

**JEOİD TESPİTİ İÇİN GÜNCEL GLOBAL JEOPOTANSİYEL
MODELLERİN GNSS/NİVELMAN VERİLERİYLE
DEĞERLENDİRİLMESİ
YÜKSEK LİSANS TEZİ**

Müjde AKÇALI

DANIŞMAN

Doç. Dr. Mustafa YILMAZ

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Ocak 2018

AFYON KOCATEPE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOİD TESPİTİ İÇİN GÜNCEL GLOBAL JEOPOTANSİYEL
MODELLERİN GNSS/NİVELMAN VERİLERİYLE
DEĞERLENDİRİLMESİ

Müjde AKÇALI

DANIŞMAN

Doç. Dr. Mustafa YILMAZ

HARİTA MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

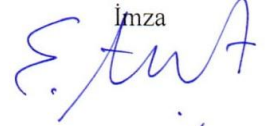
Ocak 2018

TEZ ONAY SAYFASI

Müjde AKÇALI tarafından hazırlanan “**JEOİD TESPİTİ İÇİN GÜNCEL GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN GNSS/NİVELMAN VERİLERİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ**” adlı tez çalışması lisansüstü eğitim ve öğretim yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca 30/01/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği/oy çokluğu ile Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Harita Mühendisliği **Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Danışman : (Doç. Dr. Mustafa YILMAZ)

Başkan : Doç. Dr. Ekrem TUŞAT
Selçuk Üniversitesi
Çumra Uygulamalı Bilimler Yüksekokulu
Yönetim Bilişim Sistemleri Bölümü

İmza


Üye : Doç. Dr. Mustafa YILMAZ
Afyon Kocatepe Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

İmza


Üye : Doç. Dr. İbrahim TİRYAKİOĞLU
Afyon Kocatepe Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

İmza


Afyon Kocatepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu’nun
...../...../..... tarih ve
..... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

.....
Prof. Dr. İbrahim EROL
Enstitü Müdürü

BİLİMSEL ETİK BİLDİRİM SAYFASI

Afyon Kocatepe Üniversitesi

**Fen Bilimleri Enstitüsü, tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım
bu tez çalışmasında;**

- Tez içindeki bütün bilgi ve belgeleri akademik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi,
- Görsel, işitsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçları bilimsel ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu,
- Başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda ilgili eserlere bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunduğumu,
- Atıfta bulunduğum eserlerin tümünü kaynak olarak gösterdiğimi,
- Kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapmadığımı,
- Ve bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya başka bir üniversitede başka bir tez çalışması olarak sunmadığımı

beyan ederim.

30/01/2018

Müjde AKÇALI

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

JEOİD TESPİTİ İÇİN GÜNCEL GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN GNSS/NİVELMAN VERİLERİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Müjde AKÇALI

Afyon Kocatepe Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Mustafa YILMAZ

Yerkürenin kütleçekim ve merkezkaç kuvvetlerinin etkisi altında kalan jeoid adı verilen yüzey karaların altından da ilerlediği varsayılan durgun okyanus suları ile temsil edilir. Jeoid yüzeyini matematiksel olarak ifade etmek zordur. Jeodezide ölçmeler fiziksel yeryüzü üzerinden, hesaplar ise boyutları belirlenmiş bir referans elipsoidi üzerinden yapılır. Jeoid ile referans elipsoidi birbiri ile çakışmaz ve her iki yüzeyin merkezi yerin ağırlık merkeziyle çakıştırıldığında iki yüzey arasında fark oluşur ve bu farka jeoid yüksekliği ya da jeoid ondülasyonu adı verilir.

Küresel harmonik katsayılarından (C_{nm} , S_{nm}) oluşan global jeopotansiyel modeller, Dünya'nın gravite alanını belirlemek için kullanılır. Bu katsayılar uydu yörünge katsayılarından, gravite anomalilerinden ve altimetre verilerinden elde edilmiştir. Ölçüm miktarları, ölçümlerin homojen dağılımı, yerçekimi sinyalinin farklı frekanslarını yansıtan farklı ölçüm türleri ve ölçüm değerlendirme teknikleri modelin doğruluğunu doğrudan etkilemektedir. 1960'lı yıllardan başlayıp günümüze kadar gelen ve uydu yerçekimi misyonlarıyla yeni ivme kazanan global jeopotansiyel modellerin belirlenmesine ilişkin çalışmaların sonuçları bir dizi doğruluk testinden geçmektedir.

Model doğruluğu, katsayılara ilişkin kestirilmiş hata derece varyansları üzerinden belirlenebileceği gibi; doğrudan doğruya modelden hesaplanan jeoid yüksekliği, gravite anomalisi, gravite bozukluğu ve çekül sapması bileşenlerinin yersel ölçülerle karşılaştırılması da belirlenebilir. Global jeopotansiyel modeller çalışma alanına ait

GNSS/Nivelman verileri ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmanın amacı, Türkiye için jeoid belirleme çalışmalarına katkıda bulunacak en uygun global jeopotansiyel modelin belirlenmesidir.

Çalışma alanı olarak İç ve Batı Anadolu Bölümünde bulunan 158 GNSS/Nivelman noktasına karşılık belirlenen modeller için ICGEM sitesinden WGS84 modeli referans alınarak her bir jeopotansiyel model için hesaplama yapılmıştır. Elde edilen veriler SURFER programında oluşturulan fark haritaları yardımıyla değerlendirilmiştir. GNSS/Nivelman verileriyle yapılan karşılaştırmaya göre Türkiye jeoid belirleme çalışmaları için en uygun model EIGEN-6C 2 olarak belirlenmiştir.

2018, xii + 67 sayfa

Anahtar Kelimeler: Jeoid, Jeoid ondülasyonu, Global jeopotansiyel model, ICGEM, Surfer.

ABSTRACT

M.Sc Thesis

EVALUATION OF RECENT GLOBAL GEOPOTENTIAL MODELS BY GNSS/LEVELLING DATA FOR GEOID DETERMINATION

Müjde AKÇALI

Afyon Kocatepe University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geomatics Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Mustafa YILMAZ

The so-called geoid, under the influence of earth's gravitational and centrifugal forces, is represented by undisturbed ocean waters that are supposed to continue below the continents. Geodesy measurements are made on the topographic surface, and calculations are made on a reference ellipsoid whose dimensions are determined. When the geoid and reference ellipsoid do not coincide with each other and when both surfaces are overlapped with the center of gravity of the center of gravity, a difference between the two surfaces occurs and this difference is called geoid height or geoid undulation.

Global geopotential models comprised of spherical harmonic coefficients (C_{nm} , S_{nm}) are used to determine the outer gravitational field of the earth. These coefficients are obtained from satellite orbit perturbations, terrestrial gravity anomalies and altimetry data. The measurement quantities have a direct effect on the homogeneous distribution of the measurements, the different measurement types reflecting the different frequencies of the gravity signal and the correctness of the measurement evaluation techniques model. Starting from 1960s and lasts to the present day and also gaining new acceleration with the satellite gravity field missions, every outcome of the studies related to the determination of global geopotential model is experienced a series of validation tests.

Accuracy of the model can either be determined from the estimated error degree variances concerning the coefficients or comparison of geoid heights, gravity anomalies, gravity disturbances and components of vertical deflection calculated from the model with terrestrial measurements directly. Global geopotential models are compared with GPS/levelling data of the study area. The objective of this comparison is to determine the best fit global geopotential model which contribute to the study of Turkish geoid determination.

For each of the models determined for the 158 GNSS / Leveling Points located in the Central and Western Anatolian Region as the study area, calculation was made for each geopotential model by referring to the WGS84 model from the ICGEM site. The obtained data were evaluated with the help of the difference maps generated in the SURFER program. GNSS / leveling based on comparisons made with the data to determine the most appropriate model for the study were identified as Turkey geoid EIGEN-6C 2.

2018, xii + 67 pages

Keywords: Geoid, Geoid undulation, Global geopotential model, ICGEM, Surfer.

TEŞEKKÜR

“Jeoid Tespiti İçin Güncel Global Jeopotansiyel Modellerin GNSS/Nivelman Verileriyle Değerlendirilmesi” konulu bu Yüksek Lisans çalıŐmasının her aŐamasında yapmıŐ olduğu büyük katkılarından dolayı danışman hocam Sayın Doç. Dr. Mustafa YILMAZ’a, sonsuz teŐekkürlerimi sunuyorum.

Hayatımın her döneminde bana inanan ve desteklerini esirgemeyen saygıdeğer annem Hanife ve babam Cahit’e minnettarım ve bu tezi onlara ithaf ediyorum.

Müjde AKÇALI

AFYONKARAHİSAR, 2018

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

Sayfa

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	iii
TEŞEKKÜR.....	v
İÇİNDEKİLER DİZİNİ.....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vi
1. GİRİŞ.....	1
2. JEOİD VE JEOİD BELİRLEME YÖNTEMLERİ.....	3
2.1 Jeoidin Tanımı	3
2.2 Jeoidin Önemi	4
2.3 Jeoid Belirleme	4
2.4 Jeoid Belirleme İçin Veri Kaynakları	5
2.5 Jeoid Belirleme Yöntemleri	6
2.5.1 Astro-Jeodezik Yöntemle Jeoid Belirleme	8
2.5.2 Gravimetrik Yöntemle Jeoid Belirleme	10
2.5.2.1 Stokes Fonksiyonu İle Jeoid Yüksekliğinin Belirlenmesi	10
2.5.2.2 Hızlı Fourier Transformasyonu İle Jeoid Yüksekliğinin Belirlenmesi	10
2.5.3 Sayısal Yoğunluk Yöntemine Göre Jeoid Belirleme	11
2.5.4 Jeopotansiyel Model Yaklaşımı İle Jeoid Belirleme	12
2.5.5 Kombine Yöntemle Jeoid Belirleme (Remove – Restore)	13
2.5.6 GNSS/Nivelman Yöntemi İle Jeoid Belirleme	14
2.5.6.1 Polinomlarla Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı	16
2.5.6.2 Sonlu Elemanlarla Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı	17
2.5.6.3 Kollokasyon Yöntemi İle Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı	17
2.5.6.4 Enterpolasyon Yöntemi İle Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı	17
3. GLOBAL GRAVİTE ALANININ MODELLENMESİ.....	18
3.1 Yeryuvarının Gravite Alanının Küresel Harmonik Serilerle Gösterimi	18

3.2 Tam Normalleştirilmiş Küre Harmonikleri	21
3.3 Bozucu Gravite Alanı	22
4. MODELLERDE KULLANILAN VERİ TÜRLERİ.....	23
4.1 Uydu Verileri	23
4.1.1 Uydu İzleme Verileri	23
4.1.2 Uydudan Uyduya İzleme	24
4.1.2.1 CHAMP	26
4.1.2.2 GRACE	28
4.1.2.3 GOCE	30
4.1.3 Uydu Gravite Gradyometrisi.....	32
4.2. Yersel Veriler.....	34
4.2.1 Yersel Gravite Anomalileri	34
4.2.2 Uydu Altimetre Verileri	35
5. DEĞERLENDİRMEDE KULLANILAN JEOİD MODELLERİ.....	38
5.1 Çalışma Alanı	38
5.2 Global Jeopotansiyel Modeller	39
5.2.1. EGM2008 Modeli.....	40
5.2.2 EIGEN-5C Modeli	40
5.2.3 EIGEN-5S Modeli	41
5.2.4 EIGEN-6C Modeli	41
5.2.5 EIGEN-6S Modeli	42
5.2.6 EIGEN-6C2 Modeli	42
5.2.7 EIGEN-6C3 STAT Modeli	43
5.2.8 EIGEN-6S2 Modeli	44
5.2.9 EIGEN-6C4 Modeli	45
5.2.10 GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 Modeli	45
5.2.11 GECO Modeli	46
5.2.12 GGMO5C Modeli	46
5.2.13 GOCO05C Modeli	47
5.2.14 EIGEN-6S4V2 Model	47
5.3 Sayısal Uygulama	48
5.4 GNSS/Nivelman Veri Sonuçlarına Dayalı Yapılan Karşılaştırmalar.	56

6. SONUÇ.....	58
7. KAYNAKLAR.....	60
7.1 İnternet Kaynakları.....	66
ÖZGEÇMİŞ.....	67

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

ϕ ve Λ	Astronomik enlem ve boylam
T	Bozucu potansiyel
V	Çekim potansiyeli
ξ ve n	Çekül sapmasının meridyen ve birinci düşey doğrultudaki bileşeni
ε	Çekül sapması
H	Elipsoidal yükseklik
g	Gerçek gravite
W	Gerçek gravite potansiyeli
GM	Gravitasyonel sabit
x,y	İki boyutlu Kartezyen koordinatlar
F	İki diskrete Fourier transformasyonunu (2D FFT),
N	Jeoid ondülasyonu
φ ve λ	Jeodezik enlem ve boylam
W_0	Jeoidin potansiyeli
r, θ, λ	Küresel kutupsal koordinatlar
m,n	Küresel harmonik açılımının derecesi ve sırası
∇^2	Laplace operatörü
γ	Normal gravite
U	Normal gravite potansiyeli
\bar{g}	Ortalama gravite
$\bar{\gamma}$	Ortalama normal gravite
g_P	P noktasına ait gravite vektörü
q	Radyal frekans
a	Referans elipsoidinin büyük eksen
$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$	Tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılar
$P_{nm}(\cos \theta)$	Tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonu
F	Ters 2D diskrete Fourier transformasyonunu,
C_{nm}, S_{nm}	Yeryuvarı gravite alanının tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayıları
γ_Q	Q noktasına ait normal gravite
u ve v	x ve y noktalarına karşılık gelen frekans değerleri

Kısaltmalar

CHAMP	Challenging Minisatellite Payload
DLR	Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt
DYB	Duyarlı Yörünge Belirleme
EGM2008	Earth Gravitational Model of 2008
EKK	En Küçük Kareler
EKKK	En Küçük Karelerle Kollokasyon
ERM	Exact Repeat Mission
ESA	European Space Agency
GFZ	GeoForschungsZentrum

GM	Geodetic Mission
GNSS	Global Navigation Satellite Systems
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRGS	Groupe de Recherche de Geodesie Spatiale
GRS80	Geodetic Reference System 1980
HGK	Harita Genel Komutanlığı
ICGEM	International Center for Global Gravity Field Models
JM	Jeodezik Misyon
KOH	Karesel Ortalama Hata
LAGEOS	Low Earth orbiting satellite
LEO	Low Earth Orbiter
LRR	Lazer Retro Reflektör
MSL	Mean Sea Level
NASA	U.S. National Aeronautics and Space Administration
NGA	National Geospatial-Intelligence Agency
ONERA	Office National d'Etudes et de Recherches Aerospatiales
SGG	Satellite Gravity Gradiometer
SLR	Satellite Laser Ranging
SST	Sea Surface Topography
SST-II	Satellite-to-satellite tracking between low and low orbiting satellites
SST-hl	Satellite-to-satellite tracking between high and low orbiting satellites
STAR	Space Triaxial Accelerometer Research
THG09	Türkiye Hibrit Jeoid 2009
TRSR	Turbo Rogue Space Receiver
TTM	Tam Tekrarlı Misyon
TUTGA	Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı
WGS84	World Geodetic System 1984

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 2.1 Jeoid yüzeyi	4
Şekil 2.2 Jeoid belirlemede kullanılan veri kaynakları	6
Şekil 2.3 Jeoid ondülasyonu ve çekül sapması arasındaki ilişki	8
Şekil 2.4 Jeoid,elipsoid ve ortometrik yükseklik	15
Şekil 3.1Küresel yüzey harmonikleri	21
Şekil 4.1 SST-HL ölçme tekniği	25
Şekil 4.2 SST-II ölçme tekniği	26
Şekil 4.3 CHAMP uydusu	27
Şekil 4.4 GRACE ikiz uydu sistemi	29
Şekil 4.5 GOCE uydusu	30
Şekil 4.6 GOCE uydusunun iç yapısı	31
Şekil 4.7 Gravite gradyometrisi ölçme tekniği	33
Şekil 4.8 Goce uydu gradyometrisi	34
Şekil 4.9 Uydu altimetre ölçü sistemi	36
Şekil 5.1 Çalışma alanı topografyası	38
Şekil 5.2 Çalışma alanına ait 158 TUTGA noktasının Türkiye haritasındaki dağılımı	38
Şekil 5.3 EGM2008 modeline ait fark haritası	49
Şekil 5.4 EIGEN-5C modeline ait fark haritası	49
Şekil 5.5 EIGEN-5S modeline ait fark haritası.....	50
Şekil 5.6 EIGEN-6C modeline ait fark haritası	50
Şekil 5.7 EIGEN-6S modeline ait fark haritası.....	51
Şekil 5.8 EIGEN-6C2 modeline ait fark haritası	51
Şekil 5.9 EIGEN-6C3 STAT modeline ait fark haritası	52
Şekil 5.10 EIGEN-6S2 modeline ait fark haritası.....	52
Şekil 5.11 EIGEN-6C4 modeline ait fark haritası	53
Şekil 5.12 GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 modeline ait fark haritası	53
Şekil 5.13 GECO modeline ait fark haritası	54
Şekil 5.14 GGM05C modeline ait fark haritası	54
Şekil 5.15 GOCO05S modeline ait fark haritası.....	55
Şekil 5.16 EIGEN-6S4V2 modeline ait fark haritası.....	55

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 5.1 Global jeopotansiyel modeller ve özellikleri.....	39
Çizelge 5.2 Global jeopotansiyel modellerin GPS/nivelman verisi ile farkları	56
Çizelge 5.3 Global jeopotansiyel modellerin karesel ortalama hata değerleri.....	57

1.GİRİŞ

Isı, basınç, yoğunluk, tuzluluk farkı, akıntı ve gelgit gibi etkilerden arındırılmış okyanus yüzeyiyle çakışıp karaların altında da devam ettiği varsayılan eşpotansiyelli yüzeye jeoid denir. Jeoid, yükseklikler için sıfır yükselti olarak kabul edilen başlangıç yüzeyidir ve yerin temel şekline verilen isimdir. Jeoidin matematiksel olarak ifadesi imkansızdır ancak fiziksel olarak gösterilebildiğinden dolayı jeodezinin temel yüzeyidir. Yerin biçim ve büyüklüğünü temsil eden jeoide; nokta yükseklikleri için başlangıç yüzeyinin tanımlanmasında, ortalama yer elipsoidinin belirlenmesinde, referans sistemlerinin yatay ve düşey datumunun belirlenmesinde, yer kabuğundaki ve deniz yüzeyindeki değişimlerinin incelenmesinde, gravite değişimlerinin belirlenmesinde ihtiyaç duyulmaktadır.

Jeoid belirleme yöntemleri, yapılan ölçümlere ve kullanılacak en uygun modele göre sınıflandırılabilir. Jeoid belirleme yöntemleri; astro-jeodezik, gravimetrik, jeopotansiyel model yaklaşımı, kombine yöntemler ve GNSS/Nivelman yöntemi olarak sınıflandırılabilir.

Jeoid yüzeyi, topografik yükseklikleri ve okyanus derinliklerini belirlemek için bir referans yüzeyi olarak kullanılır. Yeni uydu gravite anomalilerinden elde edilen bilgiler gravite alanının belirlenmesini önemli ölçüde iyileştirmiştir, bu yüzden Dünya'nın gravite alanını temsil eden global jeopotansiyel modeller daha fazla önem kazanmıştır.

Uydu tekniklerindeki ve bilgisayar sistemlerindeki teknolojik ve bilimsel gelişmeler, global jeopotansiyel modellerin belirlenmesinde önemli katkı sağlamaktadır. CHAMP, GRACE ve GOCE misyonlarının devreye girmesinden bu yana global jeopotansiyel modellerin bilim hayatına olan etkileri artmıştır. Yüksek dereceli modeller, Dünya'nın statik yerçekimi alanının uzun dalga boyu kısmının ifadesinde önemli gelişmelere yol açmaktadır.

Jeodezi topluluğu, bu global jeopotansiyel modellerin geliştirilmesi ve değerlendirilmesi için bağımsız veri setlerinden yararlanmaktadır. Yerel jeoid modellerini geliştirmek için çalışma alanına en iyi uygun global jeopotansiyel modeli seçmek esastır. Bölgesel ve ulusal ölçeklerde daha fazla jeoid tespiti için çalışma alanına en uygun jeopotansiyel modeli bulmak ve global jeopotansiyel modellerin doğruluğunu belirlemek için GNSS/Nivelman verilerinden elde edilen jeoid yükseklikleri kullanılmaktadır.

Bu alışmada İ ve Batı Anadolu Bölümü için 158 GNSS/Nivelman noktasına karşılık belirlenen global jeopotansiyel modellerin,

Karesel ortalama hata değerleri nedir?

Türkiye için en uygun global jeopotansiyel model hangisi?

sorularına cevap aranmıştır. Bu amaçla İ ve Batı Anadolu Bölümü için belirlenen 14 global jeopotansiyel model için sonuçlar değerlendirilmiş ve ortaya çıkan bulgular sunulmuştur.

2. JEOİD VE JEOİD BELİRLEME YÖNTEMLERİ

2.1 Jeoidin Tanımı

Bruns, jeoidin belirlenmesini nivo yüzeylerinin belirlenmesi şeklinde genelleştirerek,

$$W = Sabit \quad (2.1)$$

ile, potansiyeli sabit olan noktaların kümesini belirtmiş olup, jeoidin potansiyelini W_0 ile göstererek diğer yüzeyleri de bu yüzeye göre,

$$\begin{aligned} W &= W_0 + \Delta W \\ W &= W_0 - \int g \, d_n \end{aligned} \quad (2.2)$$

şeklinde ifade etmiştir. Böylece yeryuvarının şekli, fiziksel büyüklük olan potansiyele bağlı olarak belirlenmiştir (Ayan ve Deniz 2000). Bu tanıma göre, jeoid kısmen katı yeryüzü içinden geçen bir nivo yüzeyidir ve bu yüzeyin eğriliği yoğunluğun ani olarak değiştiği yerlerde süreksizlik gösterir. Bu nedenle de jeoid analitik bir yüzey olmayıp, potansiyel ve yükseklikler için iyi bir referans yüzeyidir (Grafarend 1994). Durgun her su yüzeyi yani nivo yüzeyi ağırlık kuvvetine diktir. Akıntıların, gel-git olayının, rüzgarın etkisinde olmayan deniz yüzeyinin, karaların altından devam ettirilerek bulunacak olan yüzey dünyanın matematiksel şekli olarak alınabilir. Bu yüzeye J.B. Listing, jeoid adını vermiştir (Ulusoy 1977).

Jeoid, sıfır yükseltili olarak kabul edilen başlangıç yüzeyidir ve yerin temel şekline verilen isimdir. Jeoidi matematiksel olarak ifade etmek mümkün değildir ancak fiziksel olarak gösterilebildiği için jeodezide temel yüzey olarak kullanılmaktadır. Jeoidde bağlı olarak matematiksel işlemler yapılamadığından, bu yüzey bir hesap yüzeyi olarak kullanılamamaktadır. Jeoid, yeryüzünün büyük bölümünü oluşturan denizlerle çakıştığından, doğal olaylarla uyumlu, gözle görülebilen ve erişilebilen ender bir yüzeydir.

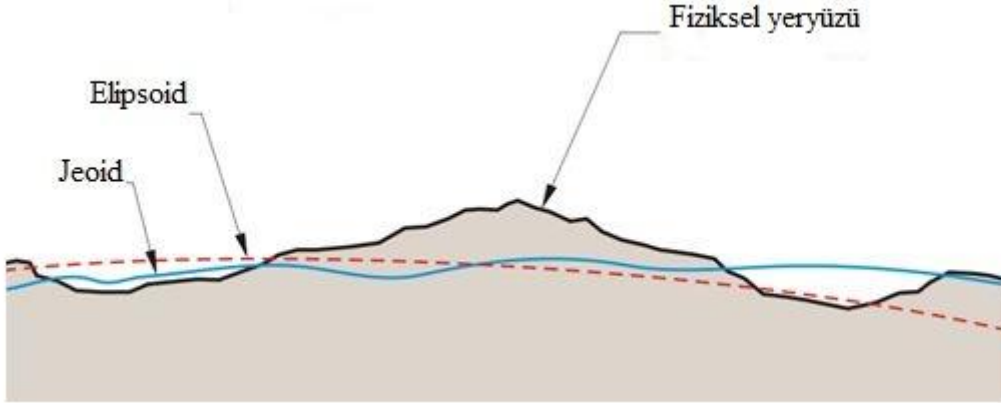
2.2 Jeoidin Önemi

Bir referans yüzeyi olarak yükseklik sistemlerinde kullanılacak jeoide öncelikle ihtiyaç vardır; çünkü jeoid, yüksek doğrulukla belirlenen jeodezik koordinatlar ile uydular yardımıyla elde edilen konumlar arasında doğrudan bağlantı sağlamaktadır. Bu nedenle uydular tekniklerinin kullanılmasında jeoid öncelikli bir konudur (Aksoy vd. 1999).

Jeoid belirleme, yatayda konumu bilinen bir noktada, jeoid yüksekliğinin sayısal olarak kullanılmasını sağlayacak verilerin modellenmesidir (Ayan ve Deniz 2000). Jeoid modelleri yerel, bölgesel veya daha büyük alanlar için geliştirilebilir.

2.3 Jeoid Belirleme

$W(x,y,z)$ gerçek gravite potansiyelinin eşit olduğu noktaların geometrik yeri kesiksiz bir kapalı yüzey oluşturur. Oluşan bu kapalı yüzeylere “Nivo yüzeyleri, Jeopotansiyel yüzeyler, Seviye yüzeyleri veya Eşpotansiyelli yüzeyler” adı verilir. Bu yüzeyler sonsuz sayıda ve birbirleri ile de kesişmezler. Bu yüzeylerden okyanuslarla en iyi çakışanı jeoid olarak tanımlanır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Jeoid yüzeyi.

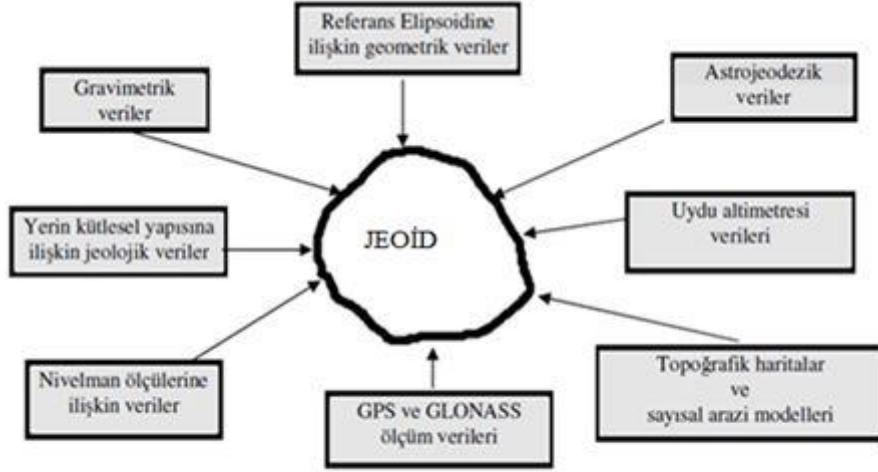
Genel olarak jeoidin belirlenmesi ifadesinden anlaşılması gereken; yeterli sayıda noktanın, jeoide ait W (gerçek gravite potansiyeli), H (ortometrik yükseklik), g (gerçek gravite), ϕ, λ (astronomik enlem ve boylam) büyüklükleri ile seçilen referans

elipsoidine ait U (normal ya da standart gravite potansiyeli), h (elipsoid yüksekliği), γ (normal ya da standart gravite), φ, λ (jeodezik enlem ve boylam) büyüklüklerinin farkından oluşan T (bozucu potansiyel), N (jeoid yüksekliği), g (gravite anomalisi), η, ξ (çekül sapması bileşenleri) miktarlarının belirlenmesidir. Bulunan miktar, elipsoid ile jeoid arasındaki farkın şeklini ve büyüklüğünü gösterir. Pratikte jeoidin belirlenmesi genellikle N jeoid yükseklikleri yardımıyla yapılır (Karaali 1985).

2.4 Jeoid Belirleme için Veri Kaynakları

Jeoid yüzeyinin belirlenmesine yönelik birçok veri kaynağı mevcuttur ve en önemlilerinin başında da astro-jeodezik veriler gelmektedir (Şekil 2.2). Bu yöntem yalnızca karasal ortamlarda uygulanabilmektedir ve ölçümler için özel donanım, deneyimli bir ekip, zaman ve maliyet gerekmektedir. Benzer şekilde jeoidi belirlemeye yönelik gravimetrik ölçümler de deniz yüzeyinde yapılması gerekiyken, karasal ortamlarda yapılabildiğinden, jeolojik ve topografik veriler kullanılarak fiziksel yeryüzünden jeoid yüzeyine indirgenmektedir.

Astro-jeodezik ve gravimetrik ölçmelerde yaşanan bir diğer sıkıntı da devletler arasında yaşanan politik çatışmalar dolayısıyla, karasal kesimin her noktasında ölçümlerin gerçekleştirilememesidir. Bu sorunların çözümüne ilişkin sıkıntıların aşılması için birçok ülkenin ortak çalışması sonucu global çözümler geliştirilmiştir. Altimetrik ölçümlerde uydular ile daha hassas sonuçlar elde edildiğinden, jeoid belirleme çalışmalarında kullanılmaya başlanmıştır.



Şekil 2.2 Jeoid belirlemede kullanılan veri kaynakları (Akçın 2001).

2.5 Jeoid Belirleme Yöntemleri

Jeoid belirlemede ilk olarak astronomik enlem ve boylamı bilinen bir noktanın, aynı noktaya ilişkin jeodezik enlem ve boylam değerleri arasındaki fark kullanılarak astrojeodezik yöntem belirlenmeye çalışılmıştır. 1970’li yıllarda düşük dereceli jeopotansiyel modeller hesaplanarak jeoid tespitinde kullanılmıştır (Featherstone and Olliver 2001).

1980’li yıllarda gravite verilerinin elde edilmesiyle birlikte hızlı fourier transformasyonu yöntemi kullanılarak çeşitli gravimetrik jeoidler belirlenmiştir. Aynı yıllarda jeopotansiyel model katsayılarının derece ve seviyeleri arttırılmış ve global jeoid belirlemedeki hassasiyet daha iyi bir hale getirilmiştir (Featherstone and Olliver 2001). 1990’lı yıllara geldiğimizde artık uydulardan konum belirleme yöntemleri sivil kullanımda da yaygınlaşmış olduğundan GNSS/Nivelman ile jeoid belirleme yöntemi daha fazla kullanılmaya başlanmıştır.

Ayrıca gravite verileri de uydular yardımı ile karada, denizde ve kutup bölgelerinde de fazla miktarda elde edilmeye başlanmıştır. Bu da gravimetrik jeoid belirleme yöntemlerinin doğruluğunu arttırmıştır. Yüksek dereceli jeopotansiyel modeller de tüm dünyayı kapsayacak şekilde geliştirilmiştir. Bununla birlikte uydu teknolojileri

verilerinin yaygınlaşması elipsoidal yüksekliklerin elde edilmesini kolaylaştırmıştır. Ortometrik yükseklikleri bilinen noktalarda GNSS ölçmeleri yapılarak noktaların elipsoidal yükseklikleri belirlenmiş ve böylece bu noktalardaki jeoid yükseklikleri de elde edilmiştir.

Jeoid belirleme yöntemleri, kullanılacak verilere ve bu verilerin değerlendirilmesinde kullanılan hesaplama modelleri dikkate alınarak aşağıdaki şekilde sınıflandırılmaktadır (Sjöberg 1994);

1. Astro-Jeodezik yöntemle jeoid belirleme
2. Gravimetrik yöntemle jeoid belirleme
 - a) Stokes fonksiyonu yardımıyla
 - b) Hızlı fourier transformasyonu yardımıyla
3. Sayısal yoğunluk yöntemine göre jeoid belirleme
4. Jeopotansiyel model yaklaşımı ile jeoid belirleme
5. Kombine yöntem ile jeoid belirleme (Remove – Restore)
6. GNSS / Nivelman yöntemi ile jeoid belirleme
 - a) Polinomlarla modelleme
 - b) Bulanık mantık ile modelleme
 - c) Sonlu elemanlarla modelleme
 - d) Kollokasyonla modelleme
 - e) Enterpolasyon yöntemleriyle modelleme.

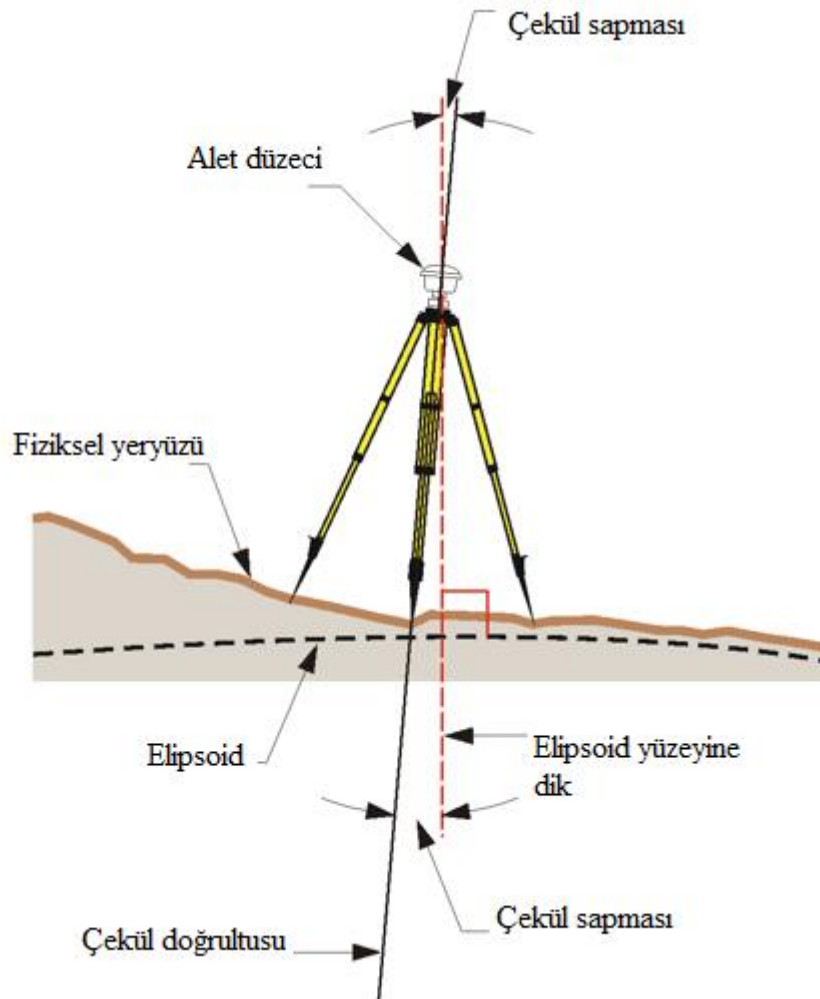
2.5.1 Astro-Jeodezik Yöntemle Jeoid Belirleme

Bir noktadaki jeoidin eğimi, o noktaya ait çekül sapmasının meridyen ve paralel doğrultularındaki bileşenleri yardımıyla hesaplanabilir.

Bir ds mesafesinde jeoid yüksekliği N 'deki değişikliği

$$dN = -\epsilon ds \quad (2.3)$$

eşitliği Şekil 2.3 eşitliği kullanılarak hesaplanabilir.



Şekil 2.3 Jeoid ondülasyonu ve çekül sapması arasındaki ilişki.

Burada ϵ , azimutu α olan doğrultudaki çekül sapmasıdır ve

$$\varepsilon = \xi \cos \alpha + n \sin \alpha \quad (2.4)$$

olarak bulunur. Eşitlikte geçen ξ ve η sırasıyla çekül sapmasının meridyen ve birinci düşey doğrultudaki bileşenleridir ve,

$$\begin{aligned} \xi &= \phi - \varphi \\ n &= (\Lambda - \lambda) \cos \varphi \end{aligned} \quad (2.5)$$

formüllerden yararlanarak hesaplanır. Burada φ ve λ noktanın jeodezik (elipsoidal) enlem ve boylamı, Φ ve Λ ise noktanın astronomik enlem ve boylam değerini ifade etmektedir.

Eğer A noktasındaki jeoid yüksekliği biliniyorsa, bir AB kenarı boyunca N değeri aşağıdaki formül değeri ile belirlenebilir

$$N_B = N_A - \int_A^B \varepsilon d_{sa} \quad (2.6)$$

sonucu jeoid belirlenmesine, astro-jeodezik jeoid belirlenmesi denir.

Ayrıca, astronomik enlem Φ ve boylam Λ 'nın doğrulukla belirlenebilmesi önceki yıllarda zor bir işlemdi. Fakat son yıllarda kullanımı artan ve ölçmelerin otomatik hale getirildiği CCD (Charge Coupled Devices) ve Zenith kameralarla astronomik enlem ve boylamın belirlenmesi kolay hale geldi. Bu kameraların avantajları hem daha az personel gerektirmesi hem de dağlık arazilerde kullanımının astronomik gözlemlere göre daha rahat olmasıdır. Ayrıca yaklaşık 1000 km²'lik bir jeoid projesi için yaklaşık 500-1000 tane gravite ölçmesine gerek duyulurken, sadece 30 tane astro-jeodezik noktaya ihtiyaç duyulması yöntemin bir avantajıdır. Yöntemin dezavantajı ise gözlemlerin sadece açık bir gökyüzünde yapılabilir olmasıdır (Gerstbach 2003).

2.5.2 Gravimetrik Yöntemle Jeoid Belirleme

2.5.2.1 Stokes Fonksiyonu ile Jeoid Yüksekliğinin Belirlenmesi

Stokes sınır değer problemi jeoidin gravimetrik olarak hesaplanmasını sağlar. Stokes problemi, jeoid yüzeyindeki her nokta için verilen gravite anomalilerinden potansiyelin hesaplanması ile ilgilidir. Sonuç olarak jeoidin dışındaki hiçbir kütleye izin verilmediğinden, yeryuvarının topografyası matematiksel olarak elde edilmektedir (Sideris 1994).

Laplace denklemini sağlayan bozucu potansiyeli (T) hesaplamak için kullanılacak klasik sınır değer problemi aşağıda ifade edilmiştir:

$$\nabla^2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z_2^2} = 0 \quad (2.7)$$

Burada, ∇^2 Laplace operatörünü ifade etmektedir.

2.5.2.2 Hızlı Fourier Transformasyonu ile Jeoid Yüksekliğinin Belirlenmesi

Bir boyutlu (1D FFT) metodunun en önemli özelliği, aynı boylam üzerindeki noktalarda hesap noktası ile integrasyon noktası arasındaki fark belirli bir boylam farkı için aynıdır fakat farklı boylam değerleri üzerinde bulunan hesap noktalarında farklılık göstermektedir. Bu nedenle, FFT metoduyla sadece bir doğu-batı yönünde hesaplama yapılabilmektedir. Kuzey-Güney yönündeki hesaplamalar noktasal integrasyonla yapılabilir. Bu işlem de integrasyon bölgesinin her yerinde doğru bir Kernel fonksiyonunun kullanılması gerekmektedir. Sonuçta küre üzerindeki noktasal integrasyonla elde edilen sonuçlar üzerinde aynı değerler elde edilir (Haagmans 1993).

1D FFT metodunun en büyük avantajı, doğrudan sayısal integral yöntemi ile elde edilen sonuçlar ile birebir aynı sonuçları vermesidir. Bu yöntemin kullanılmasında zamandan tasarruf sağlanmaktadır (Sideris 1996).

Eğer bir E alanı için gravite anomalileri verilmişse, gravite anomalilerinden jeoid yükseklikleri iki boyutlu Fourier transformasyonu integraliyle ifade edilebilirler.

Jeoid yükseklikleri için iki boyutlu hızlı Fourier transformasyonu aşağıdaki gibi hesaplanabilir.

$$\begin{aligned} N^{\Delta g}(x_k, y_l) &= \frac{\Delta x \Delta y}{2\pi y} F^{-1}\{F\{\Delta g(x_k, y_l)\} F(l_N(x_k, y_l))\} \\ &= \frac{\Delta x \Delta y}{2\pi y} F^{-1}\{\Delta G(u_m, v_n) l_N(u_m, v_n)\} \end{aligned} \quad (2.8)$$

Burada

F : 2D diskrete Fourier transformasyonu (2D FFT),

F^{-1} : ters 2D diskrete Fourier transformasyonu,

u ve v ise sırası ile x ve y 'ye karşılık gelen frekansları göstermektedir.

Analitik olarak tanımlanmış spektrum ayırık olanla karşılaştırıldığında değerlendirme için diskrete fourier transformasyonu gerektirmemesi avantajlar getirmesine rağmen, eğer sonuçların sayısal integral yöntemi ile elde edilenlerle aynı olması istenilirse, ayırık Fourier transformasyonu hesabı uygun değildir (Zhang vd. 2000).

2.5.3 Sayısal Yoğunluk Yöntemine Göre Jeoid Belirleme

Yeryuvarının gravite alanının ve geometrisinin ölçüleri gerçekleştirilmiştir ve bu ölçülerden yararlanarak jeoidin şekli belirlenebilir. Bu yöntemde, bilgisayar kullanarak, verilen gözlemlere kesinlikle uyan bir yeryuvarı kütle modeli oluşturulur. Yani model, potansiyel sayısı, enlemi ve boylamı verilen bir noktada gözlemler sonucu gravite değeri üretir. Model uydu altimetrisiyle, deniz seviyesi ölçümleri ile uyuşur (Heikkinen 1981).

2.5.4 Jeopotansiyel Model Yaklaşımı ile Jeoid Belirleme

Jeopotansiyel modeli tanımlayabilmek için aşağıdaki dört bilgiye daha ihtiyaç vardır:

- Gravitasyonel potansiyel alanın seçimi,
- Hangi nivo yüzeyinin jeoid seçiminde kullanılacağı,
- Jeopotansiyel modelin ilişkili olduğu gel-git etkileriyle ilgili bilgi,
- Topografik kütlelerin içinde potansiyel alanın davranış biçimi.

Buradaki sorular çoğu zaman aşağıdaki gibi yanıtlanabilir;

- Ekvatorial ölçek faktörü (aI),
- Modeli oluşturmada kullanılan gravite kütle sabiti (GMI),
- Modelin gel-git etkileri,
- 2.dereceden n. dereceye kadar (ve genellikle C_{nm} ve S_{nm} diye adlandırılan) belirlenen katsayılar kümesi.

Yukarıdaki 4 çeşit bilgi ile bir jeopotansiyel model oluşturulabilir (Smith 1998).

Yeryuvarının gravite alanını ve küresel harmonik katsayıların bir fonksiyonu olan jeoid yüksekliğini hesaplamada değişik ülkelerdeki çalışma grupları tarafından pek çok jeopotansiyel model belirlenmiştir. İki çeşit jeopotansiyel model vardır. Bunlar, yalnızca uydu ölçmelerinin kullanıldığı modeller ve uydu ölçmeleri ile birlikte diğer ölçmelerin (gravite verileri ve uydu altimetre verileri gibi) bir kombinasyonu şeklindeki ölçmelerin kullanıldığı modeller olarak sınıflandırılabilir (Featherstone and Olliver 2001).

Yalnızca uydu ölçmeleri kullanılarak geliştirilen jeopotansiyel modeller yapay uyduların yörüngelerindeki bozulmaların analizinden elde edilirler (Wenzel 1998).

Yalnızca uydu ölçmeleri kullanılarak elde edilen jeopotansiyel modeller, nokta koordinatları, uydu parametreleri ve jeopotansiyel model katsayıları bilinmeyen uydu izleme ölçmelerinin en küçük kareler yöntemine göre dengelenmesiyle belirlenirler (Wenzel 1999).

Jeopotansiyel modeller için yersel gravite anomalileri ve okyanuslardaki uydu altimetresi verileri uydu izleme ölçmelerinde daha yüksek uzaysal çözünürlüğe sahiptirler. Yersel gravite verileri okyanuslardaki uydu altimetre verilerine ek olarak global jeopotansiyel modeli üretmek için birlikte kullanılırlar. Yüksek ve daha yüksek dereceli jeopotansiyel modeller düşük dereceli katsayıların uydu izleme ölçmelerinden belirlendiği kombine modellerdir. Kombine yöntemle elde edilen global jeopotansiyel modeller sadece uydu izleme ölçmelerinden elde edilen modellerden daha yüksek uzaysal çözünürlüğe sahip olduğundan, GNSS ölçmelerinden elde edilen yüksekliklerin belirlenmesinde daha uygundur.

2.5.5 Kombine Yöntemle Jeoid Belirleme (Remove – Restore)

Ölçülen gravite değerleri g 'den, GRS80 (Geodetic Reference System 1980)'nin atmosferik düzeltmeyi de içeren serbest – hava gravite anomalilerinin bulunması (Ayan ve Deniz 2000, Duquenne and Jiang 1996)

$$\Delta g_{FA} = g + \delta g_{atm} + \frac{\partial g}{\partial H} H - \gamma_0 \quad (2.9)$$

ve

$$\delta g_{atm} = 0.874 - 9.9 * 10^{-5} H \quad (2.10)$$

eşitlikleri yardımıyla hesaplanabilmektedir.

Sayısal arazi modeli yardımıyla topografyanın doğrudan ve dolaylı etkileri aşağıdaki eşitliklerle belirlenir (Omang and Forsberg 2000).

$$\delta g_{RT} = \int_{\sigma} \frac{\rho(H-H_0)}{r^3} d\tau \quad (2.11)$$

$$\delta g_{IRT} \approx \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial H} \delta W_{RT} \quad (2.12)$$

Küresel harmonik katsayılar yardımıyla belirlenen bir jeopotansiyel modelden, jeoid üzerindeki gravite anomalileri

$$\Delta g_{model} = g_{model} - \gamma_0 + N_{model} \frac{\partial \gamma}{\partial h} \quad (2.13)$$

eşitliği ile hesaplanır.

N_{model} , jeopotansiyel modele göre hesaplanan jeoid yüksekliğidir.

Serbest- hava anomalilerinin hesaplanması aşağıdaki eşitlikle yardımıyla yapılır;

$$\Delta g_{RFA} = \Delta g_{FA} - (\delta g_{RT} - \delta g_{IRT}) - \Delta g_{model} \quad (2.14)$$

Stokes'un integral formülü ile bir gridden yararlanarak jeoid yükseklik bileşeninin hesaplanması

$$N_R = \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} \Delta g_{RFA} S(\Psi) d\sigma \quad (2.15)$$

eşitliği ile, jeoiddeki dolaylı arazi etkisinin hesaplanması

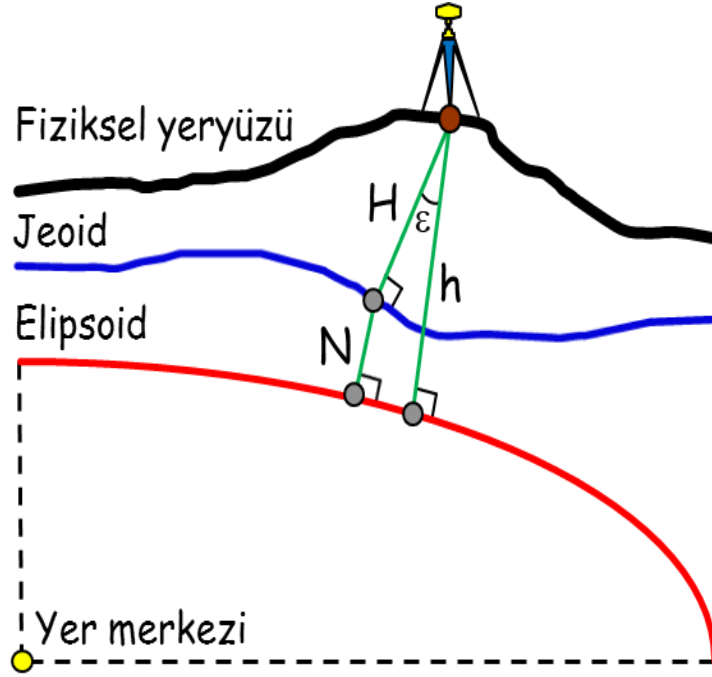
$$\delta N_R = \frac{1}{\gamma} \delta W_{RT} \quad (2.16)$$

eşitliği ile yapılmaktadır (Bajracharya 2003, Toth vd. 2000).

2.5.6 GNSS / Nivelman Yöntemi ile Jeoid Belirleme

Global Navigation Satellite System (GNSS) yani uydularla konum belirlemenin jeodezi alanındaki etkisi büyük olmuştur. Üç boyutlu konum belirleme sistemi olan GNSS, açı ve kenarlar ölçülerek yapılan yersel ölçme yöntemleri ile konum belirlemenin zorluklarını ortadan kaldırmıştır.

Bununla birlikte GNSS ile elde edilen yükseklik değeri nivelman ile elde edilen yükseklik değerinden farklıdır. GNSS verilerinden elipsoidal yükseklik h kolaylıkla elde edilebilir. Bu yükseklik yeryuvarının basit bir elipsoid modeline göre belirlenir ve elipsoidal yükseklik h olarak adlandırılır. Ortometrik yükseklik H jeoide göre belirlenir. Bu iki yükseklik sistemi arasındaki ilişki Şekil 2.4 ile ifade edilir (Gilliland and Jaksa 1994, Featherstone vd. 1998).



Şekil 2.4 Jeoid, elipsoid ve ortometrik yükseklik.

$$H = h - N \quad (2.17)$$

Burada, N jeoid yüksekliğidir. Eğer bir noktada ortometrik yükseklik H ve elipsoidal yükseklik h biliniyorsa jeoid yüksekliği N kolaylıkla bulunabilir (Banarjee vd. 1999, Fotopoulos vd. 2003).

Bir bölgede yer alan ve (2.17) temel eşitliği ile hesaplanan noktalara dayalı olarak jeoid yüzeyi modellenenbilir. Bölge içerisinde bulunan ve koordinatı bilinen noktalardaki jeoid yükseklikleri farklı modellerce belirlenebilmektedir. Bu modelleme değişik hesap teknikleri kullanılarak yapılabilir.

2.5.6.1 Polinomlarla Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı

GNSS/Nivelman verileri yardımıyla jeoid belirlemede, sayısal sonuçların elde edilmesi açısından bir enterpolasyon yöntemi olan “çok parametrelili polinomlarla regresyon” yöntemi tercih etmektedir. Polinom yüzeyleriyle enterpolasyon tekniği yüzey modellemelerinde en yaygın kullanılan tekniklerden biridir. Bu tekniğin amacı çalışma bölgesinin tek bir fonksiyonla ifade edilmesidir. Polinomlarda Kollokasyon, Kriging gibi yöntemler yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

Bir polinomun derecesini en yüksek dereceli terim belirler.

Yüzey genellikle iki değişkenli yüksek dereceden polinomlarla tanımlanır.

$$N(X, Y) = \sum_{k=0}^n \sum_{j=k-i}^k a_{ij} x^i y^j \quad (2.18)$$

eşitliği ile ortogonal polinom elde edilir. Burada,

a_{ij} : Polinomun bilinmeyen katsayıları,

n : Polinomun derecesi,

x, y : Noktaların koordinatlarıdır.

$n=1$ seçildiğinde yüzey lineer, $n=2$ seçildiğinde yüzey quadratik, $n=3$ seçildiğinde yüzey kübik olarak adlandırılır (Yiğit 2003).

Quadratik yüzey eşitliği 6 bilinmeyenli bir polinomla, kübik yüzey eşitliği ise 10 bilinmeyenli bir polinom ile elde edilir (Öztürk ve Şerbetçi 1992, Yiğit 2003).

2.5.6.2 Sonlu Elemanlarla Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı

Sonlu elemanlar yöntemi, bir sistemi sonlu elemanlar adı verilen birim parçalara ayırıp daha sonra bu elemanların birleştirilmesidir. Jeoid yüksekliği belirlenecek alan önce parçalara ayrılarak, bu parçalarda enterpolasyon yapılır ve komşu parçaları birleştiren noktalarda süreklilik sağlanır. Karmaşık öğeler içeren bir yapıyı tek bir şekilde ifade etmek yerine, bütünü oluşturan öğelerin genel bütünlüğünü korumak sonlu elemanlar yönteminin mantıksal yaklaşımıdır (Kartal 2001, Çepni vd. 2007).

2.5.6.3 Kollokasyon Yöntemi ile Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı

En Küçük Karelerle Kollokasyon (EKKK) yerin şeklini ve gravite alanını, değişik türdeki verilerin kombinasyonu ile belirler. Bu yöntem sadece rastgele hataları değil aynı zamanda sistematik hataları da ortadan kaldırmaktadır. En Küçük Kareler (EKK) yönteminden farkı, bilinen hata denklemlerine ölçü hatasından başka, gravite alanının ölçülerdeki etkisini temsil eden ikinci bir değişkenin eklenmesidir.

2.5.6.4 Enterpolasyon Yöntemi ile Jeoid Yüksekliklerinin Hesabı

Bir bölge için en uygun enterpolasyon yöntemi, gerçek değere en çok yaklaştıran çözümdür. Enterpolasyon problemleri;

- Ağırlıklı ortalama yöntemi ile enterpolasyon
- Polinomlarla enterpolasyon
- Multiquadratik enterpolasyon

yöntemleri şeklinde incelenmektedir.

3.GLOBAL GRAVİTE ALANININ MODELLENMESİ

3.1 Yeryuvarının Gravite Alanının Küresel Harmonik Serilerle Gösterimi

“Newton Çekim Yasası” na göre aralarında ‘ l ’ kadar mesafe bulunan m_1 ve m_2 kütlelerine sahip iki cisim birbirlerini

$$F = G \frac{m_1 m_2}{l^2} \quad (3.1)$$

kuvveti ile çeker. Burada G ; Newton çekim sabiti olarak bilinir ve SI biriminde $G=6.6742 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s}^2$ ile verilir. F kuvveti, $\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ birimindedir.

Kütle büyüklüklerine bağlı olarak cisimlerden biri “çeken” diğeri “çekilen” olarak isimlendirilir. Çekim kuvveti, yeryuvarı ile onun çekim alanındaki bir kitle, yani çekilen cismin kütlesi birim kütle olarak düşünülebilir. Bu durumda kuvvet,

$$F = G \frac{M}{l^2} \quad (3.2)$$

biçiminde yazılabilir. Burada M çeken cismin başka bir deyişle yeryuvarının kütlesidir. Öte yandan yerçekimi ivmesi, söz konusu birim kitlenin çekim potansiyelinden,

$$V = \frac{GM}{l} \quad (3.3)$$

şeklinde ifade edilir. Çekim potansiyelinin gradyenti ,

$$\text{grad } V = \beta = [b_x, b_y, b_z] \quad (3.4)$$

yerçekimi ivme vektörü β 'nin bileşenlerini verir.

$$b_x = \frac{\partial V}{\partial x}, \quad b_y = \frac{\partial V}{\partial y}, \quad b_z = \frac{\partial V}{\partial z} \quad (3.5)$$

Bu durumda skaler bir fonksiyon olan çekim potansiyeli V 'nin üç koordinat eksenine göre türevi vektör olan β yerçekimi ivmesini oluşturmaktadır. Uygulamada gravite alanının, çekim potansiyeli ile gösterilmesinin nedeni, skaler büyüklüklerle tanımlanabilir olmasından kaynaklanmaktadır. Yeryuvarının çekim potansiyeli homojen bir yapıda değildir. M kütlesini oluşturan kitle yığını, yoğunluğu ve dağılımı birbirinden farklı sonsuz kitlenin toplamından oluşmaktadır. Bu nedenle çekim potansiyeli;

$$V = G \iiint_{\text{yeryuvarı}} \frac{dm}{r} \quad (3.6)$$

yerin yoğunluk dağılımının bir fonksiyonu olarak üç katlı integral ile ifade edilir.

Burada dm diferansiyel kitle elemanı, r kitle elemanı ile çekilen birim kitleli cisim arasındaki uzaklıktır. Çekim potansiyeli V uzayda süreklidir ve $\lim_{r \rightarrow \infty} V = 0$ olur. Çekim potansiyelinin birinci türevleri de tüm uzayda süreklidir fakat ikinci türevleri değildir. V 'nin ikinci türevlerinin toplamı yani Laplasiyeni,

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (3.7)$$

tüm uzay için genelleştirilecek olursa Poisson eşitliğini sağlar.

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (3.8)$$

Bu eşitlikten ikinci türevlerin tümüyle yoğunluğa bağlı olduğunu, yoğunluğun sıfır olduğu yerde Laplace diferansiyel denklemini,

$$\Delta V = 0 \quad (3.9)$$

sağladığı anlaşılır. Buna göre yeryuvarının dışında çekim potansiyeli harmoniktir. Harmonik fonksiyonlar uzayın ilgili alanındaki her noktasında Laplace eşitliğini sağlayan, düzenli, analitik ve sürekli fonksiyonlardır.

$\Delta V=0$ 'ın çözümünü verecek en uygun harmonik fonksiyonlar küre harmonikleridir.

Küre harmoniklerinin ifade edilebileceği en uygun koordinat sistemi küresel koordinat sistemidir. Küresel koordinatlar;

r = jeosentrik yarıçap,

θ = kutup uzaklığı

λ jeosentrik boylam

ile tanımlanır.

Tüm yeryüzünü kapsayan ölçülerden hesaplanacak katsayılar yardımıyla çekim potansiyeli,

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \left\{ \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right\} \quad (3.10)$$

biçiminde ifade edilir.

GM = yeryuvarının evrensel çekim sabiti ve kütlesi çarpımı

R = yeryuvarının ekvatorial yarıçapı

r, θ, λ = küresel koordinatlar

n, m = derece ve sıra

$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$ = tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılar

\bar{P}_{nm} = tam normalleştirilmiş bütünleşik Legendre fonksiyonlarıdır.

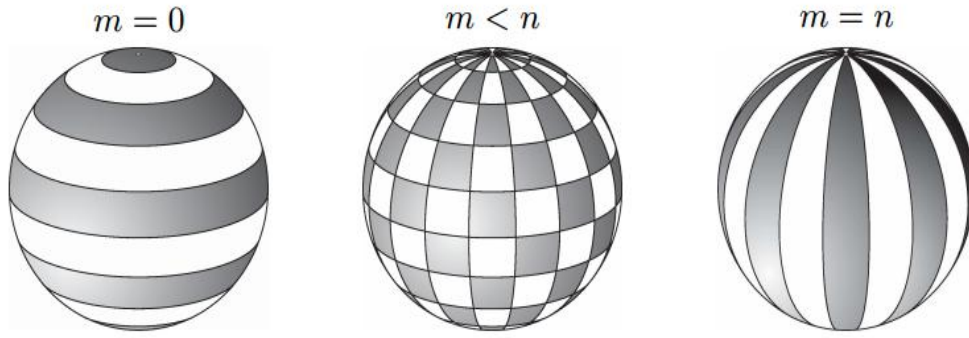
Küresel harmonik katsayılar C_{nm}, S_{nm} uydu yörüngelerinin dinamik ve geometrik yöntemlere dayalı analizinin yüzey gravite verileriyle birleştirilmesinden elde edilir. Yüzey gravite verileri karalarda yersel gravite ölçümleri denizlerde ise uydu altimetre verileri kullanılarak belirlenir. Düşük dereceli katsayılar uydu izleme verilerinden, yüksek dereceli katsayılar ise yersel ölçülerden hesaplanır.

3.2 Tam Normalleştirilmiş Küre Harmonikleri

Küresel yüzey harmonikleri Legendre fonksiyonlarının $\cos m\lambda$ veya $\sin m\lambda$ ile çarpımları sonucu elde edilmektedir.

$$f_{nm}(\theta, \lambda) = P_{nm}(\cos \theta) \cos m\lambda + P_{nm}(\cos \theta) \sin m\lambda \quad (3.11)$$

Küre harmonikleri kuşak (zonal), dilim (sectorial) ve göze (tesseral) olmak üzere 3 gruba ayrılır. Küreyi kuşaklara ayırdıklarından bunlara kuşak harmonikleri denir. Dilim harmonikleri $m=n$ durumunda ortaya çıkar. Küreyi $2m$ sayıda artı-eksi dilimlere bölen fonksiyonlardır. Göze harmonikleri ise $m \neq n$ koşulunda oluşurlar. Bunlar küre yüzeyini bir satranç tahtasına benzer biçimde bölmelere ayırırlar.



Şekil 3.1 Küresel yüzey harmonikleri (İnt.Kyn.1).

Tam normalleştirilmiş yüzey harmonikleri,

$$f(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\bar{a}_{nm} \cos m\lambda + \bar{b}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.12)$$

Açınım katsayıları olan \bar{a}_{nm} ve \bar{b}_{nm} arasındaki ilişki,

$$\begin{cases} \bar{a}_{nm} \\ \bar{b}_{nm} \end{cases} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} f(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} d\sigma \quad (3.13)$$

ile açıklanır. \bar{a}_{nm} , \bar{b}_{nm} , \bar{P}_{nm} harmoniklerine tam normalleştirilmiş harmonikler denir.

3.3 Bozucu Gravite Alanı

Yerin çekim kuvveti ve merkezkaç kuvvetlerinin bileşkesi yeryuvarının gravite alanını oluşturmaktadır.

$$W = V + \Phi \quad (3.14)$$

şeklinde ifade edilir. Φ merkezkaç potansiyeli ifade eder ve yeryüzündeki cisimler üzerinde etkilidir.

Yeryuvarının gerçek gravite potansiyeli W ile elipsoidin normal gravite potansiyeli U arasındaki fark bozucu potansiyel olarak tanımlanmaktadır.

$$T = W - U \quad (3.15)$$

Bozucu potansiyelin küresel harmonik serilere açılımı ise,

$$T = \frac{GM}{R} \left\{ \sum_{n=0}^{N_{max}} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \right\} \quad (3.16)$$

ifade edilir.

$$\Delta \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm} - \bar{C}_{nm}^N \quad , \quad \Delta \bar{S}_{nm} = \bar{S}_{nm} \quad (3.17)$$

şeklinde yazılabilir.

4. MODELLERDE KULLANILAN VERİ TÜRLERİ

Jeodezi genel anlamda ‘yeryuvarının tamamının veya bir parçasının ölçülmesi ve haritaya aktarılması’ şeklinde açıklanır. Burada ölçüler; yatay ve düşey açı, mesafe ve yükseklik farkı ölçüleridir. Yatay ve düşey datumu belirlemek için astronomik ve gravite ölçülerinden yararlanılmaktadır.

Yeryuvarının geometrik şeklini yerçekimi ve merkezkaç kuvvetleri belirler. Eğer yeryüzünün her noktasında bu fiziksel büyüklükler belirlenebilirse yeryuvarının geometrik şekli doğal olarak ortaya çıkar. Jeodezide yeryuvarının gravite alanının modellenmesine duyulan gereksinimin temel nedeni budur. Model kavramı global jeopotansiyel modele karşılık gelmektedir. Modelleri tanımlayabilmek için bazı veri türlerine ihtiyaç duyulmaktadır.

4.1 Uydu Verileri

4.1.1 Uydu İzleme Verileri

1958 yılında yeryüzünden Sputnik 1’e yapılan gözlemler uydular yardımıyla yeryuvarının basınlığının belirlendiği ilk uygulamadır. Gerçekte Sputnik 1’den önce Ay’a yapılan gözlemler, yeryuvarının global gravite alanının uydular yardımıyla kolay bir biçimde belirlenebileceğinin ilk sinyallerini vermiştir.

Kepler yörünge elemanları ile ifade edilen uydunun dinamik davranışının izlenmesine dayanan gravite alanı belirleme tekniği, 1960’lı yıllardan günümüze kadar başarıyla uygulanmıştır. Bu yöntemle, gravite alanının standart gösterimi sayılan küresel harmonik serilerin katsayıları belirlenmektedir (Kaula 1966).

Bu dönemde Kaula’nın elde ettiği ilk sonuçlar jeopotansiyel model katsayılarının belirlenmesinde önemli bir adımdır.

Dinamik uydu jeodezisinin amaçlarından biri, yer potansiyel modelinin katsayılarının uydular yardımıyla kestirilmesidir. Bunun için belirli yer istasyonlarından uydulara gözlem yapılması ve uyduların standart yörüngelerinden sapma miktarlarının belirlenmesi gereklidir. Uydu gözlemleri lazer, kamera veya Doppler tekniğine dayanır. Global jeopotansiyel modellerin uydu izleme verilerinden elde edilen katsayıları ve onların standart sapmaları incelendiğinde, modelin derecesi arttıkça katsayıların hata değerlerinin de büyüdüğü görülür. Bu nedenle uyduların yörünge yüksekliğinin düşük olması ve izleme verilerinin kutba yakın bir yörüngeye sahip uydulardan elde edilmesi, katsayıları belirlemek için kullanılacak izleme verilerinin seçiminde önemli kriter olarak belirlenmektedir.

4.1.2 Uydudan Uyduya İzleme

Uydunun yörünge yüksekliği arttıkça, uydudan alınacak sinyalin gücünde azalma olur. Uydunun yörünge yüksekliği azaldıkça uydudan alınan sinyalin yapısında bozulmalar meydana gelir. Dolayısıyla gravite alanını modellendirmede uydu yüksekliği önemli bir etkidir. Bir diğer önemli etken de gravite ölçülerinin yeryuvarının tamamını içerecek şekilde uygun bir dağılımda olması gerekliliğidir.

Bu nedenlerden dolayı gravite alanının çözünürlüğü ve doğruluğunu arttırabilmek için özel olarak tasarlanmış uydulara ve yeni ölçme tekniklerine ihtiyaç vardır. Bu ihtiyaçlardan yola çıkarak; 2000 yılında CHAMP, 2002 yılında GRACE ve 2007 yılında GOCE uyduları fırlatılmıştır. Bu uydular yeryuvarının tamamından veri toplayabilecek şekilde kutba yakın ve 250-500 km yörünge yüksekliğinde olmaları nedeniyle elde edilecek modellerin katsayı derecesi de artmıştır.

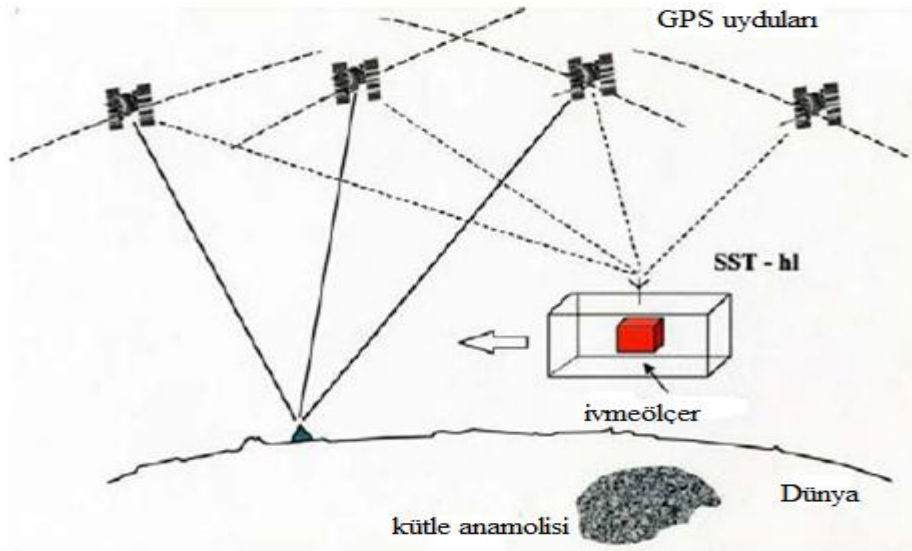
Uydulardaki bu tür gelişmeler devam ederken ölçme tekniklerinde de gelişmeler ve değişimler olmuştur. Uydudan uyduya ölçme tekniği SST (Satellite to Satellite Tracking) ve uydu gravite gradyometrisi SGG (Satellite Gravity Gradiometry) en önemlileridir.

SST tekniği kendi içinde iki Şekilde incelenmektedir:

- Yüksek (high) uydudan dŐk (low) uyduya (SST-hI),
- DŐk (low) uydudan dŐk (low) uyduya (SST II).

Birincisinde dŐk yörüngeli bir yer uydusu LEO (Low Earth Orbiter), üç boyutlu anlık konumunun belirlenebilmesi için GNSS uyduları ile sürekli olarak izlenirken; ikincisinde ise kendisine değişen bir mesafedeki diğer bir LEO uydusu tarafından sürekli takip edilmektedir (Liu 2008).

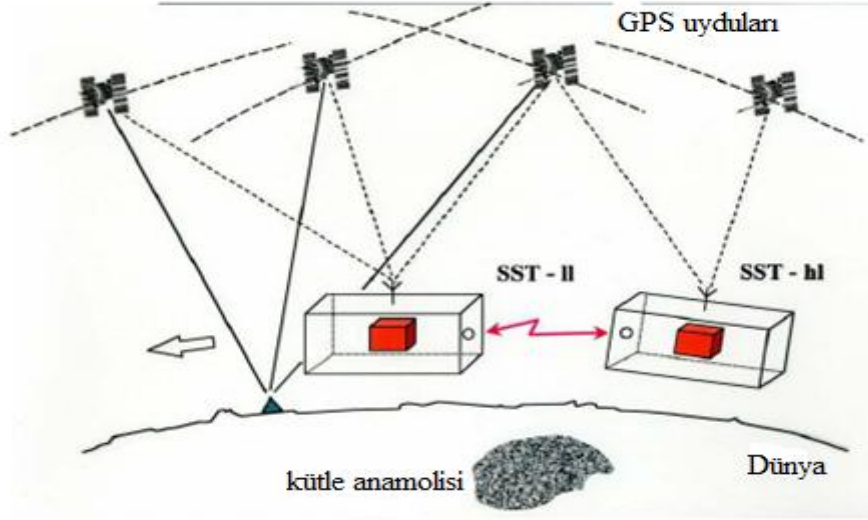
SST-hI lme tekniğinde, dŐk yörüngeli yer uydusu LEO zerindeki bir GPS alıcısı ile 12 veya daha fazla sayıda GNSS uydularına gözlem yapılarak uydu yörüngesi “cm” duyarlılığında ve üç boyutlu olarak hesaplanır. LEO uydusunun ivmeleri lclr ve gravite potansiyelinin türevleri belirlenir. zerinde bulunan GNSS alıcı ve ivmeölçerler konum ve gravite alanı ile ilişkili olmayan kuvvetleri ölçer. Ölçülen artık ivmeler yerçekimi ivmesine karşılık gelmektedir. CHAMP uydusu bu lme sistemi ile çalıŐmaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1 SST-hI lme tekniği (Rummel vd. 2002).

SST-II lme tekniğinde, aralarında belirli bir mesafe (100-400 km) bulunan ve aynı yörüngede yer alan iki LEO uydusu arasındaki uzaklık deđiŐimini radyo dalgaları aracılığıyla olabildiğince yüksek duyarlılıkta lclr. Gravite alanı ile ilişkili olmayan

kuvvetler ivmeölçer tarafından ölçülmektedir. Her iki uydudan GNSS uydularına gözlem yapılarak uydu yörüngesi belirlenir. Bu teknik ile gravite potansiyelinin birinci türevi belirlenir. GRACE uydusu SST-II tekniği kullanmaktadır (Şekil 4.2).



Şekil 4.2 SST-II ölçme tekniği (Rummel vd. 2002).

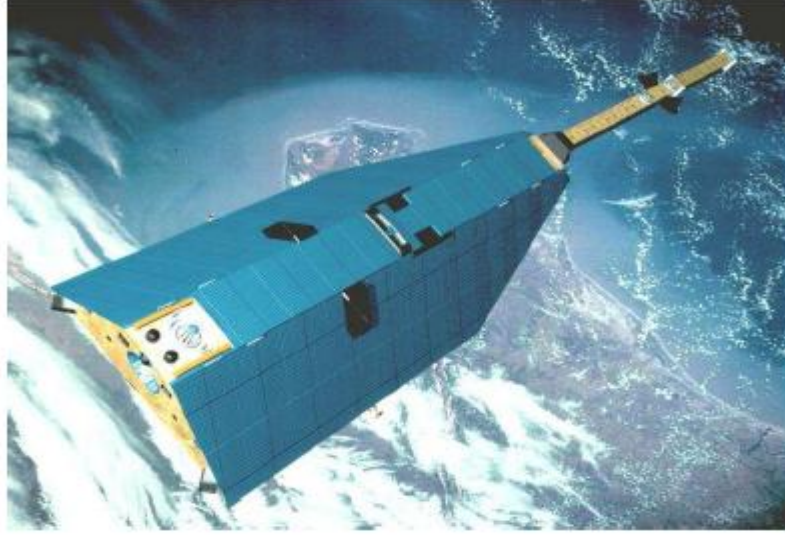
SGG ölçme tekniğinde, LEO uydusu içerisindeki ivme gradyentleri ölçülür ve gravite potansiyelinin ikinci türevleri belirlenir. LEO uydusunda bulunan gradyometre yardımıyla ivme farkları belirlenebilir.

SGG ölçme tekniği SST tekniği ile karşılaştırıldığında SST tekniğinin üstünlüğü şöyledir; gravite alanı ile ilişkili olmayan ivmeler uydu içerisinde olduğundan fark alma işlemi ortadan kalkmaktadır.

4.1.2.1 CHAMP

15 Temmuz 2000 tarihinde Rus Plesetsk uzay üssünden fırlatılan CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) gravite alanı belirleme amaçlı olarak fırlatılan alçak-yörüngeli ilk uydu özelliğini taşımaktadır (Şekil 4.1). Uydu görevinin yürütücülüğünü Postdam (Almanya) Yer Araştırmaları Merkezi GFZ (GeoForschungsZentrum) yapmaktadır.

Uydu başlangıç yüksekliği 454 km ve eğimi 87.3° olacak şekilde dairesel ve kutba yakın bir yörüngeye yerleştirilmiştir.



Şekil 4.3 CHAMP uydusu (İnt.Kyn.2).

Atmosferik sürüklenme uydu yüksekliğinde düzenli azalmaya neden olur. Atmosferin yoğunluğuna bağlı olarak uydu bir günde yaklaşık 10 ile 100 metre arasında yükseklik kaybına uğrar (Jaggi 2007).

Uydunun başlangıç yörünge yüksekliğinin yaklaşık 454 km seçilmesinin başlıca nedenleri arasında şunlar yer almaktadır.

- Güneşten kaynaklı etkenlere bağlı olarak uydu görev süresinin mümkün olduğunca uzatılması
- Uydunun atmosferin farklı katmanlarından geçerken maruz kaldığı etkilerin belirlenmesi
- Yeryuvarının manyetik alanının gözlenmesi

CHAMP uydusu ile gerçekleştirilmek istenen görevler ve bilimsel hedefler şu şekilde sıralanabilir (Seeber 2003, Hofmann-Wellenhof and Moritz 2005).

- Global gravite alanının haritalanması yani statik yer gravite alanının uzun-dalga boylu özelliklerinin gerçeğe yakın bir doğrulukla belirlenmesi,

- Global manyetik alanın haritalanması yani yerin kabuk manyetik alanı ve zamansal değişimlerinin belirlenmesi,
- İyonosfer ve troposfer profilinin ortaya çıkarılması

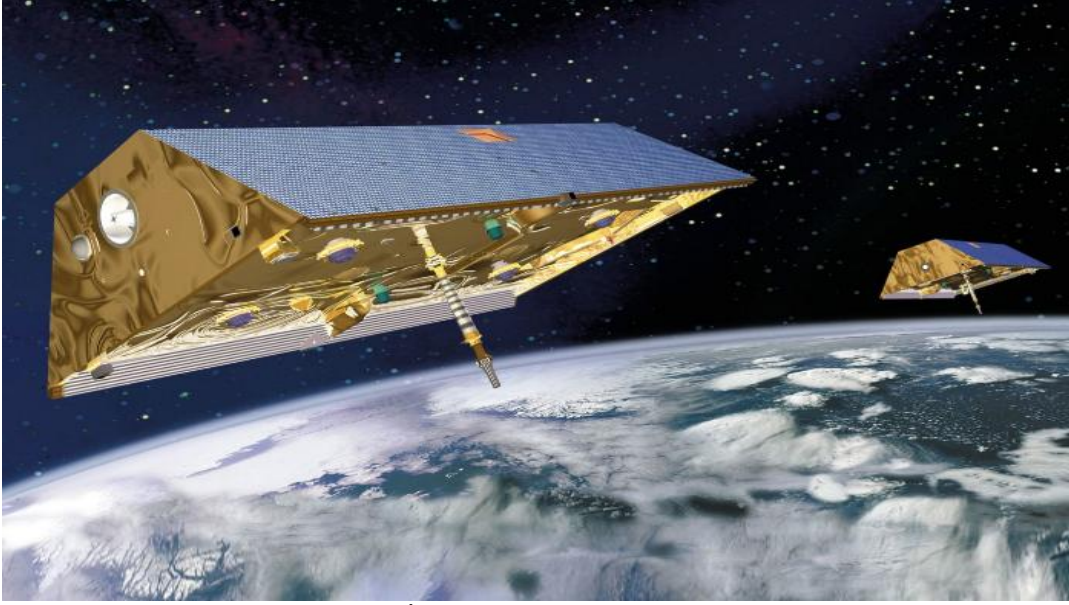
CHAMP uydusuna, yörünge düzensizliklerini izlemek ve buradan gravite alanını iyileştirmek için Black Jack GNSS alıcısı yerleştirilmiştir. STAR ivmeölçer ve bağımsız yıldız sensörleri de kullanılan diğer donanımlardır. Black Jack GPS alıcısı NASA/JPL tarafından üretilen TRSR (TurboRogue Space Receiver) alıcısının ikinci neslidir (Kuang vd. 2001).

Uyduda dört adet GNSS anteni bulunur. Bu GNSS antenlerinin ilki choke ring DYB (Duyarlı Yörünge Belirleme) anteni, diğer ikisi sarmal (helix) antenler ve sonuncusu ise sarmal altimetre antenidir. Alıcının STAR (Space Triaxial Accelerometer for Research mission) ivmeölçer ile kombinasyonu CHAMP uydusunun yüksek hassasiyetli yörünge belirlemesine olanak verir. STAR ivmeölçer ONERA (Office National d'Etudes et de Recherches Aerospatials) tarafından üretilmiştir.

Uydu üzerindeki diğer bir donanım, pasif Lazer Retro Reflektör (LRR)'dür. Bu sistem uydunun yer istasyonlarından izlenmesini olanaklı kılar. Uydu ve yer istasyonları arasındaki mesafe çift yönlü olarak 1-2 cm doğrulukla ölçülür.

4.1.2.2 GRACE

GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) uydu görevi CHAMP uydusunun devamı niteliğindedir. CHAMP'den farklı olarak aynı yörüngede birbirini izleyen ve aralarında 220 km \mp 50 km uzaklık bulunan özdeş iki uydudan oluşmaktadır (Şekil 4.3). Her iki uydu da eş zamanlı olarak 17 Mart 2002 tarihinde Rusya Plesetsk uzay üssünden fırlatılmıştır. GRACE misyonu DLR (Deutsches Zentrum für Luf-und Raumfahrt) ve NASA (U.S. National Aeronautics and Space Administration) arasındaki ortak bir projenin ürünüdür. Başlangıç yörünge yüksekliği 500 km ve yörünge eğimi 89° seçilmiştir. Başlangıç yörünge yüksekliği düzenli olarak 1.1 km/ay oranında azalır.



Şekil 4.4 GRACE ikiz uydu sistemi (İnt.Kyn.3).

GRACE misyonunun amacı yeryuvarının yüksek çözünürlükte global gravite alanını ve bu alandaki zamansal değişimlerini belirlemektir.

Bu görevleri yerine getirebilmek için uyduda bulunan donanımlar şunlardır:

- JPL Black Jack GNSS alıcısı
- SuperSTAR ivmeölçer
- Otomatik yıldız sensörleri
- Lazer Retro Reflektör (LRR)
- Yıldız kamera aksamları (SCA)
- K/Ka-Band Radar Ölçme sistemi (KBR)
- Ultra dengeli osilatör (ultra-stable oscillator-USO)
- JPL Black Jack GNSS alıcısı, yıldız sensörleri, Lazer Retro Reflektör donanımları.

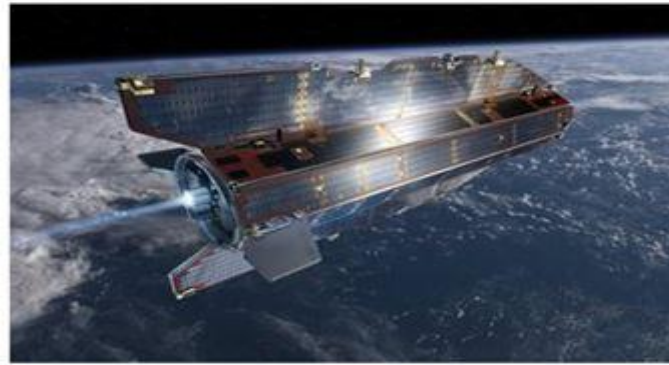
GNSS alıcıları 10 uyduya kadar gözlem yapabilir ve uyduda uyduya yüksek-alçak ölçme tekniği ile uzunluk değişimleri verisi sağlarlar. SuperSTAR, CHAMP'de bulunan STAR ivmeölçerin geliştirilmiş modelidir. Yıldız kamera aksamları yıldızlara göre uydunun hassas bir biçimde yönlendirmesini sağlar. GRACE uyduları üzerindeki en önemli donanım NASA/JPL tarafından üretilmiş olan K/Ka-Band radar ölçme (KBR-

K/Ka-Band Ranging System) sistemidir. Her iki uydu bu sistem ile donatılmıştır. Bu sistemde her uydu iyonosferden bağımsız uzunluk ölçmesi için iki frekansta (K-band: 24.5 GHz ve Ka-band: 32.7 GHz) mikrodalga sinyal (taşıyıcı faz) üretir. Sinyaller uydular tarafından karşılıklı olarak gönderilir ve alınır.

4.1.2.3 GOCE

GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) görevi Avrupa Uzay Ajansının ESA (European Space Agency) Yaşayan Gezegen Programının (Living Planet Programme) çekirdek projesidir. GOCE uydusu gravite alanı belirleme amaçlı gönderilen uydu serisinin sonucusudur (Şekil 4.5).

GOCE uydusunun yörüngesi neredeyse dairesel ve güneş senkronizasyonlu olarak 17 Mart 2009 tarihinde Rusya'nın Plesetsk üssünden gönderilmiştir. Gravite sinyalinin daha güçlü ve daha hassas olması için uydunun yörünge yüksekliği 250 km seçilmiştir. GOCE misyonunun temel amacı yer gravite alanının ölçülmesine ve jeoidin mükemmel bir doğruluk ile modellenmesine katkıda bulunmaktadır. Beklenen doğruluklar; gravite anomalilerin 1mGal (10^{-5}ms^{-2}), jeoidin 1–2 cm duyarlığında belirlenmesi ve 100 km'den daha iyi bir konumsal çözünürlüğe ulaşmasıdır.

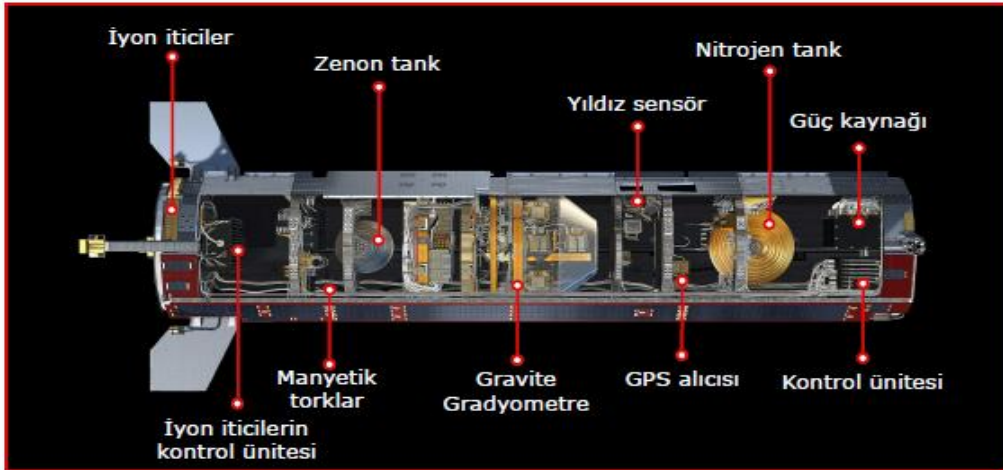


Şekil 4.5 GOCE uydusu (İnt.Kyn.4).

GOCE misyonu uydu tarihinde bir ilki başarmıştır. CHAMP ve GRACE misyonlarında olmayan sürüklenmeden bağımsız kontrol sistemi kullanılmıştır. En iyi gravite verilerini elde etmek mümkün hale gelmiştir. Diğer iki uyduya kıyasla GOCE uydusunun görev

süresi 20 ay gibi oldukça kısadır. Uydunun görev süresinin bu kadar kısa olmasının nedenlerinden biri yörünge yüksekliğinden (yaklaşık 250 km) kaynaklanır. Çünkü düşük yörüngelerde atmosferik sürüklenmenin etkisi daha büyüktür. GOCE uydusu yaklaşık 5 m uzunluğunda 1 m çapında sekizgen, ince bir uydu görünümündedir.

GOCE uydusunun üzerindeki iki donanım dikkat çekicidir: Bunlardan ilki uydu gravite gradyometresi SGG (Satellite Gravity Gradiometry) diğeri de bir GNSS alıcısıdır. Maksimum 12 GNSS uydusunu izleyebilir. Alıcının iki temel görevi vardır. GPS verileri 1 cm hassasiyetinde kullanılır ki; bu, gravite gradyometresinin konumunu da belirler. GOCE uydusu bu iki donanımdan başka SLR izlemeleri, için bir LRR, konum belirleme için yıldız kamerası, iyon iticiler, manyetik torklar ve bazı sensörler ile donatılmıştır. Uydunun iç yapısı ve genel donanımı Şekil 4.6'da verilmiştir. Diğeri bir görevi ise uydudan uyduya yüksek-alçak ölçme tekniğine dayanarak gravite alanının uzun ve orta dalga boyu analizine yardımcı olur. GOCE uydusunun yörünge analizlerinden gravite alanının uzun-dalgaboylu (SST-hl), uydu gravite gradyometresinden (SGG) kısa-dalgaboyu olduğu anlaşılmaktadır. GOCE uydusuna dayalı gravite alanı modellemede her iki teknikte kullanılmaktadır.



Şekil 4.6 GOCE uydusunun iç yapısı (İnt.Kyn.5).

4.1.3 Uydu Gravite Gradyometrisi

Gravite gradyent bileşenleri denildiğinde, uzaydaki bir noktaya ilişkin gravite vektörünün yerel koordinat sistemine göre eksen doğrultuları boyunca türevleri anlaşılır. Bir başka deyişle bu bileşenler gravite potansiyelinin ikinci türevleridir ve matris biçiminde gösterilirler:

$$T = \text{grad } g = \text{grad grad } W = \begin{bmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & W_{yy} & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & W_{zz} \end{bmatrix} \quad (4.1)$$

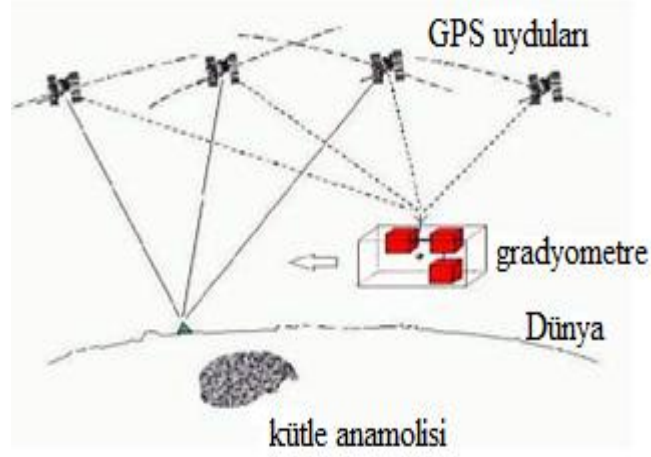
Bu simetrik matrisin köşegen elemanları toplamı, sadece çekim potansiyeli göz önüne alınırsa çeken kitlelerin dışında Laplace denklemini,

$$V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} = 0 \quad (4.2)$$

sağlar. Tensör elemanları veya onların doğrusal kombinasyonları gradyometre adı verilen yüksek duyarlıklı sistemlerle ölçülür.

Gravite gradyometre ölçüleri özellikle yerel topografik etkilere karşı çok duyarlı olduğundan yüksek çözünürlüklü gravite alanı belirleme çalışmalarında kullanılmaktadır. Gradyometre sabit ve hareketli platformlarda kullanılabilir.

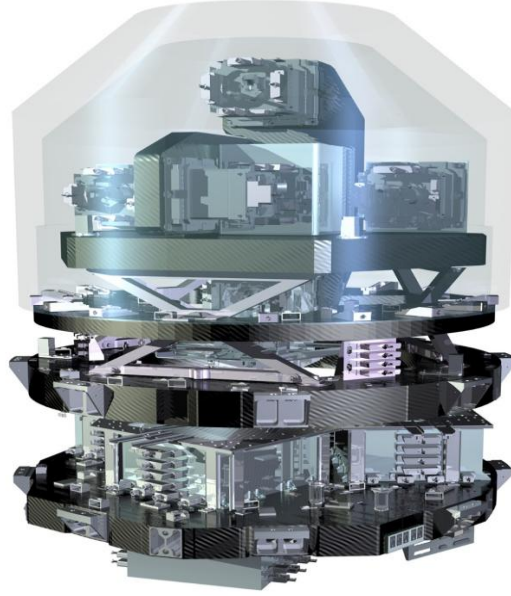
Özellikle geniş alanların hızlı bir biçimde ölçülmesine olanak sağlayan havadan ve uzaydan gradyometre sistemleri önemini giderek arttırmıştır. Gravite gradyometrisi ölçme tekniği Şekil 4.7' de verilmiştir.



Şekil 4.7 Gravite gradyometrisi ölçme tekniği (Rummel vd. 2002 , GOCE 2008).

Uydu gravite gradyometrisi bir eksen boyunca yerleştirilen farklı konumdaki iki kütleyle etki eden ivme farklarının ölçülmesidir. Esas olarak sistem, aynı özelliklere sahip ivmeölçer çiftlerinden oluşan bir düzenek sayesinde çalışır. GOCE uydusunun ana teçhizatı olan ve uydunun tam olarak ağırlık merkezine konumlandırılmış gradyometre ortogonal üç eksen üzerinde merkezden 25'er cm uzaklığa yerleştirilmiş altı ivmeölçerden oluşmaktadır (Şekil 4.8).

Uydu gravite gradyometresi ile gerçekleştirilen her ölçü ile birlikte diğer iki önemli bilgi; konum ve koordinat eksenlerinin yönelimidir. Uydunun sürekli hareket halinde olması, aracın hem konumunun hem de yönünün değişmesine neden olmaktadır. Uydu platformu üzerindeki GNSS alıcısı uzaydaki anlık konumun izlenmesini sağlarken, aynı zamanda gradyometre kendi koordinat sistemi içerisinde gravite gradyentlerinin elde edilmesine izin vermektedir.



Şekil 4.8 GOCE uydu gradyometrisi (İnt.Kyn.6).

4.2 Yersel Veriler

4.2.1 Yersel Gravite Anomalileri

Gravite anomalileri, jeoid ondülasyonları, çekül sapmaları gibi bozucu gravite alanı büyüklüklerinin hesaplandığı temel gözlem verileridir.

Gravite anomali vektörü P noktasındaki gerçek gravite vektörü g_P ve aynı noktanın normal gravite alanındaki karşılığı Q noktasının normal gravite vektörü γ_Q arasındaki farka eşittir. Bu vektör büyüklüğü ve doğrultusu ile belirlidir.

Gerçek ve normal gravite vektörlerinin büyüklükleri arasındaki (skaler) fark ise Δg gravite anomalisi olarak adlandırılır.

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q \quad (4.3)$$

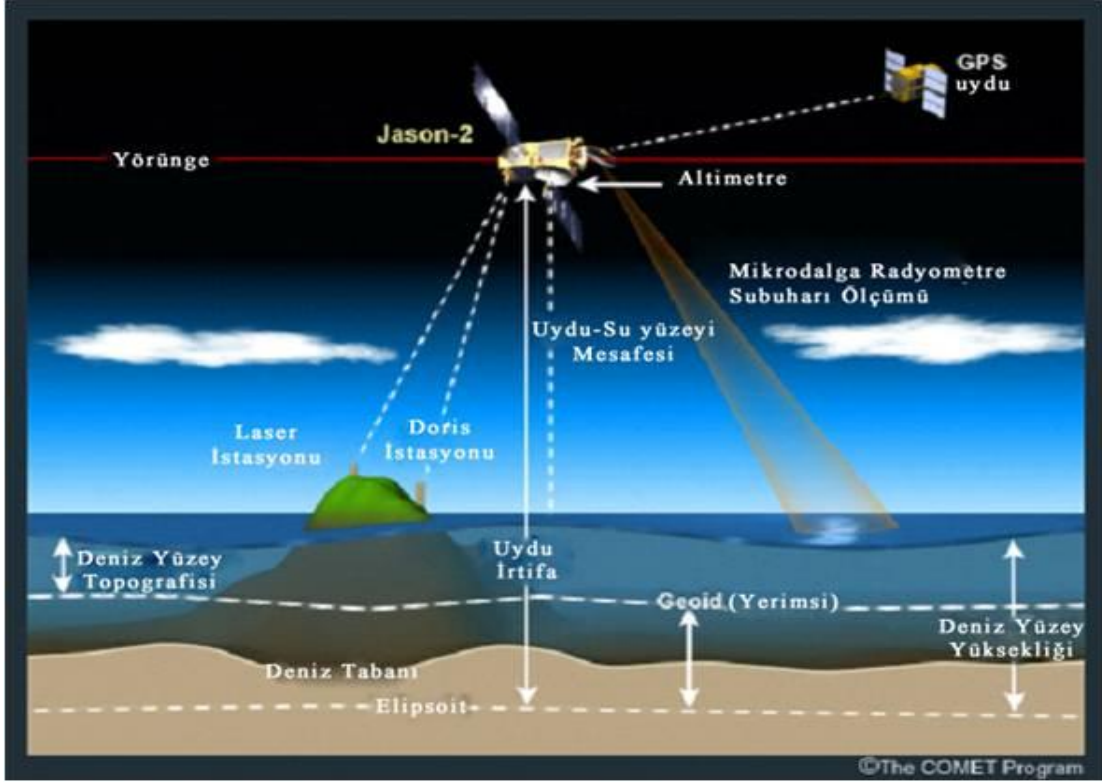
Gerçekte gravite anomalileri yeryüzünde ölçülse de eğer jeoidin belirlenmesi söz konusu ise gözlem değerleri bu yüzeye indirgenmelidir. Yeryüzü seviyesindeki gravite anomalileri ise doğrudan doğruya fiziksel yeryüzünün belirlenmesi amacıyla kullanılır.

4.2.2 Uydu Altimetre Verileri

Altimetre bir çeşit yükseklik ölçme tekniğidir. Altimetre ölçme tekniğinde, deniz yüzeyi, okyanus akıntıları, okyanus yüzeyindeki rüzgarların ve dalgaların gözlenmesi amaçlanmaktadır. Altimetrik veriler yerin gravite alanı, global okyanus dolaşimleri, sıcaklık ve basınç değişimleri, gelgitler, okyanus tabanı topografyası değişimlerin gözlenmesi için kullanılır (Haagmans 1991).

Sistemin ana temeli uydu ile deniz yüzeyi arasındaki mesafenin belirlenmesidir. Altimetre uyduları yardımıyla uydu ile deniz yüzeyi arasındaki mesafenin belirlenmesi işlemi, uydudan yayılan bir mikrodalga ışınının uydudan çıkışı ile bu ışının okyanus yüzeyine çarpıp uyduya geri dönmesi arasında geçen zamandan yararlanarak hesaplanmasıdır. Altimetre ölçüm prensibi Şekil 4.9'da gösterilmiştir.

Altimetreden elde edilen mesafe değerini yükseklik olarak nitelendirmek için yörüngedeki uydunun referans elipsoidinden belirlenen yüksekliğin çok hassas bir şekilde bilinmesi gerekir. Uydu yörüngesinin hesaplanabilmesi için uydu konumu bilinen izleme istasyonlarından veya uydu platformundaki bir alıcı yardımıyla GNSS uyduları tarafından izlenir.



Şekil 4.9 Uydu altimetre ölçü sistemi (İnt.Kyn.7).

Nisan 1975 yılında fırlatılan GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite 3) uydusu insansız ilk uydu altimetresidir. GEOS-3 uydusu yerin çekim alanı ve okyanusların fiziksel özellikleri hakkında bilgi edinmek amacıyla okyanus yüzeyi gözlemi için gönderildiğinden 3 Aralık 1978’de görevini tamamlamıştır.

GEOS-3 uydusu 3 yıllık süre boyunca gravite alanı, deniz durumu, deniz dalga yükseklikleri, buzul hareketleri, rüzgar hızı ve jeoid sapmaları hakkında veri seti hazırlamıştır (Nerem and Mitchum 2001).

Skylab, Seasat, Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon, ERS-2, GFO, Jason-1, Envisat, Jason-2, Cryosat, Saral, HY-2, Sentinel-3 fırlatılan diğer altimetrik uydulardır. Altimetre uydularının yörünge yükseklikleri yaklaşık 800 km ile 1400 km arasında değişir.

Altimetrik verilerle toplanan verilerin hata kaynağının jeoid yüksekliklerinin belirlenmesinden önce hesaba katılması gereklidir. Bunlar; radyal yörünge hataları,

atmosferik kırınım ve gel-git, dalga, akıntı, atmosferik basınç, su tuzluluğundan kaynaklanan dinamik deniz yüzeyi topografyasıdır (Zhang and Featherstone 1997).

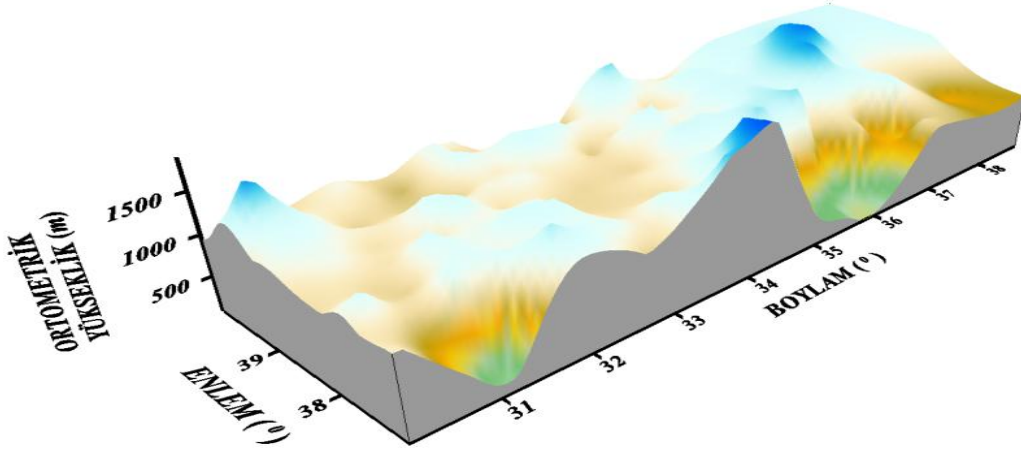
Uydu altimetreleri kullanılarak veri iki şekilde elde edilebilmektedir:

- Düşük çözünürlüklü düzenli tekrarlar ile verinin toplandığı Tam Tekrarlı Misyon (TTM) (Exact Repeat Mission, ERM),
- Yüksek çözünürlüklü düzenli olmadan yörünge tekrarı ile verinin toplandığı Jeodezik Misyon (JM) (Geodetic Mission, GM).

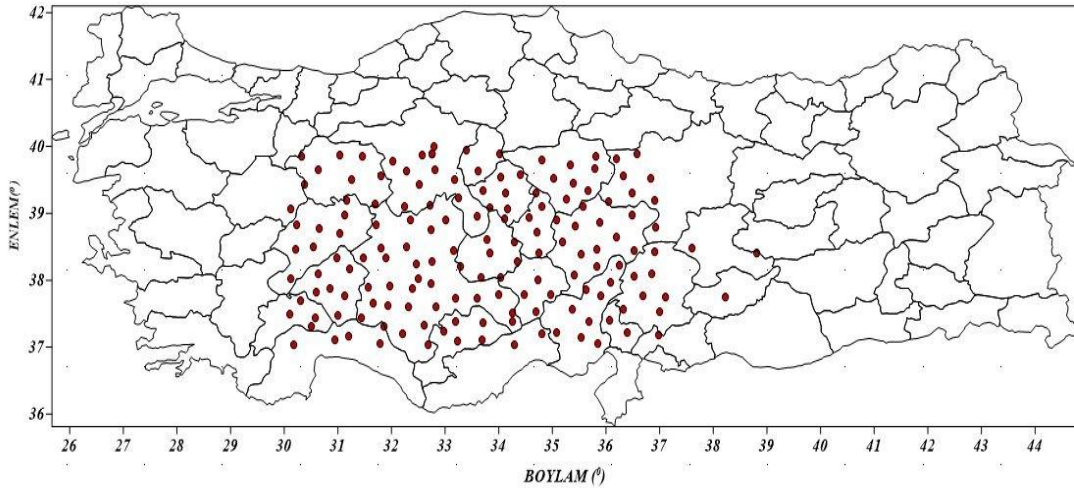
5. DEĞERLENDİRMEDE KULLANILAN JEOİD MODELLERİ

5.1 Çalışma Alanı

Çalışma alanı olarak seçilen bölge Türkiye'nin İç ve Batı Anadolu Bölümünde bulunmaktadır. $37^{\circ} N \leq \varphi \leq 40^{\circ} N$; $30^{\circ} E \leq \lambda \leq 37^{\circ} E$ koordinatları sınırları içerisinde yaklaşık 198135 km^2 ($333 \text{ km} \times 595 \text{ km}$) bir alanı kaplamaktadır (Şekil 5.1). Jeoid yüksekliğine dayalı global jeopotansiyel modellerin test edilmesinde kullanılmak üzere Türkiye Ulusal Temel GPS Ağına (TUTGA) ait 158 noktaya karşılık gelmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.1 Çalışma alanı topografyası.



Şekil 5.2 Çalışma alanına ait 158 TUTGA noktasının Türkiye Haritasındaki dağılımı.

5.2 Global Jeopotansiyel Modeller

Bu çalışmada;

EGM2008, EIGEN-5C, EIGEN-5S, EIGEN-6C, EIGEN-6S, EIGEN-6C2, EIGEN-6C3STAT, EIGEN-6S2, EIGEN-6C4, GO_CONS_GCF_2_SPW_R4, GECO, GGM05C, GOCO05C , EIGEN-6S4v2 modeli olmak üzere toplam 14 adet jeopotansiyel model kullanılmıştır.

Bu çalışmada kullanılan global jeopotansiyel modellere ilişkin veri yapısı Çizelge 5.1’de verilmektedir.

Çizelge 5.1 Global jeopotansiyel modeller ve özellikleri

MODEL	YIL	DERECE	VERİ
EGM2008	2008	2190	S (Grace), G, A
EIGEN-5C	2008	360	S (Grace, Lageos),G,A
EIGEN-5S	2008	150	S (Grace, Lageos)
EIGEN-6S	2011	240	S (Goce, Grace, Lageos)
EIGEN-6C	2011	1420	S (Goce, Grace, Lageos), G, A
EIGEN-6C2	2012	1949	S (Goce, Grace, Lageos), G, A
EIGEN-6C3stat	2014	1949	S (Goce, Grace, Lageos), G, A
EIGEN-6S2	2014	260	S (Goce, Grace, Lageos)
EIGEN-6C4	2014	2190	S (Goce, Grace, Lageos), G, A
GO_CONS_GCF_2_SPW_R4	2014	280	S (Goce)
GECO	2015	2190	S (Goce), EGM2008
GGM05C	2016	360	S (Grace, Goce), G, A
GOCO05C	2016	720	S, G, A
EIGEN-6S4v2	2016	300	S (Goce, Grace, Lageos)

S= Uydu G= Gravite A=Altimetre

5.2.1 EGM2008 MODELİ

Bu model, 2160 derece ve sıraya kadar küresel harmonik katsayılarını kullanır. Ek katsayılarla 2190 derece ve sıraya kadar genişletilebilmektedir. Bu model NGA (Ulusal Jeodezi Ajansı) tarafından geliştirilmiştir. EGM2008, 5'x5' çözünürlüklü global gravite anomali bilgisiyle GRACE uydusunun gravite anomali bilgisini taşımaktadır. Hesaplarında geliştirilmiş altimetreyle elde edilen gravite anomali verisi kullanılmıştır (Pavlis *et al.* 2008).

EGM2008 gravite modeli, farklı dalga boylarında arazi modelleme, okyanus üzerinde jeoid doğruluğu model performansı ve uydu dinamiklerinin modellenmesi gibi 3 farklı teknik kullanılarak değerlendirme işlemi yapmaktadır. Testler deniz jeoid testlerini, okyanus dolaşımı, GNSS/Nivelman testlerini, GRACE ve SLR testlerini içerir. Yörünge uygunluk testleri tüm yeni GRACE tabanlı modellerde benzer performans gösterir. GNSS/Nivelman testi EGM2008 ile mükemmel performans gösterir ve veri hatalarından ziyade jeoid hataları da test sınırlarında olduğu belirtilmiştir. EGM2008 aynı zamanda kısa dalga boyu deniz jeoidinde en iyi performansı gösterir (Cheng vd. 2009).

EGM 2008'in spektral içeriği yalnızca düşük çözünürlüklü yerçekimi verilerinin mevcut olduğu alanlar üzerindeki topografya ile gösterilen yerçekimi bilgileri tarafından sağlanmıştır (Pavlis *et al.* 2012). Türkiye için tanımlanan ulusal jeoid modeli THG09 (Türkiye Hibrit Jeoid 2009), EGM2008 yer potansiyel modeline göre hesaplandı (Yılmaz vd. 2017).

5.2.2 EIGEN-5C MODELİ

EIGEN-GLO4C modelinin yenilenmesi ile oluşmuş bir modeldir. Bu model 0°5 x 0°5 gravimetre ve altimetre yüzey verileri ile GRACE ve LAGEOS uydu verilerinin kombinasyonu ile oluşur. Küresel harmonik fonksiyonlar gözlem denklemlerinden oluştuğundan, normal denklemler uydu ve yüzey verilerinin kombinasyonu sonucu

ortaya çıkmaktadır. Uydu verileri GFZ (GeoForschungsZentrum) Postdam ve GRGS (Groupe de Recherche de Geodesie Spatiale) Toulouse tarafından işlenir. EIGEN-5C modeli, 55 km'lik bir uzaysal çözünürlüğe karşılık gelmektedir.

Bu model, küresel harmonikleri 360 derece ve sıraya kadar temsil eder. Özel bir bant ile sınırlıdır. Bu bant uydu verilerinden yüksek doğruluk ile gelen yüksek frekanslı bilgilere geçiş yapmak amacıyla oluşturulmuştur. EIGEN-5C ve EIGEN-5S modelleri GOCE uydu misyonunun veri işleme standardı olarak seçilmiştir. Küresel gravite modelleri uydu verileri ve yüzey gravite verisinin kombinasyonundan elde edilebilir. Daha önceki modeller ile karşılaştırıldığında GRACE ve SLR uyduları için daha iyi yörüngeye sahip olduğu, yumuşak spektral davranış gösterdiği, meridyen çizgilerinde azalma görüldüğü, GNSS/Nivelman karşılaştırmalarında daha iyi sonuç verdiği gibi sonuçlara ulaşılmıştır (Förste *et al.* 2008).

5.2.3 EIGEN-5S MODELİ

LAGEOS ve GRACE uydu verilerinin kombinasyonu ile oluşmaktadır. Bu model, küresel harmonikleri 150 derece ve sıraya kadar temsil eder. Bu model GOCE uydu misyonu gradyometreye veri işlemede ESA (European Space Agency) tarafından özel olarak seçilmiştir (Förste *et al.* 2008).

5.2.4 EIGEN-6C MODELİ

GOCE misyonu yörünge hesaplamada GRACE misyonu kadar başarılı değildir. En iyi yörünge sonuçları GRACE ve GOCE kombine modelinden elde edilmektedir. LAGEOS, GRACE, GOCE verileri bir arada hesaplanır. Gravimetrik ve altimetrik yüzey verilerinin kombinasyonu ile oluşur. Bu model, küresel harmonikleri 1420 derece ve sıraya kadar temsil eder. Farklı uydu ve yüzey parçalarının kombinasyonu küresel harmonik katsayıları için gözlem denklemlerinden elde edildiğinden, normal denklemler sınırlı bir bant kombinasyonu tarafından yapılmıştır (Förste *et al.* 2011).

Yüksek çözünürlüklü küresel gravite modelleri Dünya'nın iç yoğunluk yapısını açıklama gibi bilimsel uygulamalarda ve kesin yörünge belirleme gibi pratik amaçlar arasında değişen, jeodezi ve yer bilimlerinde temel bir rol oynamaktadır. Her bir veri türü yerçekimi alanının belirli bir spektral aralığında duyarlıdır (Flechte *et al.* 2014)

5.2.5 EIGEN-6S MODELİ

LAGEOS, GRACE, GOCE uydu verilerinin kombinasyonu ile oluşmaktadır. Bu model, küresel harmonikleri 240 derece ve sıraya kadar temsil eder (Förste *et al.* 2011). EIGEN-6S atmosferik ve hidrolojik değişimleri, okyanus dolaşım değişiklikleri, buz tabakalarının erimesi, izostatik ayar gibi işlemler nedeniyle Dünya sisteminin kitlesi dağıtıldığından, tam zamanlı jeopotansiyel modeller ve değişken jeopotansiyel modelleri yarı-zamanlı, yıllık ve sürekli olarak hesaplanmaktadır (Lemoine vd. 2010). EIGEN-6S ortalama alan için GRACE verilerinin yanı sıra GOCE verilerini de birleştirdiğinden daha iyi sonuç vermektedir.

5.2.6 EIGEN-6C2 MODELİ

GFZ (GeoForschungsZentrum) Postdam ve GRGS (Groupe de Recherche de Geodesie Spatiale) Toulouse, GOCE gravite alanı modelleme ve yüksek çözünürlüklü kombine gravite alanı modellerinin hesaplanması üzerinde uzun zamandır yakın bir iş birliği içerisinde. Bu tür verilerin sonuçları, hassas yörünge belirleme gibi pratik amaçlardan Dünya'nın yoğunluğunun incelenmesi gibi bilimsel uygulamalara kadar jeodezi ve yer bilimlerinde temel bir rol oynamaktadır. EIGEN-6C modelinin ikinci sürümüdür. LAGEOS, GRACE ve GOCE uydu verileriyle birlikte gravimetrik ve altimetrik yüzey verilerinin kombinasyonu ile oluşmaktadır.

Bu model, 10 km uzaysal çözünürlüğe karşılık küresel harmonikleri 1949 derece ve sıraya kadar temsil eder. Farklı veri tiplerinin kombinasyonu maksimum 370 dereceye kadar olan normal denklemlerin temelinde yapılmıştır. GRACE ve GOCE verilerinin

kombinasyonu, GOCE gradyometre verileri 100 derecenin üzerinde katkı sağladığından, derecesi ve sırası 240'a kadar doğru bir uydu modeline olanak sağlamaktadır.

Ölçüm bant genişliği dışında gradyometre performansı bozulmuş olduğundan GOCE gözlem denklemleri filtreleme ile elde edilir. Yüzey verileri normal denklemler ile birleştirildiğinden normal denklemler son zamanlarda daha iyi sonuçlar vermektedir. EIGEN-6'nın ilk sürümüyle karşılaştırıldığında bu yeni modelde gelişim görülmektedir (Förste vd. 2013).

EIGEN-6C2 modelinde,

- Mart 2003- Aralık 2010 tarihleri arasındaki GPS-SST ve K-band aralığının GRACE hız verileri,
- Ocak 1985-Aralık 2010 tarihleri arasındaki LAGEOS 1/2 SLR verileri
- GOCE verileri
- Yüzey verileri

kullanılmaktadır (Förste *et al.* 2012).

5.2.7 EIGEN-6C3 STAT MODELİ

Yüksek çözünürlüklü küresel kombine gravite alanı modelidir. EIGEN-6C4 modelinin statik ön sürümüdür. LAGEOS, GRACE, GOCE uydu verilerinden oluşmaktadır. EIGEN-6C3 STAT temelde EGM2008 modelinin yeniden yapılanmasıdır. Gravimetrik ve altimetrik yüzey verilerinin kombinasyonu ile oluşur. Bu model, küresel harmonikleri 1949 derece ve sıraya kadar temsil eder.

Bu model, Kanada'nın gravimetrik jeoidi CGG2013 modelini referans olarak seçmiştir (Förste *et al.* 2012). Bu model GOCE uydu gradyometri verilerini içermektedir (Reigber *et al.* 2002). GOCE-SGG verileri, 235 dereceye kadar işlenmektedir (Pail *et al.* 2011). Modellerin gravite anomalileri, Marussi tensörü, yerçekimi alanı, deformasyon

katsayıları, harmonik jeopotansiyel katsayıları kullanılarak karşılaştırılabilir (Kalvoda *et al.* 2013).

5.2.8 EIGEN-6S2 MODELİ

EIGEN-GLO4C modelinin sabit bir sürümüdür. En güvenilir ve tutarlı deniz seviyesi tahminlerini sağlar. LAGEOS, GRACE, GOCE uydu verilerinin kombinasyonu ile oluşmaktadır. Bu model, küresel harmonikleri 260 derece ve sıraya kadar temsil eder. EIGEN-6S2 modelinin ön sürümleri EIGEN-6S2A ve EIGEN-6S2B olmak üzere ikiye ayrılır. Topex/Poseidon için en iyi sonucu veren jeopotansiyel modeldir.

EIGEN-6S2/A/B jeopotansiyel modelleri özellikle ENVISAT için diğer modellere göre daha iyi sonuçlar vermektedir. Altimetre uydularının hassas yörüngeleri, küresel ve bölgesel ortalama deniz seviyesi değişikliklerinin araştırılması, altimetre misyonlarının kalibrasyonu, ortalama deniz seviyesi yükseklik modellerinin üretilmesi ve diğer çeşitli bilimsel araştırmalarda kullanılan modeldir. Altimetre uyduları, 700 ile 1400 km arasındaki rakımlarda Dünya üzerindeki yörüngede döndükleri için, bu uyduların hareketi aşağıdaki kuvvetlerden etkilenir:

- Yerin, Ayın, Güneşin ve Güneş sisteminin yerçekimi,
- Dünya ve okyanus gelgitleri,
- Atmosferin yerçekimi,
- Atmosferik sürüklenmeye bağlı olmayan kuvvetler,
- Yeryüzünün kızılötesi radyasyonu ve Güneş radyasyon basıncı .

EIGEN-6S2A modeli, (1985-2010) yılları arasına ait LAGEOS-1/2 uydusunun SLR (Satellite Laser Ranging) verilerini kapsar ve GRACE normal denklemleri 160 dereceye kadar işlemektedir. EIGEN-6S2B, EIGEN-6S2A modelinin değiştirilmiş bir versiyonudur. Jeopotansiyel model EIGEN-6S2 ve onun iki ön versiyonu olan modeller ENVISAT ve Topex/Poseidon için en küçük küresel ortalama hata değerinde minimum hata değeri vermektedir (Rudenko *et al.* 2014).

5.2.9 EIGEN-6C4 MODELİ

EIGEN-6C modelinin dördüncü sürümüdür. LAGEOS, GRACE, GOCE uydu verilerinin kombinasyonu ile oluşmaktadır. Gravimetrik ve altimetrik yüzey verilerinin kombinasyonu ile oluşur. Bu model, küresel harmonikleri 2190 derece ve sıraya kadar temsil eder. EGM 2008 modelinin yeniden yapılandırılmış halidir. EIGEN-6C4 modeli GOCE için en iyi yörünge sonucunu verir .

EIGEN-6C4 modelini kapsayan veriler :

- 1985-2010 yıllarına ait LAGEOS-1/2 SLR (Satellite Laser Ranging) verileri,
- 2003-2012 yılları arasına ait GRACE K band verileri,
- GOCE uydu gradyometri verileri,
- EGM2008 jeoid verilerini içermektedir (Förste *et al.* 2015).

Küresel harmonik katsayıları, gözlem denklemleri oluşturduğundan bu kombinasyonda uydu ve yüzey veri setleri normal denklemin sınırlı bir bant kombinasyonu ile yapılmıştır. EIGEN-6C4 modeli ve EGM2008 modeli karşılaştırıldığında EIGEN-6C4 modelinde GOCE uydu verisine rastlanıldığı ve EIGEN-6C4 modeli için GNSS/Nivelman veri setlerinde de bir iyileşme olduğu sonucuna varılmıştır (Kostecky vd. 2015).

5.2.10 GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 MODELİ

Sadece GOCE uydu verilerini kullanarak değerlendirme yapmaktadır. Bu model, küresel harmonikleri 280 derece ve sıraya kadar temsil eder. GOCE uydu tabanlı global jeopotansiyel modeller arasında Mısır bölgesi üzerindeki yerçekimi alanına en yakın modeldir (Gatti *et al.* 2014).

5.2.11 GECO MODELİ

EGM2008 modeline GECO'nun TIM-R5 çözümünü dahil ederek hesaplanan küresel bir yerçekimi modelidir.

GECO'nun girdi verileri :

- EGM 2008 küresel harmonik katsayıları ve standart hata miktarları,
- EGM 2008 modelinin (5'x5' çözünürlüklü) küresel jeoid hata miktarları,
- GOCE TIM R5'in küresel harmonik katsayıları,
- GOCE TIM R5'in hata kovaryans matrisini içermektedir.

EGM2008 jeoid ondülasyonları, EGM2008 jeoid modelinin 359 derece kadar $0^{\circ}5 \times 0^{\circ}5$ çözünürlüklü küresel harmonik katsayılarından yararlanarak hesaplanmaktadır. Aynı grid üzerindeki GOCE jeoidi, 250 dereceye kadar TIM-R5 katsayılarından elde edilerek hesaplanmaktadır. İki jeoid aralığı en küçük kareler yöntemi ile belirlenmektedir.

Sonuç olarak, GECO küresel harmonik katsayıları küresel jeoid aralığından yararlanılarak hesaplanmaktadır. Bu hesaplama 359 dereceye kadar yapılmaktadır. 360 dereceden 2190 dereceye kadar GECO katsayıları EGM 2008 modelinin katsayıları ile aynıdır. GECO hata katsayı miktarları EGM2008 ve TIM-R5'in katsayı miktarlarının ağırlıklı ortalaması ile hesaplanmaktadır (Gilardoni *et al.* 2016).

5.2.12 GGMO5C MODELİ

GRACE ve GOCE gravite bilgisinin ve yüzey gravite anomalilerinin bir kombinasyonu sonucu oluşmuştur. Bu model küresel harmonikleri 360 derece ve sıraya kadar temsil etmektedir. Klasik gravite anomalileri olduklarından 2 dakikalık çözünürlük anomalileri kullanılmaktadır.

Birinci adımda global anomali alanına ait düşük geçirgenli bir filtre uygulanmaktadır. Bunu elipsoid üzerinde bulunan gravite anomalisinin 360 dereceye kadar olan katsayılara ait sonuçları izlemiştir.

Yüzey gravite verilerinin elde edilmesinde GGM03'ün tam kovaryans matrisi tercih edilmiştir. Kovaryans matrisi GRACE ve GOCE'den alınan verilerin doğruluğu korumak için 240 derece altında seçilmiştir. Bu kovaryans matrisinde GGM05C'nin çözümünü elde etmek için GGM05G'nin yüzey gravite bilgisini kullanmıştır (Ries *et al.* 2016).

5.2.13 GOCO05C MODELİ

Küresel harmonikleri 720 derece ve sıraya kadar temsil eder. Uydu verileri ile birlikte gravimetrik ve altimetrik veri kombinasyonu ile oluşmaktadır (Pail *et al.*2016). GOCO grubu tarafından detaylandırılmıştır. GOCO05C modeli farklı gravite anomalilerinin 15`x15` veri setleri ve GOCO05S uydu gravite anomalilerinin bir kombinasyonu sonucu oluşmaktadır. Bu veri setleri birleşimi sonucunda GOCO05C iyi performans göstermektedir (Fecher *et al.* 2016).

5.2.14 EIGEN-6S4V2 MODELİ

Küresel harmonikleri 300 derece ve sıraya kadar temsil eder. Bu model LAGEOS, GRACE ve GOCE verileri kombinasyonunun yanı sıra GOCE DIR-5 modelinin zaman değişkenli bir modelidir. 80 dereceye kadar zaman değişkenli parametreler içerir. Dünya'nın yörünge belirlenmesi probleminde bu model daha bir gelişme göstermektedir (Förste *et al.* 2016)

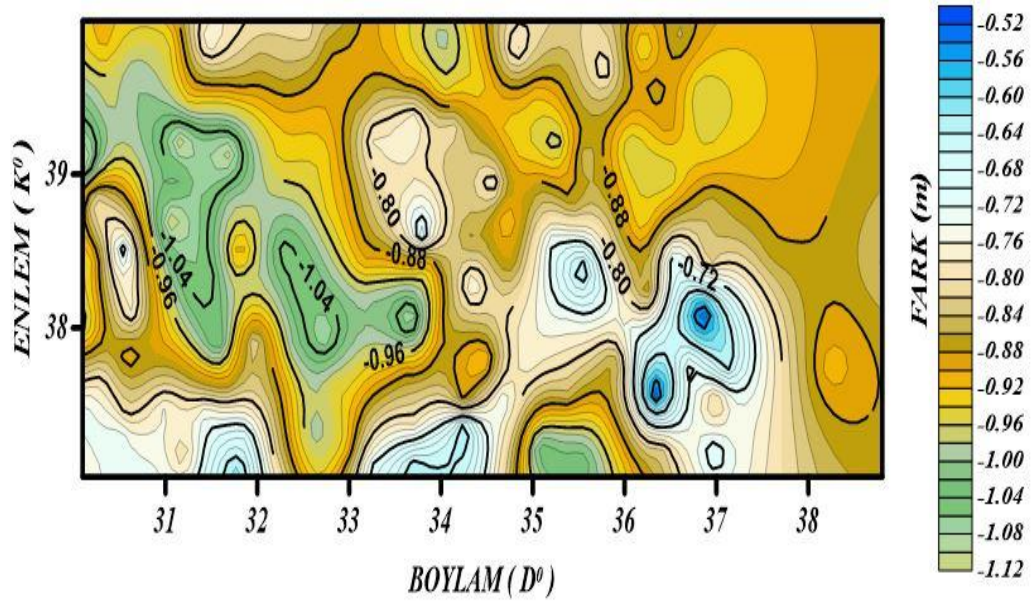
5.3 SAYISAL UYGULAMA

Değerlendirme süreci için, global jeopotansiyel modellere dayalı jeoid yükseklikleri ICGEM (International Centre for Global Earth Models) “<http://icgem.gfz postdam.de>” web sayfasından Kriging enterpolasyon yöntemine göre WGS84 (World Geodetic System 1984) referans alınarak en yakın grid noktaları hesaplanmıştır.

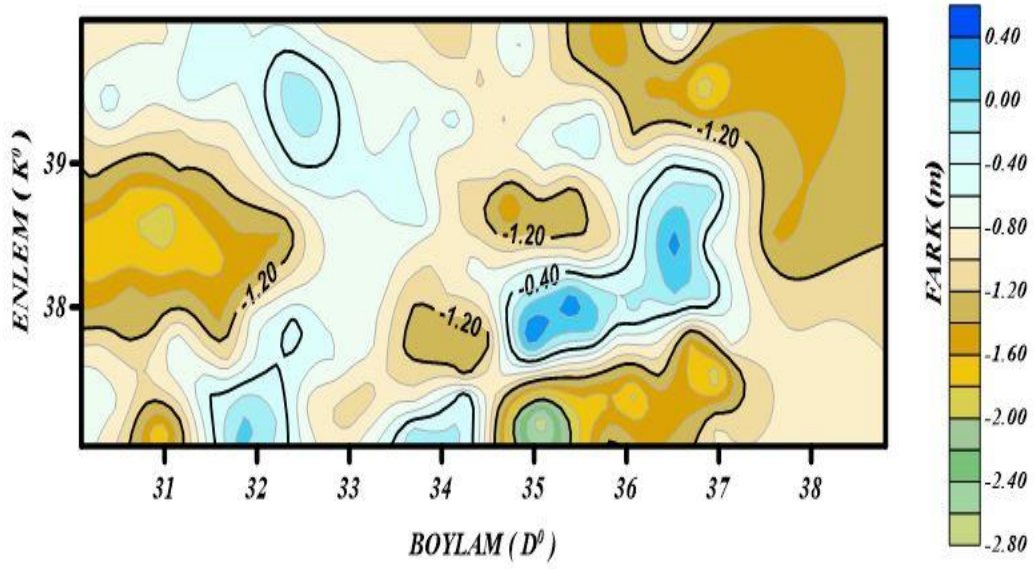
GNSS/Nivelman`a dayalı jeoid yükseklikleri ile global jeopotansiyel model tabanlı jeoid yükseklikleri arasındaki farklar, veri çeşitliliğinden etkilenebilir. Global jeopotansiyel modellerden elde edilen jeoid yükseklikleri, GNSS/Nivelman verilerine dayalı olarak elde edilen jeoid yükseklikleri ile karşılaştırılmıştır.

$\Delta N = N_{GPS/Niv} - N_{jeopotansiyel}$ formülü ile hesaplanan değerlerden, en uygun global jeopotansiyel modellerin değerlendirilmesi için kullanılmıştır. Çünkü jeoidin gravimetrik yöntemle hesaplanmasında sıfır ve birinci derece terimleri yetersiz kalmaktadır (Featherstone *et al.* 1996).

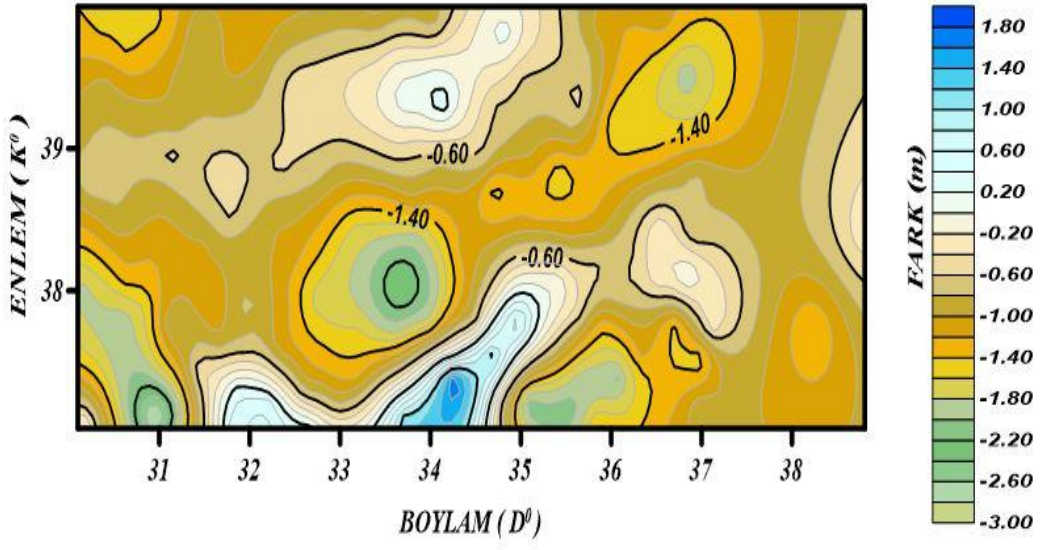
TUTGA noktalarından elde edilen jeoid yükseklik değerleri ile her bir global jeopotansiyel model için hesaplanan jeoid yükseklik değerleri arasındaki farklara göre oluşturulan haritalar SURFER 12 programı kullanılarak elde edilmiştir.



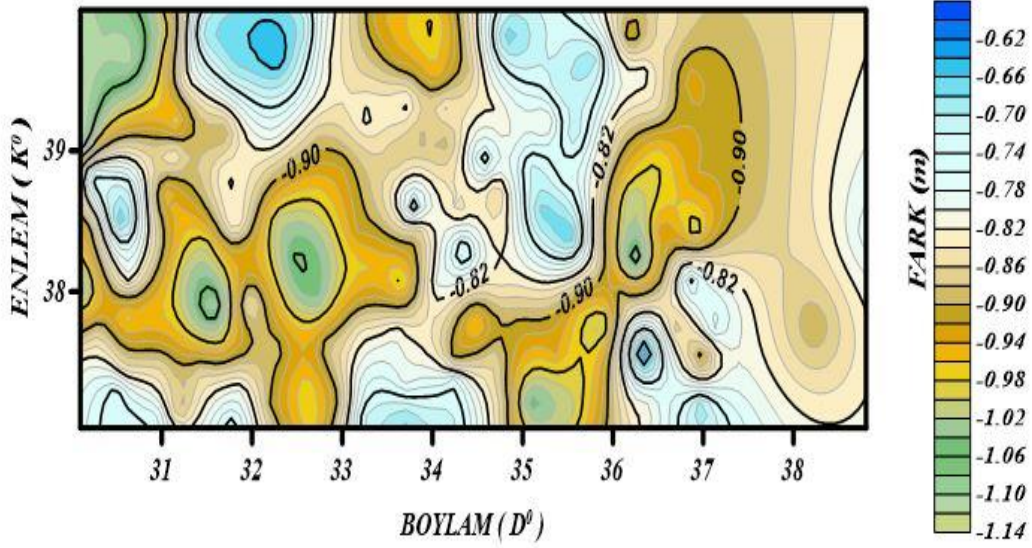
Şekil 5.3 EGM2008 modeline ait fark haritası.



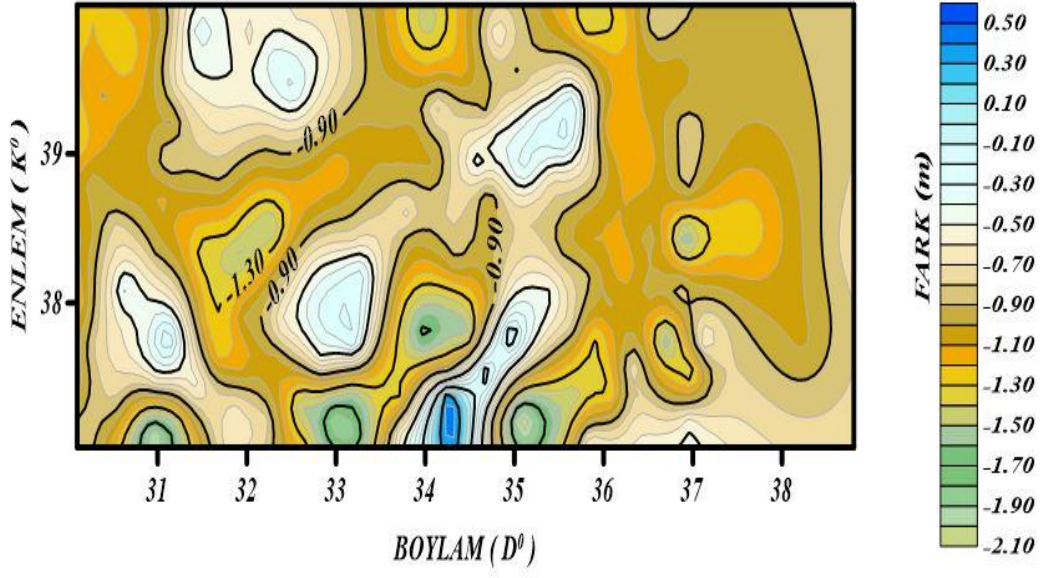
Şekil 5.4 EIGEN-5C modeline ait fark haritası.



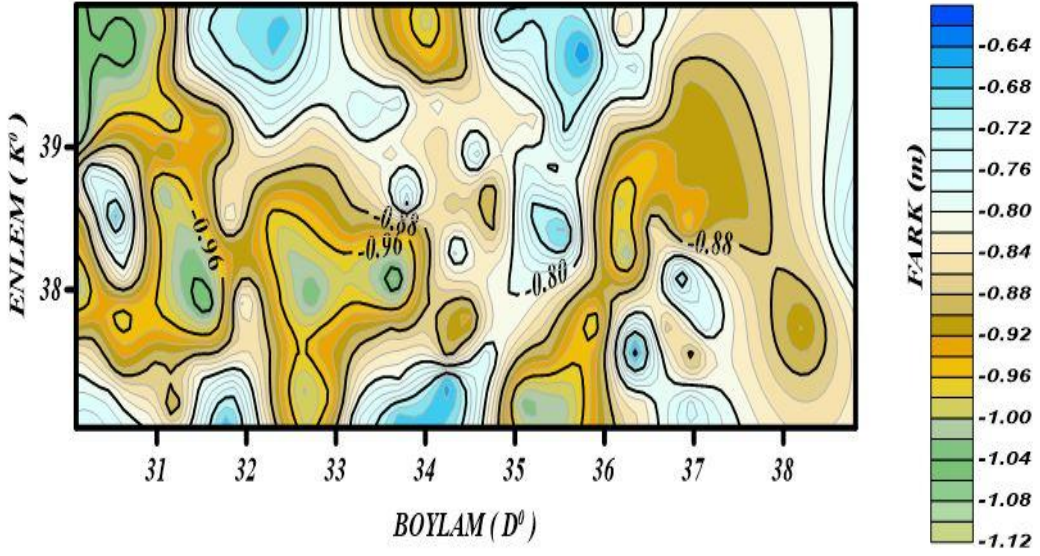
Şekil 5.5 EIGEN-5S modeline ait fark haritası.



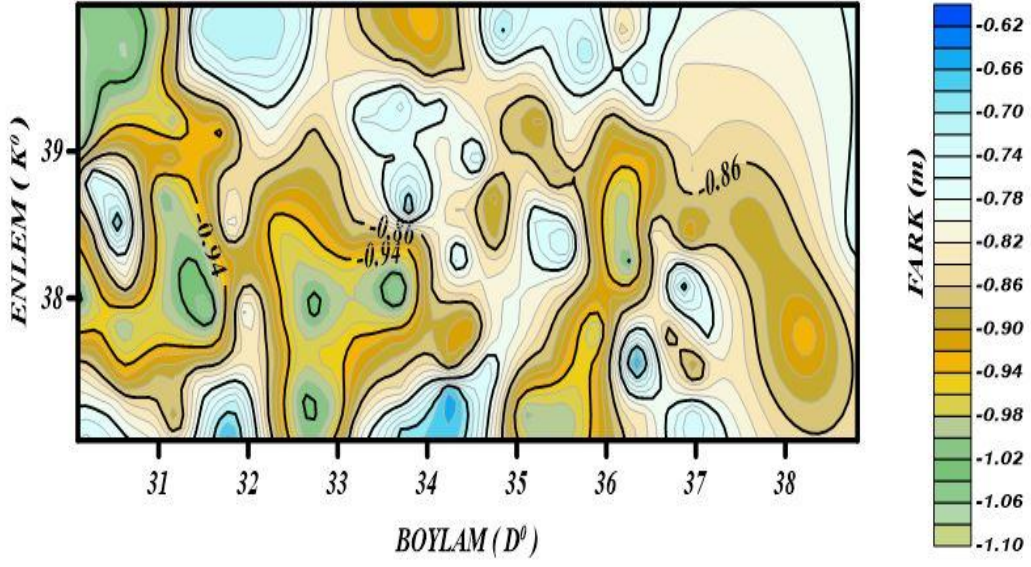
Şekil 5.6 EIGEN-6C modeline ait fark haritası.



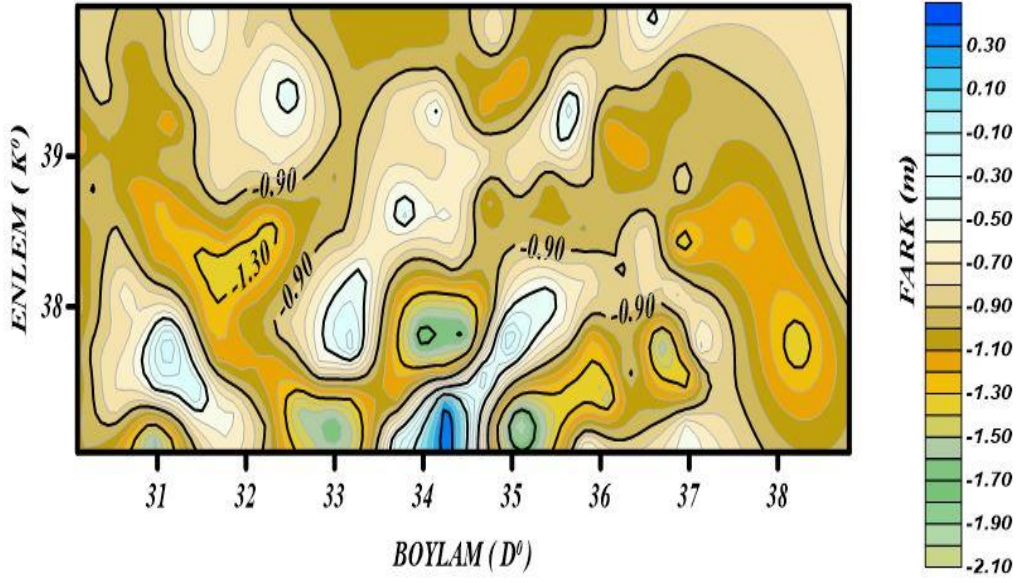
Şekil 5.7 EIGEN-6S modeline ait fark haritası.



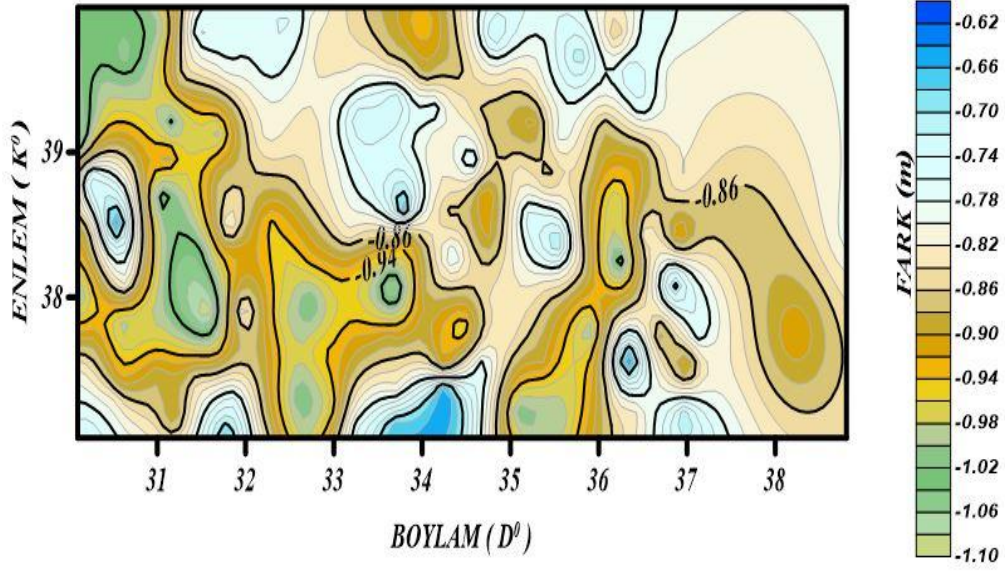
Şekil 5.8 EIGEN-6C2 modeline ait fark haritası.



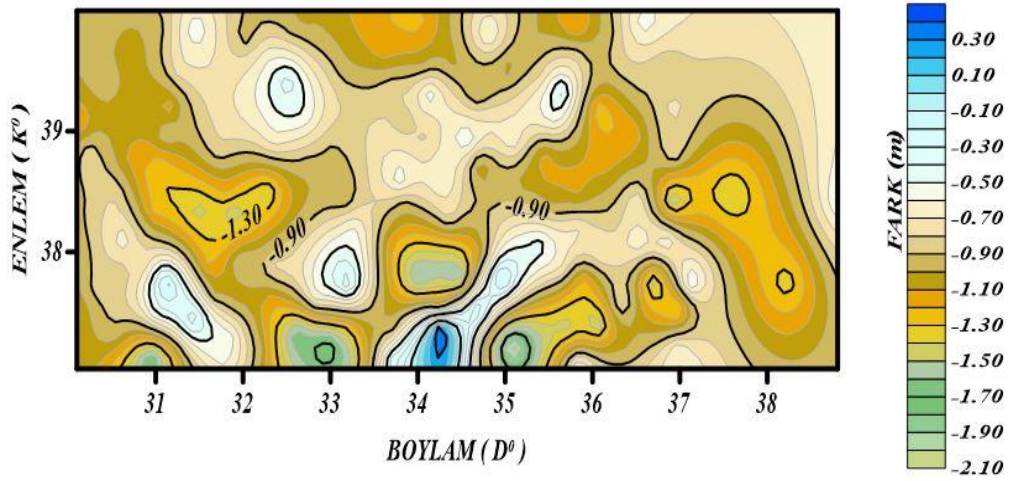
Şekil 5.9 EIGEN-6C3 STAT modeline ait fark haritası.



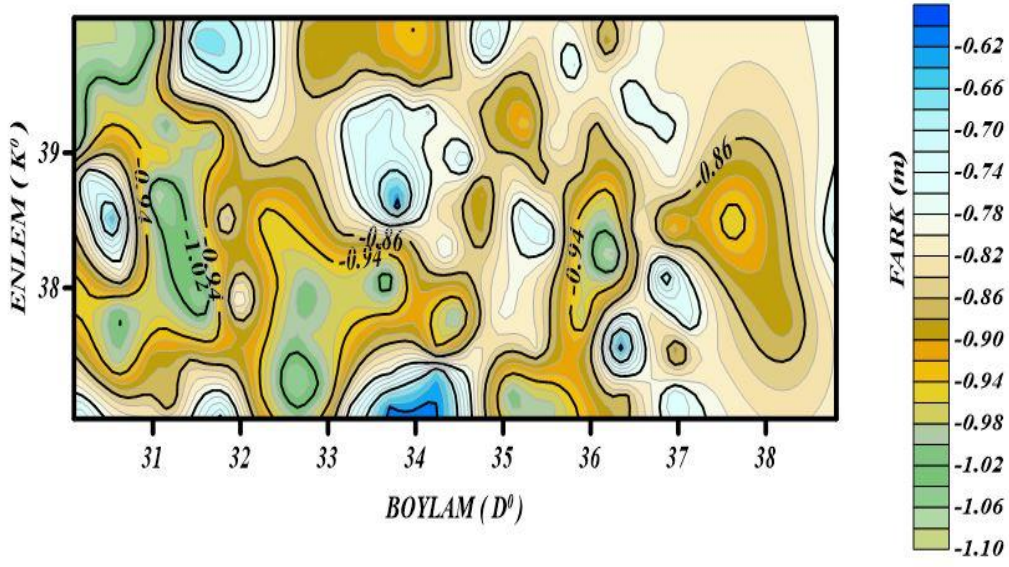
Şekil 5.10 EIGEN-6S2 modeline ait fark haritası.



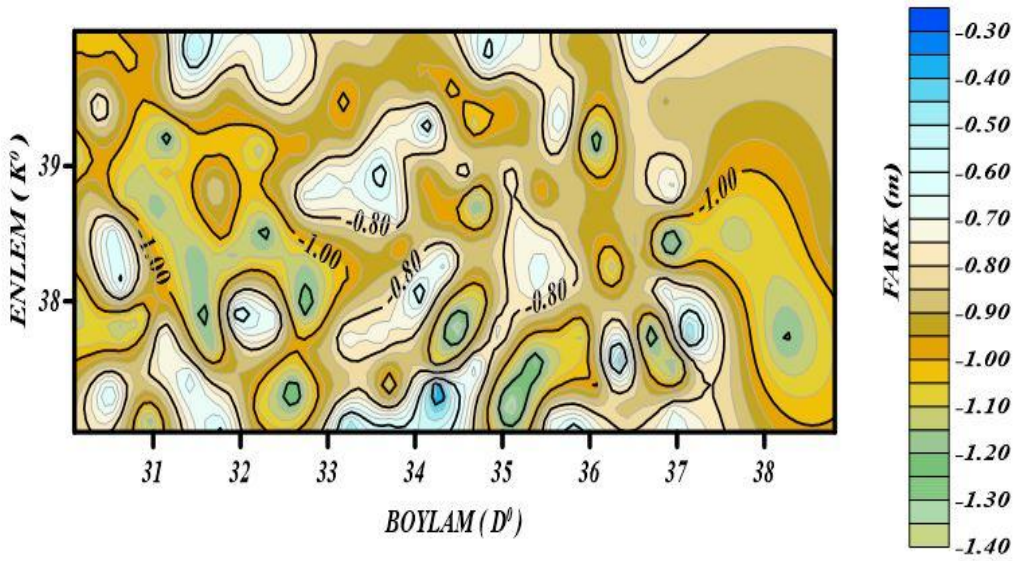
Şekil 5.11 EIGEN-6C4 modeline ait fark haritası.



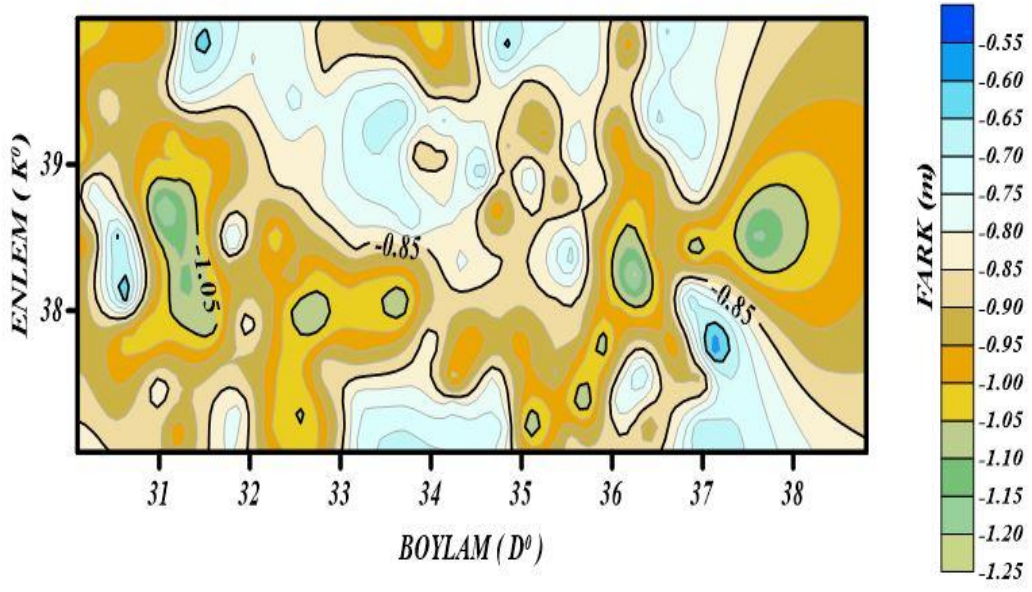
Şekil 5.12 GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 modeline ait fark haritası.



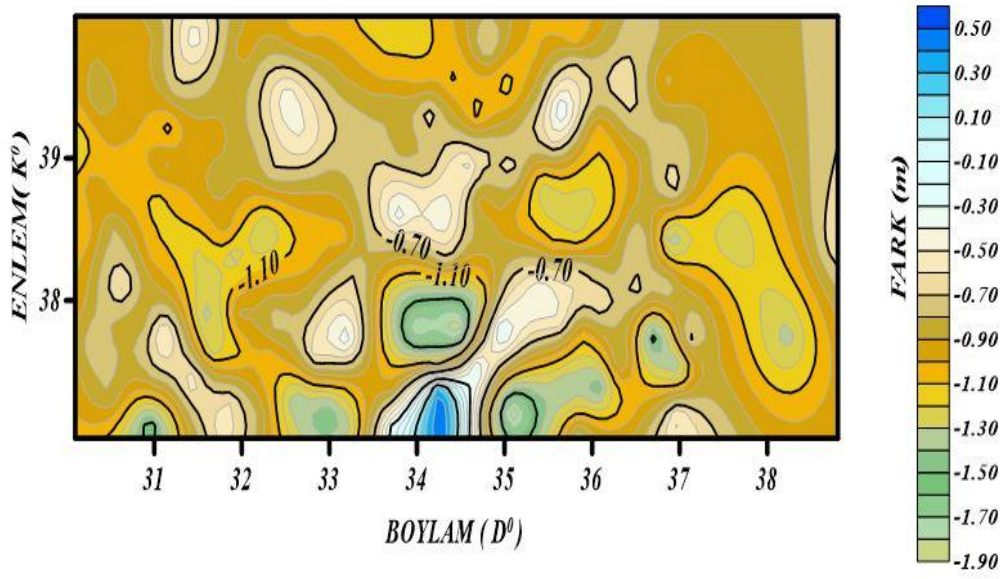
Şekil 5.13 GECO modeline ait fark haritası.



Şekil 5.14 GGM05C modeline ait fark haritası.



Şekil 5.15 GOCO05S modeline ait fark haritası.



Şekil 5.16 EIGEN-6S4V2 modeline ait fark haritası.

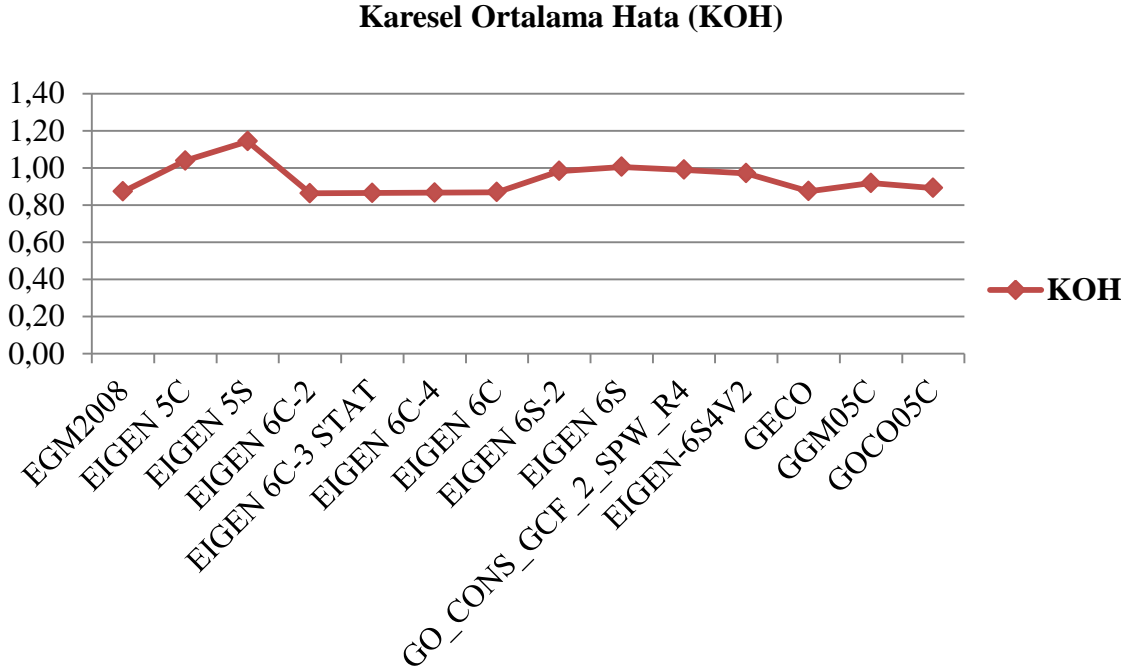
5.4 GNSS/NİVELMAN VERİ SONUÇLARINA DAYALI YAPILAN KARŞILAŞTIRMALAR

Çizelge 5.2 Global jeopotansiyel modellerin çalışma alanına ait GNSS/Nivelman ile farkları (m cinsinden)

MODEL	MİN.	MAKS.	ORTALAMA	ARALIK	KARESEL ORTALAMA HATA (KOH)
EGM2008	-1.1284	-0.5031	-0.9645	0.6252	0.8725
EIGEN-5C	-2.7782	0.4727	-0.8949	3.2508	1.0389
EIGEN-5S	-2.9285	1.8321	-0.8955	4.7606	1.1432
EIGEN-6C	-1.1245	-0.5895	-0.8610	0.5351	0.8685
EIGEN- 6S	-2.1559	0.4946	0.9101	2.6505	1.0051
EIGEN-6C2	-1.1077	-0.6137	-0.8557	0.4940	0.8625
EIGEN-6C3 STAT	-1.0970	-0.6159	-0.8584	0.4811	0.8646
EIGEN-6S2	-2.0859	0.3693	-0.9097	2.4552	0.9825
EIGEN-6C4	-1.1038	-0.6225	-0.8606	0.4813	0.8666
GO_CONS_ GCF_2_SPW _R4	-2.1219	0.4507	-0.9167	2.5725	0.9894
GECO	-1.1033	-0.5882	-0.8671	0.5151	0.8739
GGM05C	-1.4396	-0.2516	-0.8885	1.1880	0.9182
GOCO05C	-1.2427	-0.5340	-0.8804	0.7087	0.8911
EIGEN- 6S4v2	-1.9366	0.4831	-0.9031	2.4197	0.9703

GNSS/Nivelman jeoid yükseklikleri ile global jeopotansiyel modellerin jeoid yükseklikleri arasında elde edilen farklar minimum, maksimum, ortalama, aralık ve karesel ortalama hata değerleri m cinsinden Çizelge 5.2’de verilmiştir.

Çizelge 5.3 Global jeopotansiyel modellerin karesel ortalama hata değerleri



Çizelge 5.3' e göre KOH (Karesel Ortalama Hata) değerleri incelendiğinde, Türkiye'deki GNSS/Nivelman verileri ile en uyumlu model EIGEN-6C 2'dir.

EIGEN-6C 2 modeli, GOCE, GRACE ve LAGEOS uydu verileri ile altimetre/yüzey gravite verilerinin birleştirilmesinden elde edilmiş, yüksek çözünürlüklü bir modeldir. Belirlenen 158 TUTGA noktası ve ele alınan 14 global jeopotansiyel model verilerinden elde edilen sonuçlar incelendiğinde EIGEN-6C2 küresel harmonik modelinin standart sapma ile gösterilen ortalama aykırılık değeri ise 0.8625 m'ye kadar gerilemektedir.

6. SONUÇ

Bu çalışmada öncelikle global jeopotansiyel modellere neden ihtiyaç duyulduğu açıklanmıştır. Yeryuvarının hem geometrik hem de fiziksel şeklinin belirlenmesinde kullanılan bu modeller küresel harmonik katsayılardan (C_{nm} , S_{nm}) oluşur. Katsayılar uydu yörüngelerinin dinamik ve geometrik yöntemlere dayalı analizlerinden ve yersel verilerin kullanımıyla elde edilmektedir.

Global gravite alanının belirlenmesi, uydu izleme verileri, yersel gravite ölçüleri (karalarda) ve denizlerde uydu altimetre tekniklerine dayalı gravite anomalileri olmak üzere üç gözlem türüyle gerçekleştirilmektedir. Gravite alanının çözünürlüğü ve doğruluğunu artırabilmek için özel olarak tasarlanmış uydulara ve yeni ölçme tekniklerine duyulan ihtiyaç, yeni projelerin geliştirilmesine ve uygulamaya geçirilmesine zemin hazırlamıştır. Bu kapsamda 2000 yılında CHAMP ve 2002 yılında GRACE uyduları fırlatılmıştır. Bu uydulara 2009 yılında GOCE uydusu da katılmıştır. Uydulardaki gelişmelerle beraber ölçme tekniklerinde de önemli ilerlemeler görülmektedir. Uydudan uyduya ölçme tekniği (SST), ve uydu gravite gradyometresi (SGG) tekniği güncel uydu misyonlarının üstün özelliklerindedir.

Türkiye için belirlenen global jeopotansiyel modellerden en iyi sonucu verecek modeller araştırılmıştır. Türkiye'nin İç ve Batı Anadolu Bölümünde $37^0 N \leq \varphi \leq 40^0 N$; $30^0 E \leq \lambda \leq 37^0 E$ koordinatları sınırları içerisindeki yaklaşık 198135 km^2 ($333 \text{ km} \times 595 \text{ km}$) yüzölçümüne sahip bölge çalışma alanı olarak belirlenmiştir. Uygulama için çalışma alanı içerisinde yer alan Türkiye Ulusal Temel GPS Ağına (TUTGA) ait 158 nokta, GNSS/Nivelman noktası olarak kullanılmıştır. Global jeopotansiyel modellerden elde edilen jeoid yükseklikleri ile GNSS/Nivelman noktalarından elde edilen jeoid yükseklikleri arasındaki farklara ait olmak üzere SURFER 12 programı kullanılarak fark haritaları oluşturulmuştur.

GNSS/Nivelman verisine dayanan jeoid yükseklik değerleri ile her bir jeopotansiyel model için hesaplanan jeoid yükseklik değerleri arasındaki farklar incelendiğinde

EIGEN-6C2 modelinin diğer modellere gore karesel ortalama hata değeri bakımından (± 0.8625 m) daha iyi sonuç verdiği, aralık (maksimum-minimum) değerleri bakımından (0.4813 m) ise EIGEN-6C4 modelinin çalışma alanı için daha iyi modelleme yapısına sahip olduğu soylenebilir.

Bu tez kapsamında elde edilen fark haritalarının analizi ve jeoid yukseklilerine ait istatistiksel değerlerin incelenmesi sonucu; EIGEN projesi kapsamında retilen jeopotansiyel modellerin çalışma alanındaki lokal jeoid belirleme çalışmalarında ve $\leq 1/25000$ lekli çalışmalarda kullanılabileceği ngorlmektedir.

7. KAYNAKLAR

- Akçın, H. (2001). Jeoid Kavramı ve belirleme teknikleri üzerine bir inceleme, *Niğde Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, Cilt 4 Sayı 1,(2001),37-50.
- Ayan, T. ve Deniz, R. (2000). Fiziksel Jeodezi Ders Notu, İ. T.Ü. İnşaat Fakültesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Jeodezi Anabilim Dalı, İstanbul.
- Aksoy, A., Ayan, T., Çelik, R.N., Demirel, H., Deniz, R., Gürkan, O. (1999). Güncel gelişmeler ışığında mekansal bilgi sistemleri için jeodezik altyapı ve problemleri, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, Eğitim dizisi, 28 Mayıs, İstanbul.
- Banarjee, P., Foulger, G.R., Satyaprakash and Dabral, C.P. (1999). Geoid undulation modelling and interpretation at Ladak, NW Himalaya using GPS and levelling data, *Journal of Geodesy*, **73**, 79-86.
- Bajracharya, S. (2003) .Terrain effects on geoid determination, Ph.D. Thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada.
- Çepni, M.S., Konak, H. ve Kurt, O. (2007). Sonlu Elemanlarla Modellenen Yerel Jeoitler Yardımıyla Yer Kabuğu Hareketlerindeki Düşey Bileşenlerin İrdelenmesi, International Earthquake Symposium, Ekim, Kocaeli, Bildiriler Kitabı, 257-264.
- Cheng, M., Ries, J.C., Chambers, D.P. (2009). Evaluation of the EGM2008 Gravity Model, *International Geoid Service Joint Bulletin* **4**, 18-25
- Duquenne, H. and Jiang, Z. (1996). The geoid in the Southern Alps of France, Joint Special Issue of the of the Bureau Gravimétrique Intarnational Bulletin d'Information **77**, *International Geoid Service Bulletin* **4**, 115-130.
- Featherstone, WE., Alexander, K., Sideris, MG. (1996). Gravimetric geoid refinement using high resolution gravity and terrain data. *Geom. Res. Aust.* **61**: 41-50.
- Featherstone, W.E., Dentith, M.C., Kirby, J.F. (1998). Strategies for accurate determination of orthometric heights from GPS, *Survey Review*, **34**,278-296.
- Featherstone, W.E. and Olliver, J.G. (2001). A review of geoid models over the British Isles: progress and proposals, *Survey Review*, **36**,78- 100.

- Fecher, T., Pail, R., Gruber, T. and the GOCO Project Team. (2016). The combined satellite gravity field model GOCO05C. EGU General Assembly, 17-22 April, Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts, 18 (EGU2016-7696).
- Flechtner, F., Shako, R., Försre, C., Abrikosov, O., Bruinsma, S., Marty, J-C., Lemoine, J-M., Neumayer, H., Dahle, C. (2014). EIGEN-6C: a high –resolution global gravity combination model including GOCE data.
- Fotopoulos, G., Kotsakis, C., Sideris, M.C. (2003). How accurately can we determine orthometric height differences from GPS and geoid data?, *Journal of Surveying Engineering*, **129(1)**, 1–10.
- Förste, C., Flechtner, F., Schmidt, R., Stubenvoll, R., Rothacher, M., Kusche, J., Neumayer, K.H., Biancale, R., Lemoine, J.M., Barthelmes, F., Bruinsma, S.L., König, R., Meyer, U. (2008). EIGEN-GL05C-A new global combined high-resolution GRACE- based gravity field model of the GFZ-GRGS cooperation; *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-03426, SRef-ID; 1607-7962/gra/EGU2008-A 03426,2008.
- Förste, C., Bruinsma, S.L., Shako, R., Marty, J.C., Flechtner, F., Abrikosov, O., Dahle, C., Lemoine, J.M., Neumayer, K.H., Biancale, R., Barthelmes, F., König, R., Balmino, G. (2011). EIGEN-6-A new combined global gravity field model including GOCE data from the collaboration of GFZ-Postdam and GRGS-Toulouse; *Geophysical Research Abstracts*, Vol.13, EGU2011-3242-2, EGU General Assembly, 2011.
- Förste, C., Bruinsma, S., Flechtner, F., Marty, J-C., Dahle, C., Oleh, A., Lemoine, J.M, Dahle, C., Abrikosov, O., Neumayer, K.H., Biancale, R., Barthelmes, F., Balmino, G. (2012). A preliminary update of the Direct approach GOCE Processing and a new release of EIGEN-6C; presented at the AGU Fall Meeting 2012, San Francisco, USA, 3-7 Dec, Abstract No.G31B-0923,2012.
- Förste, C., Bruinsma, S., Flechtner, F., Marty, J-C., Dahle, C., Oleh, A., Lemoine, J-M., Neumayer, H., Barthelmes, F., Biancale, R., König, R. (2013). EIGEN-6C2 - A new combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 1949 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse ;*Geophysical Research Abstracts* Vol. **15**, EGU2013-4077-1, 2013 EGU General Assembly 2013.

- Förste, C., Bruinsma, S.L., Abrikosov, O., Lemoine, J-M., Marty, J.C., Flechter, F., Balmino, G., Barthelmes, F., Biancale, R. (2015). EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Postdam and GRGS Toulouse; <http://dx.doi.org/10.5880/icgem.2015.1.2015>.
- Förste, C., Bruinsma, S.L. (2016). EIGEN-6S4:A time-variable satellite-only gravity field model to d/o 300 based on LAGEOS,GRACE and GOCE data from the collaboration of GFZ Postdam and GRGS Toulouse; <http://doi.org/10.5880/icgem.2016>.
- Gatti, A., Reguzzoni, M., Migliaccio, F., Sanso, F. (2014). Space-wise grids of gravity gradients from GOCE data at nominal satellite altitude; presented at the 5th GOCE User Workshop, Paris, 25-28 November 2014.
- Gerstbach, G. (2003). Geoid monitoring by zenith camera and geology, In honour of Prof. J. Melicher, TU, Bratislava, Czech.
- Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D. (2016). GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*, **60**, 228-247.
- Gilliland, J.R., Jaksa, D.S. (1994). GPS – A tool for orthometric height determinations, *Survey Review*, **32(251)**, 265-272.
- GOCE. (2008). GOCE Level 2 Product Data Handbook prepared by the GOCE Gravity Consortium EGG-C.
- Grafarend, E. W. (1994). What is geoid?, Geoid and its geophysical interpretations, Eds. Petr Vanicek and Nikolas T.Christou, Chapter 1, CRC pres Boca Raton, FL, USA.
- Haagmans, I. R. (1991). "Satellite Altimetry: The Ocean Surface as a Link between Oceanography, Geophysics and Geodesy", *Geodetical Info Magazine*, **2**: 30-34.
- Haagmans, R., De Min E. and Van Gelderen M. (1993). Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1D FFT, and a comparison with existing methods for Stokes integral, *Manuscripta Geodaetica*, **18**, 227-241.
- Heiskanen, W.A. ve Moritz, H. (1967). *Physical Geodesy*, W.H. Freeman and Company, San Francisco and London.

- Heikkinen, M. (1981). Solving the Shape of the Earth by Using Digital Density Models, reports of the Finnish Geodetic Institute, **81**: 2, Helsinki.
- Hofmann-Wellenhof, B. and Moritz, H. (2005). Physical Geodesy. Number ISBN-13978-3-211-23584-3. Springer-Verlag Wien.
- Jaggi, A. (2007). Pseudo-Stochastic Orbit Modeling of Low Earth Satellites Using the Global Positioning System. PhD thesis, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Geodatisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz. vol.**73**, ISBN:978-3-908440-17-8.
- Kalvoda, J., Klokočník, J., Kostelecký, J., Bezděk A. (2013). Mass distribution of Earth landforms determined by aspects of the geopotential as computed from the global gravity field model EGM 2008. Acta Univ. Carolinae-Geogr., **48**, 17-25. ISSN 0300-5402.
- Karaali, C. (1985). Türkiye'nin Bir Bölgesi İçin Astrojeodezik Jeoid Belirleme Denemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kartal, A. (2001) . GPS ile Yükseklik Belirlemede İnterpolasyon Yöntemlerine Ait Bir Uygulama, Araştırma Makalesi, *Yıldız Teknik Üniversitesi Dergisi*, 1.
- Kaula, W. M. (1966). Theory of Satellite Geodesy, Blaisdell Publishing Comp., London.
- Kostelecky, J., Förste, C., Klokocnik, J., Bezdek, A., Bucha B. (2015). Evaluation of the gravity field model EIGEN-6C4 in comparison with EGM2008 by means of various functions of the gravity potential and by GNSS/levelling, Geoinformatics FCE CTU 14(1), 2015, doi:10.14311/gi.14.1.1.
- Kuang, D., Bar-Sever, Y., Bertiger, W., Desai, S., Haines, B., Iijima, B., Kruizinga, G., Meehan, T., ve Romans, L. (2001). Precise orbit determination for CHAMP using GPS data from blackjack receiver. In The ION National Technical Meeting, Long Beach, California, USA.
- Lemoine, FG., Zelensky, NP., Chinn, DS., Pavis, DE., Rowlands, DD., Beckley, BD., Lutheke, SB., Willis, P., Ziebart, M., Sibthorpe, A., Boy, JP., Luceri V. (2010). Towards development of a consistent orbit series for TOPEX, Jason-1, and Jason-2. Adv Space Res **46**:1513-1540. doi:10.1016/j.asr.2010.05.007 .

- Liu, X. (2008). Global gravity field recovery from satellite-to-satellite tracking data with the acceleration approach, Doktora tezi, Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, **68**, Delft, The Netherlands.
- Nerem, R.S., Mitchum, G.T. (2001). Observation of Sea Level Change from Satellite Altimetry, in Sea Level Rise History and Consequences, pp.121-164, Eds. Douglas, Kearney and Leatherman, Academic Press., USA.
- Omang, O.C.D., and Forsberg, R. (2000). How to handle topography in practical geoid determination: three examples, Journal of Geodesy, **74**, 458- 466.
- Öztürk, E. ve Şerbetçi, M. (1992) Dengeleme Hesabı, Cilt III, K.T.Ü. Basımevi, Trabzon.
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Foerste, C., Goiginger, H., Schuh, W-D., Hoeck, E. (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. J Geod **85**, 819–843.
- Pail, R., Gruber, T., Fecher, T and the GOCO Project Team (2016). The Combined Gravity Model GOCO05c; <http://doi.org/10.5880/icgem.2016.003>.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008; presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM 2008). Journal of Geophysical Research, **117**, B04406, doi:10.1029/2011JB008916
- Reigber, C., Luehr, H., Schwintzer, P. (2002). Goce gravitational gradiometry. J Geod **85**: 777–790. doi:10.1007/s00190-011-0500-0.
- Ries, J., Bettadpur, S., Eanes, R., Kang, Z., Ko, U., McCullough C., Nagel P., Pie N., Poole S., Richter T., Save H., Tapley B. (2016). The Combined Gravity Model GGM05C; <http://dx.doi.org/10.5880/icgem.2016.002>.
- Rudenko, S., Dettmering, D., Esselborn, S., Schoene, T., Foerste, C., Lemoine, J-M., Ablain, M., Alexandre, D., Neumayer, K-H. (2014). Influence of time variable geopotential models on precise orbits of altimetry satellites, global and regional mean sea level trends; Advances in Space Research, doi:10.1016/j.asr.2014.03.010, 2014.

- Rummel, R., Balmino, G., Johannessen, J., Visser, P., and Woodworth, P. (2002). Dedicated gravity field missions-principles and aims. *Journal of Geodynamics*, vol. **33**, pp. 3-20.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin, 2nd edition.
- Sideris, M.G. (1994). Geoid determination by FFT techniques, International School for the Determination and Use of the Geoid, Milan, Italy, October 10- 15.
- Sideris, M.G. (1996) . New geoids in the world, Joint Special Issue of the of the Bureau Gravimétrique International Bulletin d'Information 77, *International Geoid Service Bulletin* **4**, 37-52.
- Sjöberg, L. E. (1994). Techniques for geoid determination, Geoid and its geophysical interpretations, Eds. Petr Vanicek and Nikolas T.Christou, Chapter 2, CRC pres, Boca Raton, FL, USA.
- Smith, D.A. (1998) . There is no such thing as "The" EGM96 geoid: subtle points on the use of a global geopotential model, *International Geoid Service IGeS Bulletin*, **8**, Milan, 17-28.
- Tóth, G., Rózsa, S., Andritsanos, V.D., Ádám, J., and Tziavos, I.N. (2000). Towards a cm-geoid for Hungary: recent efforts and results, *Phys. Chem Earth (A)*, **25(1)**, 47-52.
- Ulusoy, E. (1977). *Matematiksel Jeodezi*, İstanbul.
- Wenzel, H.G. (1998). Ultra-high degree geopotential model GPM3E97A to degree 1800 tailored to Europe. Proc. Second Continental Workshop on the Geoid in Europe (Eds. Vermeer M and Adam, J.) Budapest, Hungary, March, 71-80.
- Wenzel, H.G. (1999). Global models of the gravity field of high and ultra – high resolution. Preprint of published in *Bulletin of International Geoid Service*, 15-19 February, Milan, Italy.
- Yılmaz, M., Turgut, B., Güllü, M., Yılmaz, İ. (2017): The Evaluation of High-Degree Geopotential Models for Regional Geoid Determination in Turkey, *Akü Femübid* 17 (2017) 015501 (147-153) doi: 10.5578/fmbd.50706
- Yiğit, C.Ö. (2003). Elipsoidal yüksekliklerin ortometrik yüksekliğe dönüşümünde kullanılan enterpolasyon yöntemlerinin karşılaştırılması, Yüksek Lisans Tezi,

Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeodezi ve Fotogrametri Anabilim Dalı, Konya.

Zhang, K. F. ve Featherstone, W. E. (1997): The statival fit of high degree geopotential models to the gravity field of Australia. *Geomatics Research Australasia* **63**: 1-18

Zhang, K.F., Dodson, A.H. and Chen, W. (2000). Factors affecting FFT gravimetric geoid determination precision, *Physical Chemical and Earth Sciences*, **25**, 31-37.

7.1 İnternet Kaynakları

- 1) <http://galileo.selcuk.edu.tr/~aydin/docs/fiziksel-jeodezi.pdf> ,09.12.2017
- 2) <http://www.gfz-potsdam.de/en/media-communication/news/details/article/geburtstag-im-all>, 09.12.2017
- 3) <http://blogs.egu.eu/divisions/g/2015/12/10/egsiem>, 09.12.2017
- 4) http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE/Introducing_GOCE, 09.12.2017
- 5) http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE/Satellie, 09.12.2017
- 6) http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2004/03/Gradiometer_instrument_excluding_harness, 09.12.2017
- 7) <https://www.mgm.gov.tr/genel/meteorolojikuydular.aspx?s=422>, 09.12.2017

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Müjde AKÇALI
Doğum Yeri ve Tarihi : Merkez / ÇANAKKALE-25.03.1992
Yabancı Dil : İngilizce
İletişim (Telefon/e-posta): 0534 971 71 12 / m.akcl@hotmail.com

Eğitim Durumu (Kurum ve Yılı)

Lise : Ali Haydar Önder Lisesi (2006-2010)
Lisans : Afyon Kocatepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Harita Mühendisliği (2010-2014)
Yüksek Lisans : Afyon Kocatepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü,
Harita Mühendisliği ABD (2014 –2018)

Çalıştığı Kurum/Kurumlar ve Yıl : Orman Bölge Müdürlüğü (2015-2017)
: Netcad Yazılım A.Ş (2017-Devam ediyor)