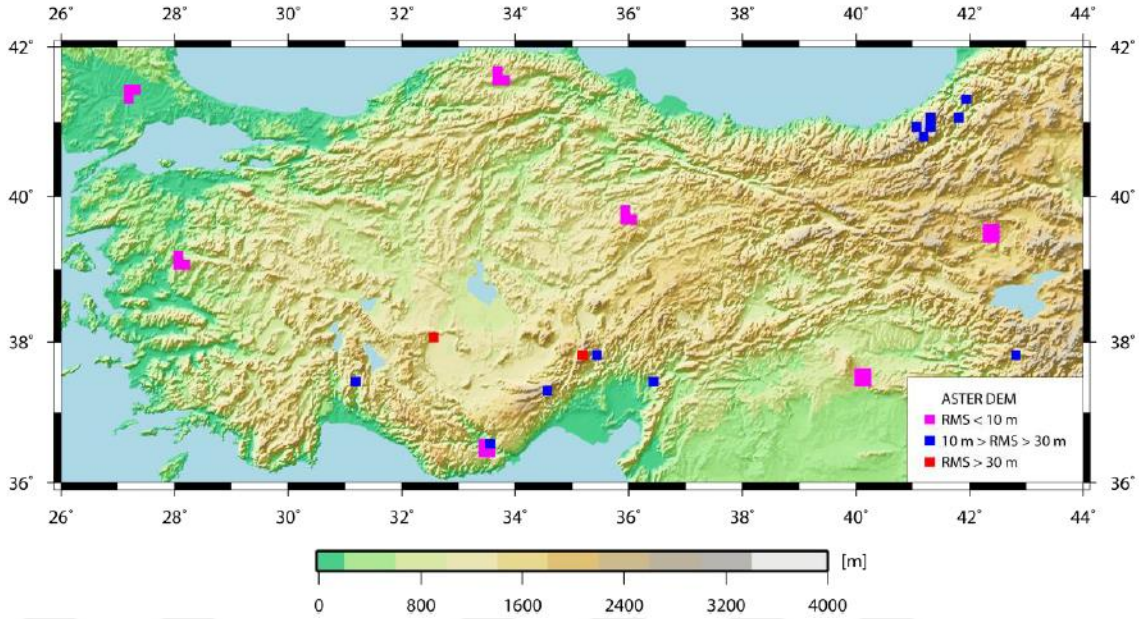
$$\gamma_0 = \gamma_e \frac{1+k\sin^2\varphi}{\sqrt{1-e^2\sin^2\varphi}} \quad (5.3)$$

eşitliği ile bulunur. Burada,  $\gamma_e$  ekvatorda normal gravite olup  $9.7803267715 \text{ m/s}^2$  sabit değerini alır.  $e^2$  1. dış merkezlilik,  $\varphi$  noktanın coğrafi enlemi,  $k$  ise boyutsuz büyüklüktür. Bu işlemlerin ardından jeoit belirleme işleminde gravite değeri olarak (5.2) eşitliğinden elde edilen  $\Delta_g^{free-air}$  değeri kullanılır.

### 5.2.2. Sayısal Yükseklik Modeli

Sayısal yükseklik modeli, fiziksel yeryüzünün sınırlı bir bölümünde seçilmiş bir grup veriye (üç boyutlu koordinatlar) uygun bir enterpolasyon fonksiyonunun uygulanması ile yüzeye en uygun yaklaşımın sağlanarak arazinin topografik yapısının sayısal olarak gösterimi şeklinde tanımlanabilir (Maraş, 1993). Sayısal yükseklik modelleri düzenli bir grid yapısında seçilmiş noktaların yükseklik değerlerini içeren veri kümeleridir.

Küresel sayısal yükseklik modelleri topografya üzerinde zamanla oluşacak değişimleri ortaya çıkarabileceği gibi bunun yanında topografya üzerinde yapılan çeşitli bilimsel araştırma ve çalışmalarda da kaynak olarak kullanılır. Bu küresel sayısal yükseklik modellerinden en güncel ve küresel çözünürlüğü yüksek olan iki model SRTM1 ve ASTER modelleridir.



Şekil 5.3: SRTM sayısal yükseklik modelinin Türkiye'deki doğruluğu (Bildirici ve Abbak, 2017)

Sayısal yükseklik modelleri KTH tekniği ile gravimetrik jeoit belirleme işlemlerinde, gravite verilerinin indirgenmesi ve topografik düzeltmelerin hesaplanması aşamalarında kullanılır. Küresel sayısal yükseklik modellerinin günümüzde Türkiye için sağladıkları doğruluk, bu bölgedeki gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında kullanılabilirliğine olanak sağlar. Çalışma alanında daha önce yapılan Abbak ve Bildirici (2017), Arlı İl ve Abbak (2017) gibi bazı çalışmalarda SRTM1 küresel sayısal yükseklik modelinin ASTER modeline göre daha doğru sonuçlar verdiği görülmüştür. Bu sebepten bu çalışmada sayısal yükseklik modeli olarak SRTM1 modeli kullanılmıştır.

SRTM, Amerikan Ulusal Uzay ve Havacılık Ajansı (NASA) komutasında yürütülen, bir uzay mekiği ile elde edilen radar görüntülerinden yeryuvarının yaklaşık yüzde 80'inin yüksek çözünürlükte sayısal yükseklik modelinin oluşturulmasını amaçlayan bir projedir. Bu kapsamda Endeavour uzay mekiği 2000 yılının şubat ayında 10 günlük bir yörünge uçuşu gerçekleştirmiş ve 60° kuzey ile 60° güney enlemleri arasındaki topografyanın radar görüntülerini toplamıştır. Bu görüntüler işlenerek tüm Dünya için 1" , çözünürlükte olan küresel sayısal yükseklik modeli (SRTM1) elde edilmiştir. SRTM1 modelinin küresel düşey doğruluğu 16 m olup yatay ve düşey datum olarak sırasıyla WGS84 elipsoidini ve EGM96 jeoidini referans alır. SRTM1 sayısal yükseklik modeli kullanıcılara NASA'nın internet adresi üzerinden .hgt formatında ücretsiz olarak sunulmaktadır. Çalışmada kullanılacak sayısal yükseklik modeli verileri



bu adresten temin edilmiştir (SRTM, 2020). Modelin Türkiye'deki düşey doğruluğu yaklaşık 9 m olup bu doğruluk gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında kullanmak için yeterlidir. Modelin genel özellikleri Çizelge 5.1'de verilmektedir.

Çizelge 5.1: SRTM1 modelinin genel özellikleri

SRTM1	
Üretici ve Dağıtıcı	NASA
Yayın Tarihi	2003
Koordinat Sistemi	$\varphi, \lambda$
Veriyi Toplama Yöntemi	İnterferometrik
Yatay Datum	WGS84
Düşey Datum	EGM96
Dosya Formatı	HGT
Küresel Doğruluğu	16 metre
Türkiye'de doğruluğu	9 metre
Kapsama Sahası	60° Kuzey - 60° Güney

### 5.2.3. Küresel Yer Potansiyel Modeli

Küresel yer potansiyel modelleri yeryuvarının gravite potansiyelinin küresel harmonik seriler ile gösterilmesidir (Abbak, 2011). Bu modeller, yer yakın uydular ve altimetreler aracılığıyla elde edilebileceği gibi yersel gravite verilerinin analizi ile de elde edilebilir. Yüksek doğruluklu bir jeoit modelinin oluşturulması işleminde hesaplamalarda kullanılacak yer potansiyel modelinin seçimi, yeni oluşacak modelin doğruluğunu doğrudan etkilemektedir. Başlıca iki çeşit yer potansiyel model vardır. Bunlar, tamamen uydu ölçmelerinden elde edilen modeller ve uydu verileri ile diğer ölçmelerin birlikte değerlendirilmesi ile elde edilen modellerdir.

Jeodezik çalışmalarda kullanılmak üzere CHAMP, GRACE ve GOCE gibi alçak yörüngeli uydular ile yeryuvarının gravite bilgilerinden elde edilen küresel yer potansiyel modeller Uluslararası Yer Modelleri Merkezi'nin ICGEM (International Center for Global Gravity Field Models) internet sayfasında yayımlanmaktadır. Bu sayfada şu ana kadar çeşitli kişi, kurum ve kuruluşlarca oluşturulmuş 170'den fazla küresel yer potansiyel modeli sunulmuştur. Bu modeller .gfc uzantılı metin dosyaları formatında tüm kullanıcılara açıktır.

Küresel yer potansiyel modelleri, KTH tekniği ile gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında kullanılan 3 temel veri setinden biridir. Çalışma alanında daha önce yapılmış Abbak ve Demir (2017) ve Demir (2018) gibi bazı çalışmalarda en yüksek doğruluğu ITU\_GGC16 (Akyılmaz ve ark, 2016) modeli vermiştir. Bu model, Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) desteği ile İTÜ (İstanbul Teknik Üniversitesi) ve OSU (Ohio State University) tarafından çeşitli ulusal kurumların işbirliği ile hesaplanan statik bir küresel yer potansiyel modeldir (ITU\_GGC16, 2019). Bu modelin, ICGEM internet adresinden indirilen gfc uzantılı metin dosyasının bir kısmı Şekil 5.4'te gösterilmiştir.

```

begin_of_head =====
product_type          gravity_field
modelname             ITU_GGC16
earth_gravity_constant 3.9860044150000000E+14
radius                6.3781364600000000E+06
max_degree            280
errors                formal
norm                  fully_normalized
tide_system           zero_tide

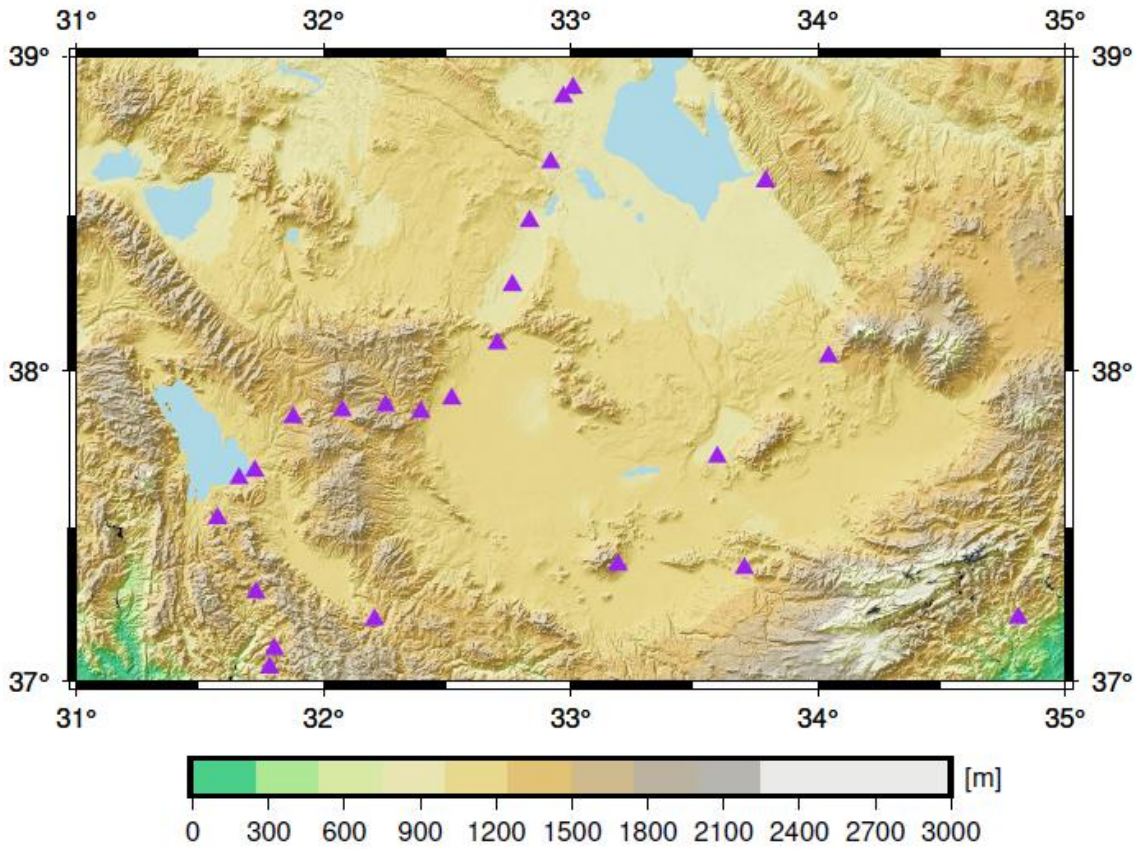
key   L   M   C   S   sigma C   sigma S
end_of_head =====
gfc   0   0   0.1000000000000000E+01  0.0000000000000000E+00  0.0000000000000000E+00  0.0000000000000000E+00
gfc   1   0   0.0000000000000000E+00  0.0000000000000000E+00  0.0000000000000000E+00  0.0000000000000000E+00
gfc   2   0  -0.484169522816829E-03  0.0000000000000000E+00  0.120502525873399E-12  0.0000000000000000E+00
gfc   3   0   0.957143677143162E-06  0.0000000000000000E+00  0.871738506828911E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   4   0   0.539961039758088E-06  0.0000000000000000E+00  0.725022811947165E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   5   0   0.686331301772698E-07  0.0000000000000000E+00  0.629697214342925E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   6   0  -0.149998197040503E-06  0.0000000000000000E+00  0.567964936306183E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   7   0   0.904943696260468E-07  0.0000000000000000E+00  0.525697697372170E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   8   0   0.494811507937462E-07  0.0000000000000000E+00  0.495983092243671E-13  0.0000000000000000E+00
gfc   9   0   0.280306762007301E-07  0.0000000000000000E+00  0.475067114758491E-13  0.0000000000000000E+00
gfc  10   0   0.533596990629792E-07  0.0000000000000000E+00  0.460263300665145E-13  0.0000000000000000E+00
gfc  11   0  -0.507607599060332E-07  0.0000000000000000E+00  0.450300241862041E-13  0.0000000000000000E+00
gfc  12   0   0.364588265003946E-07  0.0000000000000000E+00  0.443990413388685E-13  0.0000000000000000E+00

```

Şekil 5.4: ITU\_GGC16 modelinin gfc uzantılı dosyasının başlık kısmı

#### 5.2.4. GNSS-Nivelman Verileri

GNSS-nivelman verileri jeoit modellerinin doğruluklarının değerlendirilmesinde sıkça kullanılan verilerdir. GNSS teknolojisinin ortaya çıkması ve ülkemizde de kullanılmaya başlamasının ardından ülkemizde yürütülen çalışmalarda referans kabul edilecek bir kontrol ağının oluşturulması gereği doğmuştur. Bu kapsamda Harita Genel Müdürlüğü tarafından 1999 yılında Türkiye Ulusal Temel GNSS Ağı (TUTGA99) kurulmuştur. Ülke genelinde homojen olarak belirlenmiş 594 TUTGA noktası vardır. Bu noktalardan nivelman ile kotu taşınmış 24 nokta çalışma sahasında bulunmaktadır (Şekil 5.5).



Şekil 5.5: Jeoit modellerinin analizinde kullanılacak 24 adet GNSS-nivelman noktalarının dağılımı

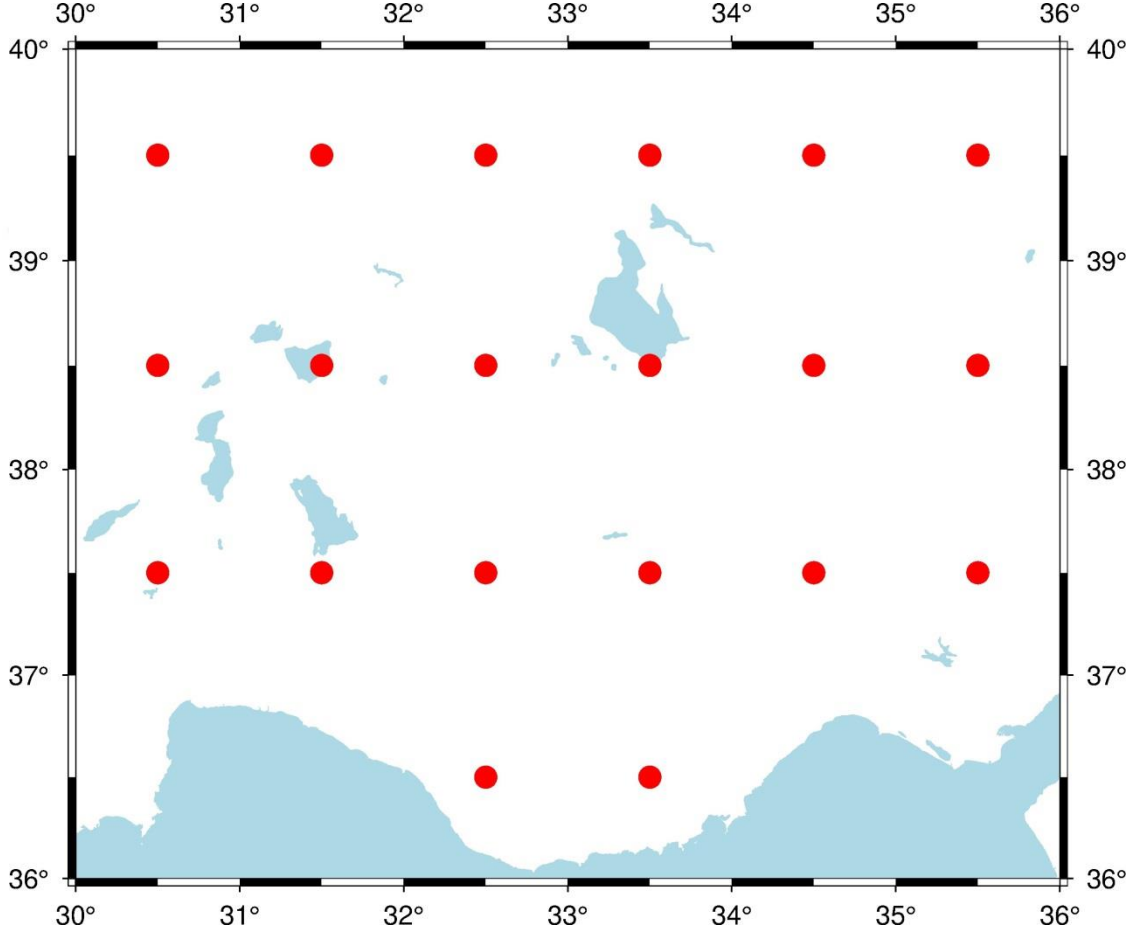
GNSS-nivelman noktalarının elipsoidal yüksekliklerinin doğruluğu 1 ila 3 cm iken, ortometrik yüksekliklerinin doğrulukları noktanın Antalya mareograf istasyonuna olan uzaklıklarıyla doğru orantılı olarak 1 ila 3 cm arasındadır. Yüksek prezisyonlu iki ölçme tekniği yardımıyla belirlenen 24 adet GNSS-nivelman noktasının jeoit yüksekliklerinin duyarlılıkları 3 cm'nin altındadır. Bu noktalar yeni oluşacak gravimetrik bölgesel jeoit modelinin doğruluğunun ve geçerliliğinin analizinde kullanılmıştır.

### 5.2.5. Yoğunluk Verileri

Çalışmada Konya Kapalı Havzası'nın KTH tekniği ile bölgesel gravimetrik jeoidi belirlenirken topografik düzeltme aşamasında, yer kabuğunun yoğunluk değeri olan  $\rho$  değişken olarak kullanılmıştır. Bu yoğunluk değerini elde etme yollarından bazıları, küresel yer kabuğu modellerini kullanmak ya da yeryüzünde ölçülen gravite anomalilerinden üretilen Bouguer gravite anomalilerinden yola çıkarak yoğunluğu elde etmektir. Çalışmada, farklı kaynaklardan elde edilen yerkabuğu yoğunluğu değerleri kullanılarak bölgenin 3 adet gravimetrik jeoidi üretilmiştir. Burada kullanılan 3

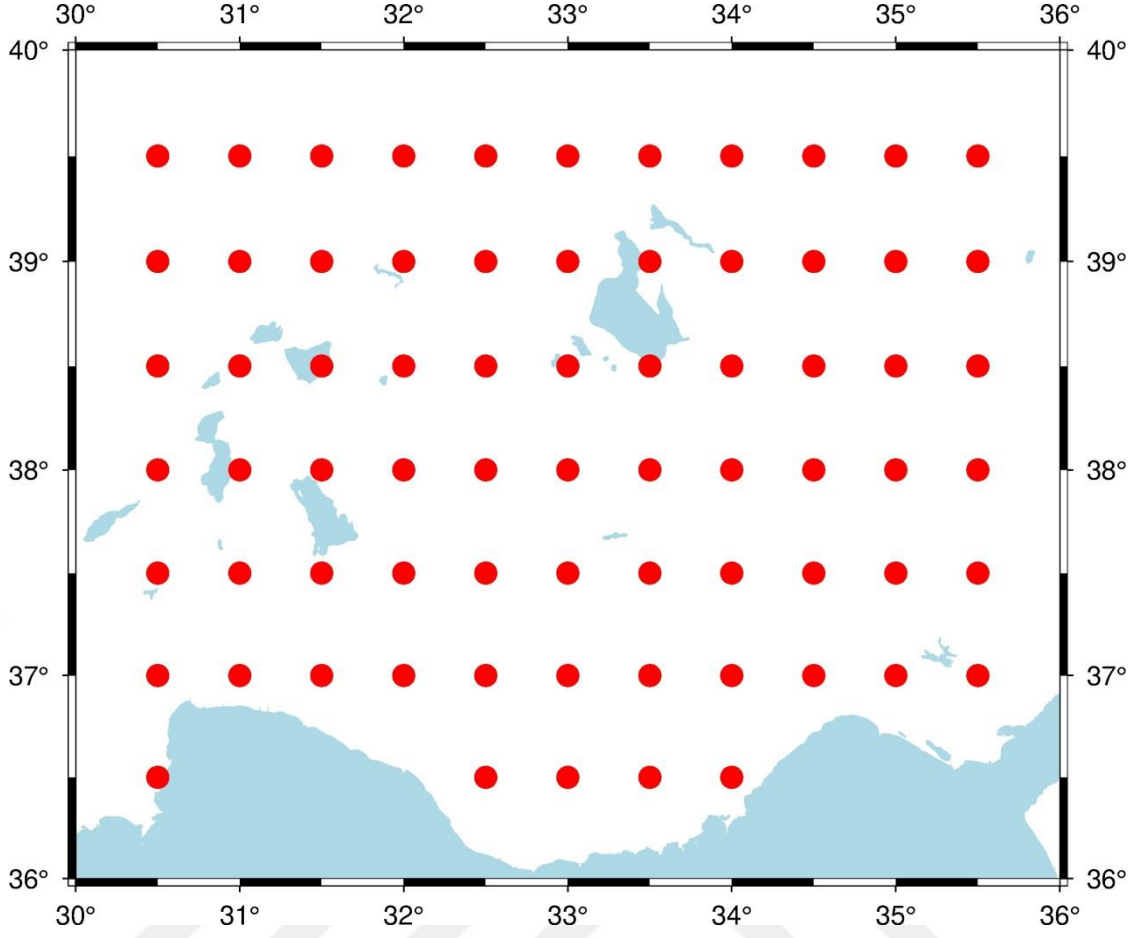
yoğunluk değerinden ilki, jeoit belirleme çalışmalarında küresel sabit yoğunluk değeri olarak kullanılan  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeridir. Diğer yoğunluk değerleri ise CRUST 1.0 ve EPCRUST küresel kabuk modellerinden elde edilmiştir.

CRUST 1.0 küresel kabuk modeli  $1^\circ$  çözünürlükte tüm yeryuvarına ait yoğunluk verilerini içeren bir modeldir. CRUST 1.0 modelinde çalışmada kullanılan 20 adet nokta mevcuttur. Bu noktaların dağılımı aşağıda Şekil 5.6'da gösterilmiştir.



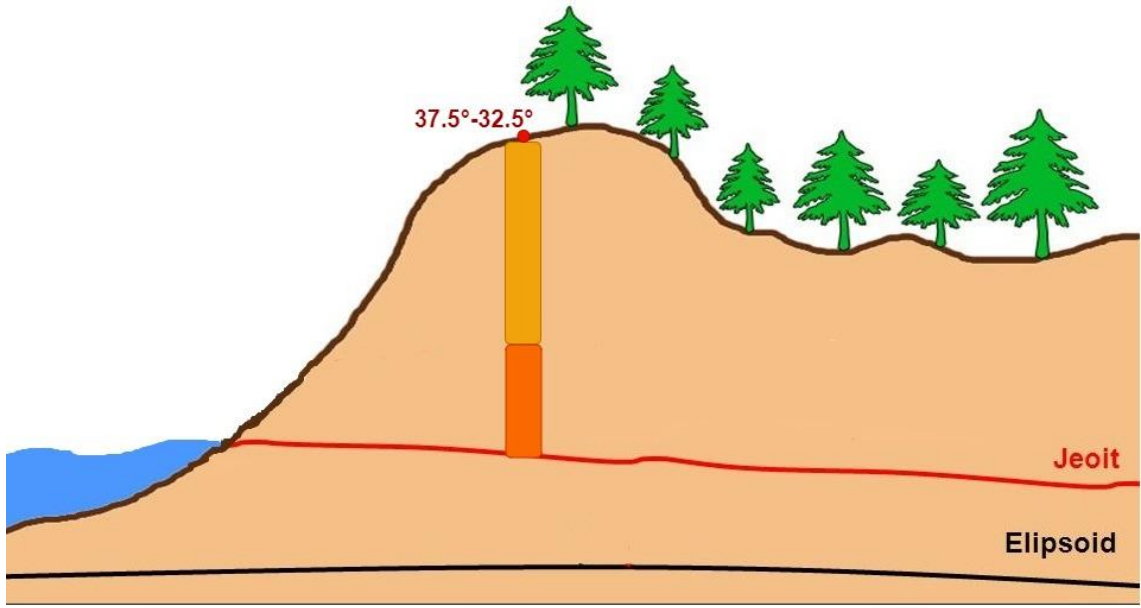
Şekil 5.6: CRUST 1.0 modelinde çalışma alanına giren noktalar

EPCRUST modelinin çözünürlüğü ise 30 dakikadır. Bu nedenle EPCRUST modelinde çalışma alanını kapsayan 71 adet nokta mevcuttur. Bu noktalar Şekil 5.7'de gösterilmiştir.

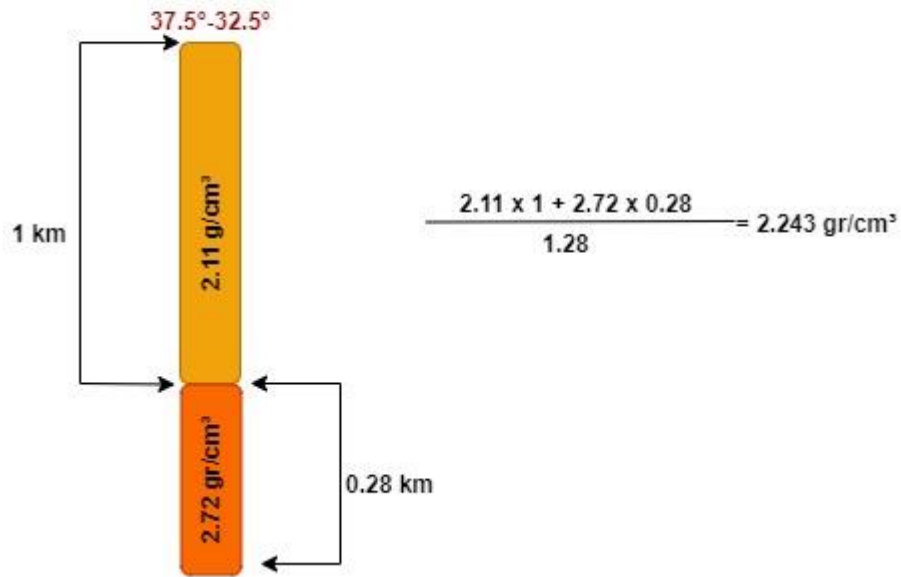


Şekil 5.7: EPCRUST modelinde çalışma alanına giren noktalar

Her bir noktada Çizelge 4.2’de gösterildiği gibi katmanlar ve katmanlara ait derinlik ve yoğunluk bilgileri mevcuttur. Gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında yer kabuğunun yoğunluk değeri olarak, yeryüzünden jeoit yüzeyine kadar olan katmanın yoğunluğu kullanılmaktadır. Bu durumda fiziksel yeryüzündeki noktanın, ortometrik yüksekliğinden jeoide kadar olan derinlikte yoğunluğunun tespit edilmesi gereklidir. Jeoit tanım olarak, okyanus yüzeyiyle kısmen çakışık olduğu varsayılan yüzey olduğundan noktaların ortometrik yüksekliğinden 0 m yüksekliğine kadar olan derinlikte ortalama yoğunluklar hesaplanmıştır. Çizelge 4.1’de, 37.5°-32.5° noktasında CRUST 1.0 modelinden elde edilen veriler ile Şekil 5.8’de aynı noktada ortalama yoğunluğun nasıl hesaplandığı gösterilmiştir.



Katman	Yoğunluk (gr/cm <sup>3</sup> )	Derinlik (km)	Top (km)
Üst Çökeltiler	2.11	1.00	1.28
Üst Kabuk	2.72	18.76	0.28
Orta Kabuk	2.79	9.00	-18.48



Şekil 5.8: Bir noktada ortalama yoğunluğun hesaplanması

Her iki küresel kabuk modeli için de, çalışma alanındaki her bir noktanın fiziksel yeryüzünden jeoide kadar olan yoğunlukları Şekil 5.8’de gösterildiği biçimde hesaplanmıştır. Daha sonra CRUST modelinde, çalışma alanına giren noktaların 1° dışını; EPCRUST modelinde ise çalışma alanına giren noktaların 30’ar dakika dışını da kapsayan noktalara ait yoğunluk verileri hesaplanmıştır. Modellere ait bu yoğunluk

verileri en yakın komşuluk tekniği ile enterpole edilerek çalışma alanında  $0.02^\circ$  grid aralıklarında 20.000 adet noktaya ait yoğunluk verisi elde edilmiştir. Modellerden elde edilen yoğunluk verilerinin arasındaki istatistiksel farklar Çizelge 5.2’de gösterilmiştir.

Çizelge 5.2: Kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk verilerinin  $2670 \text{ kg/m}^3$  değerinden farkları [ $\text{kg/m}^3$ ]

Model	Min	Maks	Ortalama	Standart Sapma
CRUST1.0 - Sabit	-546.71	-87.25	-438.99	82.3
EPCRUST - Sabit	-521.23	-184.82	-366.86	84.3

Çalışmada Konya Kapalı Havzası’nın gravimetrik jeoidi belirlenirken LSMSSOFT yazılımı kullanılmıştır (Abbak ve Üstün, 2015). Yazılım linux tabanlıdır. Gravimetrik jeoidi belirlemek için gerekli veri setlerini girdi olarak kullanan bu yazılım kullanıcıya sonuç olarak bölgenin jeoit yüksekliklerini verir. Yazılımın orijinalinde, topografik düzeltme formülünde yoğunluk ( $\rho$ ) değeri olarak tüm çalışma sahası için tek bir değer girmek gerekir. Örneğin standart bir gravimetrik jeoit belirleme çalışmasında topografik düzeltme formülünde  $\rho$  değeri  $2670 \text{ kg/m}^3$  olarak yazılım algoritmasında mevcuttur.

Bu çalışmada ise yazılım, her bir grid aralığında farklı bir yer kabuğu yoğunluğu girilebilecek şekilde güncelleştirilmiştir. Sonuç olarak çalışma alanını içine alan  $0.02^\circ$  grid aralıklı 20.000 nokta için yazılıma 20.000 farklı yer kabuğu yoğunluğu girilebilir. Bu da gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında tüm bölge için tek bir ortalama kabuk yoğunluğu kullanmak yerine her bir grid aralığında farklı bir  $\rho$  değeri kullanmaya olanak sağlamıştır. Bu şekilde yer kabuğu yoğunluğunun değişiminin, gravimetrik jeoidin doğruluğuna etkisi daha iyi anlaşılabilir.

### 5.3. Araştırma

Konya Kapalı Havzası’nda LSMSSOFT yazılımı yardımıyla bölgesel gravimetrik jeoit belirleme işlemi yapılmıştır (Abbak ve Üstün, 2015). Bu aşamada yazılım, yaklaşık jeoit yüksekliğine getirilen topografik düzeltme değerindeki yoğunluk değerinin sabit bir değer yerine grid sayısı kadar yoğunluk bilgisi girilebilecek şekilde yeniden düzenlenmiştir. İlk olarak SRTM1 sayısal yükseklik modeli verileri, çalışma alanının  $1^\circ$  dışını da kapsayan  $36^\circ \leq \varphi \leq 40^\circ$  kuzey paralelleri,  $30^\circ \leq \lambda \leq 36^\circ$  doğu

meridyenleri arasında alınmış ve daha sonra  $0.02^\circ$  aralıklı grid merkezlerinde ortalama yükseklik değeri elde edilmiş ve programa çağrılmıştır. Sonrasında çalışmada kullanılacak olan küresel yer potansiyel modeli ITU\_GGC16 programa girilmiştir. Son olarak bölge için mevcut olan gravite verileri (g), grid merkezlerinde boşlukta gravite anomalilerine ( $\Delta g_{fA}$ ) dönüştürülmüş ve yazılıma gönderilmiştir.

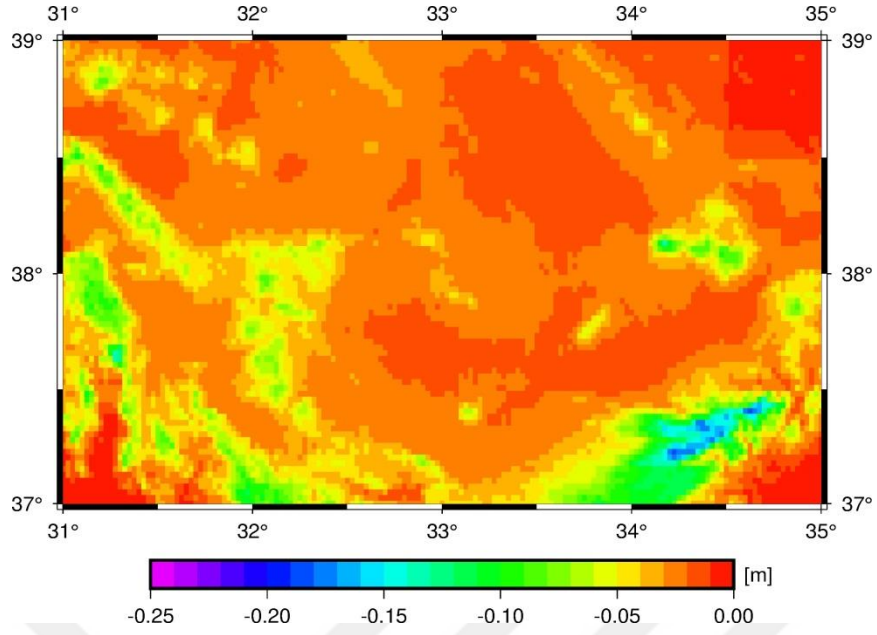
KTH yöntemi ile jeoit belirlerken ilk olarak küresel sabit yoğunluk olan  $\rho=2.67$  gr/cm<sup>3</sup> değeri kullanılarak daha sonra çalışma alanı için CRUST 1.0 modelinden elde edilen yoğunluk değerleri, üçüncü olarak EPCRUST modelinden elde edilen yoğunluk verileri ile jeoit belirlenmiştir. Jeoit belirleme işlemi sonucunda çalışma alanında  $0.02^\circ$  aralıklı 20000 noktada jeoit yükseklikleri elde edilmiştir. EPCRUST ve CRUST 1.0 kabuk modellerinden elde edilen yaklaşık yer kabuğu yoğunluğu değerleri kullanılarak oluşturulan iki jeoit modelinin jeoit yükseklikleri ile  $2.67$  gr/cm<sup>3</sup> değeri ile oluşturulan jeoit modelinin jeoit yükseklikleri arasındaki farklar Çizelge 5.3’de gösterilmiştir. Çizelgeye göre sabit yoğunluk değeri ile küresel kabuk modellerinin kullanıldığı jeoit modelleri arasında 20 cm’ye yakın bir jeoit yüksekliği farkı oluşmaktadır.

Çizelge 5.3: Modeller arası jeoit yüksekliği farkları [cm]

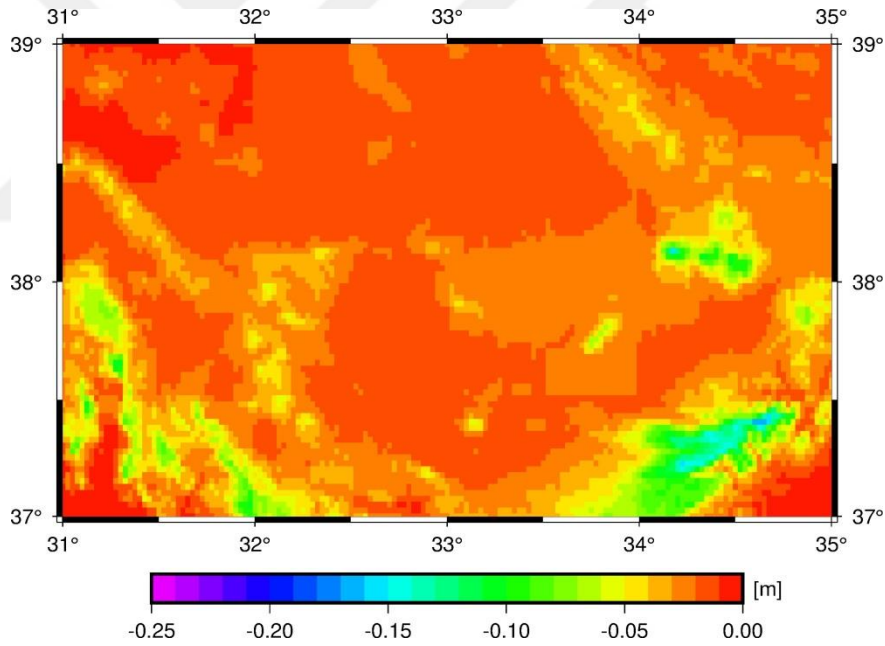
Fark	Min	Maks	Ortalama	Standart
				Sapma
$\rho=2.67$ gr/cm <sup>3</sup> - EPCRUST	-18.08	0	-2.56	1.78
$\rho=2.67$ gr/cm <sup>3</sup> - CRUST 1.0	-19.36	0	-3.09	2.13

Diğer yandan jeoit yüksekliği farklarını gösteren haritalar GMT yazılımı kullanılarak oluşturulmuş ve Şekil 5.9 ve 5.10’de gösterilmiştir. Modeller arasındaki büyük jeoit yüksekliği farklarının çoğunlukla bölgenin engebeli ve yükseltisi fazla olan yerlerinde olduğu görülmüştür. Her iki şekil incelendiğinde değişimin topografya ile yüksek korelasyonlu olduğu anlaşılmıştır. CRUST 1.0 modelinden türetilen jeoit modelinin EPCRUST modelinden türetilen jeoitide göre daha fazla jeoit yüksekliği farkı verdiği görülmüştür.





Şekil 5.9: Sabit yoğunluk modeli ve CRUST 1.0 modeli ile belirlenen jeoit yüksekliklerinin farklarının dağılımı



Şekil 5.10: Sabit yoğunluk modeli ve EPCRUST modeli ile belirlenen jeoit yüksekliklerinin farklarının dağılımı

Jeoit modellerinin oluşturulmasının ardından GNSS-Nivelman verileri kullanılarak, bu üç modelin doğruluk analizi yapılmıştır (Çizelge 5.4). Sayısal sonuçlar, bölgede küresel sabit kabul edilen  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri kullanılarak oluşturulan yerel jeoidin, CRUST1.0 ve EPCRUST kabuk modellerinden elde edilmiş yoğunluk değerleri ile oluşturulan jeoide göre daha doğru sonuçlar verdiğini göstermektedir.

Çizelge 5.4: Jeoit modellerinin doğruluk testi [cm]

<b>Model</b>	<b>Min</b>	<b>Maks</b>	<b>Ortalama</b>	<b>Standart sapma</b>
Sabit Değer ( $\rho=2.67 \text{ gr/cm}^3$ )	-17.34	10.41	0.04	6.85
EPCRUST	-17.74	10.04	0.04	6.91
CRUST 1.0	-17.88	9.9	0.11	6.99

## 6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmanın temel amacı bölgesel jeoit modeli belirlemede kullanılan ortalama yoğunluk değeri  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  yerine ilgili bölgelerdeki gerçek yoğunluk değerinin kullanılmasının belirlenen jeoide ne ölçüde etki ettiğinin incelenmesidir. Farklı yoğunluk değerlerinin hesaplanan gravimetrik jeoit modelinin doğruluğuna yaptığı katkılar sayısal olarak ortaya konmuştur.

Sayısal uygulama sonucunda elde edilen karesel ortalama hata değerlerine bakılınca, küresel ve bölgesel kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk verileri ile belirlenen bölgesel jeoidin doğruluğunun, sabit olarak kabul edilen  $\rho=2.67 \text{ gr/cm}^3$  değeri ile belirlenen jeoide göre daha düşük olduğu görülmüştür. Bunun nedeninin, küresel yer kabuğu modellerinin çözünürlüğünün yeterli doğruluğu sağlamaması olduğu değerlendirilmektedir. CRUST 1.0 modelinde çalışma alanına giren 8 nokta varken EPCRUST modelinde çalışma alanına giren 45 adet nokta vardır. En yakın komşuluk tekniği ile enterpolasyon yapabilmek için EPCRUST modelinde 30 dakika, CRUST1.0 modelinde ise 1 derece dışarı açılarak EPCRUST modelinde 71, CRUST modelinde ise 20 adet nokta çalışmada kullanılmıştır. EPCRUST modelinin çözünürlüğünün daha yüksek olması nedeniyle CRUST 1.0 modeline göre daha doğru sonuçlar vermiştir. Ayrıca bu modellerden elde edilen yoğunluk verilerini doğrulayacak jeolojik haritaların olmaması da diğer bir eksikliklerdir.

Çalışma alanı olan Konya Kapalı Havzası genel olarak ova ve platolar ile kaplıdır. Güney ve güney batısında dağlık alanlar bulunur. Güney sınırını Toros Dağları'ndan Geyik Dağları ve Bolkar Dağları çizer. Havza genel olarak düzlüklerden oluşur. Konya Kapalı Havzasının jeolojik durumundan ötürü, yer kabuğu yoğunluğunun, jeoit yüksekliklerine olan etkisinin dağlık alanlara oranla daha sınırlı bir seviyede olduğu söylenebilir. Ayrıca kontrol aşamasında kullanılan GNSS-nivelman noktalarının çalışma alanının düz ve yüksekliği daha düşük noktalarında bulunması da kabuk yoğunluğu değişiminin jeoit yüksekliklerine olan etkisini belirlemede yetersiz kalmıştır. Konya Kapalı Havzasında yapılan bu çalışmada modeller arası jeoit yüksekliği farklarının bölgenin yüksek kesimlerinde maksimum seviyeye çıktığı görülmüştür.

Sabit yoğunluk değeri ile bölge için küresel kabuk modellerinden elde edilen yoğunluk değerleri arasında yaklaşık %10 değişim olduğu ve bu değişimin jeoit yüksekliklerinde anlamlı bir fark oluşturduğu görülmüştür. Bununla birlikte küresel kabuk modellerinin çözünürlükleri düşük olduğundan, bu modellerden elde edilen

yoğunluk değerleri, gerçek yoğunluk değerlerinden farklıdır. Küresel kabuk modeli verilerinin yanında jeofiziksel ve jeolojik verilerinden oluşturulacak yerel kabuk modeli ile daha doğru sonuçlara ulaşılabileceği değerlendirilmektedir. Dolayısıyla yerel kabuk modelinden türetilen jeoidin de daha yüksek doğruluklu olması beklenmektedir.

Diğer yandan, jeoit modelinin doğruluğunun kontrolünde kullanılan GNSS/nivelman verilerinde ortometrik yükseklikler sabit yoğunluk değeriyle hesaplanmıştır. Kontrol verilerinin hesabında da değişken yoğunluk değerinin kullanılması kabuk modellerinin etkisinin daha iyi anlaşılmasını sağlayabilir. Ancak, kontrol verilerinin jeopotansiyel kotlarının bulunmaması nedeniyle bu çalışmada gerçekleştirilememiştir.



## KAYNAKLAR

- Abbak, R. A., 2011, Global Yer Potansiyel Modellerin Spektral Yöntemlerle Değerlendirilmesi ve Jeoit Belirleme İçin Yerel Olarak İyileştirilmesi, Doktora Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.
- Abbak, R. A., 2019, Fiziksel Jeodezi Teori ve Uygulama, *Atlas Akademi Yayınları*, 2. baskı, Konya.
- Abbak, R. A., Üstün, A., 2015, A Software Package for Computing a Regional Gravimetric Jeoit Model by the KTH Method, *Earth Science Informatics*, 8 (1), 255-265.
- Akın, U., 2016, Gravite Verilerinden Türkiye'nin Sismik Hız Dağılımı ve Kabuk Yapısının Ortaya Çıkartılması, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 153, 185-202.
- Akız, E., Yerci, M., 2009, Jeoit Kullanarak Elipsoit Yüksekliklerinin Ortometrik Yükseklik Belirleme Yöntemlerinin Doğruluk Araştırması, *Harita Dergisi*, 141, 13-25.
- Akyılmaz, O., Üstün, A., Aydın, C.; Arslan, N., Doganalp, S., Guney, C., Mercan, H., Uygur, S. O., Uz, M., Yagci, O., 2016, ITU\_GGC16 The Combined Global Gravity Field Model Inculuding GRACE & GOCE Data Up to Degree and Order 280, GFZ Data Services.
- Arlı İl, H. K., Abbak, R. A., 2017, Accuracy Analysis of ASTER and SRTM Digital Elevation Models: A Case Study in Turkey, *17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM*, Bulgaria, 35-41.
- Arlı İl, H. T., Abbak, R. A., Bildirici, İ. Ö., Demir, S., 2018, SRTM1 ve ASTER Sayısal Yükseklik Modellerinin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı, *Geomatik Dergisi*, 3 (3), 203-212.
- Bildirici, İ. Ö., Abbak, R. A., 2017, Comparison of ASTER and SRTM Digital Elevation Models at One-Arc-Second Resolution Over Turkey, *Selçuk Üniversitesi Mühendislik, Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 5 (1), 16-25.
- Demir, S., 2018, Global Yer Potansiyel Modellerin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı, Yüksek Lisans Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.
- Demir, S., Abbak, R. A., 2017, Regional Analysis of Recent Global Geopotential Models: A Case Study in Turkey, *17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM*, Bulgaria, 549-554.
- Elmann, A., Sjöberg, L. E., 2004, Elipsoidal Correction for the Modified Stokes Formula, *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 63 (3), 153-172.
- Featherstone, W., Dentith, M., 1997, A Geodetic Approach to Gravity Data Reductions for Geophysics, *Computers & Geosciences*, 23 (10), 1063-1070.

- Foroughi, I., Sheng, M., Kingdon, R., Huang, J., Martinec, Z., Vanicek, P., Santos, M., 2015, The Effect of Lateral Topographical Density Variations on the Geoid in Auvergne, *26th IUGG General Assembly, Czechia*.
- Heiskanen, W., Moritz, H., 1984, Fiziksel Jeodezi (Çeviri: Gürkan O.), *Karadeniz Teknik Üniversitesi Basımevi*, Trabzon.
- Huang, J., Vanicek, P., Pagiatakis, S. D., Brink, W., 2001, Effect of Topographical Density on Geoid in the Canadian Rocky Mountains, *Journal of Geodesy*, 74 (11-12), 11-12.
- Hunegnaw, A., 2001, The Effect of Lateral Density Variation on Local Geoid Determination, *Bollettino di Geodesia e Scienze Affini*, 60 (2), 125-144.
- ICGEM, 2018, International Centre for Global Earth Models, <http://icgem.gfz-postdam.de/ICGEM>, [Ziyaret tarihi 14 Aralık 2019].
- ITU\_GGC16, 2019, [http://www.geo.itu.edu.tr/gravity/ITU\\_GGC16.html](http://www.geo.itu.edu.tr/gravity/ITU_GGC16.html), [Ziyaret tarihi: 15 Aralık 2019].
- Kiamehr, R., 2006, The Impact of Lateral Density Variation Model in the Determination of Precise Gravimetric Geoid in Mountainous Areas: A Case Study of Iran, *Geophysical Journal International*, 167 (2), 521-527.
- Kuhn, M., 2003, Geoid Determination With Density Hypotheses from Isostatic Models and Geological Information, *Journal of Geodesy*, 77 (1-2), 50-65.
- Kühtreiber, N., 1998, Precise Geoid Determination a Density Variation Model, *Physics and Chemistry of the Earth*, 23 (1), 59-63.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., Pasyanos, M., 2013, Update on CRUST1.0- A 1 Degree Global Model of Earth's Crust, *15th Geophys.Res. Abstract*, Austria.
- Maraş, H., 1993, Sayısal Arazi Modeli Ürünleri, Yüksek Lisans Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.
- Moledensky, M. S., Eremeev, V. F., Yurkina, M. I., 1962, Method for Study of the External Gravity Field and Figure of the Earth, *Israel Program for Scientific Translation*, Israel.
- Molinari, I., Morelli, A., 2011, EPCRUST: A Reference Crustal Model for the European Plate, *Geophysical Journal International*, 185 (1), 352-364.
- Smith, F. G., 1963, Physical Geochemistry, *Addison-Wesley Publishing Co, USA*.
- Sjöberg, L. E., 1981, Least Squares Combination of Satellite and Terrestrial Data in Physical Geodesy, *Ann. of Geophys*, 37 (1), 25-30.
- Sjöberg, L. E., 1984, Least Squares Modification of Stokes and Venning-Meinesz Formulas by Accounting for Errors of Truncation Potential Coefficients and

Gravity Data, Technical Report, *Department of Geodesy Institute of Geophysics University of Uppsala, Sweden.*

- Sjöberg, L. E., 1991, Refined Least Squares Modification of Stokes Formula, *Manuscripta Geodaetica*, 16 (6), 367-375.
- Sjöberg, L. E., 1999, The IAG Approach to the Atmospheric Geoid Correction in Stokes Formula and a New Strategy, *Journal of Geodesy*, 73 (7), 362-366.
- Sjöberg, L. E., 2003a, A General Model for Modifying Stokes Formula and its Least-Squares Solution, *Journal of Geodesy*, 77 (7-8), 459-464.
- Sjöberg, L. E., 2003b, A Solution to the Downward Continuation Effect on the Geoid Determination by Stokes Formula, *Journal of Geodesy*, 77 (1-2), 94-100.
- Sjöberg, L. E., 2004, The Effect on the Geoid of Lateral Topographic Density Variations, *Journal of Geodesy*, 78 (1-2), 34-39.
- Sjöberg, L. E., 2007, The Topographic Bias by Analytical Continuation in Physical Geodesy, *Journal of Geodesy*, 81 (5), 345-350.
- SRTM, 2020, Shuttle Radar Topography Mission, <http://www2.ipl.nasa.gov/srtm>, [Ziyaret tarihi: 20 Aralık 2019].
- URL1, 2020, Yerin İç Yapısı, <https://www.eokultv.com/yerin-ic-yapisi/13397>, [Ziyaret tarihi: 16 Temmuz 2020].
- Varga, M., 2018, The Application of Crustal Models in Regional Modelling of the Earth's Gravity Field, Doctoral Thesis, *University of Zagreb Faculty of Geodesy, Zagreb.*

## ÖZGEÇMİŞ

### KİŞİSEL BİLGİLER

**Adı Soyadı** : Fahrettin Doğdu  
**Uyruğu** : T.C.  
**Doğum Yeri ve Tarihi** : Meram 02.02.1993  
**Telefon** : 551 407 94 04  
**Faks** :  
**E-Posta** : fahrettindogdu@gmail.com

### EĞİTİM

Derece	Adı	İlçe	İl	Bitirme Yılı
Lise	: Naciye Mumcuoğlu Anadolu Lisesi	Meram,	Konya	2011
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi Harita Mühendisliği	Selçuklu,	Konya	2017
Yüksek Lisans	: Konya Teknik Üniversitesi Harita Müh.	ABD.		2020
Doktora	:	Selçuklu,	Konya	

### İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
-----	-------	--------

### UZMANLIK ALANI

Fiziksel Jeodezi  
 Bölgesel Jeoit Belirleme

### YABANCI DİLLER

### BELİRTMEK İSTEĞİNİZ DİĞER ÖZELLİKLER

### YAYINLAR

Doğdu, F., Abbak, R. A., 2020, Kabuk Yoğunluğunun Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Etkisi, Niğe Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi (Basımı kabul edilmiştir, Yüksek Lisans Tezinden yapılmıştır).