



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



JEOİT BELİRLEMEDE ORTALAMA GRAVİTE
ANOMALİSİNİN KESTİRİMİNDE FARKLI
ENTERPOLASYON YÖNTEMLERİNİN
KARŞILAŞTIRILMASI

Merve ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Nisan-2025
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Merve ÖZ tarafından hazırlanan “Jeoit Belirlemede Ortalama Gravite Anomalisinin Kestiriminde Farklı Enterpolasyon Yöntemlerinin Karşılaştırılması” adlı tez çalışması 28/04/2025 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. Ekrem TUŞAT
(Konya Teknik Üniversitesi)

.....

Danışman

Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK
(Konya Teknik Üniversitesi)

.....

Üye

Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Güven KOÇAK
(İzmir Katip Çelebi Üniversitesi)

.....

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Mevlüt UYAN
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 material and results that are not original to this work.

Merve ÖZ
28/04/2025

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOİT BELİRLEMEDE ORTALAMA GRAVİTE ANOMALİSİNİN KESTİRİMİNDE FARKLI ENTERPOLASYON YÖNTEMLERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI

Merve ÖZ

Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ramazan Alpay Abbak

2025, 45 Sayfa

Jüri

Prof. Dr. Ekrem Tuşat
Prof. Dr. Ramazan Alpay Abbak
Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Güven Koçak

Jeodezin en önemli amaç ve görevlerinden biri ± 1 cm doğruluklu jeoit modelini belirlemektir. Fakat günümüzde dünyanın birçok bölgesinde halen bu doğruluğa ulaşılmamıştır. Gravimetrik jeoit belirlemede girdi verisi olarak serbest hava (free-air) gravite anomalisi kullanılmaktadır. Bu nedenle fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite büyüklükleri, ortalama deniz seviyesine indirgenir ve serbest hava anomalisi olarak adlandırılır. Bu indirgemenin sonra serbest gravite anomalileri, jeoit belirleme çalışmaları için grid merkezlerine enterpole edilmelidir. Ancak, serbest gravite anomalileri, topografik etkileri içerdiği için dalgalı bir yüzey oluşturmaktadır ve enterpolasyona elverişli değildir. Topografik etkileri ortadan kaldırmak amacıyla Bouguer plakası etkisi, serbest hava gravite anomalilerinden çıkarılır. Sonuçta Bouguer gravite anomalileri elde edilir. Bundan sonra Bouguer anomalileri grid merkezlerine enterpole edilebilir. Literatür incelendiğinde enterpolasyon sürecinde birçok seçenek vardır. Bu çalışmada enterpolasyon sürecinin etkilerini görmek amacıyla farklı enterpolasyon yöntemleri kullanılarak en doğru yaklaşımın belirlenmesi hedeflenmiştir. Çalışma sahası olarak Amerika Birleşik Devletleri'nin Colorado eyaleti seçilmiştir. Sahada topoğrafyanın minimum, maksimum ve ortalama yüksekliği sırasıyla 1306 m, 4372 m ve 2469 m'dir. Bu nedenle, jeoit belirleme yöntemi olarak dağlık alanlarda başarılı sonuç veren KTH yöntemi tercih edilmiştir. Sayısal sonuçlar ters mesafe ağırlık yönteminin en yüksek doğruluklu jeoidi verdiği belirlenmiştir. Ayrıca çalışmada ters mesafe ağırlıklı jeoit modeli referans alınarak diğer enterpolasyon yöntemleri ile elde edilen jeoit modelleri karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmalar, yüksek bölgelerde enterpolasyon yöntemleri arasında kayda değer farklar olduğunu göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Enterpolasyon Yöntemleri, Gravimetrik Jeoit Belirleme, KTH Metodu, LSMSSOFT, QGIS

ABSTRACT

MS THESIS

COMPARISON OF DIFFERENT INTERPOLATION METHODS ON THE ESTIMATION OF MEAN GRAVITY ANOMALY IN GEOID DETERMINATION

Merve ÖZ

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

Advisor: Prof. Dr. Ramazan Alpay Abbak

2025, 45 Pages

Jury

Prof. Dr. Ekrem Tuşat

Prof. Dr. Ramazan Alpay Abbak

Dr. Öğr. Üyesi Mehmet Güven Koçak

One of the most important goals and tasks of geodesy is to determine the ± 1 cm accurate geoid model. However, this accuracy has not been achieved in many parts of the world today. In gravimetric geoid determination, free-air gravity anomaly is used as input data. Therefore, gravity measurements taken on the physical Earth's surface are reduced to mean sea level and referred to free-air gravity anomalies. After the reduction, free-air gravity anomalies should be interpolated to grid centres for geoid determination studies. However, since free-air gravity anomalies contain topographic effects, they create an undulating surface and are not suitable for interpolation. To eliminate topographic effects, the Bouguer plate effect is removed from the free-air gravity anomalies, resulting in Bouguer gravity anomalies. After this step, Bouguer anomalies can be interpolated to grid centre. A review of the literature shows that there are several options for the interpolation process. In this study, it was aimed to determine the most accurate approach by using different interpolation methods to see the effects of the interpolation process. The state of Colorado, USA, was selected as the study area. The minimum, maximum and average topography in the study area are 1306 m, 4372 m and 2469 m, respectively. Thus, the KTH method providing successful results in mountainous regions, was chosen as the geoid determination method. The numerical results demonstrates that the inverse distance weighting method supplies the most accurate geoid model. In addition, the inverse distance weighting geoid model was used as a reference in the study and the geoid models obtained from other interpolation methods were compared. The comparisons showed that there were significant differences between the interpolation methods in high-altitude regions.

Keywords: Interpolation Methods, Gravimetric Geoid Determination, KTH Method, LSMSSOFT, QGIC

ÖNSÖZ

Yüksek lisans çalışmam boyunca her aşamasında yardımcı olan, değerli bilgi ve görüşlerinden yararlandığım ayrıca çalışmama katkıda bulunan kıymetli hocam Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK'a en derin duygularıyla teşekkür ederim. Lisans eğitimim boyunca derslerime giren çok değerli hocalarıma da teşekkür ediyorum.

Eğitim ve öğretim hayatımın her aşamasında destekleyen ve bu bölümü tercih etmemi sağlayan canım babam rahmetli Sinan SAĞLAM'a yüksek lisans tez çalışmamı ithaf ediyorum. Her zaman yanımda olan desteğini esirgemeyen canım anneme ve değerli kardeşlerime teşekkürü borç bilirim.

Yüksek lisans tezimin yürütülmesi sırasında her zaman yanımda olan ve her türlü desteği gösteren sevgili eşim Murat Öz'e ve benden daha iyilerini yapacağına inandığım canım oğlum Sinan'ıma sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Merve ÖZ
KONYA-2025

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT.....	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
SİMGELER VE KISALTMALAR	viii
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR TARAMASI	4
3. MATERYAL	9
3.1.Çalışma Sahası	9
3.2. Gravite Verisi	9
3.3. GNSS-Nivelman Verisi	10
3.4. Sayısal Yükseklik Model.....	11
3.5. Küresel Yerpotansiyel Model	11
4. METOT.....	13
4.1. KTH Yaklaşımı	13
4.2. Enterpolasyon Yöntemleri	16
4.2.1. Düzensiz Üçgen Model (TIN) Enterpolasyon Yöntemi	17
4.2.2. En Yakın Komşu Enterpolasyon Yöntemi	18
4.2.3. Hareketli Ortalama Enterpolasyon Yöntemi	19
4.2.4. Ters Mesafe Ağırlık Enterpolasyon (IDW) Yöntemi	20
5. SAYISAL UYGULAMA	21
5.1. Kullanılan Yazılımlar	21
5.2. Veri Setlerinin Hazırlanışı	22
5.3. Serbest Gravite Anomalilerin Analizi	30
5.4. Jeoit Modellerinin Analizi	34
6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	39
KAYNAKLAR	41

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

cm	: santimetre
m	: metre
g	: gravite değeri
Δg	: gravite anomalisi
g_0	: boşlukta gravite anomalisi
g_p	: ölçülen gravite anomalisi
γ_0	: elipsoit yüzeyinde normal gravite
γ_e	: ekvatorda normal gravite
$\Delta_g^{free-air}$	: serbest hava anomalisi
$\Delta_g^{Bouguer}$	: Bouguer anomalisi
Mgal	: miligal
G	: evrensel çekim sabiti
M	: yeryuvarının ortalama kütlesi (kg)
N	: jeoit yüksekliği
H	: ortometrik yükseklik
h	: elipsoidal yükseklik (m)
N	: jeoit yüksekliği
R	: yeryuvarının ortalama yarıçapı (m)
Γ	: normal gravite (mGal)
φ	: coğrafi enlem (°)
λ	: coğrafi boylam (°)
k	: boyutsuz büyüklük
e^2	: 1.dış merkezlilik
ω	: açısal hız
ψ	: yermerkezli açı (°)
ρ	: yerkabuğunun yoğunluğu (g/cm ³)
c_n	: derece varyansı
n	: harmonik derece
m	: harmonik sıra
$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$	: n . derece ve m . sıradaki harmonik katsayısı
$S(\psi)$	: Stokes fonksiyonu
s_n, b_n	: KTH modifikasyon parametreleri
°	: derece
'	: dakika
"	: saniye

Kısaltmalar

ASTER	: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
CHAMP	: CHallenging Mini-satellite Payload for geophysical research
EGM96	: The Earth Gravitational Model 1996
EKK	: En Küçük Kareler
FFT	: Fast Fourier Transform
GNSS	: Global Navigation Satellite System
GOCE	: Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GRACE	: Gravity Recovery And Climate Experiment
IDW	: Inverse Distance Weighting
TIN	: Triangulated Irregular Network
HGM	: Harita Genel Müdürlüğü
ICGEM	: International Center for Global Gravity Field Models
IGSN 71	: International Gravity Standardization Net 1971
KTH:	: Kungliga Tekniska Höskolan
KYM	: Küresel Yer Potansiyel Model
KOH	: Karesel Ortalama Hata
LSMSSOFT	: Least-Squares Modification of Stokes' Formula Software
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NGS	: National Geodetic Survey
QGIS	: Quantum GIS
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
SYM	: Sayısal Yükseklik Modeli
SAR	: Synthetic Aperture Radar

1. GİRİŞ

Jeodezi, yeryüzünün şekil ve büyüklüğünün yüzeysel ve geometrik olarak belirlenmesinin yanı sıra gravite bilgisini de kullanarak yeryuvarının yüzeyindeki bir noktanın üç boyutlu konumunun belirlenmesini sağlayan disiplinler arası bir yer bilim dalıdır. Aynı zamanda yeryüzünün dinamiğini ve gravite etkileşimini göstermek amacıyla olup yer ve uydu gözlemlerinin incelenerek haritaya aktarılmasını sağlamaktadır. Modern jeodezinin temel görevi olarak yeryuvarının geometrik boyutunu, şeklini belirlemek ve gravite alanını hesaplamaktır. Hesaplanan şekil ve gravite alanının zamana bağlı değişimlerinin gözlemlenmesi ve analiz edilmesi de temel görevlerini oluşturmaktadır. Gravite alanını belirleme işlemi fiziksel jeodezinin en önemli görevi olarak kabul edilmektedir.

Jeoit, yeryuvarının geometrik şekli olarak kabul görmekte olup jeodezide önemli bir anlama sahiptir. Gauss 1828 yılında yeryuvarının şeklini: “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.” tanımında bulunmuştur. Buna ek olarak J. B. Listing ise tanıma jeoit adını 1873 yılında vermiştir (Demirel ve Üstün, 2013).

Günümüzde Global Konum Belirleme Sistemlerinin (GNSS) gelişmesi ve kullanılmaya başlaması ile noktaların yer merkezli global sistemde koordinatları (enlem, boylam ve elipsoit yükseklikleri) yüksek doğrulukta ve gerçek zamanlı belirlenebilmektedir. Ancak GNSS’den üretilen elipsoidal yükseklik sadece geometrik anlamı ifade etmektedir. Bu nedenle drenaj projelerinde, inşaat mühendislik yapıları, doğal afet yöntemi vb. mühendislik ve arazi ölçüm uygulamalarında çoğunlukla kullanılmaz. Üretilen elipsoidal yüksekliğin gravite alanı ile ilişkisi ve fiziksel bir anlamı yoktur. Uygulamalarda jeoit yüksekliğini, ortometrik yüksekliklerin elipsoit yüksekliklerinden doğrudan hesaplanabilmesi için gereklidir. Global Konum Belirleme Sistemlerinin çok yüksek doğruluklar sağlamaya başlamasıyla birlikte, yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü jeoit yüksekliklerinin ve modellerinin elde edilmesi önemli hale gelmiştir.

Günümüz jeodezi topluluğunun en önemli hedeflerinden biri yeryuvarının gerçek şekli olan jeoidin ± 1 cm doğrulukla elde edilebilmesidir. Gravimetrik yöntemde temel olarak jeoit yüksekliğinin elde edilmesi için gravite verilerini kullanan Stokes/Hotine formüllerinin sayısal olarak uygulanmasına dayanmaktadır. Eğer bölgesel anlamda bir jeoit modeli belirlenecek ise gravimetrik yöntem çoğunlukla tercih edilir (Abbak, 2021).

Gravimetrik jeoit belirleme, istenen hedefe ulaşılması doğrultusunda en çok tercih edilen yöntemdir. Fakat fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerleri jeoit belirleme aşamasına doğrudan dahil edilemez. Öncelikle yüzey gravite değerlerinin gravite anomalilerine indirgenmesi gerekmektedir. Bu işlem sırasında verilerin toplandığı yeryüzü parçasının topoğrafik yapısının niteliklerinin yitirmemesi istenir. Öte yandan, düzenli bir grid verisi oluşturmak için enterpolasyonda değerlendirilecek gravite anomalilerinin topoğrafyaya bağımlılığı en alt düzeyde olmalıdır. Boşlukta ya da serbest hava (Free-air) gravite anomalileri jeoit modellemenin temel veri grubunu oluşturur. Boşlukta gravite anomalisine göre daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri gravite verilerinin enterpolasyonuna daha elverişlidir. Her ne kadar uygulamada basit Bouguer anomalileri yaygın kullanıma sahip olsa da düzensiz topoğrafik alanların bozucu etkilerini az ya da çok içerdikleri bilinmektedir. Basit Bouguer yaklaşımı yardımıyla gravite anomalileri entepole edilir. Bu süreçte birçok enterpolasyon yöntemi bulunmaktadır. Enterpolasyon yöntemlerinin hangisinin kullanılacağı araştırma konusudur. Bu çalışmada ortalama gravite anomalisin kestiriminde en yüksek doğruluk veren enterpolasyon yöntemi belirlenecektir.

Yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinin jeodezide kullanımı, gravitenin değişik anomali türlerine indirgenmesini ve bu işlem sırasında ölçünün yapıldığı bölgenin topoğrafik durumunun özenli bir şekilde ele alınmasını gerektirmektedir. Jeoit belirlemede kullanılan ortalama gravite anomalisinin belirlenerek ve bu değeri etkileyecek farklı enterpolasyon yöntemlerinin uygulanmasından çıkan sonuçların değerlendirilmesi gerekir. Tezin önemi; farklı enterpolasyon yöntemlerinin ortalama gravite değerindeki etkisinin izlenmesi ve en iyi sonucu ortaya çıkartmaktır. En iyi enterpolasyon yönteminin belirlenerek elde edilecek jeoit modelinin doğruluğunun ve kullanılabilirliğinin artırılması hedeflenmektedir. Daha sonra en iyi sonucu veren jeoit modeli sabit tutularak diğer jeoit modelleri ile karşılaştırılmış ayrıca jeoit modellerinin doğrulukları GNSS-nivelman verileri ile test edilmiştir. Böylelikle 1 cm doğruluklu jeoidin belirlenmesine katkı verilmiş olacaktır.

Bu tezin 2. bölümünde tez konusu ile ilgili benzer konu başlıkları araştırılarak önceden yapılan çalışmalara ait literatür taraması yapılmıştır. Materyal başlığı adı altında 3. bölüm çalışma sahasının kapsadığı alan, kullanılacak gravite verisi, sayısal yükseklik modeli ve küresel yer potansiyel modellerinin elde edilme şekli ve doğrulukları hakkında bilgi verilmiştir. Sayısal uygulamadaki metod 4. bölümde ele alınmış ve gravimetrik jeoit modeli belirlemede kullanılan KTH (Kungliga Tekniska Högskolan) yaklaşımının temel

ilkeleri ve formülleri detaylı olarak anlatılmıştır. Ayrıca, tercih edilen interpolasyon yöntemleri olarak düzensiz üçgen model (TIN: Triangulated Irregular Network), en yakın komşu interpolasyon yöntemi, hareketli ortalama interpolasyon yöntemi, ters mesafe ağırlık interpolasyon yönteminin formülleri ve prensipleri ele alınmıştır. 5. bölüm sayısal uygulamada tercih edilen QGIS (Quantum GIS) ve LSMSSOFT (Least-Squares Modification of Stokes' formula Software) yazılımları anlatılması ve veri setlerinin hazırlanması gösterilmektedir. Sayısal uygulamada interpolasyon yöntemlerinin ürettiği serbest hava anomalileri ve jeoit modelleri istatistik değerleri çizelge halinde değerlendirilmiştir. Ayrıca yüksek doğruluklu jeoit modeli referans alınarak karşılaştırma haritalarının değerlendirilmesi yapılmıştır. Son bölüm olan sonuç ve öneriler kısmında bulunan bulgular değerlendirilmiş, ileride yapılacak çalışmalar için tavsiyelerde bulunulmuştur.

2. LİTERATÜR TARAMASI

Literatür taramasında jeoit modeli belirleme yöntemleri araştırılmış. Tez konusu olan gravite verisini kullanarak gravimetrik jeoit modelinin elde edilmesi hakkındaki çalışmalar incelenmiştir. Ayrıca gravite verisinin farklı enterpolasyon yöntemlerinin kullanılan araştırmaların sonuçları kısaca anlatılmıştır.

Sjöberg (1981), KTH tekniğinin temelleri bu çalışma ile atılmıştır. Çalışmada ilk defa burada global yerpotansiyel modelleri ile yersel veriler (sayısal yükseklik ve gravite modelleri) spektral formda en küçük kareler tekniğinin kullanılmasının bir araya getirilebileceği ifade edilmektedir.

Sjöberg (1984), KTH tekniğinin etkilenmiş (biased) versiyonunun temel kavramlarını ve teorisi bu çalışmada ifade edilmektedir. Proje çalışmalarının bu versiyon ile tamamlanması düşünülmektedir.

Kiamehr (2007), bu makalede “aykırı değer tespiti için çapraz doğrulama” yaklaşımına dayalı olarak gravite anomalisinin hassas bir şekilde belirlenmesini ve İran’daki gravite anamolisi verilerinin gridlenmesi için en iyi enterpolasyon tekniğini bulmak amaçlamaktadır. Çalışma alanı İran’ın 23° - 42° enlem ve 41° - 67° boylam arasındadır. Bu sınırlanan bölgede mutlak gravite ölçümleri, bağıl deniz ve kara gözlemleri dahil olmak üzere çeşitli veri tabanları toplanmıştır. Gravite gridlerini oluştururken, Ters Mesafe, Kriging, En Yakın Komşu, Hareketli Ortalama ve Yerel Polinom enterpolasyon yöntemleri kullanılmıştır. Farklı enterpolasyon yaklaşımları kullanılarak veriler arasındaki çapraz doğrulama da, Kriging yönteminin tahmin edilen ve orijinal değerler arasındaki minimum standart sapma değerini verdiği gösterilmiştir.

Abbak ve ark. (2012), global yerpotansiyel modellerinin yersel veriler ile iyileştirilmesinde stokastik yöntem olan KTH yaklaşımının temel teori ve kavramlarına değinmiştir. KTH yaklaşımının uygulamadaki başarısını kontrol etmek ve Konya Kapalı Havzası için yükseklik problemini çözmek için bir sayısal uygulama yapılmıştır. Uygulamada Konya Kapalı Havzası’nı kaplayan yaklaşık $68\,000\text{ km}^2$ ’lik bir alan için $3'\times 3'$ çözünürlüklü bölgesel bir jeoit modeli belirlenmiştir. Bölgesel model, proje alanındaki en iyi global model ile karşılaştırıldığında anlamlı bir iyileşme sağlandığı görülmüştür. İyileştirme çalışmasının en önemli eksikliğinin yeterli sıklıkta ve kapsamda yersel gravite gözlemlerinin olmayışdır. Çalışma yersel gravite gözlemleri artırılarak tekrardan bir bölgesel jeoit modeli hesaplanması ile jeodezik uygulamaların istenen 1 cm doğruluklu jeoit modeli hedefine KTH yöntemi ile yaklaşılabilceği değerlendirilmektedir. Sayısal

yükseklik verisinin yüksek doğruluklu global ya da ulusal yükseklik modelleri belirlenebilirse, bölgesel modelin doğruluğuna anlamlı katkı sağlayacağı düşünülmüştür.

Yıldız (2012), Türkiye Ulusal Sabit GNSS İstasyonları Ağı-Aktif ile gözlem sonrası veriler ile ortometrik yüksekliklerin doğruluklarını eşdeğer kılmak amacıyla Türkiye genelinde 2-3 cm doğruluklu gravimetrik jeoit belirlemiştir. Jeoit belirlenirken; düz alanlarda yeni yersel gravite, dağlarda, göllerde ve kıyısal alanlarda uçaktan gravite ile Türkiye genelinde oluşturulan eşit dağılımlı gravite verileri elde edilmesi ve mevcut yersel gravite ölçülerindeki olası hataların giderilmesi sağlanabileceğini değerlendirilmektedir. Ülkenin tamamında nivelman yapılmasının mesafeye bağlı hata olması, zamana bağlı lokal deformasyonlar ile röper noktalarının zarar görmesi nedenlerinden dolayı Türkiye için lokal deformasyonlardan daha az etkilenen ve jeodinamik aktiviteli gravimetrik jeoit düşey datum olarak kullanılması önerilmektedir.

Abbak ve Ustun (2015), KTH metodunu kullanan LSMSSOFT tanıtılmıştır. Söz konusu yazılım ile Auvergne (Fransa) test alanında örnek uygulama yapılmıştır. Sonuçlar, yazılımın oldukça pratik ve yüksek doğruluklu sonuçlar verdiğini göstermektedir.

Karaca (2016) GNSS aracılığıyla elde edilmiş ortometrik yüksekliğini doğrudan etkileyen yüksek doğrulukta jeoit yükseklik bilgisini belirlemek için farklı interpolasyon yöntemleri kullanılarak yerel jeoit modeli belirlenmiştir. İstanbul bölgesinde yerel jeoit modelini belirlemek amacıyla İstanbul GNSS Nirengi Ağı 2005 kullanılarak 1204 adet her 20 km² de bir GNSS-Nivelman noktası belirlenip 12 adet interpolasyon yöntemi uygulanmıştır. Çalışma alanı İstanbul'un konumu 40°30' - 42° enlemleri ve 27°30' - 30° boylamları arasındadır. Referans alınan test noktalarında yapılan doğrusal interpolasyon değerlendirilmesi sonucunda, Biharmonik Spline interpolasyonu en doğru sonucu vermiştir. İstatistiklere göre en kötü sonucu hareketli ortalama yöntemi olarak belirlenmiştir. Hareketli ortalama yönteminin veriler arasındaki mesafeye dayalı ağırlıklandırılma olmaması, interpolasyon noktası ve tüm referans ölçütleri eşit varsaymasından kaynaklanmıştır. Test noktalarında ise Spline interpolasyon sonucuna göre Kriging interpolasyonu en iyi sonucu verdiği ortaya konulmuştur.

Märdla ve ark. (2017), dağınık test verileri kullanılarak düzenli aralıklı grid gravite anomalisinin indirgenmesi ve çeşitli interpolasyon yöntemleri ile jeoit belirlenmesini amaçlamıştır. Gravite anomalisini belirlemek için iki farklı gravite azaltma/geri yükleme yöntemi kullanılmıştır. Ayrıca dört farklı interpolasyon yöntemi karşılaştırılmıştır. Çalışma alanı 53°-73° enlemleri, 0°-34° boylamları arasındaki Danimarka, Norveç, İsveç, Finlandiya, Estonya, Letonya ve Litvanya artı Baltık Denizi,

Kuzey Denizi ve büyük parçalar dahil olmak üzere çevredeki alanları Arktik Okyanusunu kapsamaktadır. Bu bölge hem kara hem de deniz alanlarını kapsayacak heterojen alandır. Gravite anomalisinin girdlenmesinde artık arazi modelinin homojen ve izotropik özelliklerden dolayı daha iyi performans gösterdiği belirlenmiştir. Enterpolasyon yöntemi olarak kullanılan spline tabanlı yöntemlerde çok sayıda gözlemin olduğu ve veri eksikliğinin olmadığı alanlarda en iyi şekilde kullanılabileceği tespit edebilmiştir. Kriging enterpolasyonu gerilim faktörünü belirli bir alanda yerçekimi alanının özelliklerine otomatik olarak ayarlayarak bireysel hata tahminlerini ekleyerek iyileştirilebilir. Genel olarak test edilen enterpolasyon yöntemlerinden herhangi biri tercih edilebilir. Kriging enterpolasyonu tarafından hesaplanan gridler, veri boşlukları ve rota yönünde gravite kapsamında, deniz alanları üzerinde bazı kontrolsüz davranışlar sergilendiği belirlenmiştir. Bu tür alanlarda, fiziksel olarak belirlemek için en küçük kareler enterpolasyonu ve diğer yöntemler tercih edilmelidir. Ayrıca artık arazi modeli anomalilerinin hesaplanmasında küresel yerpotansiyel modeliyle değerlendirilmesi maksimum derece/noktanın değiştirilmesi ile ortaya çıkan gravite alanı ve yarı jeoit modellerinin üzerinde önemsiz etkiye sahip olduğu belirlenmiştir.

Demir (2018), farklı global yerpotansiyel modeller kullanılarak gravimetrik jeoit belirlenmesindeki etkisini göstermek amaçlanmıştır. Jeoit modelini belirlendiğinde doğruluğu en düşük olan model CHAMP uydusu verileri kullanılarak elde edilen model olurken, GRACE uydu verisi modelinde ise doğrulukta artış gözüktüğü belirlenmiştir. GOCE uydusunun yeryuvarına en yakın uydu olması sebebi ile jeoit modeli belirlenmesinde daha iyi gravite alanı verisi elde edilmiştir. GRACE ve GOCE uydu verileri birlikte kullanılarak doğruluğu daha iyi jeoit modeli belirlenmiştir. Jeoit modelinin doğruluğunu etkileyen unsurun kaliteli yersel gravite verisi olduğu belirtilmiştir.

Doğdu (2020), gravimetrik jeoit modeli belirlenirken kullanılan yoğunluk değişimin etkisini incelenmesi hedeflenmiştir. Kabuk yoğunluğunun belirlenmesi için küresel yerkabuğu modelleri olarak CRUST1.0 ve EPCRUST modelleri kullanılmıştır. Çalışma sahası olan Konya Kapalı Havza seçilmiş küresel ve bölgesel modellerden belirlenen yoğunluk değerleri ile küresel ortalama değerden yaklaşık $\pm 10\%$ 'luk oran farkı çıkmıştır. Bu farkın etkisini göstermek için gravimetrik bölgesel jeoit belirlenerek etkisi incelenmiştir. Farklı kabuk modelleri kullanılarak yoğunluk değeri farklı 3 adet yerel jeoit belirlenmiş ve bu jeoitlerin doğruluk analizleri bölgedeki GNSS-nivelman verileri yardımıyla analizi yapılmıştır. Sonuç olarak bölge için küresel kabuk modelinin yoğunluk

değeri ile sabit yoğunluk değeri arasında yaklaşık %10 değişim olduğu belirlenmiştir. Bu farkın jeoit yüksekliklerinde anlamlı bir değişim olduğu görülmüştür.

Çevikalp (2022), farklı çözünürlükteki grid gravite verilerinin gravimetrik jeoit modelinin doğruluğuna etkisini belirlemeye çalışmaktadır. Jeoit modellemede girdi verisi olarak kullanılan düzlemsel ve küresel yaklaşımlarla hesaplanan Bouguer gravite anomalilerinden serbest hava anomalileri elde edilmiştir. Bu yaklaşımların jeoit modelinin doğruluğuna etkisi ile topoğrafik çekim etkileri incelenmiştir. Çalışma bölgesi Colorado eyaletinin coğrafi sınırları; 35° ile 40° kuzey enlemleri ve 110° ile 102° batı boylamları kullanılmıştır. Çalışmadaki kullanılan veriler Uluslararası Jeodezi Birliği Çalışma Gruplarına sunulan, yersel gravite verileri, GSVS17 profili verileri, arşivsel GNSS-Nivelman verileri ve sayısal yükseklik modeli olarak belirlenmiştir. 3', 1' çözünürlüklü jeoit modellerine birbirlerine oldukça yakın standart sapma ve neredeyse aynı doğruluğa sahip olan bu modeller göstermiş ki, düzlemsel ve küresel yaklaşım aynı performansı göstermiştir. Lakin 30'' çözünürlüğüne sahip jeoit modellerinin %24 daha iyi doğruluklu olduğu belirlenmiştir. Aynı yaklaşım ve farklı çözünürlük ile belirlenen artık jeoit yükseklikleri, topoğrafya yüksekliğinin çözünürlüğü arttıkça jeoit yüksekliklerinin GNSS-nivelmana uyumunun genellikle arttığı saptanmıştır.

Nergizci (2022), yoğunluk değişiminin gravimetrik jeoit belirlemeye etkisinin incelenmesi amaçlanmaktadır. Gravimetrik jeoit belirleme yönteminde kullanılan Stokes formülü ile jeoit üzerinde topoğrafyanın olmadığı düşünülerek yaklaşık jeoit yüksekliği hesaplanırken bu yükseklikte sabit bir kabuk yoğunluğu (2.67 g/cm^3) ile topoğrafya düzeltilmesi yapılmaktadır. Çalışma sahası olarak Konya Havzası için Bouguer gravite anomalileri kullanılarak yerel bir yoğunluk modeli üretilerek gravimetrik jeoit belirlemeye etkileri incelenmiştir. Gravimetrik jeoit modeli belirlenmesinde E. L. Sjöberg tarafından geliştirilen KTH yaklaşımı tercih edilerek LSMSSOFT yazılımı kullanılarak yerel jeoit modeli oluşturulmuş. Oluşturulan model ile sabit yoğunluk hesaba katılarak elde edilen jeoit arasında birkaç desimetreye kadar farklılıklar olduğu tespit edilmiştir. Bu farkların ise özellikle dağlık alanlarda gözlenmiştir. Eğer 1 cm doğruluklu hassas jeoit belirleme çalışmaları yapılacak ise bu farkın ihmal edilemeyecek kadar büyük bir değer olduğu belirtilmiştir.

Karaca ve ark. (2024), yüksek çözünürlüklü jeoit hesaplamalarında kullanılan gravite verisinin gridlenerek farklı enterpolasyon yöntemleri ile elde edilmesi amaçlanmıştır. Enterpolasyon yöntemi olarak Kriging, ters mesafe ağırlıklandırması, en yakın komşuluk ve yapay sinir ağları olmak üzere dört farklı yöntem uygulaması

yapılmıştır. Enterpolasyon yöntemlerinde kullanılan gravite verisinin gridlenmesi jeoit modelini doğruluğunu etkilediği belirlenmiştir. Çalışma sahası Fransa Auvergne ‘deki gravite verileri kullanılmıştır. Gravite verisinin gridlenmesinin jeoit modeline etkisini ortaya çıkartmak amaçlanmıştır. Kullanılan yazılımlar; veri enterpolasyon modüllerinin yanı sıra, hassas jeoit belirleme için KTH Geolab yazılımı ve GRAVSOFIT jeodezik gravite alanı modelleme programlarıdır. Sonuçlarda ise kullanılan enterpolasyon yönteminde gridleme yapılırken grid değerlerinin büyüklüklerinde ve dağılımlarında farklılıklar ürettiği sonucuna varılmıştır.

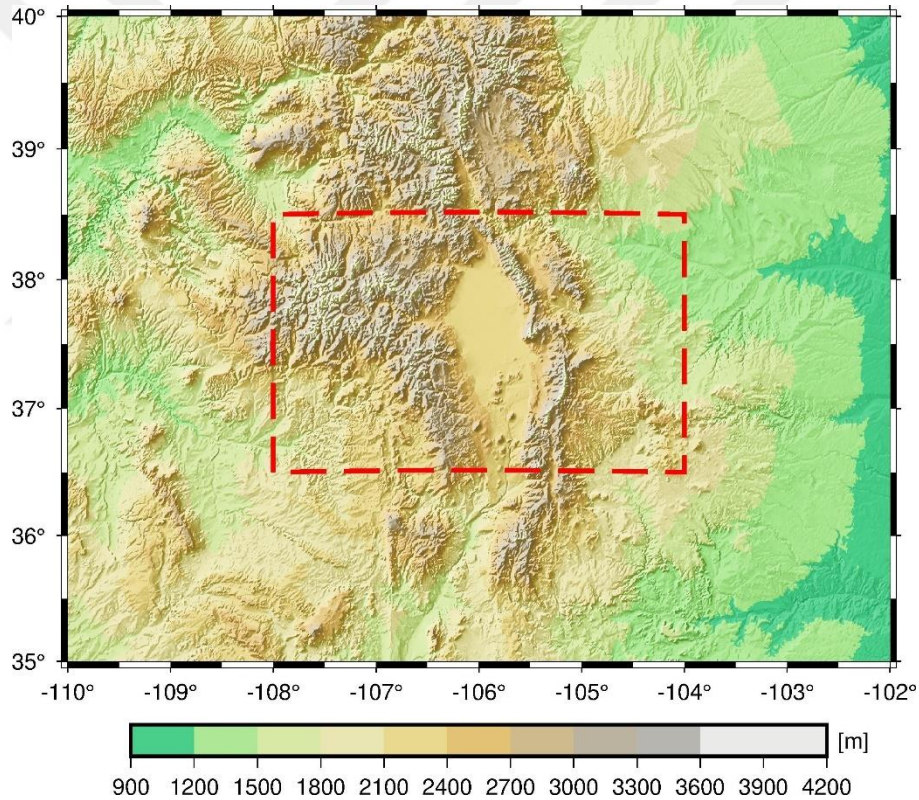


3. MATERYAL

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

3.1.Çalışma Sahası

Test sahası olarak, Amerika Birleşik Devletleri'nin Colorado eyaleti seçilmiştir. Test sahasının coğrafi sınırları; 36.5° ile 38.5° kuzey enlemleri ve 104° ile 108° batı boylamları arasındaki kalan alandır. Bahsi geçen bölge, Şekil 1'de kırmızı çerçeve ile gösterilmiştir. Yaklaşık yüzölçümü 80 000 km²dir. Test sahasında topoğrafyanın minimum, maksimum ve ortalama yüksekliği sırasıyla 1306 m, 4372 m ve 2469 m dir. Topoğrafya ve jeoit bu bölgede ani değişimler gösterdiği için test sahası olarak seçilmiştir (Şekil 3.1).



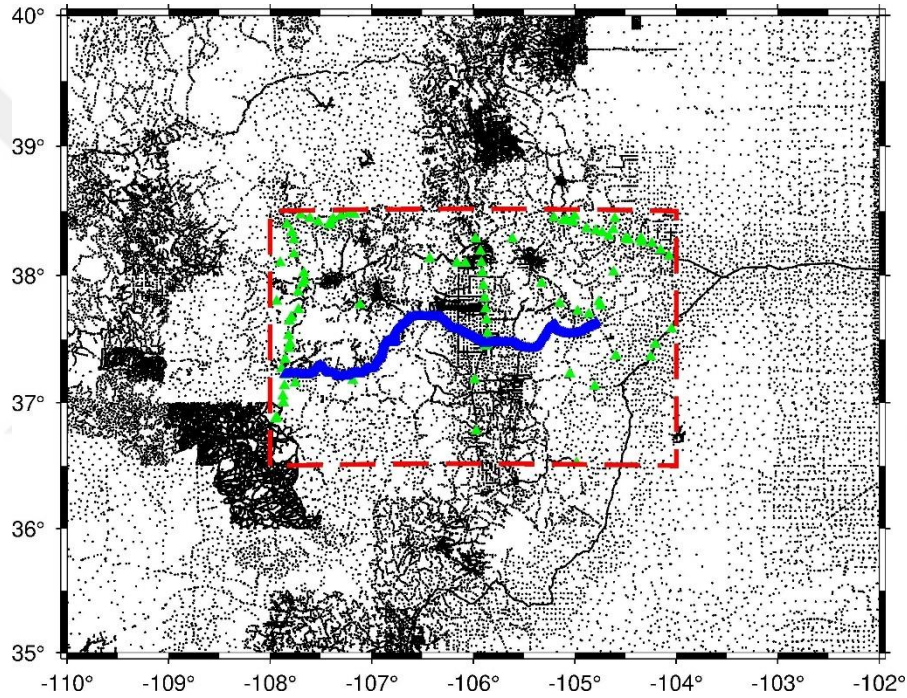
Şekil 3.1: Test sahası ve çevresinin topoğrafyası (kırmızı çerçeve test sahasını gösterir.)

3.2. Gravite Verisi

Gravimetrik jeoit belirleme çalışmaları, test sahasının çevresinde en az 150 km'lik bir tampon bölgenin de verilerini gerektirmektedir. Buna göre veri sahasının coğrafi sınırları, 35° ile 40° kuzey enlemleri, 102° ile 110° batı boylamları arasında kalan alandır. Veri sahasının yüzölçümü yaklaşık 400 000 km² dir. Böylesi bir alan Türkiye'nin

yüzölçümünün neredeyse yarısına karşılık gelmektedir. Bu yönüyle kapsamlı bir araştırma olarak planlandığı söylenebilir. Veri sahasındaki yükseklik değerleri ise; 931 metreden başlayıp, 4396 m kadar çıkmaktadır. Ayrıca, sahada ortalama yükseklik yaklaşık 2017 m'dir.

Veri sahasındaki yersel gravite gözlemleri Amerikan ulusal jeodezi dairesi (NGS: National Geodetic Survey) tarafından üretilmiştir (URL-6). Toplam gravite gözlemi 59303'tür. Veri sahasının yüzölçümü düşünüldüğünde her 7 km² ye bir nokta düşecek şekilde bir yoğunluk sunmaktadır (Şekil 3.2). Gravite verilerinin doğruluğu yaklaşık olarak 1 mGal'in altındadır (URL-6).



Şekil 3.2: Veri sahasındaki yersel veriler (siyah noktalar gravite gözlemleri, yeşil üçgenler tarihi GNSS-nivelman verileri, mavi üçgenler güncel GNSS-nivelman verileridir)

3.3.GNSS-Nivelman Verisi

GNSS-Nivelman verisi jeoit belirleme çalışmalarında elde edilen jeoit modelinin doğrulunun değerlendirilmesinde kullanılan referans verisidir. Bu çalışma sahasındaki jeoit modelini kontrol edecek veriler (GNSS-nivelman noktaları) 2 gruba ayrılmaktadır. Birincisi tarihi veriler olup toplam sayısı 94'tür (Şekil 3.2.'de yeşil üçgen ile gösterilmiştir). Bu grupta jeoit yüksekliklerin doğruluğu 4-5 cm civarındadır. Diğer yandan aynı bölgede 2017 yılında bir profil boyunca yeniden GNSS-nivelman gözlemleri yapılmıştır. Bu gruptaki gözlemlerin sayısı da 222'dir (Şekil 3.2.'de mavi üçgen ile

gösterilmiştir). Jeoit yüksekliklerinin doğruluğu 2 cm'nin altındadır (Van Westrum ve ark., 2021). Bu yönüyle güncel verilerin oldukça yüksek doğruluklu olduğundan söz edilebilir.

3.4. Sayısal Yükseklik Model

Yeryüzü kara parçalarının çoğunluğunu kapsayan global sayısal yükseklik modelleri, uzaktan algılama yöntemi ve topoğrafik haritaların sayısallaştırılması ile üretilmekte olup ticari ya da ticari olmayan biçimlerde kullanıcılara sunulmaktadır (Ustun ve ark., 2006). Bu kapsamda ticari amaç güdülmeyen yapılan çalışmalardan biri Mekik Radar Topografya Görevi olan Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) dir. NASA (National Aeronautics and Space Administration) tarafından yürütülen projede yeryüzünün $\pm 60^\circ$ enlemleri arasındaki kara parçaları SAR (Synthetic-aperture radar) tekniği kullanılarak taranmıştır (Farr ve ark., 2007). Yapılan çalışma, 2000 yılı Şubat ayında 11 gün boyunca devam etmiştir (Bildirici ve ark., 2007a). İyileştirme çalışmalarından sonra SRTM Sayısal Yükseklik Modeli (SYM) üç farklı versiyonda elde edilip dağıtılmaktadır (Bildirici ve ark., 2007b). KTH metodunda Stokes fonksiyonu yeryuvarını küre gibi düşünülür fakat uygulamada topoğrafya yapısı girintili çıkıntılı bir yapıdadır. Bu sebeple gravite verilerine topoğrafya düzeltmesi yapılması gerekmektedir. Gravite verisi alınan noktaların yükseklik bilgisini elde edilecek alana ait SYM verisine ihtiyaç duyulmaktadır. Gravimetrik jeoit belirlemek için global sayısal yükseklik modelleri çalışmalarda kullanılabilir (Yılmaz ve Erdoğan 2018). Bazı çalışmalarda SRTM1 küresel sayısal yükseklik modelinin ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), modeline göre daha doğru sonuçları verdiği görülmüştür (İl ve ark., 2018; Bildirici ve Abbak, 2020). Bu çalışma sahası için sayısal yükseklik modeli olarak SRTM'in 1 saniye çözünürlüklü çözümü kullanılacaktır. Bu kapsamda belirtilen SRTM1, ilgili internet sayfasından ücretsiz şekilde indirilecektir.

3.5. Küresel Yerpotansiyel Model

Küresel Yerpotansiyel Modeller (KYM) gravite alanına ait uzun dalga boylu bileşenini temsil eden küresel harmonik katsayılarıdır. Yeryuvarında toplanan gravite bilgilerinin hepsi birleştirilerek en küçük kareler yöntemi ile dengelendikten sonra $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$ katsayıları ve onların standart sapma kestirimi yapılır. Hesaplanan bu katsayılar ise küresel yerpotansiyel modeli olarak tanımlanır. Jeodezik çalışmalar da kullanılmak amacıyla CHAMP, GOCE, GRACE ve GRACE-FO gibi alçak yörüngeli uyduların

yeryuvarı gravite alanı hakkında bilgiler elde edilir. Bu bilgiler sayesinde internet sayfası olan ICGEM’de küresel yerpotansiyel modelleri yayınlanmaktadır. ICGEM internet sayfasında günümüze kadar oluşturulmuş 180’den fazla küresel yerpotansiyel modeli bulunmaktadır (Yılmaz ve ark., 2016). Yeni üretilen modellerin farklılıkları fazla ölçü kullanılmasının yanında yeni ölçme yöntemleri ile birlikte değerlendirilmesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca kendinden önceki yayınlanan küresel yerpotansiyel modellere göre yerin gravite alanını daha gerçekçi yansıtmaktadır.

Günümüzde yüksek doğruluklu küresel yerpotansiyel modeller oluşturmak için yeryuvarına ait gravite bilgisine; uydu izleme verileri, uydu altimetre verileri, uydu gradyometre verileri ve son olarak yersel gravite verileri kaynak olarak değerlendirilir. Küresel yerpotansiyel modellerin veri kaynağı üç ana başlıkta değerlendirildiğinde; uydu bazlı model, kombine model, yeniden biçimlendirilmiş model olarak açıklanır. Uydu bazlı model, sadece uydu verilerinin analiz edilmesi sonucunda hesaplanan modellerdir. Kombine bir başka deyişle bütünleşik model, uydu ve yersel verilerin birlikte değerlendirilmesi ile oluşan yerpotansiyel modellerdir. Son olarak yeniden biçimlendirilmiş model önceden var olan yerpotansiyel modellerin farklı özel matematiksel teknikler kullanılarak modelin tekrardan oluşturulmasıdır (Abbak, 2021).

Uygulanacak çalışmalar da Küresel Yerpotansiyel Modeli (KYM) seçimi, jeoidin doğruluğunu doğrudan etkilemektedir (Demir ve ark., 2018). Bu çalışma sahasında yersel gravite verisi bulunmayan sadece uydu bazlı KYM gerekli olduğu için 2016 yılında oluşturulan ITU_GGC16 modeli uygulamada tercih edilmiştir (Akyılmaz ve ark., 2016).

4. METOT

Bu bölümde çalışma sahasının verilerinin düzenlenmesi, elde edilme aşamaları anlatılmaktadır. Jeoit belirleme yöntemi olarak gravimetrik yöntem tercih edilip ve E. L. Sjöberg tarafından ortaya çıkarılan KTH yaklaşımı kullanılmıştır. KTH yaklaşımını kolay ve hızlı şekilde uygulanabilmesi için LSMSSOFT yazılımı seçilmiştir. KTH yaklaşımı ve 4 farklı enterpolasyon yöntemlerinin prensiplerinin yanında formülleri de detaylı olarak açıklanmıştır.

4.1.KTH Yaklaşımı

Bölgenin jeoidini belirlerken bu çalışmada kullanılacak yöntem İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde E. L. Sjöberg tarafından geliştirilen KTH yöntemidir. Yöntemin temelleri, George Gabriel Stokes'un 1849 yılında yayınladığı ve kendi adıyla anılan Stokes formülüne dayanmaktadır. Bu formül gravite anomalilerinden jeoit yüksekliğini belirlemeye olanak sağlamıştır. Stokes formülüne göre jeoit yüksekliği,

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

şeklinde ifade edilir. Burada R yeryuvarının ortalama yarıçapı, ψ jeosentrik açı, Δg gravite anomalisi, $d\sigma$ birim küre σ 'nın en küçük yüzey elemanı, $S(\psi)$ Stokes fonksiyonunu ve son olarak γ ise referans elipsoidi üzerindeki normal graviteyi temsil etmektedir. Stokes fonksiyonu Legendre polinomunun bir serisi olarak küre üzerinde $P_n(\cos\psi)$ ifade edilebilir,

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\psi) \quad (4.2)$$

eşitlikte ifade edilen integrasyonun uygulanabilmesi için yeryuvarının tümü üzerinde uygulanması gerekmektedir, fakat bu durumun pratikte uygulanması mümkün değildir. Bunun sebebi tüm yeryuvarına ait gravite verilerinin bir araya getirilmesi ile oluşacak veri yığının birlikte değerlendirilmesinin güçlüğünden dolayıdır. Bu değerlendirmeyi yapabilmek için Stokes eşitliğini sınırlı bir bölge belirlenerek yeniden düzenlenip kullanılır. Bu işleme de Stokes integralinin modifikasyonu denmektedir.

Stokes formülünde tüm yeryuvarını kapsayan küresel gravite verisi yerine sadece bir bölgeye ait yersel gravite verisi kullanılması sonucu, ihmal edilen dış bölgelerinin gravite verisi eksikliği sebebiyle kesme hatası meydana gelecektir. Moledensky, 1962'de Stokes formülünde küresel yerpotansiyel modeller ile gravite sinyalinin uzun dalga boylu bileşenleri ve yersel gravite gözlemlerinin birleştirme işlemi yapılarak uzak bölgelerin kesme hatasını (truncation error) azaltılabileceğini kanıtlamıştır. Bu teoremin

geniştirilmesi sonucu modifikasyon adını almıştır. Modifikasyonlar; stokastik ve deterministik olmak üzere iki ana grupta ele alınmaktadır. Deterministik yaklaşım modifikasyonunda sadece kesme hatalarını minimize ederken, stokastik yaklaşım kesme hatasının yanında yerpotansiyel model ve yersel gravite gözlemlerinin hatalarını da hesaba katılmasını sağlayarak yersel gravite verilerini ve KYM birleşimini optimize etmeye çalışmaktadır.

Sjöberg (2003b), Stokes formülü için basit ve genel bir modifikasyon modelini modifikasyon parametreleri (s_n ve b_n) kullanarak tanımlamıştır,

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \Delta g_n^{KYM} \quad (4.3)$$

burada, $S^L(\psi)$ yerleştirilmiş Stokes fonksiyonu, b_n modifikasyon parametresi, Δg_n^{KYM} KYM den türetilen gravite anomalisi;

$$\Delta g_n^{KYM} = \frac{GM}{a^2} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} (n-1) \sum_{m=-n}^n C_{nm} S_{nm} \quad (4.4)$$

eşitliği ile ifade edilmiştir. Burada a referans elipsoidinin ekvatorial yarıçapı, r hesap noktasının jeosentrik yarıçapı, C_{nm} ve S_{nm} ise tam normalize edilmiş küresel harmonik katsayılarıdır (Heiskanen ve Moritz, 1967). Yerleştirilmiş Stokes fonksiyonu ise;

$$S^L(\psi) = S(\psi) - \sum_{n=2}^L \frac{2n+1}{2} s_n P_n(\cos\psi) \quad (4.5)$$

eşitliği ile ifade edilmektedir. Burada s_n modifikasyon katsayısını, temsil etmektedir.

KTH yöntemi ile jeoit belirlerken, yersel gravite anomalileri ve KYM gravite anomalileri yardımıyla yaklaşık olarak jeoit yüksekliği $\tilde{N}$ hesaplanır (Şekil 4.1). Daha sonra tüm düzeltmeler ayrı ayrı eklenir. Kesin jeoit yüksekliği değeri;

$$N = \tilde{N} + \delta N_{comb}^{Topo} + \delta N_{DWC} + N_{comb}^a + \delta N_e \quad (4.6)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada δN_{comb}^{Topo} , topoğrafik düzeltme, δN_{DWC} indirgeme düzeltmesi, N_{comb}^a toplam atmosferik düzeltme ve δN_e elipsoidal düzeltmeyi ifade etmektedir.

Topoğrafik düzeltme, jeoit üzerine etki eden doğrudan veya dolaylı tüm topoğrafik etkilerini toplamıdır. Bu düzeltme;

$$\delta N_{comb}^{Topo} = \delta N_{dir} + \delta N_{indir} = -\frac{2\pi G \rho H_p^2}{\gamma} \left(1 + \frac{2H_p}{3R}\right) \quad (4.7)$$

şeklinde ifade edilir. Burada ρ ortalama yeryuvarı kabuk yoğunluğu ($\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$), H_p noktanın ortometrik yüksekliği olarak ifade edilir (Sjöberg, 2007).

Stokes formülü uygulamalarında jeoit belirlemede temel indirgeme düzeltmesidir. Sjöberg 2003 yılında indirgeme düzeltmesi için bir eşitlik yayımlamıştır. Bu metoda göre indirgeme düzeltmesi,

$$\delta N_{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1, Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \quad (4.8)$$

şeklinde üç bileşenden oluşmaktadır. Bu bileşenler;

$$\begin{aligned} \delta N_{dwc}^{(1)} &= \frac{\Delta g}{\gamma} H_P + 3 \frac{\tilde{N}}{r_P} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P H_P^2 \\ \delta N_{dwc}^{L1, Far} &= \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^M b_n \left[\left(\frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n \\ \delta N_{dwc}^{L2} &= \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \left[\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P (H_P - H_Q) d\sigma_Q \right] \end{aligned} \quad (4.9)$$

formülleri ile ifade edilmektedir. Burada $r_p = R + H_P$ P noktasının küresel yarıçapı, H_P hesap noktasına ait topoğrafik yüksekliği olarak isimlendirilir (Sjöberg, 2003c).

Jeoit yüzeyinin dışındaki atmosferik kitlenin etkisi bütünüyle yok sayılamaz. Bu nedenle yaklaşık jeoit yüksekliği hesaplama kısmında yok kabul edilen atmosferik kitlenin etkisi sonradan düzeltme olarak eklenmelidir. Atmosferik düzeltme,

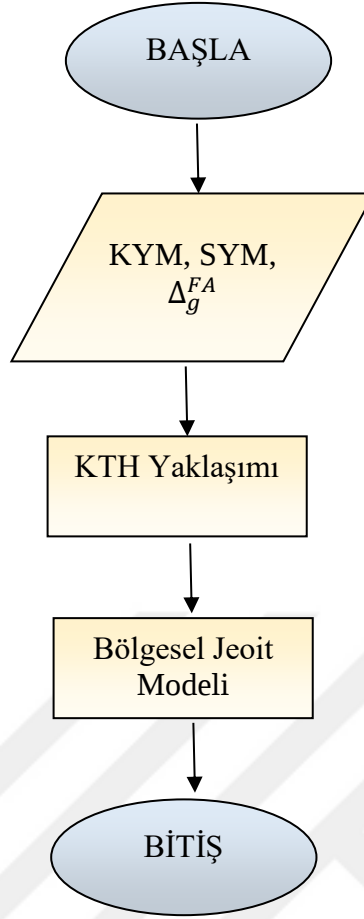
$$\delta N_{atm} = -\frac{GR\rho^a}{\gamma} \iint_{\rho^a} S^L(\psi) H_P d\sigma \quad (4.10)$$

formülü ile ifade edilir. Burada ρ^a deniz seviyesindeki atmosferik yoğunluk olarak ifade edilir ve standart olarak genelde 1.23 kg/m^3 olarak alınır (Sjöberg, 1999).

Stokes formülü küresel sınır yüzeyinden türetilir, lakin jeoit küreden daha çok elipsoit yüzeyine daha fazla benzer bir şekilde olduğundan dolayı elipsoidal düzeltme gerekmektedir. Hassas doğruluklu jeoit belirlemek istendiğinden bu düzeltmeyi hesaba katmak önemli bir kriterdir. Elipsoidal düzeltme,

$$\delta N_{ell} = [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (4.11)$$

eşitliği ile ifade edilir. Formülde Δg yersel gravite anomalisini, $\tilde{N}$ yaklaşık jeoit yüksekliğini, Q_0^L Molodensky kesme katsayısını temsil eder (Ellmann ve Sjöberg, 2004).



Şekil 4.1: KTH yaklaşımın genel akış diyagramı

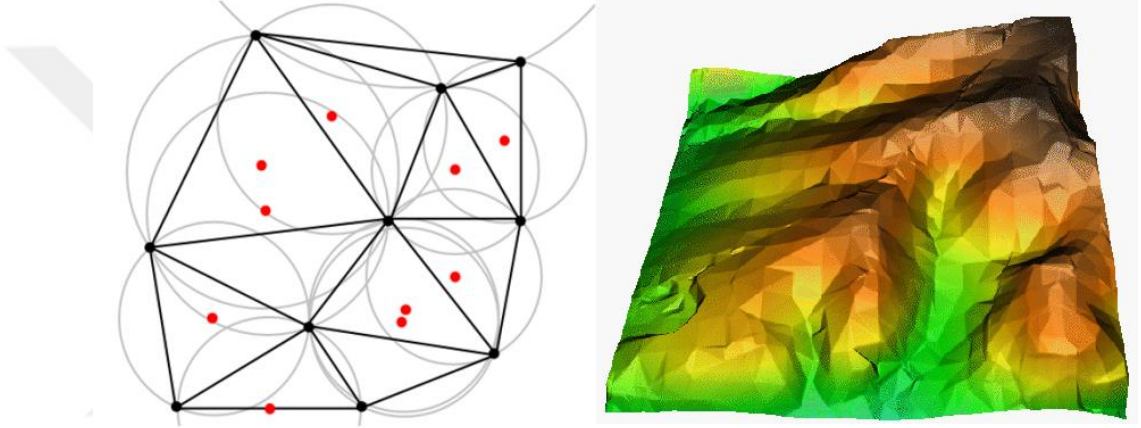
4.2. Enterpolasyon Yöntemleri

Enterpolasyon, geliştirilen bir matematik model ile herhangi bir konumda ölçü yapılmaksızın o konuma ait ölçme verisinin kestirilme işlemidir. Jeodezik uygulamalarda özellikle arazi koşullarının uygun olamadığı, ölçüm alanına ulaşım imkânının kısıtlı olması ve aynı zamanda yüksek maliyet gerektirmesi vb. sebeplerden ötürü ölçü yapılmayan/yapılamayan noktaların ölçü değerlerine en yakın değerinin tahmin edilebilmesi için çeşitli enterpolasyon yöntemleri kullanılmaktadır (Yanalak,1997; Yaprak, 2007).

Çalışma sahasının gravimetrik jeoit modelini üretmek için kullanılan gravite anomalisinde tercih edilen enterpolasyon yönteminin etkisini görmek amacıyla dört farklı enterpolasyon yöntemi uygulaması yapılmıştır. Bir enterpolasyon yöntemini giriş verileriyle mümkün olduğunca yakından eşleşen bir gridler oluşturma yeteneğine göre değerlendirmemeniz önerilir. Uygulamada hangi enterpolasyon yönteminin tercih edilmesi gerektiğinin belirlenmesi, sonuçları doğrudan etkilemektedir.

4.2.1. Düzensiz Üçgen Model Enterpolasyon Yöntemi

Düzensiz Üçgen Model (TIN: Triangulated Irregular Network) yüzey üzerinde rasgele dağılmış noktalardan olabildiğince eşkenara yakın üçgenlerden oluşan model olarak tanımlanır. TIN yönteminin hedefi uzayda kesintisiz bir şekilde komşu üçgenlerle yüzeyi modellenmesidir. Modelleme de çok küçük ve düzensiz üçgenler olmaması gerekmektedir. Ayrıca arazi eşkenar üçgene yakın üçgenlerle model oluşturulmalıdır. Bu hedef doğrultusunda en yaygın yöntem Delaunay üçgenleme yöntemidir. (Şekil 4.2). Bu yöntem ile tanımlanan üçgenleri oluşturan noktaların hiçbiri bir başka üçgenin çevrel çemberinin içinde yer almaz (Bildirici, (2023)).



Şekil 4.2: Kırmızı örnek verilerinin etrafındaki çemberlerle Delaunay üçgenlemesi. Ortaya çıkan, yükseklik vektörü noktalarından oluşturulan enterpolasyonlu TIN yüzeyi sağda gösterilmektedir (Mitas ve Mitsova, 1999).

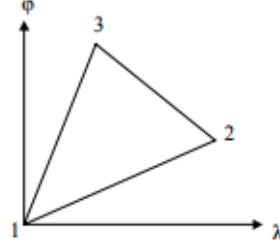
Yöntem büyüklüğü hesaplanacak noktanın içinde olduğu üçgende, üçgenin köşe noktalarındaki değerler ile lineer enterpolasyon uygulanarak elde edilmektedir. Bu işlem tek anlamlı sonuç vermelidir. Üçgenleme işleminde oluşturulan üçgen kenarlarının mümkün olduğunca eşit olması ve yahut eşit açılı olmalıdır. Genellikle düzgün bir görünüme sahip olması istenir (Yanalak, 2001).

Arazinin yüzey morfolojisini göstermek için TIN enterpolasyonu uygun metotlardan biridir. TIN enterpolasyonunun temel zayıflığı, yüzeylerin hakkında pürüzlü bir görünüm verebilmesidir. Bunun sebebi olarak üçgen kenarlarındaki düzensiz eğilimden kaynaklanmaktadır. Ayrıca üçgen kenarlarındaki örnek veri noktalarındaki süresiz eğimlerden kaynaklanır (Şekil 4.2).

Doğrusal üçgenleme enterpolasyon yöntemi, veriler ilgilenilen bölgeye eşit bir şekilde dağıtıldığında en iyi sonucu verir. Üçgenler, veri noktaları arasına çizgiler

çizilerek oluşturulur. Ayrıca oluşturulan üçgenler asla birbiriyle kesişmez. Sonuçlar hızlı ve her zaman veri sınırları içindedir (URL-4).

Şekil (bkz. Şekil 4.3) ve düzlemsel doğrusal yüzey denklemleri aşağıda verilmiştir (Soycan ve Soycan, 2003);



Şekil 4.3 Düzlemsel Yüzey

$$N_1 = a_0 + a_1\varphi_1 + a_2\lambda_1$$

$$N_2 = a_0 + a_1\varphi_2 + a_2\lambda_2, \varphi_1, \lambda_1 = 0,$$

$$N_3 = a_0 + a_1\varphi_3 + a_2\lambda_3$$

$$\underline{N} = \begin{bmatrix} N_1 \\ N_2 \\ N_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 1 & \varphi_1 & \lambda_1 \\ 1 & \varphi_2 & \lambda_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \end{bmatrix} \quad (4.12)$$

buradaki a_0, a_1, a_2 katsayıları aşağıdaki denklemlere göre tahmin edilir;

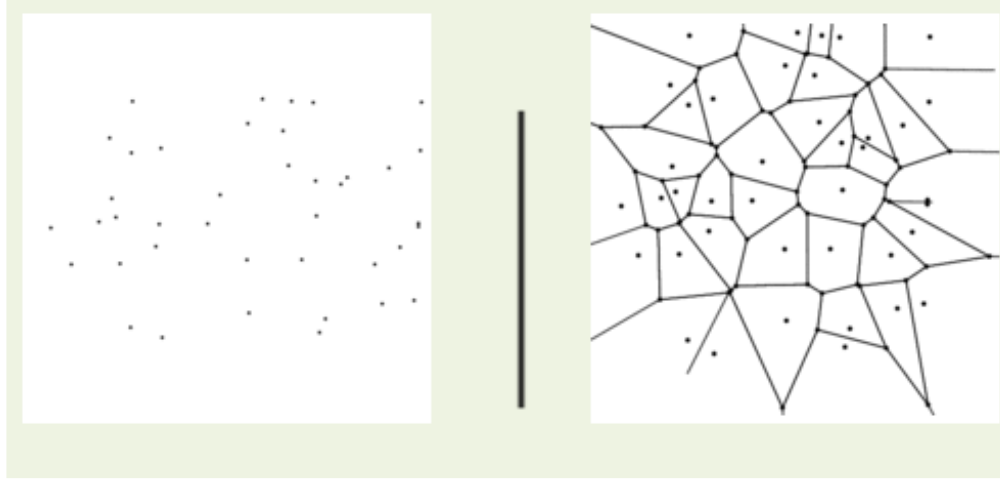
$$a_0 = N_1$$

$$a_1 = \frac{[(\lambda_2 - \lambda_3)N_1 + \lambda_3N_2 - \lambda_2N_3]}{(\varphi_3\lambda_3 + \varphi_3\lambda_2)}$$

$$a_2 = \frac{[(\varphi_3 - \varphi_2)N_1 + \varphi_3N_2 - \varphi_2N_3]}{(\varphi_2\lambda_3 + \varphi_3\lambda_2)} \quad (4.13)$$

4.2.2. En Yakın Komşu Enterpolasyon Yöntemi

En yakın komşu enterpolasyon yönteminde, belirli olan noktalar kullanılır. Bu noktalar arasındaki kenarortay (n) değerleri ile istenen noktaların jeoit yüksekliği, komşu noktalar arasına çizgi çekilerek Voronoi poligonları ($V_i, i=1,2,3,\dots,n$) oluşturulur. Böylece en yakın noktalardan belirlenir. Belirlenen her nokta bir poligona sahip ve noktalar poligonların merkezinde bulunmaktadır (Şekil 4.4). Eğer noktalar aynı poligon içinde olursa aynı değerler atanıp tanımlanır. Yöntem de her nokta ve ona en yakın tahmin edilen noktalar aynı değere sahip olmuştur (Li ve Heap, 2008; URL-5).



Şekil 4.4: Voronoi diyagramı (Skiena, 2008).

Bu yöntem de her bir noktanın komşu noktalarının aralarına ara değerler belirlenip eklenmesi ile geometrik olarak modellemesi sonucu raster oluşturan yöntemdir. Enterpolasyon yönteminde, kaynak veri noktalarının kümeler oluşturarak, nokta kümesine ait rasgele bir noktaya, kümedeki diğer noktalardan daha yakın konumda olan düzlem noktalarının geometrik yerinden yararlanarak her raster hücresinin değerini tahmin eder.

4.2.3. Hareketli Ortalama Enterpolasyon Yöntemi

Hareketli ortalama yönteminde, tahmini yapılacak noktalar için kullanıcı tarafından tanımlanan arama elipsi belirlenir. Arama elipsinin içinde kalan noktaların değerler ortalamaları kullanılır. Uygun sonuçlar elde etmek için çok sayıda veriye ihtiyaç duyulmaktadır. Belirlenen arama elipsinin düğümün tam merkezine yerleştirilmesi ile komşu veriler saptanır. Sonuç değeri, belirlenen komşu verilerin aritmetik ortalamasına eşit olarak atanır. Bu nedenle arama elipsinin tanımlanması dikkatli seçilmelidir. Sonuç grid düğümü değeri, çevresindeki veri miktarından az ise grid düğümü boş bırakılır. Başka bir deyişle, enterpolasyondan sonra elde edilmiş değerlerin aralığı, verilerin aralığı ile sınırlıdır (Yang ve diğ., 2012). Basit hareketli ortalamanın ana denklemi aşağıda gösterilmiştir. (URL-2).

$$s_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n a_i \quad (4.14)$$

Burada s_i noktanın enterpolasyonlu değeri, n noktaların sayısı ve a_i her örneklenen noktanın ortalama değeridir.

4.2.4. Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi (IDW-Inverse Distance Weighted)

Uygulanan yöntem noktasal bir interpolasyon yöntemidir. Bu yöntemin algoritmasının çalışmasının kolay ve yazılım tekniğine uygun olduğundan tercih edilen yöntemdir. Dayanak noktalarından okunan yüzey değerlerinin belirli bir parametreye göre ağırlandırılmış ortalama değerleri tahmin yapılacak noktadaki yüzey değeri olarak atanır (Açıkgöz,2002).

Ters mesafe ağırlık yönteminin esası kestirimi yapılacak nokta ile dayanak noktaların arasındaki mesafenin tersinin ağırlıklandırılmasıdır. Bu yöntem, dayanak noktalara olan mesafe arttıkça uzaktaki noktanın kestirilecek değere olan etkisinin azaltılması hedeflemektedir. Standart IDW yönteminde $N = \{X, Y, Z\}$ nokta kümesinin oluşturduğu bölgede $P(x,y)$ konumundaki interpolasyon noktasının yüksekliği,

$$z_e = \sum_{i=1}^n S_i * Z_i / \sum_{i=1}^n S_i \quad (4.15)$$

eşitliği ile hesaplanır. Eşitlikte Z dayanak noktalara ait yükseklik değerleri, S ağırlık değerlerini, n dayanak nokta sayısını, z_e ise x, y konumundaki nokta yükseklik değerini ifade etmektedir. (4.15) eşitliğinde S ağırlık değerleri, interpolasyon nokta ile dayanak noktası arasındaki mesafenin (d) fonksiyonu ile,

$$S_i = \frac{1}{d_i^p}, i = 1,2,3,4 \dots p = 1,2,3,4 \quad (4.16)$$

eşitliğinden hesaplanır. Fonksiyondaki p güç parametresi değerinin artması sonucunda uzaktaki noktanın hesaplama etkisini azalmaktadır. Interpolasyon noktasının bulunduğu alanın yüzey modellemesinde uzaktaki noktaların oluşturacağı olumsuz etkileri en aza indirmesi hedeflenmiştir. Kaynaklarda genel olarak p güç parametresi değeri 2 alınmaktadır. Fonksiyonda d dayanak noktalar ile interpolasyon noktası arasındaki mesafe olup,

$$d_i = \sqrt{(x_e - X_i)^2 + (y_e - Y_i)^2} \quad (4.17)$$

eşitliğinden hesaplanır. IDW yönteminde dayanak nokta seçiminde tüm noktaların değerlendirilmesi hesaplama güçlüğüne sebep olmaktadır. Genellikle uygulamalarda interpolasyon noktası merkezli daire veya dikdörtgen alanın içerisinde bulunan dayanak noktalara göre hesaplanmaktadır (Güler, 1978; Yanalak, 2002).

5. SAYISAL UYGULAMA

Bu çalışma ile gravimetrik jeoit modeli belirlemek amacı doğrultusunda, yersel gravite verilerinin boşlukta gravite anomalilerine dönüştürülmesi aşamaları anlatılmaktadır. Buna göre basit Bouguer anomalilerinin indirgeme sonuçlarının farklı enterpolasyon yöntemleri ile değerlendirilerek karşılaştırılması, bu indirgemeler ile jeoit modelleri belirlenip seçilen enterpolasyon yönteminin jeoit üzerindeki etkisini ortaya çıkarmak hedeflenmiştir.

5.1. Kullanılan Yazılımlar

Uygulamada ortalama gravite anomalisi değerlerinin enterpolasyonu için QGIS programındaki enterpolasyon yöntemleri kullanılması amaçlanmıştır. QGIS veri görüntüleme, düzenleme ve çözümleme olanaklarını sağlayan çoklu platform destekli özgür ve açık kaynaklı bir Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) yazılımıdır. Programdan farklı enterpolasyon yöntemleri kullanılarak basit Bouguer anomali değerlerinin elde edilip ve bu değerler ile jeoit modeli belirlenerek modeller arasında karşılaştırma yapılacaktır. Programda enterpolasyon yapılması için gerekli parametreler; noktaya ait enlem, boylam ve Bouguer anomali değerleridir. Enterpolasyon sonuçları, seçilen yöntem ve parametrelere göre değişiklik göstermektedir. QGIS, Düzensiz Üçgen Model (Trigulated Irregular Network) ve en yakın komşuluk en çok yaygın olarak kullanılan iki enterpolasyon yöntemini desteklemektedir. Buna ek olarak çalışmada ters mesafe ağırlık ve hareketli ortalama enterpolasyon yöntemleri de kullanılmıştır.

Gravimetrik jeoit modelini oluşturmak amacıyla KTH yönteminin uygulanması için Abbak ve Üstün (2015) tarafından C programlama dilinde geliştirilen LSMSSOFT (Least-Squares Modification of Stokes' formula Software) yazılımı tercih edilmiştir. Linux tabanlı bir yazılım olan LSMSSOFT pratik ve hızlı bir şekilde jeoit modelini hesaplamaktadır. Yazılımın çalışması için ihtiyaç duyduğu parametreler Çizelge 5.1.'de ifade edilmektedir. LSMSSOFT yazılımında kullanabilmesi için serbest gravite anomalilerine ihtiyaç vardır. Ancak QGIS'de basit Bouguer anomalilerinin enterpolasyonu yapılmıştır. Bu nedenle basit Bouguer anomalilerinin serbest hava anomalilerine dönüştürülmesi gerekir. Dönüşüm sonucunun elde edilen serbest hava anomali değerlerinin her biri için LSMSSOFT yazılımında ayrı ayrı jeoit modeli hesaplanmıştır.

Çizelge 5.1. LSMSSOFT sistem parametreleri. *Yazılımın çalıştırılması için kesin gerekli olan parametrelerdir, diğer parametreler opsiyoneldir.

Parametreler	Sembol	Varsayılan	Uzantı	İçerik
KYM*	-G			$n, m, \bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}, \sigma_c, \sigma_s$
Gravite Anomalisi*	-A		.text	$\varphi, \lambda, \Delta g$
SYM*	-E		.text	φ, λ, H
Maksimum Açınım	-M	122		
İntegrasyon Yarıçapı	-P	0.75°		
Gravite Kalitesi	-C	196 mGal ²		
Çalışma Bölgesi	-R	38/42/31/36		min φ /max φ /min λ /max λ
Grid Aralığı	-I	0.02°/0.02°		$\Delta\varphi/\Delta\lambda$
Düzeltilme Değerleri	-S			

LSMSSOFT yazılımında kullanılan maksimum açınım derecesine bağlı olarak değişiklik gösterilir. Kaynaklarda tam olarak değerlerin belirlenmesi için bir yöntem yoktur. Belli bir parametre sınırı kestirimi yapılır ve deneme yanılma yolu ile her bir parametrenin değeri belirlenir (Abbak, 2011).

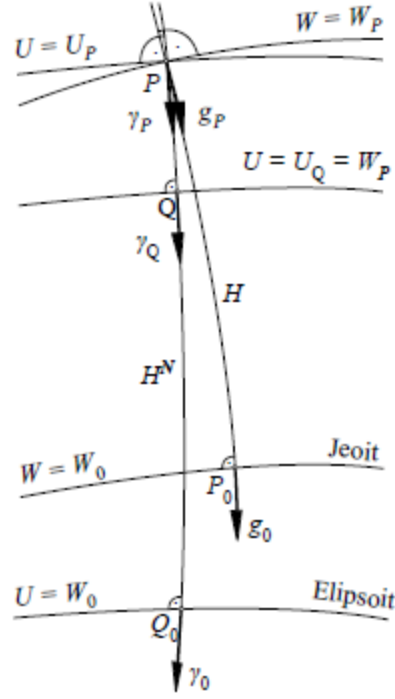
5.2. Veri Setlerinin Hazırlanışı

Çalışma sahasını WGS84 datumunda enlem, boylam, gravite değerleri olarak 59303 noktanın gravite gözlemleri bulunmaktadır. Rasgele gravite verilerinin jeoit modellemeye kullanılabilmesi için bazı düzeltme ve indirgemeler yapılması gerekmektedir.

Arazide ölçülen gravite değerleri öncelikle serbest hava anomalilerine dönüştürülür. P noktasındaki arazide ölçümü yapılan gerçek gravite değerleri ve Q noktasındaki normal gravite alanındaki farklılık;

$$\Delta g = gradW - gradU = g - \gamma \quad (5.1)$$

eşitliği ile ifade edilir.



Şekil 5.1: Yeryüzündeki ve jeoit seviyesindeki normal ve gerçek gravite vektörleri (Üstün, 2006).

$$\Delta g = g_P - \gamma_0 \text{ (yeryüzü yüzeyinde)} \quad (5.2)$$

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 \text{ (jeoit yüzeyinde)} \quad (5.3)$$

eşitlikte g_P yeryüzündeki fiziksel gerçek gravite değeri, jeoite indirgemek (g_0) ve elipsoit yüzeyindeki normal gravite değerinden (γ_0) tellüroit seviyesindeki değerini (γ_0) bulmak için aynı yaklaşımın kullanılmasıdır. Elipsoitten h yükseklikteki bir noktanın normal gravite değeri olarak tanımlanmıştır (Şekil 5.1).

$$\gamma_h = \gamma_0 + \frac{\partial \gamma}{\partial h} h + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \gamma}{\partial h^2} h^2 + \dots \quad (5.4)$$

biçiminde Taylor serisine açılabilir. Dizinin terimleri normal gravite alanı parametrelerine göre oluşturulur; doğrusal ve doğrusal olmayan terimler için δg_{FA} kullanılırsa, (5.2) ve (5.3) eşitlikleri tek eşitlikte ifade edilirse,

$$\Delta g_{FA} = g_P + \delta g_{FA} - \gamma_0 \quad (5.5)$$

indirgenir. Δg_{FA} boşlukta gravite anomalisinin indirgeme büyüklüğünü temsil etmektedir, δg_{FA} 'ya boşlukta gravite anomalisi olarak adlandırılır. Yeryüzünde gerçek gravite verisi

elde edilirken alınan ölçü noktalarının çeşitli yükseklikte olması ve yerin merkezinden farklı uzaklıklılara sahiptirler. Bu sebeple gravite değerlerinin farklı çekim etkisine maruz kalmaktadır. Bunu ortadan kaldırmak için ölçüleri bir referans düzlemine indirgenmesi gerekir. İndirgeme işleminden sonra her ölçü noktası yer merkezinden eşit uzaklıktadır. Genelde jeofizikte en çok deniz yüzeyinin referans düzlemi olarak tercih edildiği izlenmiştir (Sanver ve İşseven, 2007). Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinin üzerindeki topoğrafik etkilerini göz ardı edilebilmesi için, bu değerlerin jeoit yüzeyine indirgeme işlemlerine serbest hava indirgemesi denilmektedir. Serbest hava indirgemesi,

$$\delta g_{FA} = -0.3086H_p \text{ mGal} \quad (5.6)$$

eşitliği ile hesaplanmaktadır. H_p gravite gözlemi yapılan P noktasının ortometrik yüksekliği olarak kabul edilir. Eşitlik (5.7)'den göre ölçü noktasının deniz seviyesinden 10 metre yükselmesi durumunda gravite değerlerinde 3.086 mGal kadar azalma olması beklenmektedir. Serbest hava indirgemesi yapılarak sonraki adımda gravite değerinden normal gravite değerinin çıkarılması ile

$$\Delta g_{FA} = g_P + 0.3086H_p - \gamma_0 \quad (5.7)$$

serbest hava anomalisi elde edilir. Formüldeki γ_0 tellüroit üzerindeki normal graviteyi, H_p ölçü noktasının ortometrik yüksekliği ifade eder. Kaynaklarda serbest hava anomalisi yerine kısaca gravite anomalisi ifadesi de tercih edilmektedir (Abbak, 2021).

Bu aşamadan sonra topoğrafik etkilerin azaltılması için serbest hava anomalilerinin, Bouguer anomalisini indirgenmesi gerekmektedir. Basit Bouguer anomalilerinden sonra enterpolasyonla düzenli gridler oluşturulur. Boşluktaki gravite anomalisi, fiziksel yeryüzünün ve ortalama deniz yüzeyini başlangıç yüzeyi kabul eden aralarındaki topoğrafik kütlelerin bulunmadığı varsayımında bulunmaktadır. Başka bir deyişle kitlelerin tamamen yok edilmesi anlamında olmayıp, bir şekilde jeoit yüzeyine sıkıştırılması veya yüzeyin altından geçirilmesidir. Bu nedenle, boşlukta gravite anomalilerinin topoğrafyanın çekim etkisini hala kapsadığı görülmektedir. Çekim etkisini ortadan kaldırmak için yeryüzünde ölçülen gravite değerlerinden çıkarılması gerekmektedir. Topoğrafik etki, H yükseklikli, sabit yoğunluklu ve sonsuza uzanan bir katman yardımıyla göz önüne alınabilir. Bu yaklaşıma basit Bouguer yaklaşımı denir. Boşlukta gravite anomalilerinden çıkarılırsa basit Bouguer anomalileri,

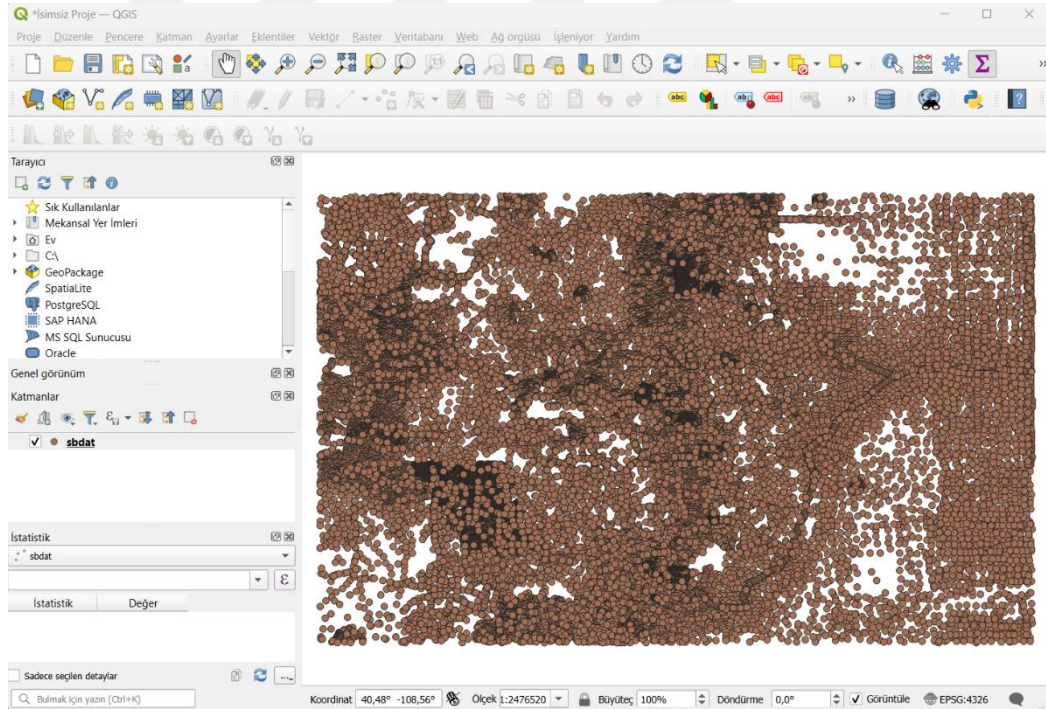
$$\begin{aligned} \Delta g_{SB} &= g_P - \delta g_{SB} + \delta g_{FA} - \gamma_0 \\ &= \Delta g_{FA} - \delta g_{SB} \\ &= \Delta g_{FA} - 2\pi G\rho H \end{aligned} \quad (5.8)$$

elde edilir. Sayısal bilgiler kullanılarak eşitlikte yerine koyulursa,

$$\Delta g_{SB} = \Delta g_{FA} - 0.1119H \quad (5.9)$$

Buradaki eşitlikteki H noktada ölçülen ortometrik yükseklik değeri alınır. Öte yandan, düzenli bir grid verisi oluşturmak için enterpolasyonda kullanılacak gravite anomalilerinin topoğrafyaya bağımlılığı en alt düzeyde olması gerekmektedir. Boşlukta (Free-air) gravite anomalileri jeoit modellemenin temel veri grubunu oluştururken, daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri ise gravite verilerinin enterpolasyonuna daha elverişlidir. Yapılan indirgemeler ve grid merkezlerine enterpole edilen Bouguer anomalisinin etkisini görmek amacıyla dört farklı enterpolasyon yöntemi kullanılarak elde edilmiştir.

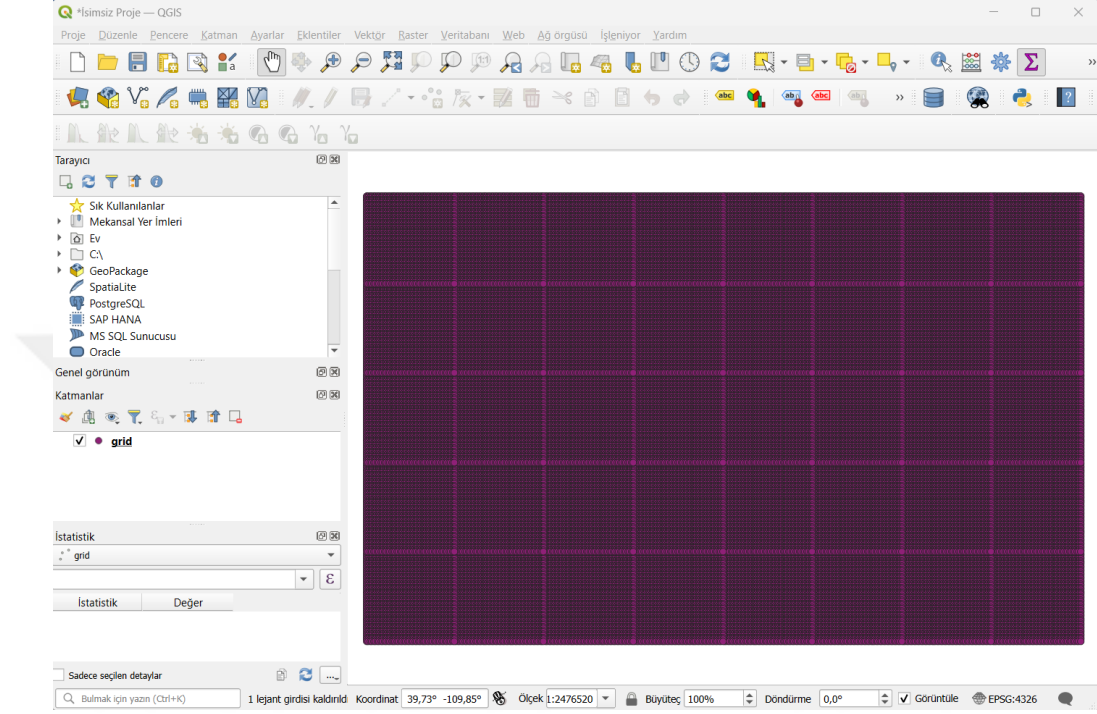
Çalışma sahasına ait rasgele gravite verisi QGIS programında gösterilmiştir (Şekil 5.2). QGIS programına verinin aktarılmasında ilk aşama olarak katman ekle modülü seçilmiştir. Bu modülden sınıflandırılmış katman ekle seçilerek rasgele gravite noktaları programa tanıtılmıştır.



Şekil 5.2 Rasgele gravite noktalarının dağılımı (QGIS)

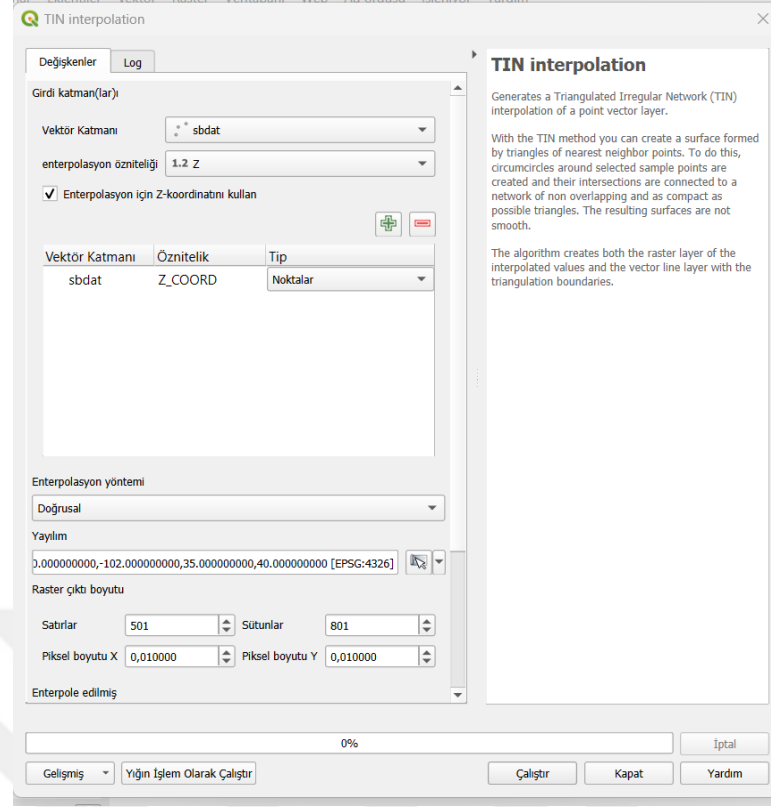
Çalışma sahasındaki rasgele gravite verilerini kullanarak jeoit modeli belirlenmesindeki enterpolasyon işleminin daha elverişli olması için düzenli aralıklı gridleme işlemi yapılmış ve 70000 noktalı nokta bulutu oluşturulmuştur. Oluşturulan nokta bulutu düzenli enlem ve boylam şeklindedir (Şekil 5.3). Bouguer gravite anomalileri grid merkezine enterpole edilir ve rasgele gravite verisinin QGIS’de

enterpolasyonu yapılarak gridlenmiş verinin enlem ve boylamına karşılık gelen Bouguer gravite anomalisine değerlerinin ataması yapılacaktır. Atama işlemi tamamlandıktan sonra QGIS programından Excel formatı olarak hazırlanıp LSMSSOFT yazılımında değerlendirilecek hale gelecektir.



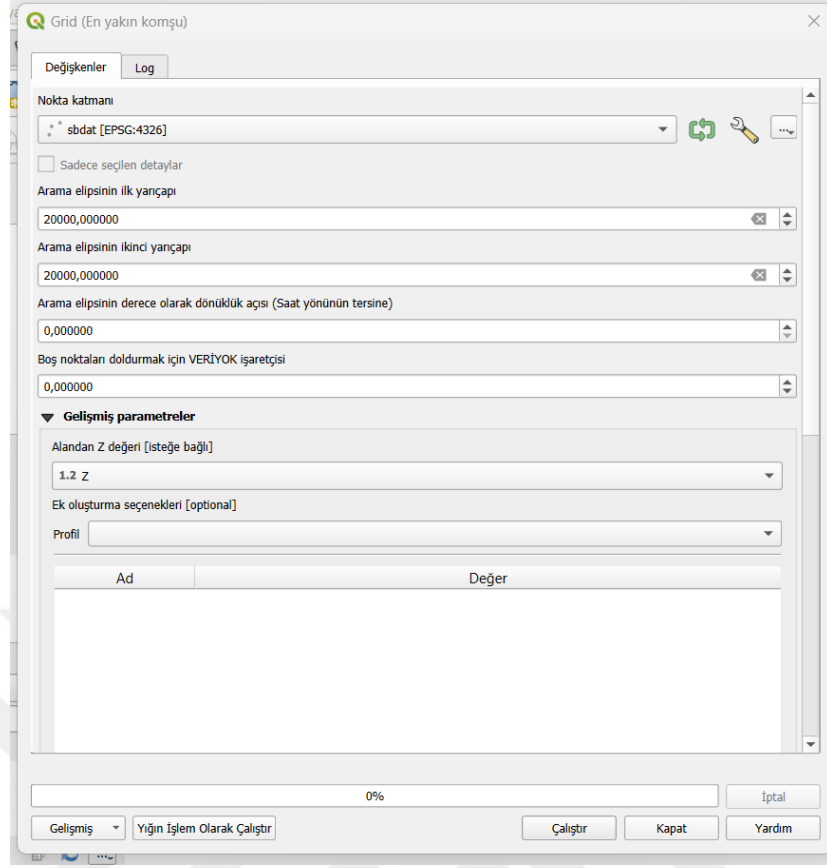
Şekil 5.3: Çalışma sahasındaki grid verilerinin gösterimi

TIN enterpolasyon yönteminde açılan sekmede vektör katmanı kısmına rasgele gravite verisi seçilir ve enterpolasyon özniteliği kısmına Z değerleri dikkate alınacak şeklinde seçilmiştir. Enterpolasyon yöntemi olarak doğrusal ve yayılım kısmında ise yine çalışma sahasının tamamını kapsayan rasgele gravite verisi alınmıştır. Raster çıktı olarak piksel boyutu $X = 0.01$, $Y = 0.01$ olarak belirlenmiştir (Şekil 5.4). Elde edilen raster çıktısının QGIS’de bulunan “sample raster values” analiz sekmesi kullanılarak sonuç alınmıştır. Bu analizde, raster veriden gridlenmiş veriye enlem, boylam, enterpolasyondan elde edilen Bouguer gravite anomalisin öznitelik tablosu oluşturulur. Excel formatında veri hazırlanmıştır. Böylece TIN yöntemiyle, LSMSSOFT yazılımında kullanacak veri hazırlığı tamamlanmıştır.



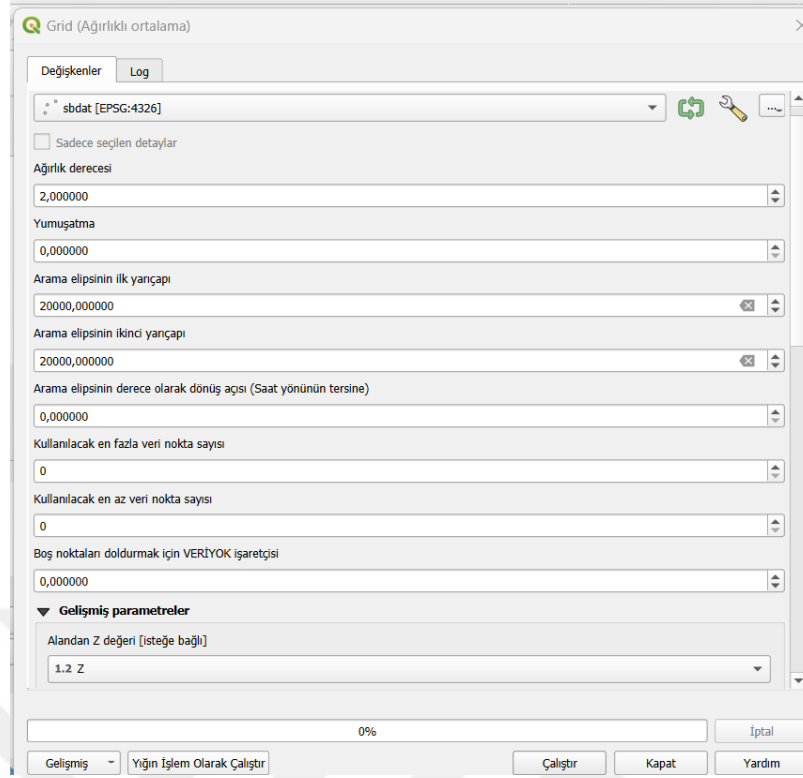
Şekil 5.4: QGIS’de TIN enterpolasyon sekmesi

En yakın komşu enterpolasyon yöntemi uygulanırken QGIS’de raster analiz grid kısmı seçilerek, nokta katmanı rasgele Bouguer gravite anomalisi olarak seçilmiştir. Arama elipsinin ilk yarıçapı ve ikinci yarıçapı 20 000 m olacak şekilde alınmıştır (Şekil 5.5). Bu aralık değerine çalışma sahasındaki rasgele gravite verisinin yoğunluğun incelenip karar verilmiştir. Diğer üç enterpolasyon yöntemlerinde de aynı yarıçap değeri tercih edilmiştir. Bu sebeple yöntemler arasındaki farkların daha net anlaşılması amacıyla ortak arama yarıçap belirlenmiştir. Ayrıca bu analiz yapılırken gelişmiş parametreler kısmına alandan Z değeri üretilme seçeneği ile tanımlaması yapılmıştır. İşlem sonrasında enterpolasyon sonucunda yeni oluşan raster verisi kullanılarak gridlenmiş veriye Bouguer gravite anomalisi değerleri atanmıştır. Yeni Bouguer gravite anomalisi öznetelik tablosuna eklenmiştir. Sayısal sonuçlar Excel formatında kaydedilmiştir. En yakın komşuluk yöntemi ile LSMSSOFT yazılımında kullanacak veri hazırlığı tamamlanmıştır.



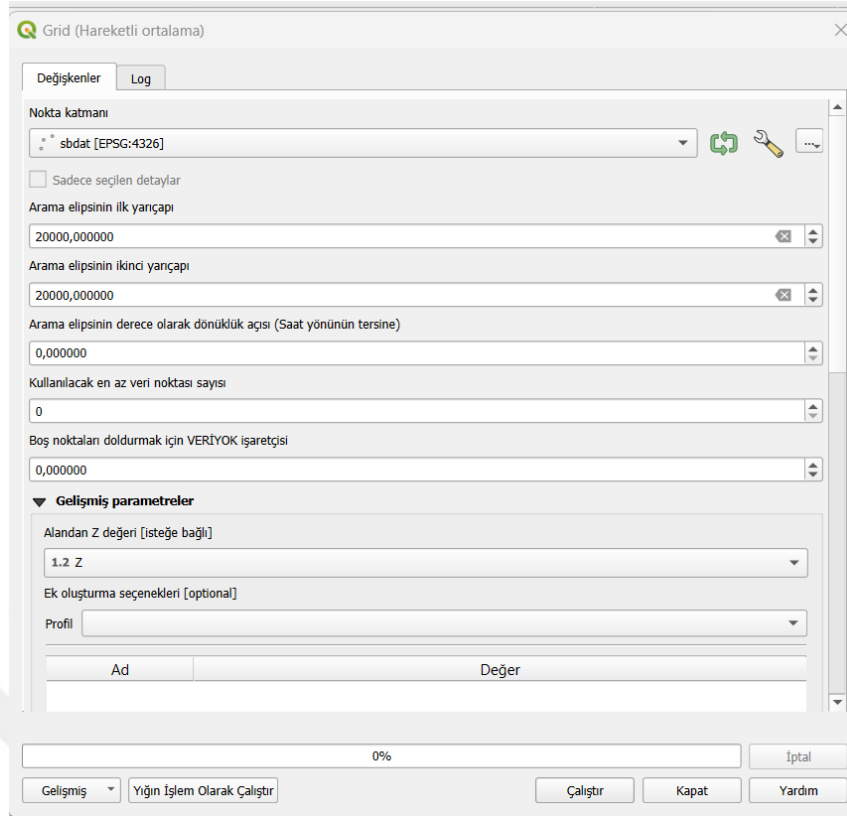
Şekil 5.5: QGIS’de En yakın komşu enterpolasyon sekmesi

Ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminde QGIS’de raster analiz gridleme seçilerek açılan ekranda nokta katmanını alanına rasgele Bouguer gravite anomalisi verisi, ağırlık derecesi 2, arama elipsinin ilk ve ikinci yarıçapı 20 000 m olarak seçilmiştir. Ağırlık derecesi programın sekmesinde ilk verilen değer olan 2 derece olarak alınmıştır. Son olarak gelişmiş parametreler kısmına alandan Z değeri üretilmesi seçilerek enterpolasyon işlemi yapılmıştır (Şekil 5.6). Enterpolasyon işleminden sonra yeni oluşan raster verinin QGIS’de bulunan “sample raster values” analiz sekmesi kullanılarak belirlenmiştir. Ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminin sonucu gridlenmiş yeni Bouguer gravite anomalisi değerleri belirlenmiştir. Bouguer gravite anomalisin öznitelik tablosu oluşturulmuş ve Excel formatında hazırlanmıştır. Ters mesafe ağırlık yöntemi ile LSMSSOFT yazılımında kullanacak verinin hazırlığı tamamlanmıştır.



Şekil 5.6: QGIS’de Ters mesafe ağırlık enterpolasyon sekmesi

Hareketli ortalama yöntemi ile enterpolasyon uygulanırken QGIS’de raster analiz grid kısmı seçilerek, nokta katmanına rasgele gravite verisi olan Bouguer anomalileri seçilmiş ve arama elipsinin ilk yarıçapı ve ikinci yarıçapı 20 000 m alınmıştır. Ayrıca bu analiz yapılırken gelişmiş Z parametreler kısmına alanından enterpolasyonu yapılmış Bouguer gravite anomali değerinin üretilmesi yapılmıştır (Şekil 5.7). İşlem sonrasında enterpolasyon sonucunda yeni oluşan raster veri kullanılarak gridlenmiş veriye her bir noktasına karşılık gelecek şekilde yeni Bouguer gravite anomalisi değerleri atanma işlemi yapılmıştır. LSMSSOFT yazılımında kullanılması için yeni Bouguer gravite anomalisin öznitelik tablosuna eklenip Excel formatının haline dönüştürülmüştür.



Şekil 5.7: QGIS’de Hareketli ortalama enterpolasyon sekmesi

QGIS’de yapılan enterpolasyon işlemleri gridlenmiş basit bouguer değerleri (Δg_{SB}) olduğu için serbest hava anomaline geri dönüştürülmüştür.

$$\Delta g_{FA} = \Delta g_{SB} + 0.1119H \quad (5.10)$$

eşitlikteki H griddeki ortalama yükseklik olarak alınmıştır. Bu H değeri SYM den elde edilip gridin içine düşen noktaların aritmetik ortalamasıdır.

Bu işlemden sonra dört farklı enterpolasyon yönteminin sonucu olan serbest hava gravite anomalileri ile jeoit modelleri belirlenmiştir (Şekil 5.16).

5.3. Serbest Gravite Anomalilerin Analizi

Bouguer anomalileri topoğrafik etkiye sahip olmadığından jeoit modeli belirlemek için serbest hava anomalilerine indirgenmiştir. Çizelge 5.2’de farklı enterpolasyon yöntemleri ile belirlenen serbest hava anomalilerinin indirgeme sonucu istatistiksel değerleri verilmiştir. Değerler incelendiğinde yöntemler arasında yakın sonuçlar verdiği gösterilmiştir. Ters mesafe ağırlık yöntemi sonucu serbest hava anomalileri Şekil 5.8’de gösterilmiştir. Serbest hava anomalisi indirgenmesi sonucunda en yüksek doğruluğa sahip ters mesafe ağırlık enterpolasyon yöntemi olduğu belirlenmiştir. Bu sonuca jeoit modelinin doğruluğundan yola çıkarak ulaşılmıştır (Bölüm 5.4). Buna göre

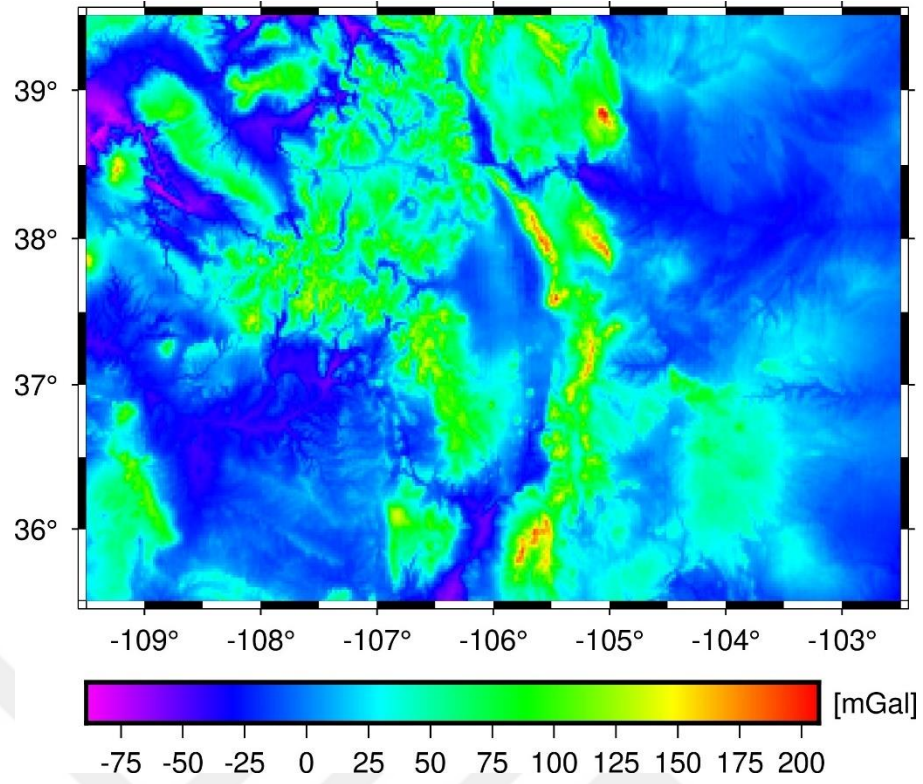
ters mesafe ağırlık ile elde edilen serbest hava anomalisi referans olarak alınmıştır. Referans alınan yöntem ile diğer yöntemler arasındaki farkların karşılaştırılmasında çıkan sonuçlar Çizelge 5.3’de gösterilmektedir. Bu karşılaştırma sonucunda fark haritaları oluşturulmuştur (Şekil 5.9, Şekil 5.10 ve Şekil 5.11). Fark haritaları incelendiğinde; topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların anlamlı olduğu gözlenmektedir.

Çizelge 5.2. Serbest hava gravite anomalilerinin istatistik değerleri [mGal]

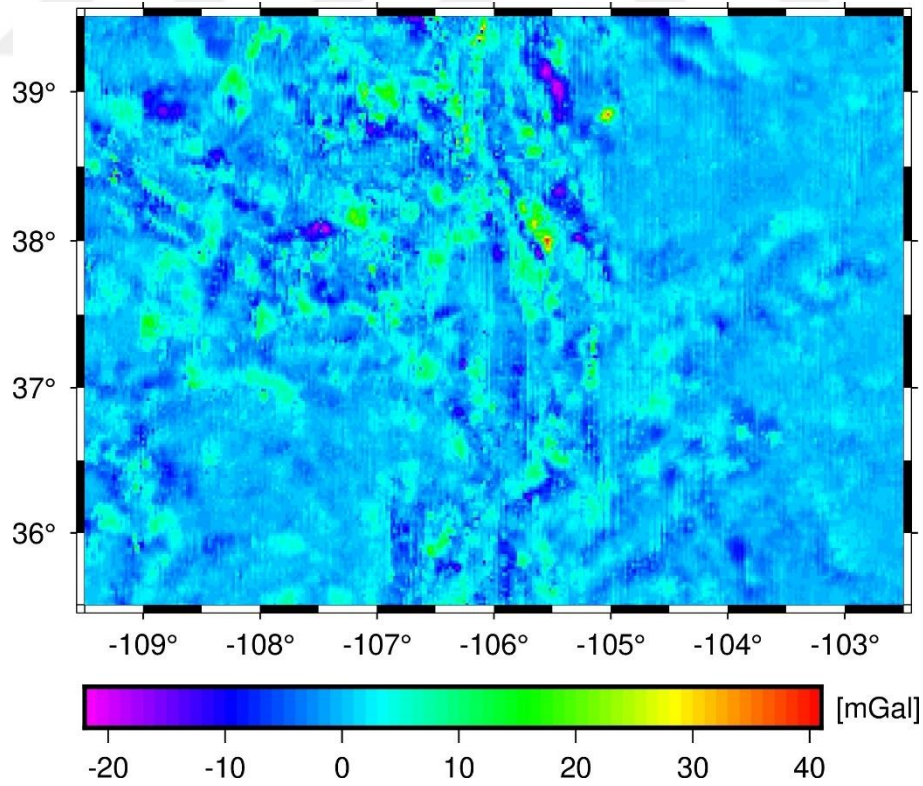
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
Ters Mesafe Ağırlık	-88.446	206.357	17.108	37.941
En Yakın Komşuluk	-88.643	193.036	17.003	38.039
TIN	-88.583	192.336	16.942	37.894
Hareketli Ortalama	-92.451	215.55	17.231	37.878

Çizelge 5.3. Serbest hava gravite anomalilerinin ters mesafe ağırlık yöntemi referans alınarak diğer yöntemleri ile karşılaştırılması [mGal]

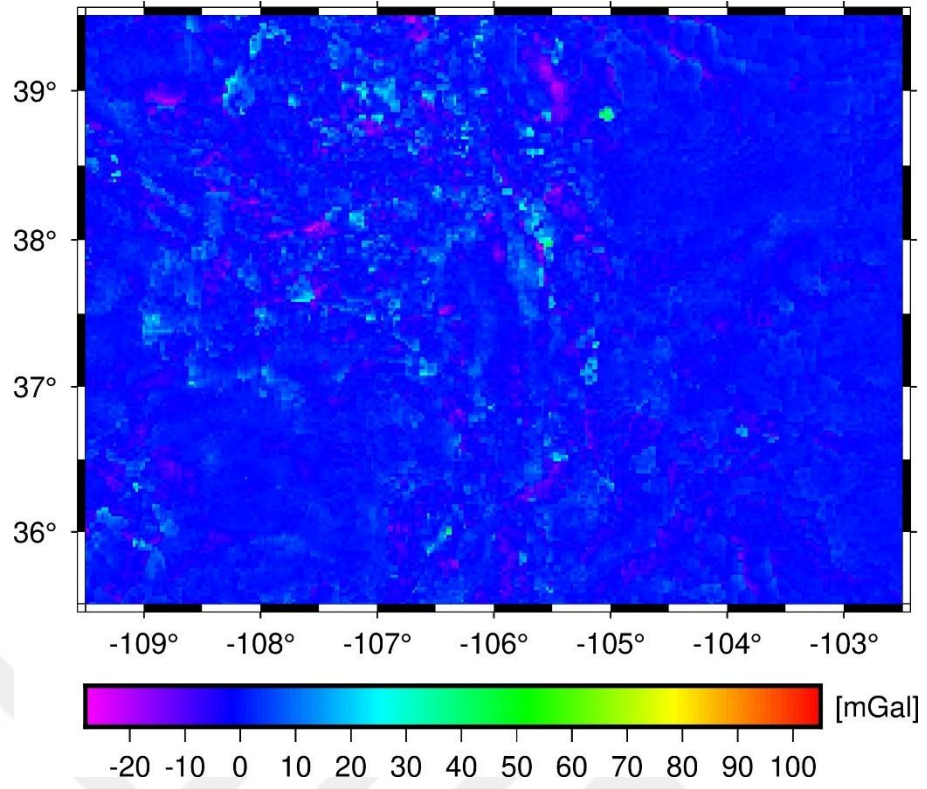
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
En Yakın Komşuluk	-28.337	105.787	0.105	4.286
TIN	-22.312	41.784	0.165	3.336
Hareketli Ortalama	-37.77	26.951	0.060	3.907



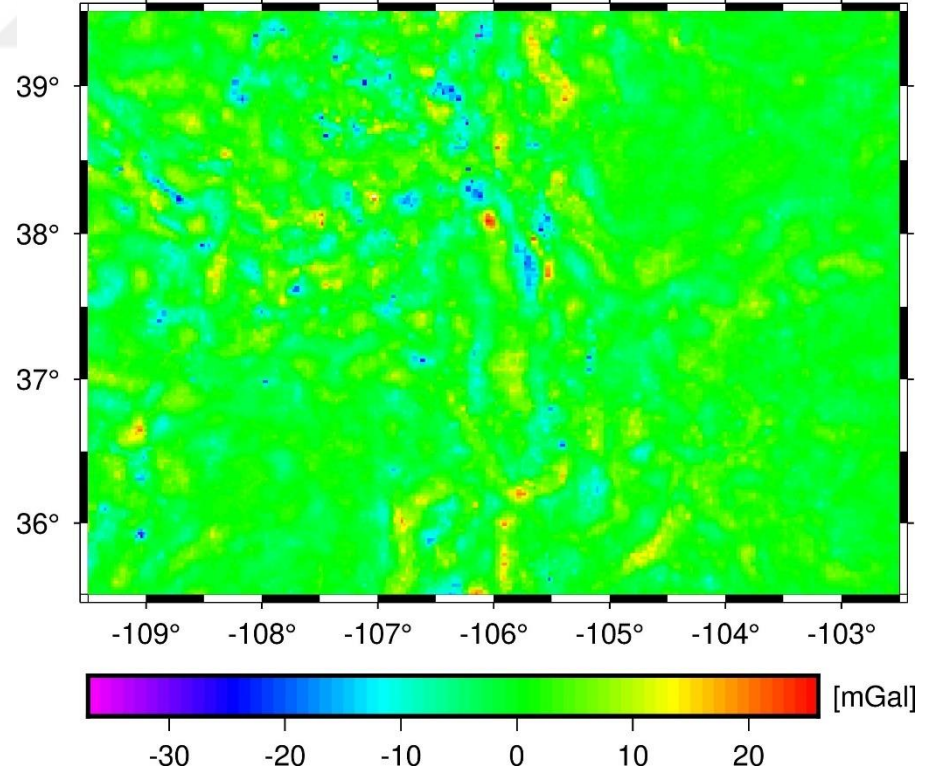
Şekil 5.8: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile elde edilen serbest hava anomalileri



Şekil 5.9: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile TIN serbest hava anomalileri karşılaştırılması



Şekil 5.10: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile en yakın komşu serbest hava anomalileri karşılaştırılması



Şekil 5.11: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile hareketli ortalama serbest hava anomalileri karşılaştırılması

5.4. Jeoit Modellerinin Analizi

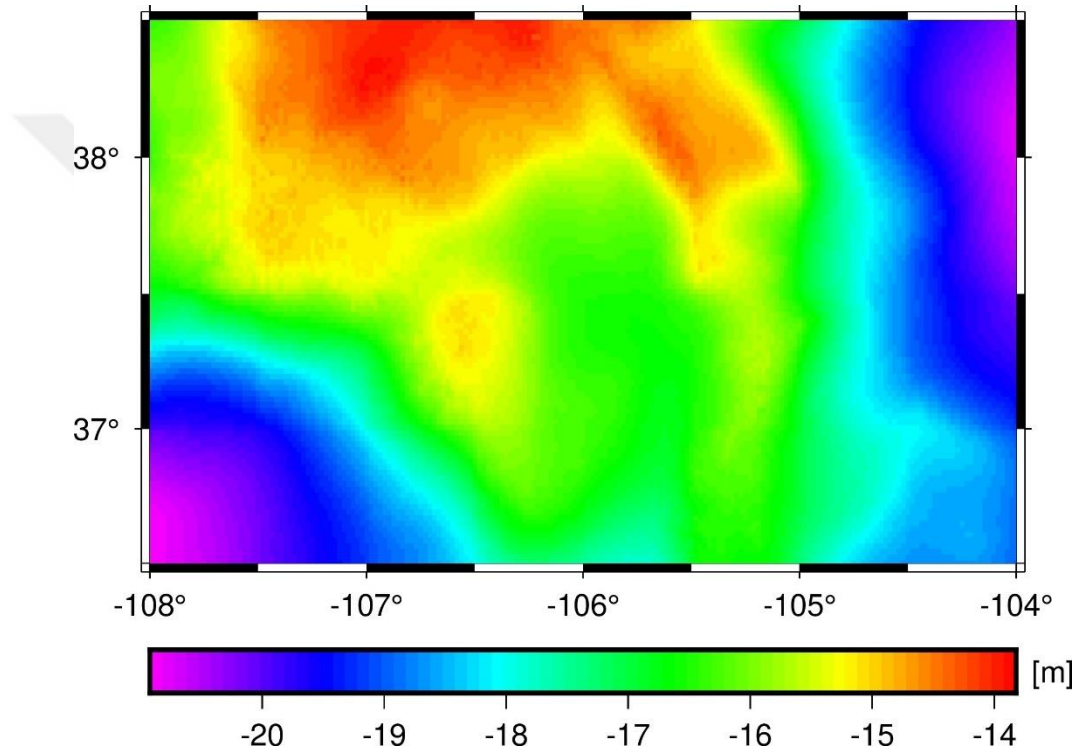
Bir önceki bölümde elde edilen 4 farklı serbest hava anomalisi veri setleriyle 4 farklı jeoit modeli üretilmiştir. Jeoit modellerinin doğrulukları GNSS-nivelman verileri ile belirlenmiştir (Çizelge 5.4). Doğruluk analizinde, düzeltici yüzeyler dikkate alınmış ve 5 parametrelili model kullanılmıştır (Pa'suya ve ark.,2002). Tarihi verilerin jeoit yükseklik doğruluğu 4-5 cm olduğu göz önünde bulundurulduğunda GSVS17 verisi ile karşılaştırılmasında karesel ortalama hatada anlamlı bir artış olduğu gözlenmiştir (Çizelge 5.4). Bu sonuç jeoit modellerinin değerlendirilmesinde kullanılan GNSS-nivelman verisinin önemini ortaya çıkartmıştır. GNSS-nivelman verisinin jeoit yükseklik doğruluğu karşılaştırma sonucu olan karesel ortalama hatayı etkilemiştir. Ayrıca Çizelge 5.4'e göre ters mesafe ağırlıklı enterpolasyon yönteminden elde edilen jeoit modeli istatistiksel olarak en yüksek doğruluğu vermiştir (Şekil 5.12). Bu nedenle ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminin jeoit modeli referans alınarak diğer yöntemler ile karşılaştırılması yapılmıştır. Referans alınan yöntemin diğer yöntemler ile arasındaki farkların karşılaştırılmasında çıkan sonuçlar Çizelge 5.5'de gösterilmektedir. Referans alınan ters mesafe ağırlık enterpolasyon yönteminden türetilen jeoit modelinin diğer modeller ile karşılaştırma haritaları Şekil 5.13, Şekil 5.14 ve Şekil 5.15'te verilmiştir. Fark haritaları incelendiğinde; topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların gözlemlendiği belirlenmiştir. Topoğrafyanın keskin değişim gösterdiği alanlarda modeller arasındaki farkların olduğu belirlenmiştir. İlaveten başlangıçtaki kullanılan yersel gravite verilerinin çalışma sahasındaki veri boşluğu olan yerler enterpolasyon yöntemleri ile giderilmiştir.

Çizelge 5.4: Jeoit Modellerinin GNSS-Nivelman ile karşılaştırması [cm]

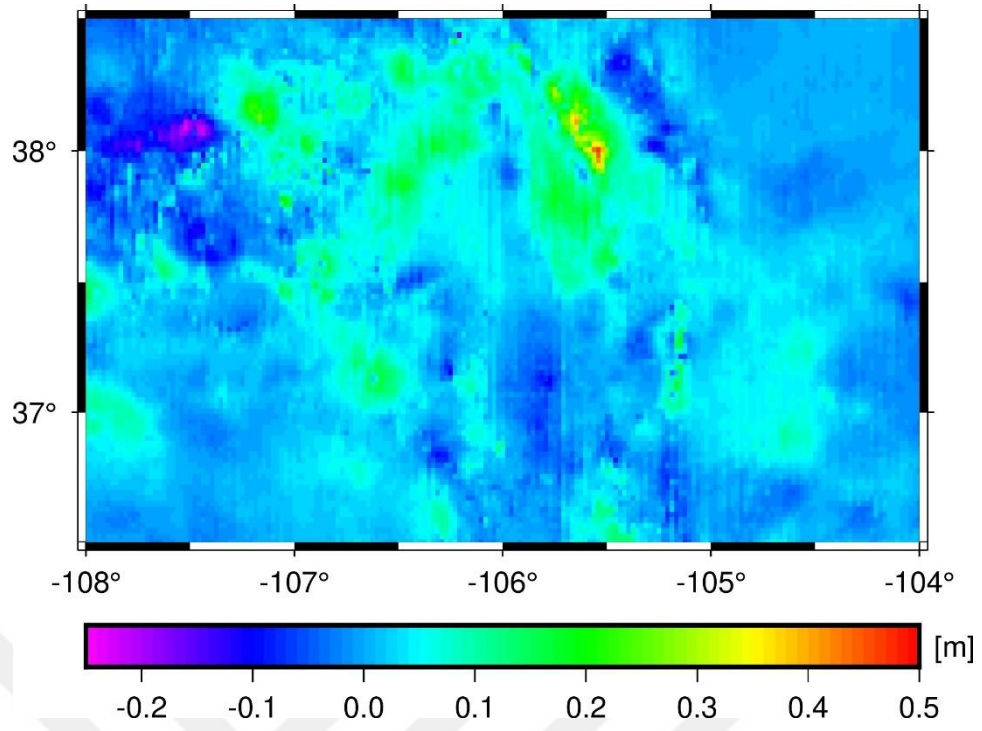
Enterpolasyon Yöntemi	Kontrol Türü	Min	Mak	Ortalama	Karesel Ortalama Hata
Ters Mesafe Ağırlık	GSVS17	-8.25	9.25	0.00	3.42
	Tarihi	-27.27	15.27	0.00	7.59
En Yakın Komşuluk	GSVS17	-7.94	8.41	0.00	3.56
	Tarihi	-28.31	11.07	0.00	7.24
TIN	GSVS17	-7.48	9.97	0.00	3.58
	Tarihi	-27.42	12.14	0.00	6.89
Hareketli Ortalama	GSVS17	-16.08	17.65	0.00	4.87
	Tarihi	-23.27	21.17	0.00	8.82

Çizelge 5.5: Referans alınan ortalama jeoit modelinin diğer modeller ile istatistik karşılaştırılması [cm]

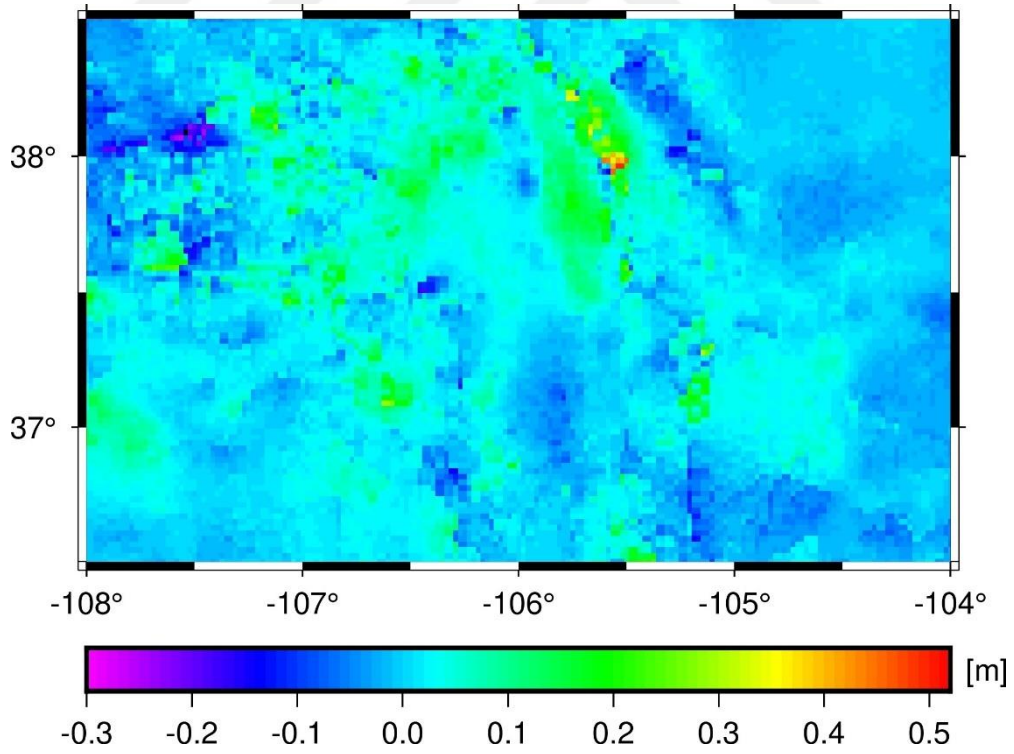
Enterpolasyon Yöntemleri	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma
En Yakın Komşuluk	-0.301	0.522	0.015	4.90
TIN	-0.250	0.495	0.021	4.70
Hareketli Ortalama	-0.290	0.265	-0.002	5.00



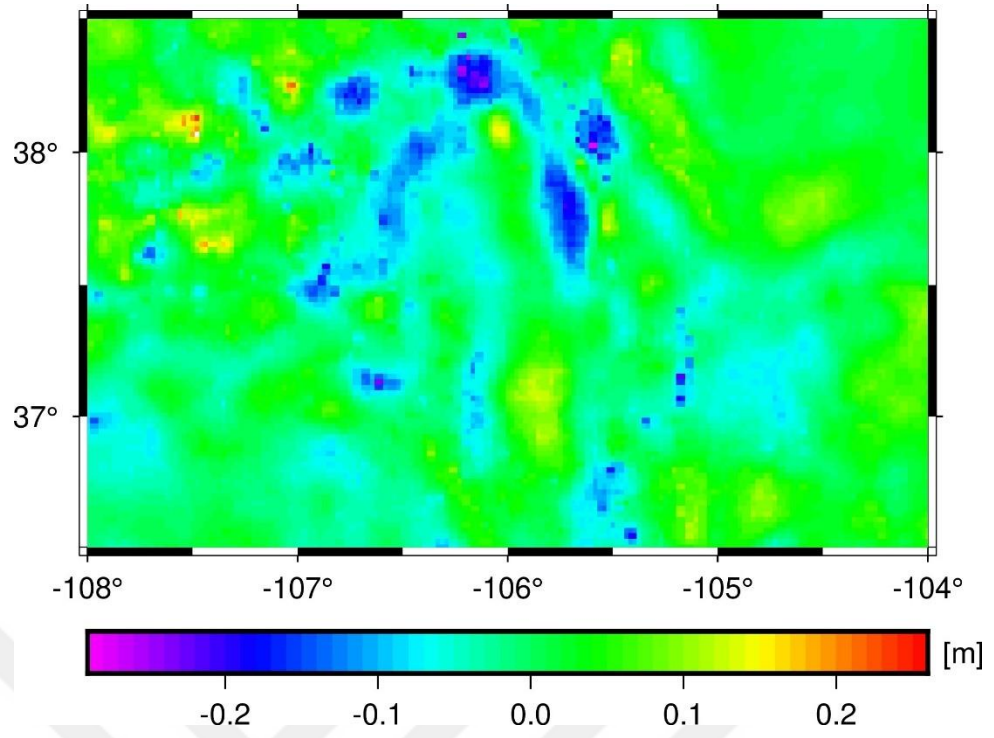
Şekil 5.12: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile elde edilen jeoit modeli



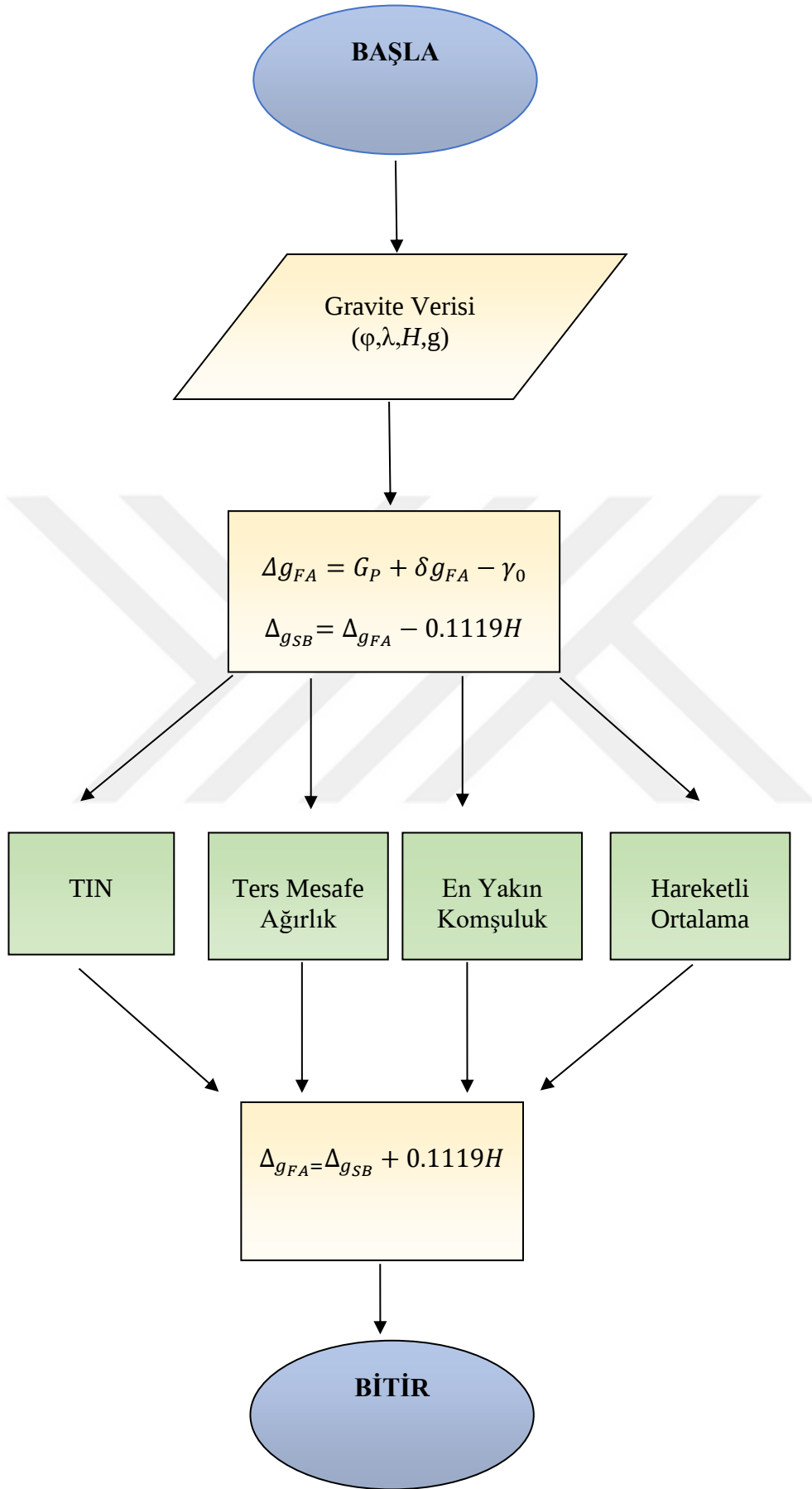
Şekil 5.13: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile TIN jeoit modellerinin karşılaştırılması



Şekil 5.14: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile en yakın komşu jeoit modellerinin karşılaştırılması



Şekil 5.15: Ters Mesafe Ağırlık Yöntemi ile hareketli ortalama jeoit modellerinin karşılaştırılması



Şekil 5.16: Sayısal uygulamanın genel akış diyagramı

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Jeodezinin en temel görevlerinden biri yeryuvarının gravite alanını modellemek ve fiziksel problemin çözüme kavuşturmasıdır. Bunun sonucunda farklı yöntemler kullanılarak bölgesel jeoit modeli belirlenmesine fayda sağlamaktadır. Bu çalışmada ise gravimetrik yöntem ile jeoit modelinin belirlenmesinde gerekli olan serbest hava gravite anomalilerinin analizi yapılmıştır. Serbest hava anomalilerini, oluşturmada önce gravite anomalileri düzenli bir grid verisi olması istenir. Oluşturulan grid verisi topoğrafik etkinin en az ve enterpolasyona elverişli olmasını sağlamaktadır. Jeoit modellemenin temel veri grubunu serbest hava gravite anomalileri oluşturmaktadır. Serbest hava gravite anomalisine göre daha yumuşak bir yeryuvarı şeklini betimleyen Bouguer anomalileri ise gravite verilerinin enterpolasyonuna daha elverişlidir. Serbest hava anomalilerinin elde edilme kısmında dört farklı enterpolasyon yöntemi kullanılmıştır. Enterpolasyon yöntemleri serbest hava anomalisinin elde edilmesinde kullanılan rasgele gravite verisinin çalışma sahasındaki veri boşluklarının tamamlanmasında fayda sağlamıştır. Enterpolasyon yönteminin sonucu 4 farklı serbest hava anomalisi ile 4 farklı jeoit modeli oluşturulmuştur. Jeoit modellerinin çalışma sahasına ait tarihi ve 2017 yılına ait GNSS-nivelman verileri ile karşılaştırılması yapılmıştır. Burada GNSS-nivelman verisinin jeoit yükseklik doğruluğu, jeoit modellerin karşılaştırmasında önemli olduğu saptanmıştır. Belirlenen jeoit modelleri arasında yapılan karşılaştırma sonucunda en yüksek doğruluklu modeli veren ters mesafe ağırlık enterpolasyon yöntemi olduğu tespit edilmiştir. Ters mesafe ağırlık ortalama enterpolasyon ile belirlenen jeoit modeli referans alınarak diğer jeoit modelleri karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmalar sonucunda en etkili farkların dağlık bölgelerde olduğu tespit edilmiştir. Topoğrafyanın yapısındaki keskin değişimler enterpolasyon yöntemin sonuçlarında etkisi olduğu ortaya belirlenmiştir. Ayrıca çalışma sahası yaklaşık 80 000 km²'lik bir alanı kapsadığı için topoğrafik etkiyi görmek için oldukça büyük bir alandır. Topoğrafyanın 2000 m ve üzeri yüksekliklerde yöntemler arasındaki farkların anlamlı olduğu gözlenmektedir.

Jeodezi disiplini açısından bakıldığında yüksek doğruluklu jeoit modeli, jeodezik altyapının önemli bir parçasıdır. Bölgesel GNSS-nivelman jeoitleri yükseklik dönüşümü problemine kısa vadeli ve sınırlı bir çözüm sağlamaktadır. Bu nedenle; doğruluğu 1 cm içinde olan bölgesel jeoitlerin ülke çapında gerçekleştirilmesi gerekir. Gelecek yıllarda, bölgesel jeoit modeli hesaplama çalışmalarına katkıda bulunması hedeflenmiş ve planlanmaktadır. Gelişen teknoloji ile modern yaklaşımlar iş yükünün azalmasını sağlayıp zaman ve emek kazanımını hedeflemektedir. Ayrıca yapılan çalışmalarda

sonuçların doğruluğun artmasına olanak sağlamaktadır. Bu araştırma çalışmasında literatürde yer alan ve jeoit belirleme uygulamalarında gün geçtikçe yaygınlaşan KTH yönteminin geliştirilmesi ve gelecekteki çalışmalarda kullanılması önerilmektedir.

Çalışma sahasının veri setlerinin işlenmesi kısımdaki yardımcı olan yazılım QGIS hızlı, pratik ve kolay anlaşılırdır. Bu özelliklerinin yanında herhangi bir ücret alınmayan özgür ve açık kaynaklı yazılımdır. Bir diğer kullanılan yazılım ise LSMSSOFT, jeoit belirlenmesinde matematiksel hesaplamaları hızlı ve kolay bir şekilde gerçekleştirmektedir. Bu alanda çalışma yapılması durumunda söz konusu yazılımların kullanılması işlemleri pratik olarak gerçekleştirildiğinden dolayı önemle tavsiye edilmektedir.



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. (2021). *Fiziksel Jeodezi: Teori ve Uygulama*. Atlas Akademi. 4. Baskı.

Abbak, R. A., Erol, B., Ustun, A. (2012). Comparison of the KTH and Remove-Compute-Restore Techniques to Geoid Modelling in a Mountainous Area, *Computers & Geosciences*. 48, pp: 31-40.

Abbak, R. A., Ustun, A. (2015). A software package for computing a gravimetric geoid model by the KTH method, *Earth Science Informatics*, 8(1), 255-265.

Açıkgöz, M. (2002). İzmit Deprem Anı Yer Değiştirmelerinin Modellenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul

Akyılmaz, O., Ustun, A., Aydın, C., Arslan, N., Doganalp, S., Guney, C., ... & Yagci, O. (2016). ITU_GGC16 The combined global gravity field model including GRACE & GOCE data up to degree and order 280.

Bildirici, İ. Ö., & Abbak, R. A. (2020). Türkiye ve çevresinde SRTM sayısal yükseklik modelinin doğruluğu. *Geomatik*, 5(1), 1-9.

Bildirici, İ. Ö., Üstün, A., Uluğtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, A. R., Buğdaycı, İ., & Doğru, Ö. (2007a). SRTM Verilerine Dayalı Ülke Bazında 3"× 3" Çözünürlüklü Sayısal Yükseklik Modelinin Oluşturulması. *Türkiye Ulusal Fotogrametri ve Uzaktan Algılama Birliği IV. Sempozyumu*, 5-7.

Bildirici, I. O., Ustun, A., Uluğtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, R. A., Bugdayci, I., & Dogru, A. O. (2007b). SRTM data in Turkey: void filling strategy and accuracy assessment. In *The 4th Middle East Spatial Technology (MEST) Conference & Exhibition*(pp. 10-12).

Bildirici, İ.Ö. (2023) *Kartografya Harita Tasarımı için Gerekli Bilim Sanat ve Teknik*, 3. Baskı, Atlas Akademi, Konya.

Çevikalp, M. R. (2022). Topoğrafik Çekim Etkisinin Hesaplanmasında Düzlemsel ve Küresel Yaklaşımların Karşılaştırılması ve Bölgesel Geoit Modellemede İrdelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, İstanbul.

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

Demir, S. (2018). Global Yerpotansiyel Modellerin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı. Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.

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

Doğdu, F. (2020). Kabuk Yoğunluğu Değişiminin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Etkisi. Yüksek Lisans Tezi, Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Konya.

Ellmann, A., & Sjöberg, L. E. (2004). Ellipsoidal correction for the modified Stokes formula. *Bollettino di geodesia e scienze affini*, 63(3), 153-172.

Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... & Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

Güler, A., (1978). Sayısal Arazi Modellerinde İnterpolasyon Yöntemleri. *Harita Dergisi*, 85, 53-70.

Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). Physical geodesy. *Bulletin Géodésique (1946-1975)*, 86(1), 491-492.

İl, H. T. A., & Abbak, R. A. (2018). Accuracy Assessment Of ASTER And SRTM Digital Elevation Models: A Case Study In Turkey. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM*, 17, 35-41.

Karaca, O. (2016). Assessments On Surface Interpolation Methods For Local Geoid Modelling. M.Sc. Thesis, Istanbul Technical University, Graduate School Of Science Engineering And Technology, Istanbul.

Karaca, O., Erol, B., Erol, S. (2024), Assessments of Gravity Data Gridding Using Various Interpolation Approaches for High-Resolution Geoid Computations. *Geosciences*, 14, 85. <https://doi.org/10.3390/geosciences14030085>

Kiamehr, R. (2007), Qualification And Refinement The Gravity Database Based On Cross-Validation Approach A Case Study Of Iran, *Acta Geod. Geoph. Hung.*, Vol. 42(3), pp. 285 295 (2007) DOI: 10.1556/AGeod.42.2007.3.3

Li, J. and Heap, A. D. (2008). A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. *Geoscience Australia, Record 2008/23*, 137 pp.

Märdla, S. Ågren, J., Strykowski, G., Oja, T., Ellmann, A., Forsberg, R., Bilker-Koivula, M., Omang, O., Paršeliūnas, E., Liepinš, I., & Kaminskis, J. (2017). From Discrete Gravity Survey Data to a Highresolution Gravity Field Representation in the Nordic-Baltic Region. *Marina Geodesy*, 40:6, 416-453, 40:6, 416-453, DOI: 10.1080/01490419.2017.1326428.

Mitas, L. and Mitsova, H. (1999). Spatial Interpolation. In Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications, edited by Longley, P., Goodchild, M. F. And Rhind, D. W, Volume 1, 481-492.

Molodensky, M. S., Eremeev, V. F., & Yurkina, M. I. (1962). Methods for Study of The External Gravity Field and Figure of The Earth. Israel Program for Scientific Translation.

Nergizci, M. (2022), Bouguer Anomalileri ile Topoğrafik Yoğunluk Tahmini ve Jeoit Belirlemeye Etkisi. Yüksek Lisans Tezi, Konya Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Konya.

Pa'suya, M. F., Md Din, A. H., Abbak, R. A., Hamden, M. H., Yazid, N. M., Aziz, M. A. C., & Samad, M. A. A. (2022). Hybrid geoid model over peninsular Malaysia (PMHG2020) using two approaches. *Studia geophysica & geodaetica*, 66 (2022), 98–123.

Sanver, M. ve İşseven, T. (2007). Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri. Nobel Yayın Dağıtım.

Sjöberg, L. E. (1981). Least squares combination of satellite and terrestrial data in physical geodesy. *Ann. 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.

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 computational scheme to model geoid by the modified Stokes Formula without gravity reductions, [*Journal of Geodesy*](#), 77, 423-432.

Sjöberg, L. E. (2003b) A general model for modifying Stokes' formula and its least- squares solution, [*Journal of Geodesy*](#), 77, 459-464.

Sjöberg, L. E. (2003c) A solution to the downward continuation effect on the geoid determination by Stokes' Formula. *Journal of Geodesy*, 77:94-100.

Sjöberg, L. E. (2007). The topographic bias by analytical continuation in physical

Skiena, S. S. (2008). The Algorithm Design Manual (2nd ed.), Springer-Verlag, London.

Stokes, G. G. (1849). On the Variation of gravity at the surface of the Earth. *Trans. Cambridge Philos. Society VIII*, pages pp: 672–695.

Soycan, M. and Soycan, A. (2003). Surface Modeling for GPS/Leveling Geoid Determination. *International Geoid Service*, 1:1, 41-51.

Ustun, A., Bildirici, I. O., Selvi, H. Z., & Abbak, R. A. (2006). An evaluation of SRTM3 DTM data: Validity, problems and solutions. In *The First international conference on cartography and GIS*.

Üstün, A. (2006). Fiziksel Jeodezi, Lisans Ders Notları. *Selçuk Üniversitesi Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği, Konya, Türkiye*.

Van Westrum, D., Ahlgren, K., Hirt, C., & Guillaume, S. (2021). A Geoid Slope Validation Survey (2017) in the rugged terrain of Colorado, USA. *Journal of geodesy*, 95, 1-19.

Yanalak, M., (1997). *Sayısal Arazi Modellerinden Hacim Hesaplarında En Uygun Enterpolasyon Yönteminin Araştırılması*, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Türkiye.

Yanalak M., (2001), Yüzey modellemede üçgenleme yöntemleri, Harita Dergisi, Sayı: 126, s:58-69.

Yanalak, M., (2002), *Yön Ve Ters Uzaklık Ağırlıklı Ortalama İle Enterpolasyon*, Harita Dergisi, 127, Ocak, Ankara

Yaprak S., (2007), *Kriging Yönteminin Geoit Yüzeyi Modellemesinde Kullanılabilirliğinin Araştırılması ve Varolan Yöntemlerle Karşılaştırılması*, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Türkiye.

Yang, C. S., Kao, S. P., Lee, F. B. and Hung, P. S. (2012). Twelve Different Interpolation Methods: A Case Study of Surfer 8.0. *International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS) Congress, Volume XXXV*.

Yıldız, H., (2012), Yükseklik Modernizasyonu Yaklaşımı: Türkiye İçin Bir İnceleme, Harita Dergisi, Sayı 147, ss:1-12, Ankara.

Yilmaz, A., & Erdoğan, M. (2018). Designing high resolution countrywide DEM for Turkey. *International Journal of Engineering and Geosciences*, 3(3), 98-107.

Yilmaz, M., Turgut, B., Gullu, M., & Yilmaz, İ. (2016). Evaluation of recent global geopotential models by GNSS/Levelling data: internal Aegean region. *International Journal of Engineering and Geosciences*, 1(1), 18-23.

İnternet Kaynakları

URL1-Shuttle Radar Topography Mission. <https://earthexplorer.usgs.gov>, erişim tarihi:11.04.2024.

URL2-Zaman

Serisi

Yöntemleri.

<http://www.prenhall.com/divisions/bp/app/russellcd/PROTECT/CHAPTERS/CHAP10/HEAD03.HTM>, erişim tarihi: Nisan, 2024.

URL3- QGIS internet sitesi, <https://qgis.org/tr/site/> , erişim tarihi: Nisan, 2024.

URL4- Surfer Gridding Yöntemlerinin Temel Anlayışı. Golden Software Haber Bülteni. <http://www.goldensoftware.com/newsletter/issue71-surfer-gridding-methods-part1>, erişim tarihi: Nisan, 2024.

URL-5 Mekansal İnterpolasyon Teknikleri. İrlanda Ulusal Üniversitesi, Maynooth. <http://www.nuim.ie/staff/dpringle/gis/gis09.pdf>, erişim tarihi: Şubat, 2024.

URL-6

Colorado

Geoid

Experiment,

USA.

<https://www.isgeoid.polimi.it/Projects/colorado-experiment.html>, erişim tarihi: Şubat, 2024.