



T.C.

KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ

LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



**BOUGUER ANOMALİLERİ İLE TOPOĞRAFİK YOĞUNLUK TAHMİNİ
VE JEOİT BELİRLEMeye ETKİSİ**

Muhammet NERGİZCİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs - 2022

KONYA

Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Muhammet NERGİZCİ tarafından hazırlanan “*Bouguer Anomalileri İle Topoğrafik Yoğunluk Tahmini Ve Jeoit Belirlemeye Etkisi*” adlı tez çalışması 16/05/2022 tarihinde aşağıdaki jüri 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. Aydın ÜSTÜN

Danışman

Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

Üye

Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Saadettin Erhan KESEN

Enstitü Müdürü

Bu tez çalışması TÜBİTAK tarafından 2210-A nolu proje ile desteklenmiştir.

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 material and results that are not original to this work.

Muhammet NERGİZCİ

Tarih: 16/05/2022

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

BOUGUER ANOMALİLERİ İLE TOPOĞRAFİK YOĞUNLUK TAHMİNİ VE JEOİT BELİRLEMeye ETKİSİ

Muhammet NERGİZCİ

Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

2022, 43 Sayfa

Jüri

Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

Prof. Dr. Aydın ÜSTÜN

Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

Gravimetrik jeoit belirleme yönteminin esasında Stokes formülü ile jeoit üzerinde topoğrafyanın olmadığı varsayılarak yaklaşık bir jeoit yüksekliği hesaplanır ve ardından bu yaklaşık yüksekliğine sabit bir kabuk yoğunluğu (2.67 g/cm^3) değeri ile topoğrafya düzeltilmesi getirilir. Daha önce yapılan çalışmalarda sabit yoğunluk ile gerçek yoğunluk değeri arasında %20'ye kadar bir fark olduğu ve jeoit hesaplamalarında bu farkın desimetre mertebesinde değişimlere yol açtığı gözlemlenmiştir. Bu çalışmada Konya Havzası için Bouguer gravite anomalilerinden yerel bir yoğunluk modeli üretilmiş ve daha sonra bu modelin hassas gravimetrik jeoit belirlemeye etkisi incelenmiştir. Gravimetrik jeoit belirleme yöntemi için E. L. Sjöberg tarafından geliştirilen KTH yaklaşımı uygulanmıştır. KTH yaklaşımının pratik ve hızlı bir şekilde uygulanabilmesi için LSMSSOFT yazılımı tercih edilmiştir. Sonuçlar yerel yoğunluk modeli kullanılarak elde edilen jeoit ile sabit yoğunluk hesaba katılarak elde edilen jeoit arasında birkaç desimetreye kadar ulaşan farklılıklar olduğunu göstermiştir. Bu farkın özellikle dağlık bölgelerde 1 cm doğruluklu hassas jeoit belirleme çalışmalarında ihmal edilemeyecek kadar büyük bir değer olduğu açıktır.

Anahtar Kelimeler: Dağlık Bölgeler, Gravimetrik Jeoit Belirleme, KTH yöntemi, LSMSSOFT, Yerel Yoğunluk Modeli.

ABSTRACT

MS THESIS

ESTIMATION OF TOPOGRAPHIC DENSITY BY BOUGUER ANOMALIES AND ITS EFFECT ON GEOID DETERMINATION

Muhammet NERGİZCİ

Konya Technical University

Institute of Graduate Studies

Department of Geomatics Engineering

Advisor: Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

2022, 43 Pages

Jury

Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

Prof. Dr. Aydın ÜSTÜN

Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

Gravimetric geoid model is determined by Stokes' formula assuming that there is no topography above the geoid. Then, the approximate geoid height is simply corrected by considering the constant crust density of 2.67 g/cm^3 for topographical mass. Indeed, the actual density of topographical mass may vary about 20% from the constant value. In this study, a local crust density model is derived from complete Bouguer gravity anomalies by using apparent density approximation, then the influence of this approach on the accuracy of gravimetric geoid is investigated in a mountainous region in Turkey. KTH method developed by Sjöberg was exploited to produce geoid models. Moreover, LSMSSOFT was utilized to calculate the KTH method effectively and quickly. Numerical results prove that the differences in the geoid height due to the local density model have risen up to several decimetres which should not be ignored in a precise geoid modelling with one cm. Thus, it is offered that since the effect of topographical density variations is significant, a correction or refinement process should be taken into account before the geoid determination, particularly in mountainous regions.

Keywords: Gravimetric Geoid Determination, KTH Method, Local Density Model, LSMSSOFT, Mountainous Region.

ÖNSÖZ

Yüksek lisans çalışmam boyunca her aşamada beni yönlendiren sayın hocam Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK'a ve diğer tüm hocalarıma gönülden teşekkür ederim. Yerel kabuk modelinin üretilmesi aşamasında katkılarından dolayı Jeofizik mühendisi Dr. Muzaffer Özgü ARISOY, Uğur AKIN, Gökhan YILDIRIM ve Mert GÜRSEL'e şükranlarımı sunarım. Tez üzerindeki yapıcı eleştirilerinden dolayı tezin iyilişmesine katkı veren Jüri üyeleri Prof. Dr. Aydın ÜSTÜN ve Prof. Dr. Ekrem TUŞAT'a teşekkür ederim. Ayrıca 2210-A programı kapsamında maddi desteklerinden dolayı TÜBİTAK kurumuna müteşekkirim.

Eğitim ve öğretim hayatımın her aşamasında maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, her zorlukta yanımda olan ve beni motive eden canım aileme teşekkürü borç bilirim.

Muhammet NERGİZCİ
KONYA-2022

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR	ix
1. GİRİŞ	1
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	5
3. MATERYAL	8
3.1 Çalışma Bölgesi	8
3.2 Küresel Yerpotansiyel Model	9
3.3 Yersel Gravite Verileri	10
3.4 GNSS-Nivelman Verisi	11
3.5 Sayısal Yükseklik Modeli	12
4. METOT	14
4.1 Stokes Formülü	14
4.2 KTH Yöntemi	15
4.3 Düzeltmeler	17
4.3.1 Topoğrafik düzeltme	17
4.3.2 İndirgeme düzeltmesi	18
4.3.3 Atmosferik düzeltme	18
4.3.4 Elipsoidal düzeltme	19
4.4 Dönüşüm Modelleri	19
5. SAYISAL UYGULAMA	23
5.1 Yerel Yoğunluk Modeli	23
5.2 Serbest Hava Anomalilerinin Gridlenmesi	25
5.3 Jeoit Modelleri	28
5.3.1 Düzeltme değerleri	29
5.3.2 Modellerin karşılaştırılması	30
6. SONUÇ VE ÖNERİLER	36

KAYNAKLAR	38
ÖZGEÇMİŞ	42



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

c_n	: derece varyansı
h	: elipsoidal yükseklik (m)
n	: harmonik derece
m	: harmonik sıra
$\bar{C}_{nm} \bar{S}_{nm}$	: n . derece ve m . sıradaki harmonik katsayı
G	: evrensel çekim sabiti
H	: ortometrik yükseklik (m)
N	: jeoit yüksekliği (m)
R	: yeryuvarının ortalama yarıçapı (m)
Δg	: gravite anomalisi (mGal)
φ	: jeodezik enlem ($^{\circ}$)
γ	: normal gravite (mGal)
λ	: jeodezik boylam ($^{\circ}$)
ψ	: jeosentrik açı ($^{\circ}$)
ρ	: topoğrafik kitlelerin yoğunluğu (g/cm^3)
$S(\psi)$	: Stokes fonksiyonu
s_n, b_n	: KTH modifikasyon parametreleri

Kısaltmalar

CCD	: Charge Coupled Device
CHAMP	: CHallenging Mini-satellite Payload for geophysical research
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
FFT	: Fast Fourier Transform
GNSS	: Global Navigation Satellite System
GOCE	: Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GRACE	: Gravity Recovery And Climate Experiment
HGM	: Harita Genel Müdürlüğü
ICGEM	: International Center for Global Gravity Field Models
IGSN 71	: International Gravity Standardization Net 1971
IFFT	: Inverse Fast Fourier Transform
İTÜ	: İstanbul Teknik Üniversitesi
KOH	: Karesel Ortalama Hata
KTH	: Kungliga Tekniska Höskolan
KYM	: Küresel Yer Potansiyel Model
LSMS	: Least-Squares Modification of Stokes' Formula
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NGA	: National Geospatial-Intelligence Agency
RCR	: Remove-Compute-Restore
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SYM	: Sayısal Yükseklik Modeli
TUBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
TUTGA99	: Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı 1999
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
WGS 84	: World Geodetic System 1984

1. GİRİŞ

Jeodezi, üç boyutlu ve zaman değişkenli uzayda çekim alanı etkisi göz önünde bulundurularak yeryuvarının ve diğer gezegenlerin şekillerini ve zamana dayalı değişimlerini uydu ve yer gözlemleri ile inceleyen, haritaya aktarılmasıyla uğraşan, disiplinler arası bir bilim dalıdır. Bu bağlamda modern jeodezinin temel görevleri; yeryuvarının geometrik şeklini ve boyutunu belirlemek, gravite alanını hesaplamak ve son olarak hesaplanan bu şekil ve gravite alanındaki zamana bağlı değişimleri incelemek olarak sıralanabilir.

Yeryuvarının geometrik anlamda şekli olarak kabul edilen jeoit, jeodezideki en önemli kavramlardan birisi olarak görülmektedir. Gauss 1828 yılında yeryuvarının şekli için: "Geometrik anlamda yeryuvarının şekli olarak adlandırılan yüzey, her noktasında çekül doğrularını dik açılarla kesen ve okyanus yüzeyi ile kısmen çakışan yüzeyden başka bir şey değildir." tanımını yapmıştır. J. B. Listing ise bu tanıma 1873 yılında jeoit adını vermiştir (Demirel ve Üstün, 2013). Tanımdan da anlaşıldığı üzere jeoit, durgun okyanus yüzeylerinin kıtaların altından geçtiği varsayılan bir yüzeydir ve yüksek doğrulukla hesaplanması oldukça zordur. Ancak, jeoit, fiziksel yeryüzünden daha pürüzsüz bir yapıya sahip olup ve dönel elipsoide daha yakındır. Bu yüzden doğrudan jeoidi belirlemek yerine dönel elipsoitten sapmaları ifade eden jeoit yüksekliğini belirlemek daha uygundur. Bu kapsamda çeşitli yaklaşımlar kullanılarak jeoit belirleme çalışmaları sürmektedir.

Küresel Uydu Konum Belirleme Sistemlerinin (GNSS: Global Navigation Satellite Systems) gelişmesi ile birlikte yeryüzündeki/uzaydaki bir noktanın herhangi bir zaman diliminde hava koşullarından bağımsız üç boyutlu koordinat bilgisi hassas bir şekilde elde edilebilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2009). Fakat GNSS ile elde edilen yükseklik sadece geometrik anlamı olan elipsoidal yüksekliktir (h) ve doğrudan gravite alanı ile ilişkisi yoktur. Bu yüzden elipsoidal yüksekliğin mühendislik çalışmalarında (baraj, kanal, karayolu, demiryolu vs) direkt olarak kullanılması mümkün değildir. Bunun yerine hem hesabı pratikte

mümkün olabilmesi için geometrik; hem de suyun akış yönü ile doğrudan ilişkili olması için fiziksel anlamlı bir yükseklik sistemine ihtiyaç duyulur. Bu amaçla ortometrik yükseklik (H) mühendislik çalışmalarında en çok tercih edilen yükseklik sistemlerinden biridir. Elipsoidal yükseklik ve ortometrik yükseklik arasındaki fark (N) eğer bölgede bir hassas şekilde hesaplanmış bir jeoit modeli var ise kolayca elde edilebilir ve GNSS'den üretilen elipsoidal yükseklikten jeoit yüksekliği çıkarılarak ($H = h - N$) fiziksel bir büyüklük olan ortometrik yüksekliğe basitçe dönüştürülebilir.

Literatürde jeoit belirleme yöntemleri kullanılan veri çeşidine göre dört ana başlıkta ele alınır. Bunlar: astro-jeodezik yöntem, gravimetrik yöntem, geometrik yöntem (GNSS-Nivelman) ve hibrit yöntem şeklidne sırlanabilir.

Astro-jeodezik yöntem astronomik koordinat belirleme işleminin zorluğu ve karada kesit şeklinde uygulanmasından dolayı jeoit belirleme çalışmalarında tercih edilen bir yöntem olmamıştır. Günümüzde, GNSS ile jeodezik koordinatlar ve CCD kameralar (Charge Coupled Device) ile çekül sapması bileşenleri kolay bir şekilde hesaplanmaktadır. Yine de astro-jeodezik yöntem jeodezik çalışmalarda diğer yöntemler kadar yaygın değildir ve genelde farklı yöntemler ile hesaplanan jeoidin ölçeklendirilmesi (doğrulanması ve yönlendirilmesi) için kullanılır (Aydın, 2014). GNSS-Nivelman yöntemi ise nivelman uygulamasının getirdiği nispeten ağır iş yükü, kısıtlı zamanlarda uygulanabilirliği ve oldukça fazla zaman alması bakımından genelde küçük çalışma alanları için uygulanmaktadır. Son olarak gravimetrik yöntemde temel esas jeoit yüksekliğinin (N) gravite verilerini kullanan Stokes/Hotine formülünün sayısal olarak değerlendirilmesine dayanır. Bölgesel jeoit belirleme çalışmalarında gravimetrik yöntem sıklıkla tercih edilir (Abbak, 2021).

Gravimetrik jeoit belirleme yöntemlerden birisi olan KTH yaklaşımı E. L. Sjöberg tarafından İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde (Kungliga Tekniska Högskolan) geliştirilmiştir (Sjöberg, 1981, 1984, 1991, 2003a). Bu yaklaşımın temelinde Stokes fonksiyonunun En Küçük Kareler (EKK) ile modifikasyon işlemi yatar. Bu yüzden KTH yaklaşımı literatürde Stokes fonksiyonunun EKK ile modifikasyonu (LSMS: Least Squares Modification of Stokes Formula) olarak da ifade edilmektedir. KTH yaklaşımında ortalama deniz seviyesi üzerinde herhangi

bir topoğrafik ve atmosferik kütle olmadığı varsayımı yapılarak yaklaşık bir jeoit yüksekliği kestirilir. Kesin jeoit yüksekliğine ulaşmak için ise bu yaklaşık jeoit yüksekliğine KTH yöntemine özel dört adet düzeltme getirilir. Bunlar: topoğrafik düzeltme, atmosferik düzeltme, indirgeme düzeltmesi ve elipsoidal düzeltme olarak sıralanabilir (Ågren ve diğ., 2009). Topoğrafik düzeltme hesabı aşamasında topoğrafyanın yoğunluğu için genellikle 2.67 g/cm^3 (Harkness, 1891) sabit kabuk yoğunluğu değeri kullanılmaktadır. Buna ilaveten, Bouguer indirgemesi gibi gravite indirgemeleri işlemlerinde yine bu sabit yoğunluk değeri kullanılarak hesaplar yapılmaktadır. Genelde topoğrafik kitlenin gerçek yoğunluğu ile sabit yoğunluk değeri arasında yaklaşık olarak $\pm\%10 - 20$ aralığında bir fark olduğu bilinmektedir. Bu yüzden gravimetrik yöntemler ile jeoit belirleme çalışmalarında topoğrafya için seçilen yoğunluk değeri jeoidin doğruluğunu direkt etkilemektedir. Daha önce özellikle dağlık bölgelerde yapılan çalışmalarda ortalama kabuk yoğunluğu değerinden hesaplanan jeoit ile gerçek kabuk yoğunluğu değerlerinden hesaplanan jeoit arasında desimetre mertebesinde farklar olduğu gözlemlenmiştir (örn. Martinec, 1993; Hunegnaw, 2001; Sjöberg, 2004; Kiamehr, 2006).

Bu çalışmada kabuk yoğunluğu değişiminin gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarına etkisini incelemek için Konya Kapalı Havzası'nda yerel kabuk yoğunluğu modeli Bouguer anomali değerleri kullanılarak Oasis Montaj programı (GEOSOFTE, 2021) ile üretilmiştir. Bu model ilk olarak serbest hava gravite anomalilerinin gridlenmesi aşamasında değişken olarak hesaba katılmıştır. Daha sonra sabit yoğunluk değeriyle elde edilen serbest hava anomalileri ile karşılaştırılmıştır. Ardından gravimetrik jeoit modeli hesabı sırasında topoğrafik düzeltme için sabit alınan 2.67 g/cm^3 kabuk yoğunluğu yerine yerel kabuk modeli kullanılarak bölgeye ait bir jeoit üretilmiştir. Son olarak hesaplanan bu jeoit modeli ile yoğunluğun sabit tutulduğu jeoit karşılaştırılmış ve bu jeoitlerin doğrulukları GNSS-nivelman verileri ile test edilmiştir.

Bu tez çalışması, ilk olarak konu ile ilgili daha önce yapılan araştırmaları ve genel yorumları içeren literatür taraması ile başlamaktadır. Daha sonra materyal başlığı altında tez çalışması sırasında kullanılan küresel (KYM ve DTM) ve yerel veriler (yer gravite ve GNSS-nivelman) hakkında detaylı bilgiler verilmektedir. KTH yönteminin temel prensipleri ve kullanılan formüller metot konu başlığı

altında verildikten sonra sayısal uygulama kısmında yerel yoğunluk modeli ile gravimetrik jeoit belirleme çalışmasının nasıl gerekleştittiği ele alınmıştır. Son olarak sonuç ve öneriler kısmında elde edilen bulgular değerlendirilmiş, gelecek çalışmaları için önerilerde bulunulmuştur.



2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

Literatürde çalışma sahaları için hesaplanan yoğunluk modeli ve sabit yoğunluk değeri hesaba katılarak elde edilen jeoitler arasındaki farkı inceleyen çok az çalışma bulunmaktadır. Söz konusu çalışmalardan elde edilen çıkarımlar bu bölümde kısaca anlatılmıştır.

İlk olarak Martinec (1993), 2.67 g/cm^3 sabit yoğunluk değerinin özellikle dağlık ve engebeli alanlarda gerçek yoğunluk değerinden oldukça farklı olduğunu vurgulamıştır. Kanada Kayalık Dağları (the Rocky Mountains) için yaptığı çalışmada yoğunluk değişiminin dağlık bölgelerde jeoitte desimetre mertebesinde değişimlere yol açtığını gözlemlemiştir. Buna ilaveten Superior Gölü üzerinde yoğunluk değişiminin jeoide etkisinin santimetre mertebesinde hata ile sonuçlanabileceğinin altını çizmiştir.

Kühtreiber (1998), Avusturya hassas gravimetrik jeoit modelini geliştirmek için yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modeli ile bütünleştirilen yoğunluk modelinin jeoide etkisini incelemiştir. 1987 yılında geliştirilen Avusturya yoğunluk modelini kullanarak gerçekleştirdiği çalışma sonucunda, yoğunluktaki küçük değişimlerin bile jeoitte 10 cm'den fazla hatalara yol açabileceğini ve engebeli arazilerdeki jeoit değişiminin yoğunluk ile yüksek korelasyonlu olduğunu vurgulanmıştır.

Hunegnaw (2001), dağlık ve engebeli çalışma alanlarında hassas jeoit modelinin üretilmemesinin ana sebeplerinden birisinin karmaşık ve ani değişimler gösteren topoğrafik kitlelerin yoğunluğunun kestirilememesinden kaynaklandığını ileri sürmüştür. İsveç'te dağlık bir alan için sondaj çalışmaları ve kaya tiplerinden aldığı örnekleri laboratuvar ortamında analiz ederek ürettiği yoğunluk modeli ile yoğunluk değişiminin jeoide etkisini incelemiştir ve üretilen yoğunluk modelinin bölge jeoidinin belirlenmesinde anlamlı sonuçlar verdiğini göstermiştir.

Huang ve diğ. (2001), jeoit belirleme çalışmalarında yoğunluk değeri olarak sabit 2.67 g/cm^3 yoğunluk değerinin kullanılmasının temel nedeninin

gerçek yoğunluk değerinin hesaplanmasının zaman alıcı ve karmaşık bir görev olmasından kaynaklandığını düşünmektedir ve Kanada’da 1 cm doğruluklu jeoit modeli belirlemek için Kayalık Dağları’nda topoğrafik yoğunluğun jeoide etkisini araştırmıştır. Çalışma alanı için yoğunluk değerleri Kanada Coğrafi Bilgi Sistemi ile oluşturulan jeoloji haritalarından ve ana kaya yoğunluk tablolarından elde edilmiştir. Yapılan çalışma, topoğrafik yoğunluk değişiminin jeoit modeline -7.0 ile 2.8 cm arasında etki ettiğini göstermiştir. Ayrıca dijital topoğrafik yoğunluk modellerinin hassas jeoit belirleme çalışmalarını önemli ölçüde geliştirebileceği vurgulanmıştır.

Kuhn (2003), Güneybatı Almanya’da yaptığı çalışmada sabit bir kabuk yoğunluğu ile gravimetrik jeoit belirleme yönteminin hassas jeoit belirleme çalışmalarında yetersiz kaldığını vurgulamış ve bölgenin kabuk yoğunluğu verisi için jeolojik haritalar kullanarak bölgeye ait bir model oluşturmayı denemiştir. Çalışma sonucunda farklı kabuk yoğunluğu ile oluşturulan gravimetrik jeoit modelinden elde edilen jeoit yüksekliğinin sabit kabul edilen modelden üretilen jeoit yüksekliği ile arasında 1 desimetreden büyük farklılıklar olduğunu gözlemlemiştir.

Sjöberg (2004), Stokes formülü ile gravimetrik jeoit belirleme işleminde Stokes entegrasyonundan sonra topoğrafik kitlelerin etkisinin topoğrafik düzeltme ile giderilmesi gerektiğini vurgulamıştır. Ayrıca topoğrafyanın 600-700 metreden yüksek olduğu alanlarda yoğunluk değişiminin jeoide santimetre mertebesinde etki edeceğinin altını çizmiştir. Yoğunluk değişiminin jeoide etkisi Dünya’nın en yüksek dağı olan Everest’te 178 cm’lik, en derin gölü olan Baykal Gölü’nde ise 2 cm’lik hatalara neden olabileceğini belirtmiştir.

Kiamehr (2006), dağlık İran coğrafyasının gravimetrik jeoidini belirleme işleminde kabuk yoğunluğunun jeoide etkisini araştırmış ve ortalama kabuk yoğunluğu olarak kullanılan 2.67 g/cm^3 değerinin bölge için jeolojik haritalardan elde ettiği yoğunluk değerlerinden %10-20 arasında bir fark olduğunu ifade etmiştir. Çalışmada İran coğrafyasının dağlık yapıda olmasından kaynaklı kabuk yoğunluğunun büyük değişimler gösterdiğini ve bu değişimin gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında jeoide 30 cm’ye kadar etki ettiğini vurgulamıştır.

Varga (2018), yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirlemeye etk-

isini incelediği ve ayrıca gravimetrik jeoit belirleme yöntemleri olan KTH yöntemi ile RCR (Remove-Compute-Restore) yöntemini karşılaştırdığı doktora tezinde; Parasnis-Nettleton, Airy-Heiskanen ve Pratt-Hayford metotları kullanarak Hırvatistan için 2 boyutlu yoğunluk modelleri üretmiştir. Ayrıca CRUST1.0 ve EPcrust küresel kabuk modellerini de kullanarak bölge için en uygun yoğunluk değerinin 2.250 g/cm^3 olduğunu öne sürmüştür. 2 boyutlu yoğunluk modeli ile üretilen jeoit modelini sabit yoğunluk değeri ile karşılaştırdığında yaklaşık olarak 2 cm jeoidin doğruluğunda iyileşmeler olduğunu; fakat küresel yoğunluk modelleri ile ürettiği jeoit modelinde ise 1 cm civarında iyileşmeler olduğunu gözlemlemiştir.

Doğdu ve Abbak (2021), CRUST 1.0 ve EPcrust kabuk modellerini Konya Kapalı Havzası'nda hassas jeoidi belirlemek için kullanmıştır. EPcrust modelinin çözünürlüğünün yüksek olmasından dolayı CRUST 1.0 modeline göre daha doğru sonuçlar verdiğini vurgulamıştır. Ayrıca çalışma sahasının içerisinde bulunan Toros Dağları'nda sabit kabuk yoğunluktan hesaplanan jeoit ile modellerden hesaplanan jeoit arasındaki farkın maksimum olduğu ve sabit kabuk yoğunluğu ile modellerden üretilen kabuk yoğunluğu arasında yaklaşık olarak %15-20 arasında bir değişimin söz konusu olduğunu belirtmişlerdir.

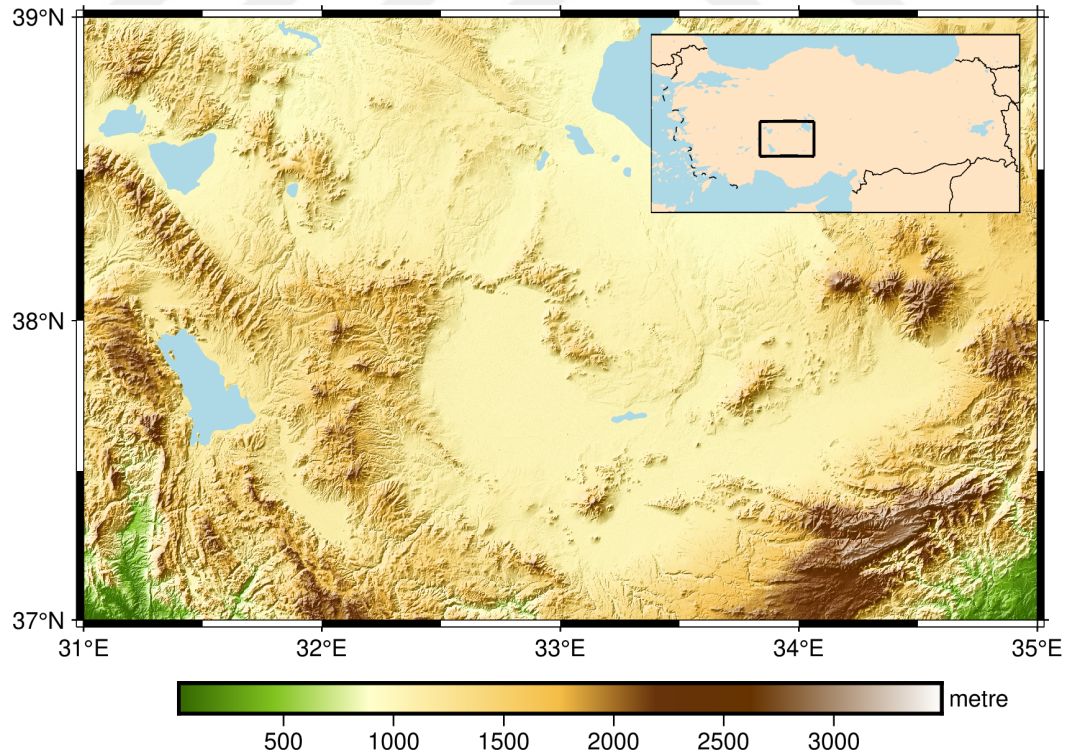
Yukarıda bahsedilen bilimsel araştırmaların hepsi yoğunluk değişiminin jeoit yüksekliğine etkisinin göz ardı edilemeyecek kadar büyük sonuçlara yol açtığı, özellikle topoğrafyanın çok sık değiştiği dağlık arazilerde bu değişimin desimetre mertebesinde jeoiide etkisi olduğu konusunda hemfikirdir.

3. MATERYAL

KTH yöntemiyle bölgesel jeoit belirleme için gerekli olan veriler ve çalışma sahası hakkında detaylı bilgiler bu kısımda ele alınmıştır.

3.1 Çalışma Bölgesi

Çalışma bölgesi olarak daha önce global kabuk modelleri ile gravimetrik jeoit belirleme çalışması yapılan Konya Kapalı Havzası tercih edilmiştir (Abbak, 2020; Doğdu ve Abbak, 2021). Çalışma sahasının coğrafi sınırları $37^{\circ} \leq \varphi \leq 39^{\circ}$ kuzey enlemleri, ile $31^{\circ} \leq \lambda \leq 35^{\circ}$ doğu boylamları arasında kalmaktadır. Konya, Karaman, Niğde ve Aksaray illerini içerisinde bulunduran çalışma sahası, yaklaşık olarak 80 000 km² yüzölçümüne sahip bir alanı kaplamaktadır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Çalışma sahasının Türkiye haritası üzerinde yer gösterimi.

Coğrafi özellik olarak bölgenin güney ve batı kesimleri Toros sıra dağlarının

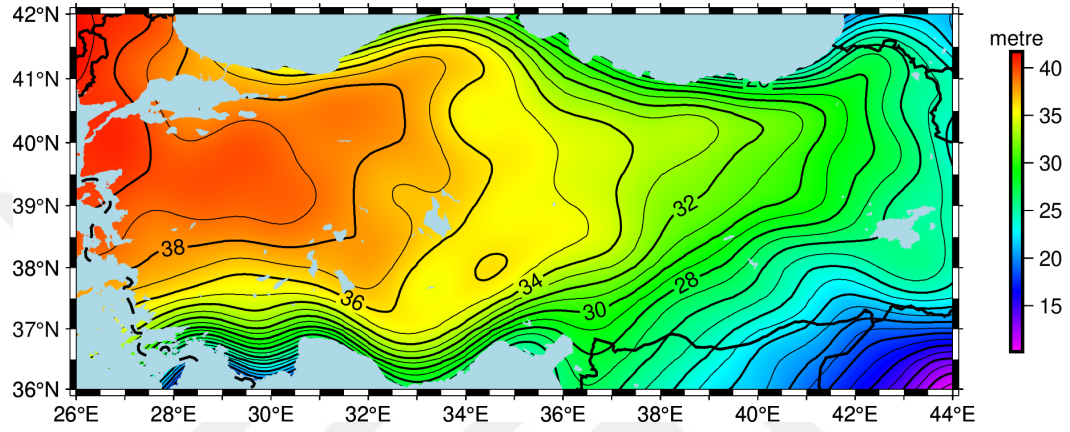
bir kısmını ve Hasan Dağı'nı içermekte olup, nispeten dağlık ve engebeli arazilerden oluşmaktadır. Orta ve kuzey kesimlerde ise Beyşehir gölü, Akşehir gölü, Eber gölü ve Tuz gölü bulunmaktadır ve çalışma sahasının bu kesimi daha çok ova ve düzlüklerden meydana gelmektedir (Üstün ve diğ., 2015). Bölgeye ait ortalama yükseklik yaklaşık 1250 metre iken, en düşük yükseklik 300 metreden (Serik ilçesi) başlayıp Toroslarda 3500 metreye (Aydos Dağı) kadar çıkmaktadır. Çalışma sahasının yukarıda bahsedilen coğrafi özellikleri göz önüne alındığında, Konya Kapalı Havzası topoğrafya bakımından oldukça heterojen bir yapıya sahiptir. Bu karmaşık yapısından yola çıkarak, bölge yoğunluk değişiminin jeoide etkisini incelemek için oldukça uygun bir alan olarak görülebilir.

3.2 Küresel Yerpotansiyel Model

Küresel Yerpotansiyel Modeller (KYM) gravite alanının uzun dalga boylu bileşenini küresel harmonik katsayılar ($\bar{C}_{nm}$, $\bar{S}_{nm}$) ile hesaplar. Geçmişten günümüze yaklaşık olarak 175 adet KYM verisi bulunmaktadır ve bu modellere kullanıcılar ICGEM (The International Centre for Global Earth Models) internet sayfasından ücretsiz şekilde erişebilir (Ince ve diğ., 2019). Küresel yerpotansiyel modeller veri kaynakları göz önüne alınarak uydu bazlı model, bütünleşik model ve yeniden biçimlendirilmiş model olarak üçe ayrılabilir (Abbak, 2021). Uydu bazlı modeller genelde KYM'leri yapay uyduların yörüngelerindeki sapmaları gözlemleyerek hesaplar. Yörüngedeki sapmaların temel sebebi yeryuvarının kütle yoğunluğundaki değişimlerdir. Böylelikle bu amaç ile uzaya gönderilen uydular minimum şekilde diğer bozucu etkilerden ve maksimum şekilde yeryuvarının yoğunluk değişiminden etkilenmeleri için yakın yörüngeye fırlatılırlar (200-2000 km). CHAMP (CHAllenging Mini-satellite Payload for geophysical research) ve GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) uyduları bu şekilde KYM üreten uydulardır. Ayrıca uydu altimetre verileri ve uydu gradyometre verileri yardımıyla da küresel yerpotansiyel modeller üretilebilir. Uydu altimetre verisi için TOPEX/Poseidon, uydu gradyometre verisi için GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) uydusu örnek gösterilebilir.

KYM seçimi gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında jeoidin doğruluğunu önemli ölçüde etkilemektedir. Daha önce yapılan çalışmada Konya Ka-

palı Havzası'nda yeni nesil küresel yerpotansiyel modeller yersel verilerle değerlendirilmiştir. En iyi sonuç veren ve bölgeyi temsil eden KYM, ITU_GGC16 olarak belirlenmiştir (Demir ve diğ., 2018). ITU_GGC16 2016 yılında GRACE ve GOCE uydu misyonları kullanılarak, Akyılmaz ve diğ. (2016) tarafından oluşturulan sadece uydu bazlı bir modeldir ve modelin açınım derecesi (N_{maks}) 280'dir. Türkiye için ITU_GGC16 yerpotansiyel modelden üretilen jeoit yüksekliği bilgisi Şekil 3.2'de gösterilmiştir.

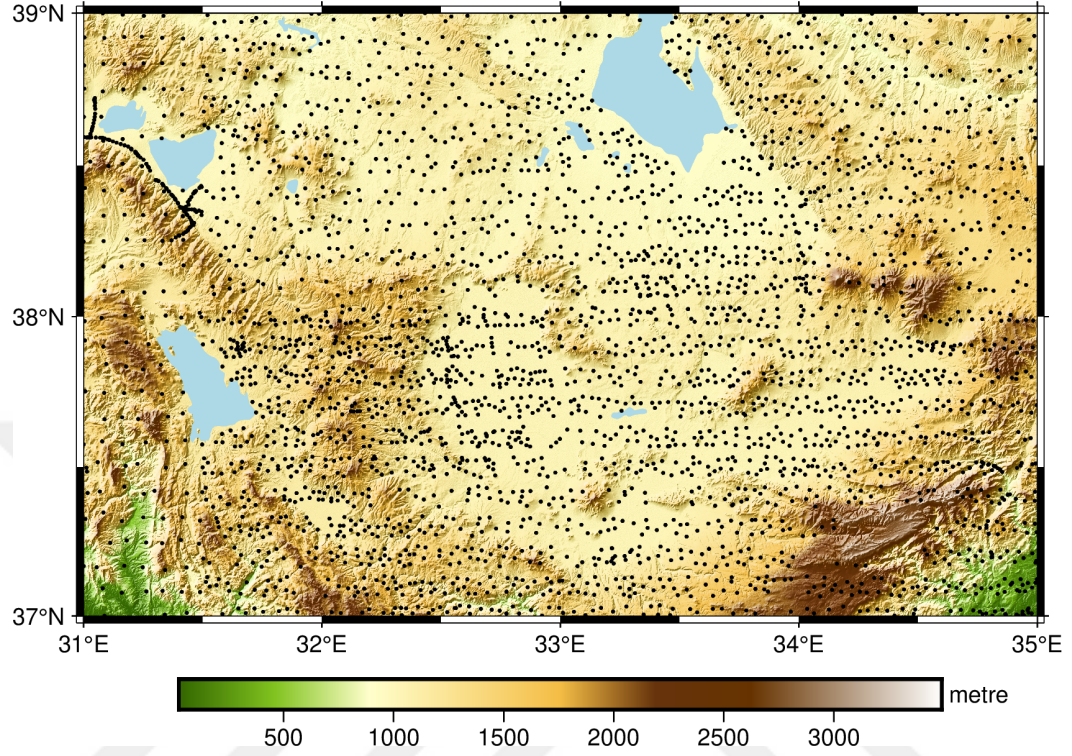


Şekil 3.2. ITU_GGC16 modelinden üretilen jeoit yüksekliği bilgisi, Türkiye.

3.3 Yersel Gravite Verileri

KTH yönteminde yersel gravite verileri gravite alanının orta dalga boylu bileşenlerini oluşturmaktadır ve yöntemin uygulanabilmesi için gereklidir. Uygulamada kullanılan yersel gravite verileri Abbak (2011) tarafından Harita Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. Gravite ölçümleri Harita Genel Müdürlüğü (HGM), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) ve Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından gerçekleştirilmiş olup, ölçülen noktaların yatay datumu WGS84 (World Geodetic System 1984), düşey datumu Antalya mareograf istasyonu ve ayrıca gravite ölçümlerinin datumu ise IGSN71 (International Gravity Standardization Net 1971)'dir. Veri dizimi sırasıyla ölçüm yapılan noktanın coğrafi enlemi, coğrafi boylamı, ortometrik yüksekliği ve gravite değeri şeklindedir. Bölgede toplam 3350 adet gravite verisi (mGal) bulunmaktadır ve bu yaklaşık olarak her 25 km²'de bir gravite verisi olduğu anlamına gelmektedir. Ancak çalışma sahasında bulunan göllerin üzerinde ve yüksek dağların zirvelerinde

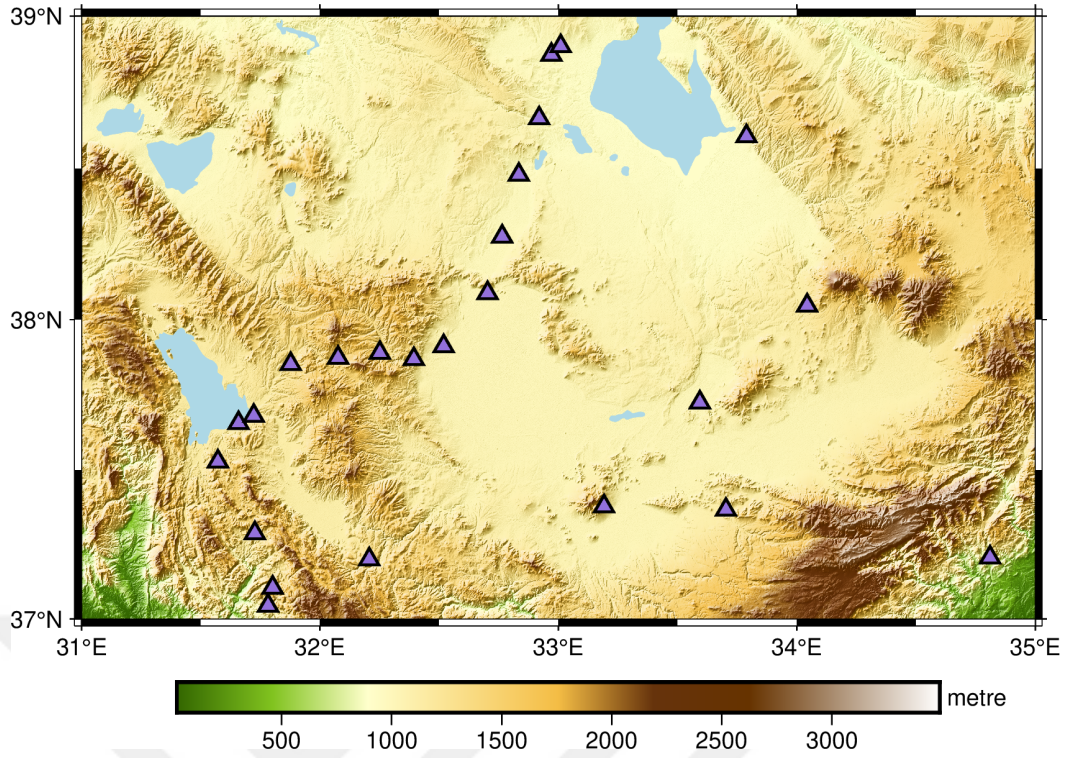
gravite ölçüsü alınamadığı için bu alanlarda gravite verisi eksiktir. Gravite gözlemlerinin konumsal dağılımı Şekil 3.3’de gösterilmiştir. Gravite verilerinin doğruluğu 8-10 mGal arasında değişiklik göstermektedir.



Şekil 3.3. Çalışma sahası ve yersel gravite verilerinin dağılımı.

3.4 GNSS-Nivelman Verisi

GNSS–Nivelman verisi üretilen jeoidin doğruluğunu değerlendirmek üzere jeoit belirleme çalışmalarında referans verisi olarak literatürde sıklıkla kullanılmaktadır. Çalışma sahasında bulunan 24 GNSS-Nivelman verisi bu amaç doğrultusunda çalışmaya dahil edilmiştir. GNSS-Nivelman verileri; 1999 yılında HGM tarafından kurulan Türkiye Ulusal Temel GNSS Ağı (TUTGA99) istasyon noktalarından çalışma sahasına nivelmanla kot taşıma işlemi ile elde edilmiştir. Verilerin elipsoidal yükseklik doğruluğu yaklaşık 3 cm iken, ortometrik yükseklik doğruluğu Antalya mareograf istasyonuna uzaklığına bağlı olarak 2 cm civarındadır. Dolayısıyla GNSS-nivelman verilerinden türetilen jeoit yüksekliğini doğruluğu 4 cm’nin altındadır. GNSS-Nivelman verisinin konumsal dağılımı Şekil 3.4’de gösterilmiştir.



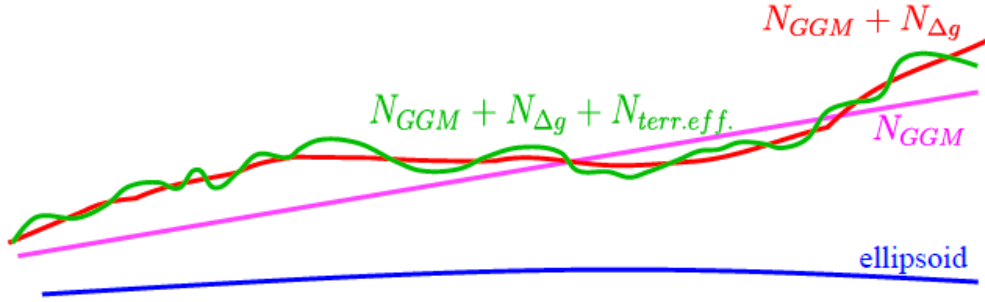
Şekil 3.4. Çalışma sahası ve GNSS-Nivelman verilerinin dağılımı.

3.5 Sayısal Yükseklik Modeli

Gravimetrik yöntem ile jeoit belirleme çalışmalarında Stokes fonksiyonu yeryuvarını küre olarak kabul eder. Ancak pratikte yeryuvarı mükemmel bir yapıda değildir ve topoğrafik, atmosferik ve indirgeme düzeltmeleri için bir yükseklik bilgisi gerekmektedir. Buna ilaveten gravite anomalilerinin gridlenmesi için de yükseklik verisine ihtiyaç duyulur. Bölgesel jeoit belirleme çalışmaları için küresel sayısal yükseklik modelleri yeterli doğrulukta yükseklik verisi sunmaktadır. KTH yönteminde sayısal yükseklik modelleri gravite alanının kısa dalga boylu bileşenini oluşturur ve sayısal yükseklik modeli seçimi jeoit yüksekliğinin hesabının doğruluğunu direkt olarak etkiler (Abbak, 2014). Sayısal yükseklik modellerine duyulan ilginin artması ile uydulardan elde edilen küresel ölçekli modeller özellikle büyük yüzölçümüne sahip çalışma alanları için yükseklik bilgisi olarak kullanılmaktadır.

SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 2000 yılında radar interferometri yöntemi kullanarak küresel ölçekte yükseklik bilgisi üretmek için NASA (National Aeronautics and Space Administration) ve NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) ortaklığında yürütülen bir projedir. Proje kapsamında

Endeavour uzay mekiği 11 gün boyunca Dünya etrafında dönerek (ortalama her gün 16 kez) radar görüntüleri almış ve 60° Kuzey 56° Güney enlemleri arasında yeryuvarının 1 saniye çözünürlüklü (yaklaşık 30 metre) sayısal yükseklik modeli elde edilmiştir. Bu yükseklik modeli internet üzerinden ücretsiz olarak kullanıcılara sunulmaktadır. SRTM verilerinin yatay datumu WGS84, dikey datumu EGM96 (The Earth Gravitational Model 1996)'dır. Buna ilaveten SRTM verilerinin yükseklik doğruluğu küresel ölçekte 16 metre iken, Türkiye için bu doğruluk yaklaşık olarak 9 metredir (Bildirici ve diğ., 2008, 2009; Üstün ve diğ., 2006). Çözünürlük ve doğruluk göz önüne alındığında SRTM1 modeli bölge için jeoit belirleme çalışmalarında en uygun küresel yükseklik verisi olarak görülmektedir (Bildirici ve Abbak, 2017).



Şekil 3.5. Jeoidin bileşenleri (Schwarz ve diğ., 1987; Varga, 2018).

Yukarıda bahsi geçen gravite alanının kısa, orta ve uzun dalga boylu bileşenlerinin gravimetrik jeoide etkisi Şekil 3.5'de gösterilmiştir. Şekilden anlaşılacağı üzere sadece KYM verisi ile elde edilen jeoit modeli oldukça yumuşak bir yüzeye sahiptir ve konumsal çözünürlüğü düşüktür. Yersel gravite verisi ise jeoit modelinin bölgesel olarak çözünürlüğünü arttırmaktadır ve jeoidin orta dalga boylu bileşenini temsil etmektedir. Son olarak gravimetrik jeoid hesabında sayısal yükseklik modelleri ile düzeltmeler getirilerek oldukça yüksek çözünürlüğe sahip bölgesel jeoit modelleri üretilebilmektedir.

4. METOT

KTH yönteminin ve getirilen düzeltmelerin temel prensibi ve matematiksel teorisi bu kısımda tartışılmıştır. Buna ek olarak KTH yöntemi ile Konya Kapalı Havzası için üretilen gravimetrik jeoitlerin sistematik hatalarını elemine etmek ve doğruluğunu karşılaştırmak için uygulanan dönüşüm modelleri hakkında temel bilgi ve teori yine bu başlık altında ele alınmıştır.

4.1 Stokes Formülü

George Gabriel Stokes 1849 yılında gravite anomalilerinden jeoit yüksekliğinin hesaplanmasını mümkün kılan fiziksel jeodezinin en önemli formüllerinden birisini

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (4.1)$$

şeklinde tanımlamıştır. Bu eşitliğe literatürde Stokes formülü ya da Stokes integrali denmektedir. Burada R yeryuvarının yaklaşık yarıçapı, γ referans elipsoidi üzerindeki normal graviteyi, ψ jeosentrik açıyı, Δg gravite anomalisini, $d\sigma$ birim yarıçaplı kürenin yüzey elemanını ve $S(\psi)$ ise Stokes fonksiyonunu temsil etmektedir (Stokes, 1849). $S(\psi)$ Stokes fonksiyonu

$$S(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} + 1 - 5 \cos(\psi) - 6 \sin(\psi/2) - 3 \cos(\psi) \ln (\sin(\psi/2) + \sin^2(\psi/2)) \quad (4.2)$$

eşitliği ile ifade edilir . Burada ψ hesap ve ölçü noktası arasındaki jeosentrik (merkezsiz) açıyı temsil etmektedir (s. 102, Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2006).

Eşitlik (4.1)'in uygulanabilmesi için tüm yeryuvarına homojen şekilde dağılmış küresel ölçekte gravite verisi gerekmektedir. Ancak tüm yeryuvarında homojen bir şekilde gravite gözlemi yapmak hem yeryuvarının fiziksel yapısından kaynaklı hem de ekonomik ve uluslararası engellerden dolayı oldukça zordur.

Bunun için Stokes formülü çalışma yapılacak alan için yerleştirilir. Yerleştirme sonucunda Stokes formülü

$$N_o = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_o} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (4.3)$$

şeklinde ifade edilir. Burada σ_o çalışma için kesilen küre yüzey elemanını temsil etmektedir. Gravite verisinin dahil edilmediği, çalışma sahasının dışarısında kalan alanlar bir kesme hatasına (truncation error) sebep olur. Eşitlik (4.1) ve (4.3) arasındaki fark

$$\delta N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma - \sigma_o} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (4.4)$$

kesme hatasını vermektedir. Eşitlikte $\sigma - \sigma_o$ gravite verisinin olmadığı, çalışma alanının dışında bulunan uzak bölgeleri ifade etmektedir. Molodenski (1962) eğer Stokes formülünde, KYM'den elde edilen gravite alanının uzun dalga boylu bileşenler, yersel gravite gözlemleri birlikte kullanılırsa çalışma sahasının dışında kalan bölgelerin oluşturduğu bu kesme hatasının minimize edilebileceğini belirtmiştir. Bu teori daha da genişletilerek modifikasyonun deterministik ve stokastik olarak iki şekilde ele alınabileceği ileri sürülmüştür. Deterministik yaklaşım sadece kesme hatalarını minimize ederken, stokastik yaklaşım ise kesme hatasına ilaveten KYM ve yersel gravite gözlemlerinin hatalarını da hesaba katarak yersel gravite verileri ve KYM birleşimini optimize etmeye çalışmaktadır.

4.2 KTH Yöntemi

KTH yöntemi daha önce Bölüm 1'de bahsedildiği üzere Sjöberg tarafından İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü (Kungliga Tekniska Högskolan)'nde geliştirilen stokastik bir yaklaşımdır. Başka bir deyişle Stokes fonksiyonunu en küçük kareler ile modifiye ederek hem kesme hatasını hem de yersel gravite ve KYM verisinden gelen hataları minimize eden bir yöntemdir. Bu doğrultuda, Sjöberg (2003a) Stokes fonksiyonunu modifikasyon parametreleri (s_n and b_n) kullanarak

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_o} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n^{\text{KYM}} \quad (4.5)$$

tekrar tanımlamıştır. Burada $\tilde{N}$ yaklaşık jeoit yüksekliği, $S^L(\psi)$ yerleştirilmiş Stokes fonksiyonu, M KYM'nin maksimum açınım derecesi ve Δg_n^{KYM} ise KYM'den türetilen gravite anomalisi olarak ifade edilir. Yerleştirilmiş Stokes fonksiyonu

$$S^L(\psi) = S(\psi) - \sum_{n=2}^L \frac{2n+1}{2} s_n P_n(\cos \psi) \quad (4.6)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada $S(\psi)$ Eşitlik (4.2)'de ifade edilen Stokes fonksiyonunu, $P_n(\cos \psi)$ Legendre fonksiyonunu ve L yerpotansitel modeli için kullanılan harmonik katsayıların maksimum açınım değerini ifade etmektedir. Seçilen L değeri KYM'nin maksimum açınım derecesinden büyük olamaz ($L \leq M_{\text{maks}}$) (Sjöberg, 2003a). Ayrıca Stokes fonksiyonu

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) \quad (4.7)$$

Legendre polinomu ile de ifade edilebilir. Eşitlik (4.5)'in çözümü için b_n parametresinin önceden kestirilmesi gerekir. b_n modifikasyon parametresi $2 \leq n \leq M$ için

$$b_n = (Q_n^L + s_n) \frac{c_n}{c_n + dc_n} \quad (4.8)$$

eşitliği ile hesaplanır. Q_n^L Molodenski kesme katsayısı, s_n modifikasyon parametresi ve c_n derece varyansı olarak ifade edilir (Sjöberg, 2003a). Molodenski kesme katsayısı

$$Q_n^L = Q_n - \sum_{k=2}^L \frac{2k+1}{2} s_k e_{nk} \quad (4.9)$$

burada Q_n kesme katsayısı

$$Q_n = \int_{\psi_o}^{\pi} S(\psi) P_n(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.10)$$

e_{nk} Paul kesme katsayısı (Paul, 1973),

$$e_{nk} = \int_{\psi_o}^{\pi} P_n(\psi) P_k(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.11)$$

formülleri ile hesaplanır.

4.3 Düzeltmeler

Eşitlik (4.1)'de bahsedilen Stokes formülü yeryuvarını küre kabul eder ve jeoit üzerinde herhangi bir atmosferik ve topoğrafik kitle olmadığını varsayar. Ancak gerçekte jeoit üzerinde topoğrafik ve atmosferik bir kitlenin varlığı söz konusu olduğu için bir takım düzeltme değerleri hesaplanarak işleme dahil edilmesi gerekir. Diğer gravimetrik yöntemlerde düzeltme değeri doğrudan gravite anomalilerine eklenirken (örn. Kaldır-Hesapla-Yerine koy yöntemi: Remove-Compute-Restore), KTH yönteminde bu düzeltme değerleri hesaplanan yaklaşık jeoit yüksekliğine getirilir (Sjöberg, 2003b). Yaklaşık jeoit yüksekliğine (Eşitlik 4.5) getirilen bu düzeltmeler

$$\hat{N} = \tilde{N} + \delta N_{\text{Top}} + \delta N_{\text{DWC}} + \delta N_{\text{Atm}} + \delta N_{\text{Ell}} \quad (4.12)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada $\tilde{N}$ yaklaşık jeoit yüksekliğini, δN_{Top} topoğrafik düzeltmeyi, δN_{DWC} indirgeme düzeltmesini, δN_{Atm} atmosferik düzeltmeyi ve son olarak δN_{Ell} elipsoidal düzeltmeyi temsil etmektedir.

4.3.1 Topoğrafik düzeltme

Ölçüm yapılan fiziksel yeryüzü ve jeoit arasında kalan topoğrafik kitlenin etkisi yaklaşık jeoit yüksekliğine eklenmesi gerekmektedir. Bu düzeltme

$$\delta N_{\text{Top}} = -\frac{2\pi G\rho H_P^2}{\gamma} \left(1 + \frac{2H_P}{3R}\right) \quad (4.13)$$

eşitliği ile hesaplanır. Eşitlikte H_P ölçülen noktanın ortometrik yüksekliği, G evrensel kütle çekim sabiti ve ρ ortalama kabuk yoğunluğu olarak ifade edilmektedir (Sjöberg, 2007). Burada topoğrafik düzeltme değerinin doğrudan kabuk yoğunluğundan etkilendiği açık bir şekilde görülmektedir ve genelde çalışmalarda 2.67 g/cm^3 ortalama değeri alınmaktadır. Ancak bu çalışmada yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarına etkisini incelemek adına, çalışma bölgesi için hesaplanan yerel yoğunluk modeli ortalama yoğunluk değeri yerine kullanılarak eşitlik tekrar düzenlenmiştir.

4.3.2 İndirgeme düzeltmesi

Jeoit belirleme çalışmalarında yeryüzünde ölçülen gravite verileri ortalama deniz yüzeyine indirgenmelidir. Yaklaşık jeoit yüksekliğine topoğrafik düzeltme getirildikten sonra indirgeme düzeltmesi eklenir. İndirgeme düzeltmesi için literatürde Poisson integrali gibi çeşitli karmaşık eşitlikler vardır. Buna ek olarak, Sjöberg (2003c) indirgeme düzeltmesini,

$$\delta N_{\text{DWC}} = \delta N_{\text{dwc}}^{(1)} + \delta N_{\text{dwc}}^{L1,\text{Far}} + \delta N_{\text{dwc}}^{L2} \quad (4.14)$$

eşitliği ile ifade etmiştir. Bu eşitlik üç temel bileşenden oluşmaktadır ve bu bileşenler

$$\delta N_{\text{dwc}}^{(1)} = \frac{\Delta g_P}{\gamma} H_P + 3 \frac{\tilde{N}}{r_P} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P H_P^2 \quad (4.15)$$

$$\delta N_{\text{dwc}}^{L1,\text{Far}} = \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \left[\left(\frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n^{\text{KYM}} \quad (4.16)$$

$$\delta N_{\text{dwc}}^{L2} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_o} S^L(\psi) \left[\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P (H_P - H_Q) \right] d\sigma_o \quad (4.17)$$

eşitlikleri ile hesaplanır. Burada $r_P = R + H_P$ hesap noktasının küresel yarıçapını, H_P hesap noktasının ortometrik yüksekliğini ve $\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P$ hesap noktasındaki gravitenin gradyentini temsil etmektedir (Sjöberg, 2003c).

4.3.3 Atmosferik düzeltme

Jeoit belirleme çalışmalarında jeoit üzerindeki atmosferik bir kitlenin varlığı tamamen yok sayılamaz, düzeltme değeri olarak yaklaşık jeoit yüksekliğine eklenmesi gerekir. Atmosferik düzeltme için Uluslararası Jeodezi Birliği (IAG) yaklaşımında, topoğrafik etkiler yok kabul edilir ve yeryuvarı küresel atmosferik halkalarla çevrili bir küre kabul edilerek atmosferik düzeltme değeri hesaplanır. Ancak Sjöberg (1999, 1998) yaptığı çalışmalarda IAG yaklaşımının Stokes formülünde metre mertebesinde hatalara yol açtığını belirtmiştir ve KTH yöntemi için atmosferik düzeltme değerini küresel harmonik katsayılar (H_n) ile

$$\delta N_{\text{atm}} = -\frac{2\pi GR\rho}{\gamma} - \sum_{n=2}^M \left(\frac{2}{n-1} - b_n \right) H_n - \sum_{n=M+1}^{\infty} \left(\frac{2}{n-1} - \frac{n+2}{2n+1} Q_n^M \right) H_n \quad (4.18)$$

yeniden ifade etmiştir. Burada ρ^a (1.23 kg/m^3) deniz seviyesindeki atmosferik yoğunluk, Q_n^M Molodenski kesme katsayısı, b_n modifikasyon parametresi olarak ifade edilir (Sjöberg ve Nahavandchi, 2000).

4.3.4 Elipsoidal düzeltme

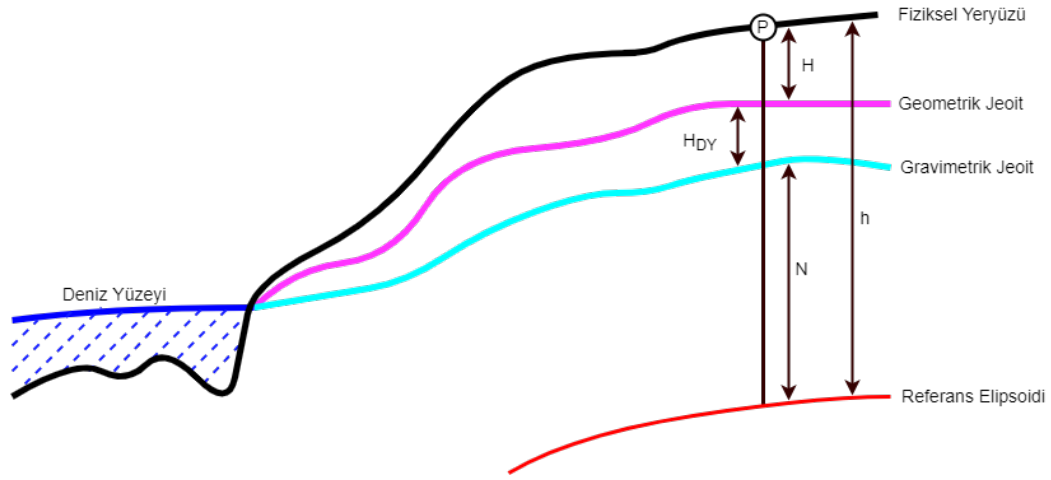
Stokes formülü yaklaşık jeoit yüksekliğini R yarıçaplı küre yüzeyinde hesaplar, fakat gravite anomali değerlerinin referans yüzeyi jeoitir. Jeoit küre yerine elipsoide daha çok benzer. Bu yüzden Stokes formülü ile hesaplanan yaklaşık jeoit yüksekliğine elipsoidal düzeltme getirilmesi gerekir. Jeoit belirleme çalışmalarında elipsoit ile jeoit arasında yaklaşık olarak %0.3'lük bir fark söz konusudur ve bu fark desimetre mertebesinde jeoit hesabında hatalara yol açabilir. Bu nedenle 1 cm doğruluklu jeoit belirleme çalışmalarında elipsoidal düzeltme değeri hassas şekilde hesaplanmalıdır. Elipsoidal düzeltme

$$\delta N_{\text{Ell}} = [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (4.19)$$

formülü ile bulunur. Burada Q_0^L Molodenski kesme katsayısını (Eşitlik 4.9) ve φ hesap noktasının jeodezik enlemini temsil eder (Ellmann ve Sjöberg, 2004).

4.4 Dönüşüm Modelleri

Gravimetrik jeoit belirlemede bazı varsayımlar nedeniyle elde edilen jeoit doğrudan kullanılamaz. Bunun temel sebebi geometrik jeoit ile gravimetrik jeoit arasındaki datum uyumsuzluğu ve yüksekliklerin içerdiği sistematik hatalardan kaynaklanmaktadır (Inerbayeva, 2010). Şekil 4.1'de görüldüğü üzere nivelmanla hesaplanan jeoide geometrik jeoit, gravimetrik yöntemler ile hesaplanan jeoide ise gravimetrik jeoit dersek; yukarıda bahsedilen nedenlerden dolayı iki jeoit arasında bir kayıklık söz konusudur. Bu kayıklığın giderilmesi için düzeltici bir yüzeye (corrector surface) ihtiyaç duyulur.



Şekil 4.1. Geometrik jeoit, gravimetrik jeoit ve yükseklik sistemleri arasındaki ilişki (P ölçü noktası, H_{DY} düzeltici yüzey, H ortometrik yükseklik, h elipsoidal yükseklik, N jeoit yüksekliği).

Düzeltilici yüzeyler kullanıcının tercihine bağlı olarak farklı dönüşüm parametreleri ile hesaplanabilir. Genel olarak bu yüzey

$$H_{DY} = \mathbf{a}^T \mathbf{x} + \varepsilon \quad (4.20)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada $\mathbf{a}$ katsayılar vektörü, $\mathbf{x}$ bilinmeyenler vektörü ve ε rastgele hata olarak ifade edilir. Literatürde genelde 4, 5 ve 7 parametrelili modeller kullanılarak düzeltici yüzey hesaplanır ve bu yüzeyin tüm sistematik hataları giderdiği kabul edilir. Modeller;

4 parametrelili model:

$$\mathbf{a} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_i \cos \lambda_i \\ \cos \varphi_i \sin \lambda_i \\ \sin \varphi_i \\ 1 \end{pmatrix} \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

5 parametrelili model:

$$\mathbf{a} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_i \cos \lambda_i \\ \cos \varphi_i \sin \lambda_i \\ \sin \varphi_i \\ \sin^2 \varphi_i \\ 1 \end{pmatrix} \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ x_5 \end{pmatrix} \quad (4.22)$$

7 parametrel model:

$$\mathbf{a} = \begin{pmatrix} \cos \varphi_i \cos \lambda_i \\ \cos \varphi_i \sin \lambda_i \\ \sin \varphi_i \\ (\cos \varphi_i \sin \varphi_i \cos \lambda_i)/W_i \\ (\cos \varphi_i \sin \varphi_i \sin \lambda_i)/W_i \\ \sin^2 \varphi_i/W_i \\ 1 \end{pmatrix} \quad \mathbf{x} = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ x_5 \\ x_6 \\ x_7 \end{pmatrix} \quad (4.23)$$

$$W_i = \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi_i} \quad (4.24)$$

şeklinde ifade edilirler. Eşitliklerdeki λ_i ve φ_i kontrol noktasındaki coğrafi koordinatları ve e^2 referans elipsoidinin dışmerkezliğini ifade etmektedir.

Seçilen parametre modeline göre katsayılar matrisi ($\mathbf{A}$) ve ölçü vektörü ($\mathbf{l}$) oluşturulur. Ölçü vektörü,

$$\mathbf{l} = \mathbf{N}_{\text{Gravimetrik}} - \mathbf{N}_{\text{Geometrik}} \quad (4.25)$$

gravimetrik jeoit ile geometrik jeoit arasındaki farkı temsil etmektedir. Elde edilen katsayılar matrisi ve ölçü vektörü kullanılarak EKK yaklaşımıyla parametrik modelin bilinmeyenler vektörü

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{l}) \quad (4.26)$$

eşitliği ile hesaplanır. Ölçülerin düzeltme değerleri

$$\mathbf{v} = \mathbf{Ax} - \mathbf{l} \quad (4.27)$$

şeklinde ifade edilir ve son olarak dönüşüm modelinin karesel ortalama hatası

$$m_0 = \sqrt{\frac{\mathbf{v}^T \mathbf{v}}{n - u}} \quad (4.28)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada n GNSS-Nivelman nokta sayısını, u düzeltme yüzeyinin parametre sayısını ifade etmektedir (Abbak, 2021). Dönüşüm modelinin gravimetrik jeoide uygulanmasıyla, yerel datumda tanımlanmış jeoit meydana gelir.

Elde edilen karesel ortalama hatanın içerisinde enterpolasyon, nivelman ve GNSS konum hataları da bulunmaktadır ve bu yüzden hesaplanan karesel ortalama

hata jeoit modelinin doğruluğunu direkt olarak yansıtmaz. Bu durum göz önüne alındığında, jeoit modelinin gerçek doğruluğu elde edilen karesel ortalama hatadan biraz daha iyi olduğu sonucuna ulaşılabilir.



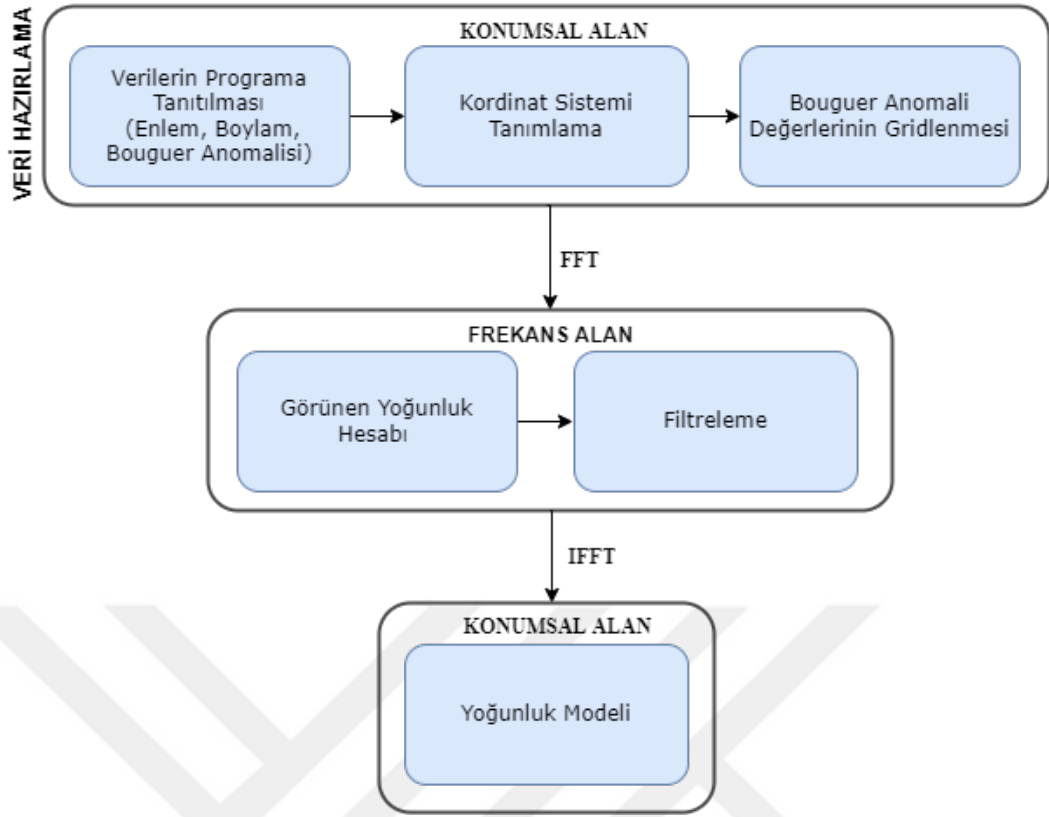
5. SAYISAL UYGULAMA

Bu bölümde Konya Kapalı Havzası için yerel yoğunluk modelinin nasıl oluşturulduğu, oluşturulan bu yoğunluk modelinin serbest hava anomalisi ve gravimetrik jeoidi ne ölçüde etkilediği detaylı şekilde anlatılmıştır.

5.1 Yerel Yoğunluk Modeli

Geçmişte, yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirlemeye etkisini gözlemlemek için yapılan çalışmalarda (örn. Huang ve diğ., 2001; Kiamehr, 2006; Varga, 2018) genel olarak bölgeye ait jeolojik haritalar, laboratuvar gözlemleri, sondaj çalışmaları, küresel ve bölgesel yoğunluk modelleri kullanılmıştır. Bu çalışmada ise Konya Kapalı Havzası için yerel yoğunluk modeli Bouguer gravite anomalileri ile Oasis Montaj programı (8.4) kullanılarak üretilmiştir. Geosoft tarafından geliştirilen Oasis Montaj, maden ve kaynak keşifleri gibi jeofizik ve jeoloji çalışmaları için gerekli modellerin üretilmesinde kullanılan bir programdır. Türkiye’de MTA gibi gravite gözlemleri yapan kurum ve kuruluşlar genelde bu programı çalışmalarında tercih etmektedir.

Öncelikle, Oasis programı kullanılarak yoğunluk modelinin üretilmesi için bölgeye ait noktaların enlem, boylam ve Bouguer gravite anomali değerlerini içeren veri dosyası programa tanıtılması gerekmektedir. Daha sonra, yüklenen veriler bir koordinat sisteminde (örn. WGS84) tanımlanır. Ardından, Bouguer anomali değerlerinin gridlenmesi için bir enterpolasyon metodunun seçilmesi gerekir. Bu çalışma için enterpolasyon yöntemi olarak en küçük eğrilik (minimum curvature) enterpolasyon yöntemi tercih edilmiştir. Son olarak, bölge için elde edilen Bouguer anomali gridi görünen yoğunluk hesabı (apparent density calculation) filtresi kullanılarak bölgeye ait yoğunluk modeline dönüştürülür (Silva ve diğ., 2007). Programda yoğunluk modeli üretmek için izlenen temel iş akışı Şekil 5.1’de gösterilmiştir.



Şekil 5.1. Oasis Montaj programı ile yoğunluk modeli üretimi iş-akış şeması.

Görünen yoğunluk hesabı, gözlemlenen gravite alanının idealize edilmiş bir yaklaşımını açıklamak için sabit kalınlıkta ve değişen yoğunlukta basit bir model katmanını varsayar ve

$$L(r) = \frac{r}{2\pi G(1 - e^{tr})} \quad (5.1)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada G evrensel çekim sabiti, t hesap için oluşturulan yeryuvarı modelinin kabuk kalınlığı ve r toplam dalga sayısı olarak ifade edilir. Elde edilen yoğunluk değerleri, yatay boyutları girdi olarak alınan Bouguer anomali gridleri boyutuna eşit olan, sonsuz derinlikte dikey, kare uçlu prizmaların bir koleksiyonundan hesaplandığı varsayılır. (GEOSOFT, 2021).

Çalışmada girdi verisi olarak kullanılan Bouguer gravite gridlerinin boyutu $0.02^\circ \times 0.02^\circ$ 'dir. Ayrıca Oasis Montaj programı, yoğunluk değerinin hesabı için referans değerini varsayılan olarak 0 g/cm^3 olarak belirler ve sonuç ürün olarak kontrast farkı değerleri üretir. Kullanıcılar referans değerini keyfi olarak değiştirebilirler (örn. 2.67 g/cm^3). Referans yoğunluk değeri olarak 2.67

g/cm^3 alınması ile bölge için gerçek yoğunluk değeri sonuçları hesaplanmaktadır ve bu çalışmada referans yoğunluk değeri olarak bu değer alınmıştır. Buna ilaveten, görünür yoğunluk filtresi daha önce belirtildiği gibi yoğunluk değerini hesaplamak için basit bir model katmanı oluşturur ve bu modelin kabuk kalınlık değerinin kullanıcı tarafından girilmesi gerekir. Kalınlık değerinin seçilmesi hakkında literatürde daha önce yapılan bir çalışma bulunmazken, bu çalışmada 1000 metreden 5000 metreye kadar kalınlık değerleri ayrı ayrı değerlendirilerek farklı yoğunluk çıktıları üretilmiştir. Sonuç olarak 2000 m'den aşağı model kabuk kalınlığında uygun yoğunluk bilgilerinin üretilmediği ve 4000 m'den sonra anlamlı sonuçlar verdiği görülmüştür. 4000 m'nin ise çalışma için en uygun yoğunluk değerleri ürettiği anlaşılmaktadır (Çizelge 5.1). Buna ilaveten, yeryuvarının 4000 ile 8000 metre arasındaki kısmı gerçek kabuk yoğunluğunu en çok etkileyen tabaka olarak düşünülebilir.

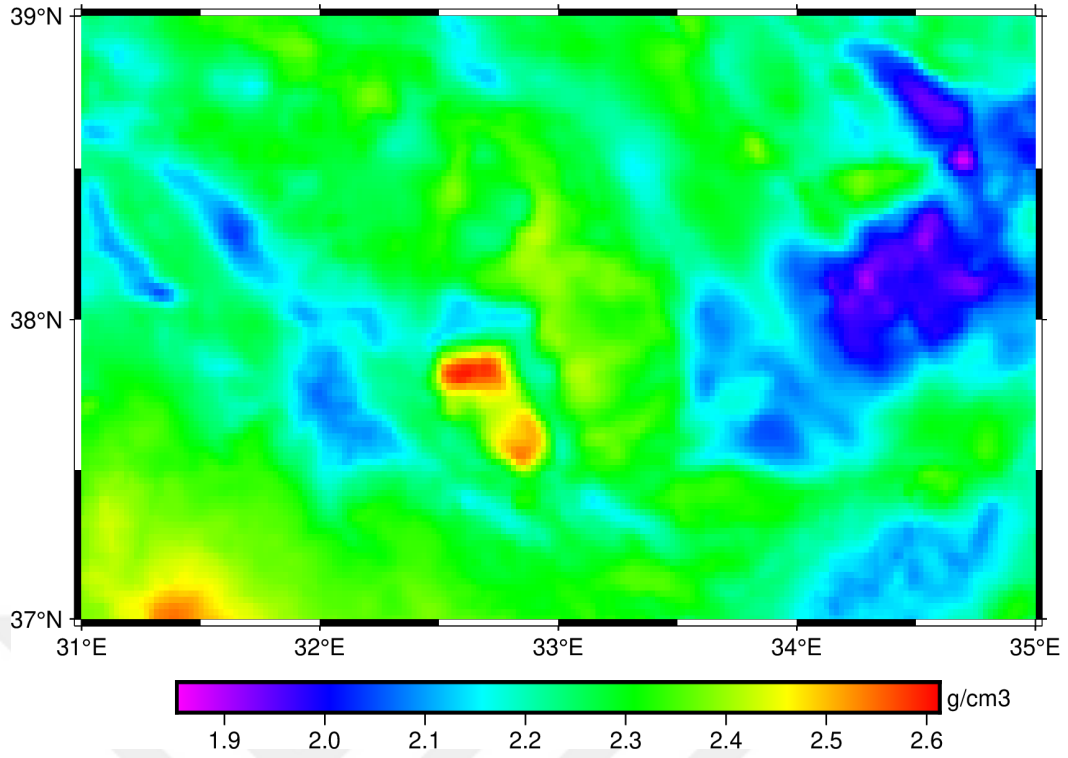
Çizelge 5.1. Model tabaka kalınlıklarının karşılaştırılması.

Tabaka Kalınlığı [m]	İstatiksel Analiz [g/cm^3]				
	Min	Maks	Ort	Med	Std
1000	-0.90	2.52	0.98	0.93	0.36
1250	-0.22	2.52	1.32	1.28	0.29
2000	0.81	2.53	1.82	1.77	0.24
3000	1.41	2.58	2.10	2.07	0.15
4000	1.82	2.64	2.23	2.22	0.13
5000	1.90	2.63	2.24	2.23	0.13

Şekil 5.2'de Konya havzası için Oasis Montaj programı ile üretilen yerel yoğunluk modeline bakıldığında, en küçük yoğunluk değerinin 1.8199 g/cm^3 iken, en yüksek yoğunluk değerinin ise 2.6441 g/cm^3 olduğu görülmektedir. Ayrıca ortalama yoğunluk değeri ise 2.2378 g/cm^3 dir.

5.2 Serbest Hava Anomalilerinin Gridlenmesi

Fiziksel yeryüzünde ölçülen gerçek gravite değerleri ölçü alınan noktaların farklı yüksekliklere sahip olması nedeni ile yerin merkezinden farklı uzaklıklara sahiptirler ve bu gravite değerlerinin farklı çekim etkisine maruz kalmasına neden olur. Bunun için ölçülerin bir referans düzlemine indirgenmesi gerekir. Böylece



Şekil 5.2. Bouguer anomalileri ile hesaplanan yerel yoğunluk modeli.

her ölçü noktası yer merkezinden eşit uzaklıkta olurlar. Jeofizikte genelde bu referans düzlemi olarak deniz yüzeyi tercih edilir (Sanver ve İşseven, 2007). Yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinin topoğrafik kitleler göz ardı edilerek ölçü noktalarının yüksekliğinden deniz yüzeyine yani jeoide indirgenmesi ile serbest hava indirgenmesi işlemi gerçekleşmiş olur. Eğer gravite değerlerinin ölçü yüksekliği deniz seviyesinin üzerinde ise serbest hava indirgenmesi çekim etkisinin artmasına neden olur; eğer ölçü yüksekliği deniz seviyesinin altında ise serbest hava indirgenmesi çekim etkisinin azalmasına yol açar. Serbest hava indirgenmesi

$$\delta_{SHI} = -0.3086H_p \text{ mGal} \quad (5.2)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada H_p gravite gözlemi yapılan P noktasının ortometrik yüksekliğini temsil etmektedir. Eşitlik (5.2)'den anlaşılabacağı üzere, ölçü noktası deniz seviyesinden 100 metre yükselmesi sonucu gravite değerinde yaklaşık olarak 30.86 mGal bir azalma beklenmektedir.

Serbest hava indirgenmesi yapılan gravite değerinden normal gravite değeri çıkarılması sonucunda

$$\Delta g = g_P + 0.3086H_P - \gamma_Q \quad (5.3)$$

serbest hava anomalisi elde edilir. Burada γ_Q tellüroit üzerindeki normal graviteyi, H_P ölçü noktasının ortometrik yüksekliğini ifade etmektedir. Literatürde serbest hava anomalisi yerine gravite anomalisi ifadesi de kullanılmaktadır (Abbak, 2021).

Serbest hava anomalilerinin enterpolasyon ile gridlenmesi yapılabilmesi için basit Bouguer anomalilerine dönüştürülmesi gerekir. Bunun temel sebebi, Bouguer anomalilerinin serbest hava anomalilerine göre yükseklik ile daha az korelasyonlu olması ve enterpolasyon aşamasında spektral örtüşme (aliasing) bozulmasından minimum şekilde etkilenmesidir (Abbak, 2011). Basit Bouguer anomalisi

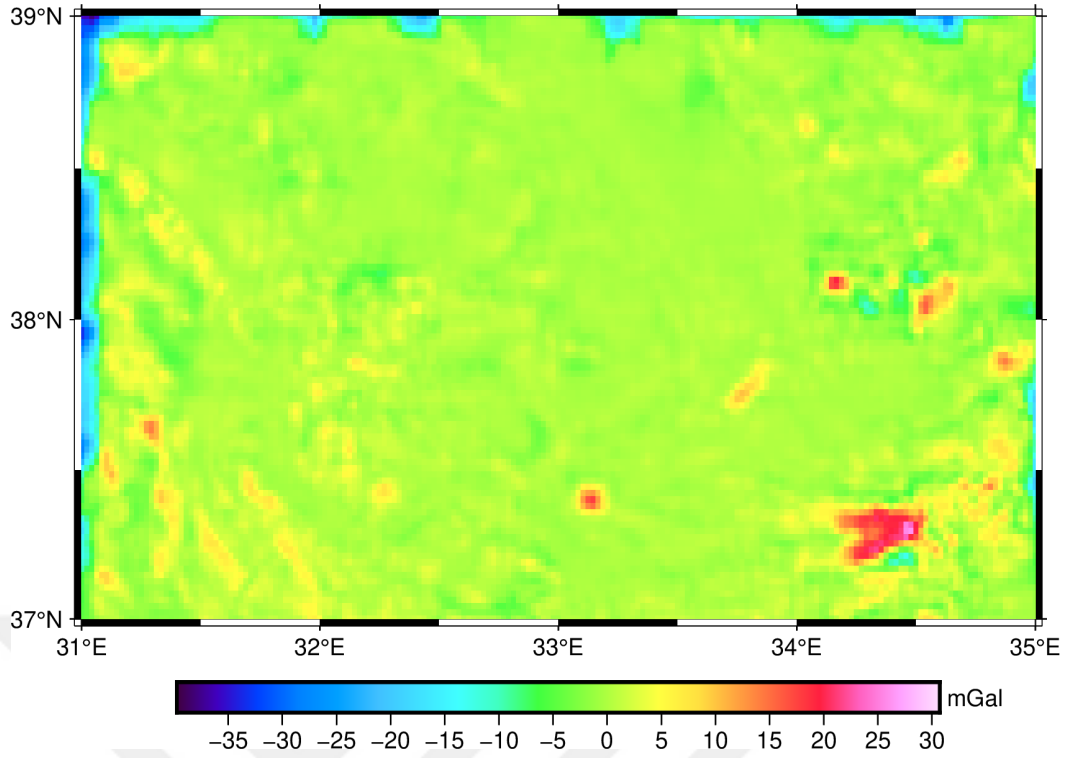
$$\Delta g^{SB} = \Delta g - 2\pi G\rho H_P \quad (5.4)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada ρ yer kabuğunun yoğunluğunu temsil eder. Eşitlik (5.4) başka bir şekilde ifade edilecek olursa, basit Bouguer anomalisi serbest hava ingirmesi ile deniz seviyesine indirgenen gravite anomalisinden, ölçü noktasının ortometrik yüksekliği kadar kalınlıkta olan sonsuz düzlemin çekim etkisinin çıkarılması ile bulunur. $2\pi G\rho H_P$ ifadesine literatürde Bouguer plakası etkisi (Bouguer plate effect) denmektedir.

Çalışmada basit Bouguer anomalilerini grid merkezlerine ($0.02^\circ \times 0.02^\circ$) enterpole etmek için en yakın komşuluklar yöntemi (the nearest neighbour method) kullanılmıştır. Daha sonra grid merkezlerine enterpolasyonu sağlanan basit Bouguer anomali değerleri Eşitlik (5.4) yardımı ile tekrar serbest hava anomalilerine dönüştürülmüştür (ayrıntı için bakınız, Abbak ve diğ., 2012).

Serbest hava anomalilerinin gridlenmesi işleminde Eşitlik (5.4)'deki ρ yer kabuğu yoğunluk değeri için hem 2.67 g/cm^3 sabit yoğunluk değeri hem de bölge için hesaplanan yerel yoğunluk modelinden elde edilen değerler kullanılmıştır. Sonuçta iki farklı serbest hava anomali gridi elde edilmiştir. Bu iki serbest hava anomali değerleri birbiri ile karşılaştırıldığında elde edilen istatistiksel değerler sırasıyla: minimum -30.723, maksimum 39.735, ortalama 0.199 ve karesel ortalama hata 4.128 mGal'dir.

Şekil 5.3'de görüldüğü gibi yoğunluk değişimine bağlı olarak elde edilen serbest hava anomali değerlerinin farkı, özellikle engebeli arazilerde 40 mGal'e kadar uzanmaktadır. Bu değişim hassas jeoit belirleme çalışmalarında ihmal edilemeyecek kadar büyüktür.



Şekil 5.3. Elde edilen iki farklı serbest hava anomali gridlerinin arasındaki farkın konumsal dağılımı.

5.3 Jeoit Modelleri

Yerel yoğunluk modelinin jeoit belirlemeye etkisini incelemek için bölgeye ait KGsabit ve KGyerel olmak üzere iki farklı jeoit modeli KTH yöntemiyle üretilmiştir. KGsabit jeoit modeli; hem serbest hava anomalilerinin gridlenmesi hem de KTH yöntemi aşamasında ρ yoğunluk değeri olarak 2.67 g/cm^3 sabit yoğunluk değeri alınarak hesaplanmıştır. Diğer jeoit modeli olan KGyerel jeoit modeli ise yoğunluk değeri olarak bölge için hesaplanan yerel yoğunluk modelinden elde edilen değerler kullanılarak oluşturulmuştur.

Çalışmada Bölüm 4.2’de anlatılan KTH yönteminin uygulanması için Abbak ve Üstün (2015) tarafından C dilinde geliştirilen LSMSSOFT (Least-Squares Modification of Stokes’ formula Software) yazılımı tercih edilmiştir. Linux tabanlı bir yazılım olan LSMSSOFT oldukça pratik ve hızlı bir şekilde KTH yöntemi ile bölgesel jeoit belirlemektedir. Yazılımın çalışması için gerekli olan parametreler Çizelge 5.2’de ifade edilmiştir.

Çizelge 5.2’de belirtilen modifikasyon parametrelerinden maksimum açınım, integrasyon yarıçapı ve gravite kalitesi değerleri KYM verisine ve

Çizelge 5.2. LSMSSOFT sistem parametreleri. *Yazılımın çalışması için kesin gerekli olan parametrelerdir, diğer parametreler opsiyoneldir.

Parametreler	Sembol	Varsayılan	Uzantı	İçerik
KYM*	-G		.gfz	$n, m, \bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}, \sigma_c, \sigma_s$
Gravite Anomalisi*	-A		.text	$\varphi, \lambda, \Delta g$
SYM*	-E		.text	φ, λ, H
Yoğunluk	-D	2.67 g/cm ³	.text	φ, λ, ρ
Maksimum Açınım	-M	120		
İntegrasyon Yarıçapı	-P	0.5°		
Gravite Kalitesi	-C	324 mGal ²		
Çalışma Bölgesi	-R	37/39/31/35		min φ /maks φ /min λ /maks λ
Grid Aralığı	-I	0.02°/0.02°		$\Delta\varphi/\Delta\lambda$
Düzeltilme Değerleri	-S			

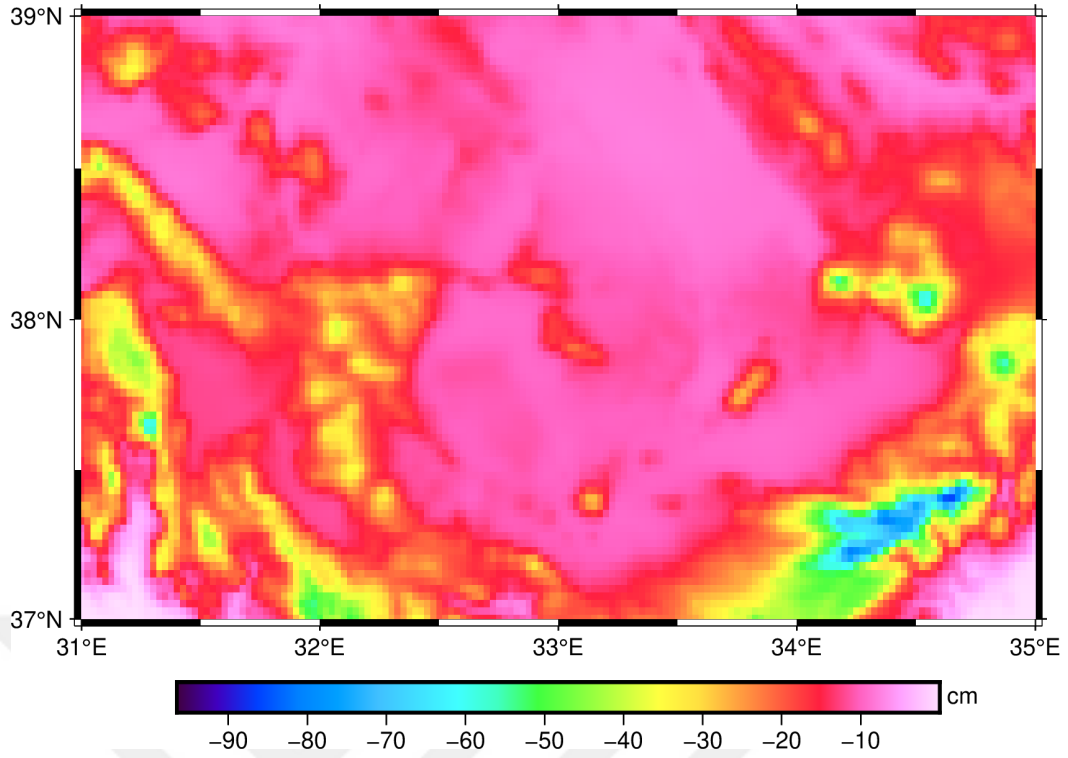
kullanılan maksimum açınım derecesine bağlı olarak değişiklik gösterir. Literatürde tam olarak değerlerin belirlenmesi için bir yöntem yoktur. Belli bir parametre sınırı kestirildikten sonra deneme yanılma yolu ile her bir parametrenin değeri belirlenir (Abbak, 2011). Çalışmada kullanılan parametre değerleri Çizelge 5.2'deki parametre değerleridir. Sadece KGyerel modeli hesaplanırken varsayılan 2.67 g/cm³ değeri yerine bölge için hesaplanan yerel yoğunluk modeli kullanılmıştır. KGsabit jeoit modeli için ise bu değer varsayılan 2.67 g/cm³ değeridir.

5.3.1 Düzeltme değerleri

Çizelge 5.2'de görüldüğü üzere, LSMSSOFT yazılımında $-S$ parametresi kullanılarak KTH yöntemi ile üretilen jeoit modelinin bileşenleri elde edilebilir. Üretilen jeoit modeli bileşenleri sırası ile: enlem, boylam, yaklaşık jeoit yüksekliği, topoğrafik düzeltme, atmosferik düzeltme, indirgeme düzeltmesi, elipsoidal düzeltme ve kesin jeoit yüksekliğidir.

KGyerel jeoit modeli için üretilen topoğrafik düzeltme değerleri Şekil 5.4'de incelendiğinde; topoğrafik düzeltme sonuçlarının yükseklik bilgisi ile doğrudan ilişkili olduğu anlaşılmaktadır. Yüksekliğin maksimum olduğu çalışma sahasının güney kesimlerinde, topoğrafik yükseklik düzeltme değerlerinin -90 cm'ye kadar ulaştığı görülmektedir.

Atmosferik düzeltme benzer şekilde topoğrafya ve ayrıca modifikasyon parametreleri ile doğrudan ilişkilidir. Şekil 5.5'e bakıldığında düzeltme değerleri



Şekil 5.4. KGyrel jeoit modelinin topoğrafik düzeltme değeri konumsal dağılımı.

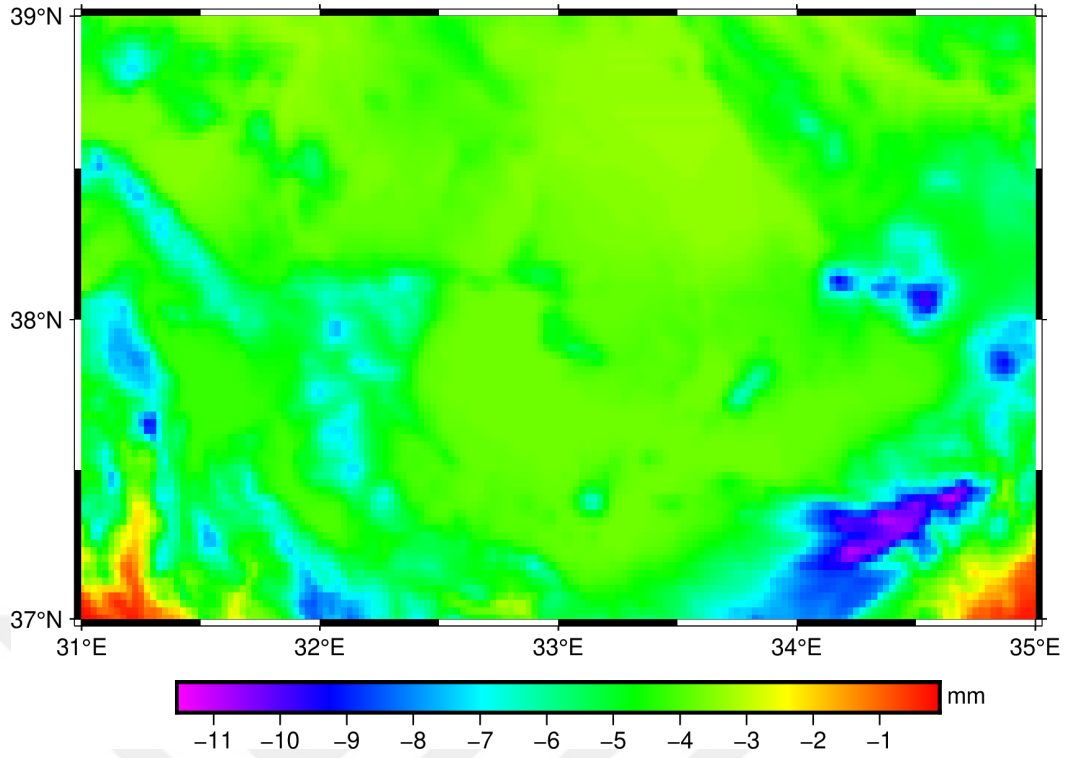
mm mertebesinde küçük değerlerden oluştuğu görülmektedir. Torosların zirvesinde 11 mm'ye kadar ulaşan atmosferik düzeltme değerleri, çalışma alanının büyük bir kısmında yaklaşık olarak -4 mm civarındadır.

İndirgeme düzeltmesi; topoğrafya, modifikasyon parametreleri ve gravite anomalisi değerleri ile korelasyon halindedir. Ancak topoğrafya ile olan ilişkisi topoğrafik düzeltme ve atmosferik düzeltme kadar güçlü değildir. Şekil 5.6'da görüldüğü üzere, engebeli arazilerde yani çalışma sahasının güney kesimlerinde indirgeme düzeltmesinin 90 cm'in üzerine çıktığı görülmektedir.

Son olarak integrasyon yarıçapı (ψ) ile ilişkili olan elipsoid düzeltmenin konumsal dağılımı incelendiğinde, diğer düzeltme değerlerinin konumsal dağılımına göre daha karmaşık yapıda olduğu açıktır ve mm mertebesinde düzeltme değerleri almaktadır (Şekil 5.7).

5.3.2 Modellerin karşılaştırılması

Bölüm 4.3'de bahsedildiği üzere topoğrafik düzeltme değeri doğrudan seçilen kabuk yoğunluğu değerinden etkilenir. Buna ilaveten yaklaşık jeoit yüksekliği ve indirgeme düzeltmesi değerleri ise gridlenmiş serbest hava anomali

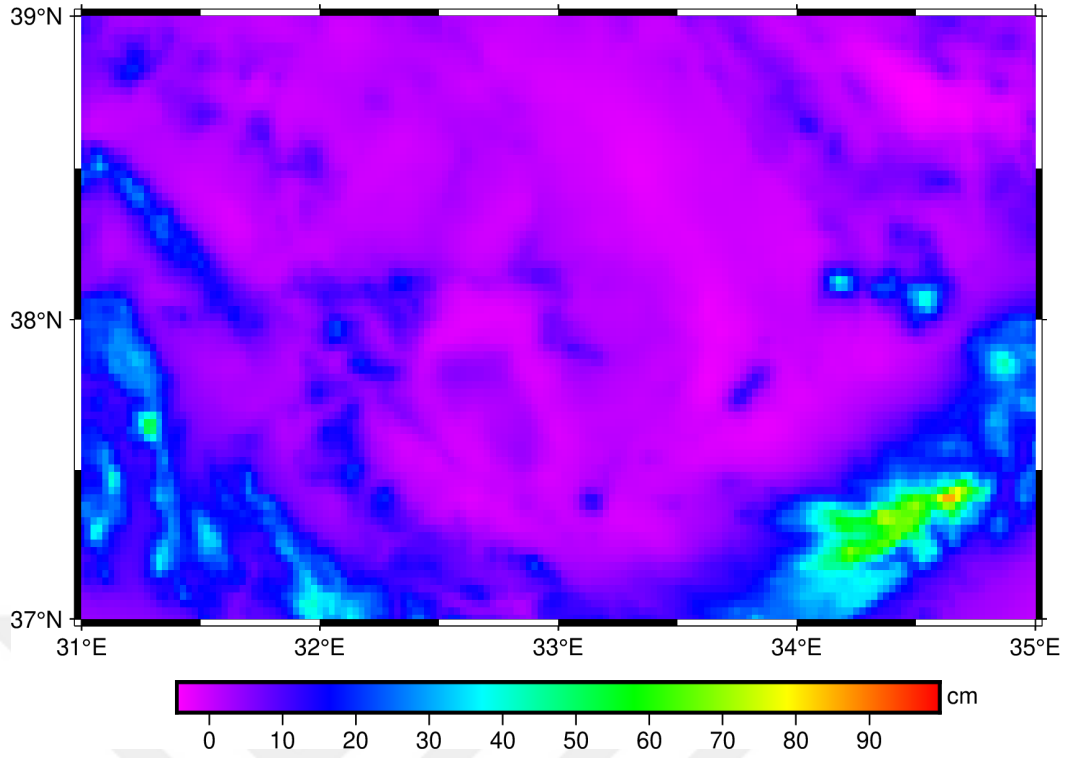


Şekil 5.5. KGyrel jeoit modelinin atmosferik düzeltme değeri konumsal dağılımı.

değerlerine göre değişiklik gösterir. Serbest hava anomali gridleri doğrudan kabuk yoğunluğu değeri ile korelasyonlu olduğu için, yaklaşık jeoit yüksekliği ve indirgeme düzeltmesi dolaylı yoldan yoğunluk değeri ile ilişkilidir denebilir. Son olarak atmosferik ve elipsoidal düzeltme bileşenleri değerleri yoğunluk değişiminden dolaylı veya dolaysız bir şekilde etkilenmez, yani başka bir deyişle ister sabit yoğunluk değeri alınsın, ister yoğunluk modeli değerleri alınsın; atmosferik ve elipsoidal düzeltme değerleri sonuçlarının aynı olması beklenir.

Bu doğrultuda, Çizelge 5.3'de KGyrel ve KGsabit jeoit modellerinin bileşenleri arasındaki farklar verilmiştir. Sonuçlar incelendiğinde, iki jeoit modeli arasında yaklaşık jeoit yüksekliği değerlerinde 40 cm civarında bir fark söz konusudur. Ayrıca topoğrafik düzeltme bileşenleri arasındaki fark yaklaşık 25 cm iken indirgeme düzeltmesi için bu değer 22 cm'yi bulmaktadır. Sonuç olarak, kabuk yoğunluğu için seçilen değer, KTH yönteminde hesaplanan kesin jeoit yüksekliğinde yaklaşık olarak 50 cm civarında farklara yol açmaktadır.

Üretilen jeoit modellerinin doğruluk analizi için Bölüm 4.4'de bahsedilen dönüşüm modelleri kullanılarak istatistiksel değerler elde edilmiştir. GNSS-Nivelman verileri kullanılarak 4, 5 ve 7 parametrelili dönüşüm modelleri sırası ile uygulanmıştır



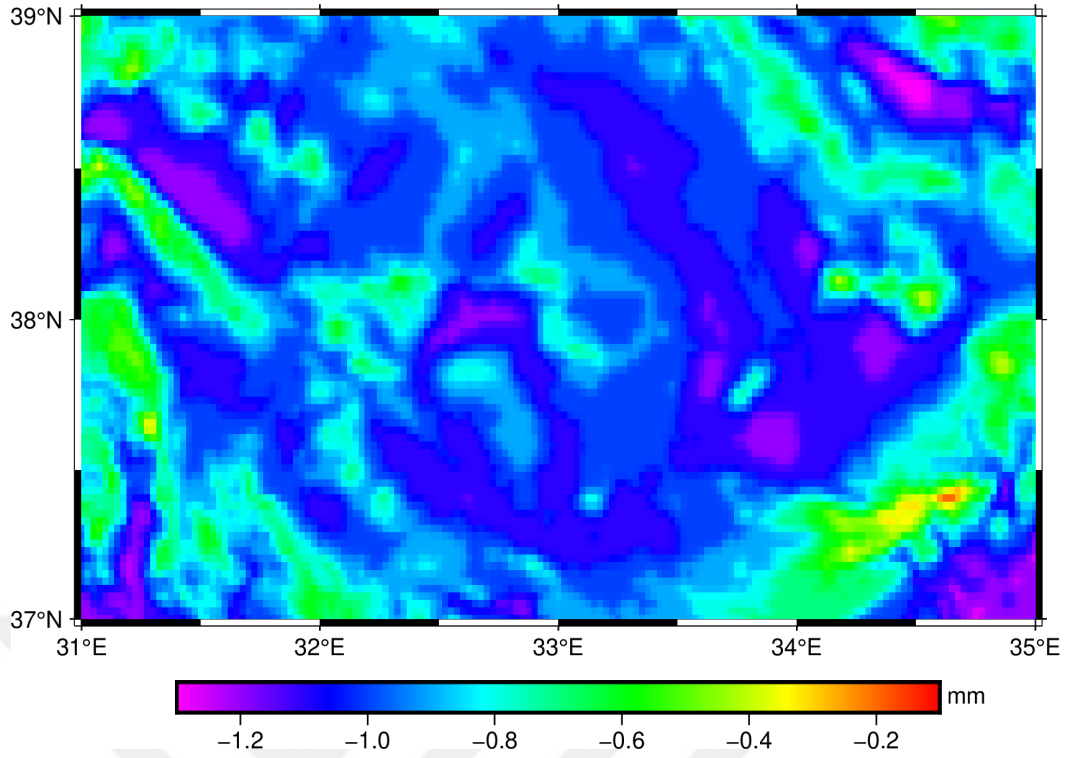
Şekil 5.6. KGyerel jeoit modelinin indirgeme düzeltmesi değeri konumsal dağılımı.

Çizelge 5.3. KGyerel ve KGsabit jeoit bileşenlerinin karşılaştırılması. [cm]

	Min	Maks	Ort	Med	KOH
$\tilde{N}$	-22.21	22.61	0.00	0.00	3.79
δN_{Top}	0.00	24.16	3.15	2.42	2.44
δN_{DWC}	-14.60	6.82	-0.32	-0.16	1.02
$\hat{N}$	-16.27	30.09	2.78	2.06	4.93

ve karesel ortalama hatası en düşük dönüşüm modeli referans olarak seçilmiştir. Modellerin istatistiksel sonuçları için Çizelge 5.4'e bakıldığında 7 parametrelili dönüşüm modelinin hem KGyerel hem de KGsabit jeoit modelleri için en küçük karesel ortalama hata değerini verdiği görülmektedir. Bu yüzden düzeltici yüzey için dönüşüm modeli olarak 7 parametrelili model tercih edilmiştir.

Hem düzeltici yüzey kullanarak jeoit modellerinin GNSS-Nivelman verileri ile hem de jeoit modellerinin kendi aralarında karşılaştırılması sonucunda, iki jeoit modelinin de GNSS-Nivelman verisinden 17 cm'ye kadar değişime sahip olduğu gözlemlenmiştir. Ayrıca iki jeoit modeli arasında 50 cm'ye ulaşan bir fark söz konusudur. Özellikle bölgenin güney kesimlerinde, yani Toros Dağlarına denk gelen engebeli ve dağlık arazilerde jeoit modelleri arasında 10-15 cm'yi bulan bir fark bulunmaktadır (Çizelge 5.5).



Şekil 5.7. KGyrel jeoit modelinin elipsoidal düzeltme değeri konumsal dağılımı.

Çizelge 5.4. Dönüşüm modellerinin karşılaştırılması [cm].

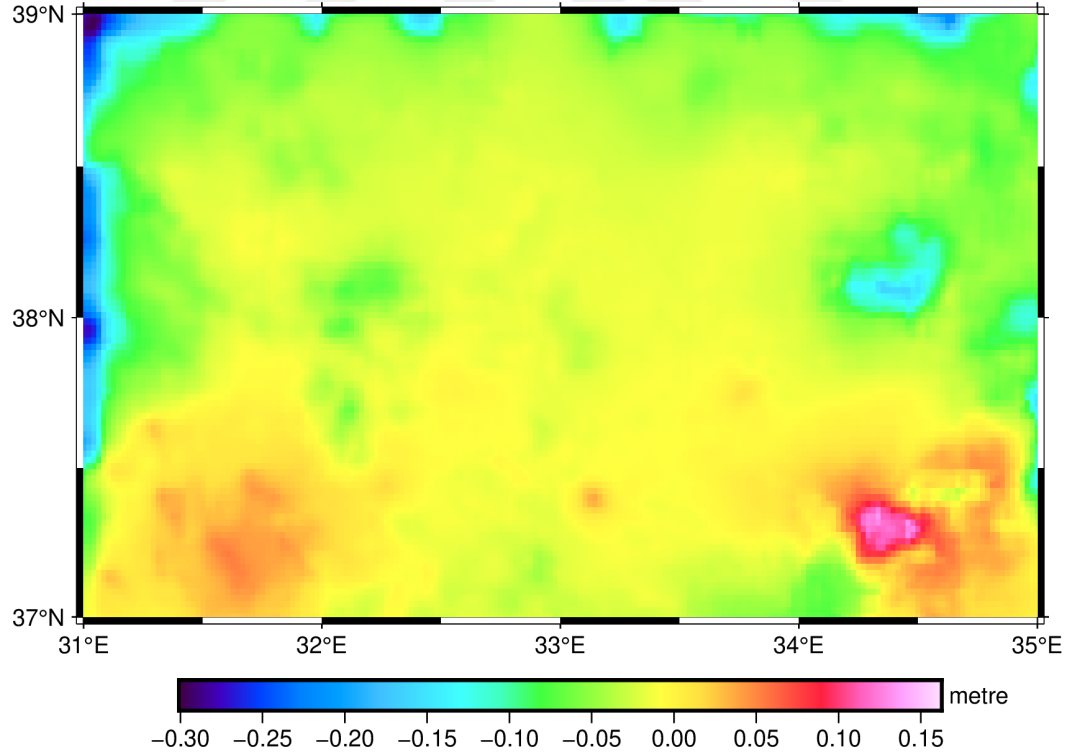
Dönüşüm Modeli	KGyrel				KGsabit			
	Min	Maks	Ort	KOH	Min	Maks	Ort	KOH
4 Parametrel	-14.06	17.45	0.00	9.87	-14.18	18.67	0.00	10.00
5 Parametrel	-14.00	17.51	0.00	10.12	-13.91	18.76	0.00	10.25
7 Parametrel	-16.70	9.44	0.00	6.94	-16.59	9.86	0.00	6.71

Çizelge 5.5’deki karşılaştırma sonuçları ele alındığında, 1 cm doğruluklu hassas jeoit belirleme çalışmalarında yoğunluk değişiminin jeoide etkisi göz ardı edilemeyecek büyüklükte hatalara yol açabileceği aşikardır. Jeoit modelleri arasındaki farkın konumsal dağılımı Şekil 5.8’de gösterilmiştir.

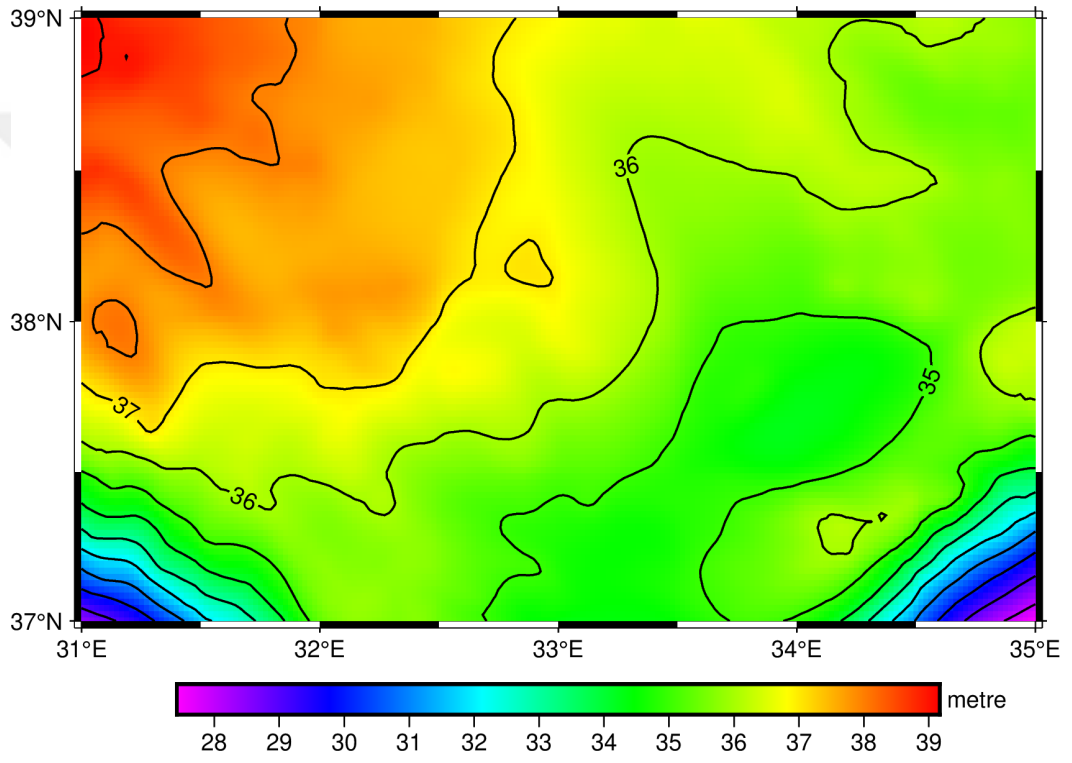
Ayrıca çalışmada yoğunluk değişiminin jeoit belirleme çalışmalarına doğrudan etkisi elde edilen sonuçlar ile daha görünür hale getirilmesine rağmen, bölgede bulunan GNSS-Nivelman verisinin çalışma sahasına homojen bir şekilde dağılmaması ve araziye, özellikle dağlık bölgeleri, yeterli şekilde temsil etmemesinden dolayı KGyrel jeoit modelinin GNSS-Nivelman verileri referans alınarak elde edilen doğruluğunda bir iyileşme elde edilememiştir. Yerel yoğunluk modelinden elde edilen KGyrel jeoit modeli Şekil 5.9’de gösterilmiştir.

Çizelge 5.5. Jeoit modellerinin GNSS-Nivelman verileri (7 parametrelı dönüşüm modeli) ve kendi aralarında karşılaştırılması. [cm]

Jeoit Modelleri	İstatiksel Analiz			
	Min	Maks	Ort	KOH
KGyerel	-16.70	9.44	0.00	6.94
KGsabit	-16.59	9.86	0.00	6.71
KGyerel-KGsabit	-16.27	30.09	2.78	4.93



Şekil 5.8. Elde edilen iki jeoit modeli arasındaki farkın konumsal dağılımı.



Şekil 5.9. Yerel yoğunluk modeli kullanılarak Konya havzası için üretilen KGyerel gravimetrik jeoidi.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışmanın temel amacı yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirlemeye etkisinin incelenmesi ve bu kapsamda Konya Kapalı Havzası'nda yerel yoğunluk modeli üreterek çalışma sahası için yüksek doğruluklu jeoit modeli elde etmektir. Bu bağlamda gravimetrik jeoit yöntemlerinden birisi olan KTH yönteminin temel prensipleri anlatılmıştır ve bölge için Bouguer anomalileri ile yerel yoğunluk modeli üretilmiştir. Yerel yoğunluk modelinin hesaplanma aşamasında Oasis Montaj programından yararlanılmıştır. Üretilen yerel yoğunluk modeli; serbest hava anomalilerinin gridlenmesi ve KTH yöntemi topoğrafik düzeltme işlem adımıyla değişken olarak kullanılmıştır ve bölge için bir jeoit modeli elde edilmiştir. Hesaplanan bu jeoit modeli KGyerel olarak isimlendirilmiştir. Elde edilen KGyerel jeoit modelinin değerlendirilmesi ve yoğunluk değişiminin jeoide etkisinin incelenmesi için aynı işlemler 2.67 g/cm^3 sabit yoğunluk değeri ile tekrar edilerek KGsabit jeoidi üretilmiştir. Her iki jeoit modeli kendi aralarında ve bölgede bulunan 24 adet GNSS-Nivelman verisi ile karşılaştırılmıştır.

Karşılaştırma sonucunda yersel yoğunluk modelinden üretilen serbest hava anomali değerleri ile sabit yoğunluk değerinden üretilen değerler arasında 30 mGal'e kadar farklar olduğu gözlemlenmiştir. Elde edilen KGyerel ve KGsabit jeoit modelleri karşılaştırıldığında, iki jeoit modeli arasında 15 cm'ye kadar ulaşan değişimler olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Jeoit modelleri arasında oluşan bu farkların konumsal dağılımı incelendiğinde çoğunlukla çalışma alanının güney kısımlarında bulunduğu, yani engebeli ve dağlık arazilere denk geldiği görülmektedir. Bu sonuçtan yola çıkarak, yoğunluk değişiminin jeoit belirleme çalışmalarında desimetre mertebesinde farklara yol açabileceği ve hassas jeoit belirleme çalışmalarında bu kriterin göz ardı edilmemesi gerektiği anlaşılmıştır. Ayrıca çalışma sahasının kuzey ve doğu kesimlerinde oluşan farkın veri eksikliğinden kaynaklı olarak kenar hatası sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Jeoit modellerinin referans olarak kabul edilen GNSS-Nivelman verisi ile karşılaştırılması sonucunda, KGyerel jeoit modelinin doğruluğunda bir gelişme gözlemlenmemiştir. Bunun temel sebebi olarak, GNSS-Nivelman verisinin bölgeye homojen olarak dağılmaması, engebeli ve dağlık arazilerde yetersiz gözlem noktası olması ve çalışma alanını tam olarak temsil etmediğinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Tüm bu sonuçlar göz önüne alındığında, gravimetrik jeoit belirleme çalışmalarında yersel gravite verilerinin akademik çalışmalar için ulaşımı kolay olması ve bazı bürokratik adımların hızlanması üretilen jeoidin doğruluğunu direkt olarak etkileyebilir. Buna ilaveten yerel yoğunluk modelinin oluşturulmasında kullanılan Oasis Montaj programı yerine ücretsiz ve açık kaynak kodlu program/programlar geliştirilebilir.

KAYNAKLAR

- Abbak, R. A. (2011). *Evaluation of global geopotential models by spectral methods and improvement locally for geoid determination*. Doktora Tezi, Institution of Natural and Applied Sciences, Selcuk University.
- Abbak, R. A. (2014). Effect of ASTER DEM on the prediction of mean gravity anomalies: a case study over the Auvergne test region. *Acta Geod Geophys*, 49:491–502.
- Abbak, R. A. (2020). Effect of a high-resolution global crustal model on gravimetric geoid determination: a case study in a mountainous region. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 64(4):436–451.
- Abbak, R. A. (2021). *Fiziksel Jeodezi: Teori ve Uygulama*. Atlas Akademi. 4. Baskı.
- Abbak, R. A., Üstün, A., ve Ellmann, A. (2012). Ortalama gravite anomalilerinin enterpolasyonunda basit ve tamamlanmış bouguer yaklaşımının karşılaştırılması. *Jeodezi ve Jeoinformasyon Dergisi*, (105):45–52.
- Abbak, R. A. ve Üstün, A. (2015). A software package for computing a regional gravimetric geoid model by the KTH method. *Earth science informatics*, 8(1):255–265.
- Ågren, J., Sjöberg, L. E., ve Kiamehr, R. (2009). The new gravimetric quasigeoid model kth08 over sweden.
- Akyilmaz, O., Üstün, A., Aydın, C., Arslan, N., Doganalp, S., Guney, C., Mercan, H., Uygur, S., Uz, M., ve Yagci, O. (2016). ITU_GGC16 The combined global gravity field model including GRACE & GOCE data up to degree and order 280. *GFZ Data Services*.
- Aydın, C. (2014). Fiziksel jeodezi ders notu. *Yıldız Teknik Üniversitesi, İnşaat*

Fakültesi, Harita Mühendisliği, İstanbul, Türkiye.

Bildirici, I. O. ve Abbak, R. A. (2017). Comparison of ASTER and SRTM digital elevation models at one-arc-second resolution over Turkey. *Selcuk University, Journal of Engineering, Science and Technology (SUJEST)*, 5(1):16–25.

Bildirici, I. O., Üstün, A., Selvi, Z. H., Abbak, A. R., ve Bugdayci, I. (2009). Assessment of shuttle radar topography mission elevation data based on topographic maps in Turkey. *Cartography and Geographic Information Science*, 36(1):95–104.

Bildirici, I. O., Üstün, A., Ulugtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, R. A., Bugdayci, I., ve Dogru, A. O. (2008). Comparison of SRTM and 25K topographic maps in Turkey. In *the Second international conference on cartography and GIS*.

Demir, S., Abbak, R. A., ve İl, H. T. A. (2018). Global yerpotansiyel modellerin gravimetrik jeoit belirlemeye katkısı. *Geomatik*, 3(3):213–224.

Demirel, H. ve Üstün, A. (2013). Matematiksel jeodezi, yayınlanmamış ders notu.

Doğdu, F. ve Abbak, R. A. (2021). Kabuk yoğunluğunun gravimetrik jeoit belirlemeye etkisi. *Niğde Ömer Halisdemir Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 10(1):202–208.

Ellmann, A. ve Sjoberg, L. E. (2004). Ellipsoidal correction for the modified Stokes formula. *Bollettino di geodesia e scienze affini*, 63(3):153–172.

GEOSOFT (2021). Geosoft: Oasis Montaj Software (version 8.4). <https://www.sequent.com/products-solutions/geosoft-oasis-montaj/>, accessed date: 20.05.2021.

Harkness, W. (1891). *The Solar Parallax and Its Related Constants: Including the Figure and Density of the Earth*, volume 3. US Government Printing Office, Charleston, SC.

- Hofmann-Wellenhof, B. ve Moritz, H. (2006). *Physical geodesy*. Springer Science & Business Media.
- Huang, J., Vaníček, P., Pagiatakis, S., ve Brink, W. (2001). Effect of topographical density on geoid in the Canadian Rocky Mountains. *Journal of geodesy*, 74(11):805–815.
- Hunegnaw, A. (2001). The effect of lateral density variation on local geoid determination. *Proc. IAG 2001 Sci. Assem., Budapest, Hungary*.
- Ince, E. S., Barthelmes, F., Reißland, S., Elger, K., Förste, C., Flechtner, F., ve Schuh, H. (2019). Icgem–15 years of successful collection and distribution of global gravitational models, associated services, and future plans. *Earth System Science Data*, 11(2):647–674.
- Inerbayeva, D. (2010). Determination of a gravimetric geoid model of kazakhstan using the kth-method. *Independent thesis. Royal Institute of Technology (KTH). Stockholm, Sweden*.
- Kahveci, M. ve Yıldız, F. (2009). *GPS/GNSS: Uydularla Konum Belirleme Sistemleri: Teori ve Uygulama*. Nobel Yayın dağıtım. 3. Baskı.
- 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):50–65.
- Kühtreiber, N. (1998). Precise geoid determination using a density variation model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(1):59–63.
- Martinec, Z. (1993). Effect of lateral density variations of topographical masses in view of improving geoid model accuracy over Canada. *Contract report for*

Geodetic Survey of Canada.

Molodenski, M. (1962). Methods for study of the external gravitational field and figure of the earth. *Jerusalem.*

Paul, M. (1973). A method of evaluating the truncation error coefficients for geoidal height. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 110(1):413–425.

Sanver, M. ve İşseven, T. (2007). *Gravite ve manyetik arama yöntemleri*. Nobel Yayın Dağıtım.

Schwarz, K., Sideris, M., ve Forsberg, R. (1987). Orthometric heights without leveling. *Journal of Surveying Engineering*, 113(1):28–40.

Silva, J. B., Oliveira, F. S., Barbosa, V. C., ve Campos Velho, H. F. (2007). Apparent-density mapping using entropic regularization. *Geophysics*, 72(4):I51–I60.

Sjöberg, L. E. (1981). Least-squares combination of terrestrial and satellite data in physical geodesy. *Ann. Geophys.*, 37:25–30.

Sjöberg, L. E. (1984). Least-squares modification of stokes' and vening-meinez' formula by accounting for truncation and potential coefficients errors. *Manusc. Geod.*, 9:209–229.

Sjöberg, L. E. (1991). Refined least squares modification of stokes' formula. *Manuscripta geodaetica*, 16(6):367–375.

Sjöberg, L. E. (1998). The atmospheric geoid and gravity corrections. *Bollettino di geodesia e scienze affini*, 57(4):421–435.

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 computational scheme to model the geoid by the modified stokes formula without gravity reductions. *Journal of Geodesy*, 77(7):423–432.
- Sjöberg, L. E. (2003c). A solution to the downward continuation effect on the geoid determined 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):34–39.
- Sjöberg, L. E. (2007). The topographic bias by analytical continuation in physical geodesy. *Journal of Geodesy*, 81(5):345–350.
- Sjöberg, L. E. ve Nahavandchi, H. (2000). The atmospheric geoid effects in stokes' formula. *Geophysical Journal International*, 140(1):95–100.
- Stokes, G. G. (1849). On the variation of gravity on the surface of the earth. *Trans. Camb. Phil. Soc.*, 8:672–695.
- Üstün, A., Tuşat, E., Yalvaç, S., Özkan, İ., Eren, Y., Özdemir, A., Bildirici, İ. Ö., Üstüntaş, T., Kırtıloğlu, O. S., Mesutoğlu, M., ve others (2015). Land subsidence in Konya Closed Basin and its spatio-temporal detection by GPS and DInSAR. *Environmental earth sciences*, 73(10):6691–6703.
- Varga, M. (2018). *The application of crustal models in regional modelling of the Earth's gravity field*. Doktora Tezi, Faculty of Geodesy, University of Zagreb.
- Üstün, A., Bildirici, I. O., Selvi, H. Z., ve Abbak, R. A. (2006). An evaluation of SRTM3 DTM data: Validity, problems and solutions. In *the first international conference on cartography and GIS*.