



T.C.
NECMETTİN ERBAKAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



**TÜRKİYE İÇİN GÜNCEL GLOBAL
JEOPOTANSİYEL MODELLERİN
DEĞERLENDİRİLMESİ**

GÖKAY GÖKÇE

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

**TEMMUZ-2018
KONYA
Her Hakkı Saklıdır**

TEZ KABUL VE ONAYI

Gökay GÖKÇE tarafından hazırlanan “Türkiye için Güncel Global Jeopotansiyel Modellerin Değerlendirilmesi” adlı tez çalışması 18/07/2018 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Necmettin Erbakan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Harita Mühendisliği Anabilim Dalı’nda YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof. Dr. İbrahim KALAYCI

Danışman

Doç. Dr. Serkan DOĞANALP

Üye

Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

İmza



Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Mehmet KARALI
FBE Müdürü

TEZ BİLDİRİMİ

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

DECLARATION PAGE

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



Gökay GÖKÇE

Tarih:18.07.2018

ÖZET

YÜKSEK LİSANS

Türkiye için Güncel Global Jeopotansiyel Modellerin Değerlendirilmesi

Gökay GÖKÇE

Necmettin Erbakan Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Serkan DOĞANALP
2018, 116 Sayfa

Jüri

Doç. Dr. Serkan DOĞANALP
Prof. Dr. İbrahim KALAYCI
Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

Uydular yaşantımızın her noktasında kullanılmakla birlikte askeri, gözlem, haberleşme, uyduları olarak sınıflandırılabilir. Dünya yörüngelerine uydular atmosferik olayların takibi, uzaktan algılama, iletişim, deformasyon çalışmaları ve jeodezi bilimine katkı sağlamak amacı ile fırlatılmaktadır. Yer yuvarının şeklinin (Jeoit) ve gravite alanının belirlenmesi; jeodezi ve jeofizik çalışmalar için önemlidir. Bilim ve teknolojinin gelişmesi ile birlikte (LEO) Alçak Yörünge Uyduları araştırmaları hız kazanmıştır. Özellikle CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) alçak yörünge uydularının yörünge bilgileri veya yersel gravite ölçümleri, altimetre verileri kullanılarak bir çok global jeopotansiyel model üretilmiştir. Global jeopotansiyel modeller jeoit belirleme çalışmaları açısından oldukça önemlidir. Bu nedenle modellerin Türkiyedeki performanslarının test edilmesi ve Türkiye jeoitini belirleme çalışmalarına en iyi katkıyı sağlayacak modelin belirlenmesi gerekmektedir. Bir bölgedeki yer çekim alanını belirlemek için en iyi global jeopotansiyel modeli tespit etmekte; GGM'leri karşılaştırmak ve GPS/Nivelman veri setleri ile performanslarını ortaya koymak en iyi yöntem olarak literatürde yer almaktadır. Bu çalışmada güncel global jeopotansiyel modellerden üretilen jeoit yükseklikleri ile Adana, Edirne, Tekirdağ, Kırklareli, Bilecik, Kütahya, Eskişehir illerinde bulunan toplam 696 adet Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı'na bağlı noktadan üretilen jeoit yükseklikleri arasındaki farklar hesaplanmıştır. Ayrıca, bölgesel bazda modellerin performansına ilişkin sonuçlar irdelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: CHAMP, GRACE, GOCE, Global jeopotansiyel modeller, LEO

ABSTRACT

MSC THESIS

An evaluation of recent Global Geopotential Models in Turkey

Gökay GÖKÇE

**THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE OF
NECMETTİN ERBAKAN UNIVERSITY
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE
IN GEOMATICS ENGINEERING**

Advisor: Assoc. Prof. Dr. Serkan DOĞANALP

2018, 116 Pages

Jury

Assoc. Prof. Dr. Serkan DOĞANALP

Prof. Dr. İbrahim KALAYCI

Prof. Dr. Ekrem TUŞAT

Satellites can be classified as military, observation, communication, and satellites, as they are used at every point in our lives. It is aimed to contribute to the science of geodesy and remote sensing, communication, deformation studies and observations of atmospheric events that adhere to earth orbit. Determination of the shape of the ground (geoid) and gravity field; geodesy and geophysical studies. A number of global geopotential models have been produced, especially using CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) orbital information or terrestrial gravity measurements, altimeter data. Global geopotential models are very important in terms of geo-determination studies. Therefore the model of the testing of performance in Turkey and were working to determine geoid model must be determined to provide the best contribution. It identifies the best global geopotential model for determining the gravitational field in a region; The best way to compare GGMs and demonstrate their performance with GPS / Level data sets is in the literature. In this study, the island and the geoid height produced from current global geopotential model, Edirne, Tekirdağ, Kırklareli, Bilecik, Kütahya, Eskişehir total of 696 units located in the provinces of Turkey difference between produced geoid height from the point connected to the National Fundamental GPS Network was calculated. In addition, the results of the performance of the models on a regional basis were examined.

Keywords: CHAMP, GRACE, GOCE, Global Geopotential Models, LEO

ÖNSÖZ

Bu çalışmada bilgi ve birikimleri benden esirgemeyen, çalışmam boyunca sürekli destek olan saygı değer hocam Doç. Dr. Serkan DOĞANALP'e şükranlarımı sunarım. Çalışmalarım sırasında bana azim ve fikirleri ile destek veren hayatın zorluklarını paylaşan çalışmaktan zevk duyduğum TEDAŞ Genel Müdürlüğünden değerli mesai arkadaşlarım Cem ÖZENTÜRK, Bayram TOKMAK ve Şakir Naci AÇIKGÖZ'e de teşekkür ederim. Dostluk ve arkadaşlıkları ile her daim yanımda duran, lisans ve yüksek lisans eğitimlerim süresince bir çok zorluğu birlikte aşdığım yol arkadaşlarım Zarif ŞAN, Mehmet KARAKUŞ, Ömer ORAL, Metin ŞİŞMAN ve Ertuğrul Raşit DOĞAN'a ayrıca teşekkürlerimi sunarım. Çalışmalarım sırasında her daim desteklerini benden esirgemeyen sevgili eşim Melike GÖKÇE'ye ve her anımda şanslı hissettiren, güven veren aileme sonsuz teşekkür ederim.

Gökay GÖKÇE
Konya-2018

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
TABLO LİSTESİ	ix
ÇİZELGE LİSTESİ	x
ŞEKİL LİSTESİ	xi
EKLERE AİT ŞEKİL LİSTESİ	xiii
SİMGELER VE KISALTMALAR	xvii
1 GİRİŞ	1
2 GRAVİTE ALANI BELİRLEME AMAÇLI YAKIN YER UYDULARI	4
2.1 CHAMP	4
2.2 GRACE.....	9
2.3 GOCE	13
3 UYDU GRAVİMETRİSİNDE KÜRESEL HARMONİK AÇINIM	20
3.1 LAPLACE DENKLEMİ.....	22
4 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLER	26
4.1 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN ÜRETİMİNDE KULLANILAN VERİ KAYNAKLARI.....	27
4.2 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN İYİLEŞTİRİLMESİ.....	28
4.3 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN İRDELENMESİ	29
5 SPEKTRAL ÇÖZÜMLERLE GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ	35
5.1 KAZANÇ	35
5.2 YUMUŞATMA	36
5.3 KORELASYON	36
5.4 JEOİT ONDÜLASYON FARKI VE GRAVİTE ANAMOLİSİ.....	37
5.5 SINYAL GÜÇ SPEKTRUMU VE HATA DERECE VARYANSI.....	38
6 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERE İLİŞKİN DİĞER DEĞERLENDİRME YÖNTEMLERİ	39
6.1 GPS/NİVELMAN VERİLERİYLE MODELLERİN KARŞILAŞTIRILMASI	39
6.2 DIŞ VERİLERLE MODELLERİN KARŞILAŞTIRILMASI.....	41

6.3	KTH YÖNTEMİ İLE MODELLERİN KARŞILAŞTIRILMASI	41
7	FARKLI PARAMETRİK MODELLER KULLANARAK JEOİD YÜSEKLİKLERİNİN BELİRLENMESİ.....	43
8	SAYISAL UYGULAMA	45
8.1	UYGULAMA SAHASI VE KULLANILAN GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLER	45
8.1.1	<i>Adana Bölgesi İçin Elde Edilen sonuçlar</i>	<i>47</i>
8.1.2	<i>Bilecik, Kütahya ve Eskişehir Bölgeleri İçin Elde Edilen Sonuçlar</i>	<i>48</i>
8.1.3	<i>Edirne bölgesi İçin Elde Edilen Sonuçlar</i>	<i>49</i>
8.2	PARAMETRİK MODELLER YARDIMIYLA JEOİT YÜKSEKLİKLERİNİN TANIMLANMASI.....	50
9	SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	54
9.1	SONUÇLAR.....	54
9.2	ÖNERİLER.....	56
KAYNAKLAR.....		58
EKLER.....		67
ÖZGEÇMİŞ		98

Tablo Listesi

Tablo 4.1. Global Jeopotansiyel modeller (Data: S= Satellite Tracking Data, G=Gravity Data, A=Altimetry Data) (ICGEM, 2018).....	29
Tablo 8.1. Çalışma alanında kullanılan global jeopotansiyel modeller (S: Uydu, G: Gravite, A:Altimetri).....	46
Tablo 8.2. Adana Bölgesi ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatikselsel olarak özeti.....	47
Tablo 8.3. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatikselsel olarak özeti.....	48
Tablo 8.4. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatikselsel olarak özeti.....	49
Tablo 8.5. Adana bölgesindeki GGM'lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m) .	50
Tablo 8.6. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgelerindeki GGM'lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m)	51
Tablo 8.7. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgelerindeki GGM'lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m)	52

Çizelge Listesi

Çizelge 2.1. CHAMP uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri	4
Çizelge 2.2. GRACE uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri.....	10
Çizelge 2.3. GOCE uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri	16



Şekil Listesi

Şekil 1.1. Yörünge yüksekliklerine göre uyduların sınıflandırılması (Elektronikhaberlesme.org, 2018)	2
Şekil 1.2. Gravite bilgisi sunan CHAMP, GRACE, GOCE uydu misyonları (GFZ, 2018)	2
Şekil 2.1. CHAMP (GFZ, 2017).....	4
Şekil 2.2. BlackJack GPS alıcısı (GFZ, 2017)	6
Şekil 2.3. STAR ivme ölçer. (GFZ, 2017).....	6
Şekil 2.4. Lazer Retro Reflektör (LRR) (GFZ, 2017)	7
Şekil 2.5. CHAMP uydusu önden görünüşü ve donanımı (GFZ, 2017)	7
Şekil 2.6. CHAMP uydusu arkadan görünüşü ve donanımı (GFZ, 2017).....	8
Şekil 2.7. CHAMP uydu misyonu görevi (eportal.org, 2018).....	8
Şekil 2.8. GRACE uyduları (NASA, 2017).....	9
Şekil 2.9. GRACE K bandının çalışma prensibi (GFZ, 2018).....	11
Şekil 2.10. GRACE uydusunun alttan görünüşü (CSR, 2017).....	12
Şekil 2.11. GRACE uydusunun üstten görünüşü (CSR, 2017)	12
Şekil 2.12. GRACE uydusunun iç yapısı (CSR, 2017)	13
Şekil 2.13. GOCE uydusu (ESA, 2017)	14
Şekil 2.14. GOCE uydusunun iç yapısı (ESA, 2017).....	15
Şekil 2.15. GOCE uydu gradyometresi (DLR, 2018)	16
Şekil 2.16. Altıgen konfigürasyona sahip GOCE gradyometresi (ESA, 2017).....	17
Şekil 2.17. SST-SGG tekniği (ESA,2018).....	17
Şekil 2.18. GOCE uydu verileriyle modellemiş jeoit model (SpaceFlight101, 2018)	18
Şekil 2.19. GOCE uydu verileriyle oluşturulmuş ilk gravite haritası (SpaceFlight101, 2018).....	18
Şekil 3.1. Küresel ve dik koordinatlar arasındaki ilişki.....	22
Şekil 3.2. EGM 96 jeopotansiyel modeline ilişkin katsayılar (Üstün, 2006)	25
Şekil 4.1. ITU_GRACE 16 jeopotansiyel modeline göre modellenmiş jeoit ondülasyonu modeli (ICGEM, 2018).....	33
Şekil 4.2. ITU_GRACE 16 jeopotansiyel modeline göre modellenmiş gravite anomalisi modeli (ICGEM, 2018).....	33
Şekil 5.1. Korelasyon dağılımı	37
Şekil 6.1. TUTGA-99 Ağı (HGK, 2002).....	39

Şekil 6.2. TUDKA-99 Ağı (HGK, 2002)	40
Şekil 6.3. Üç Boyutlu Dik Koordinat Sistemi ve Elipsoidal Yükseklik.....	40
Şekil 6.4. Elipsoidal, Ortometrik yükseklik ve jeoit ondülasyonu	41
Şekil 8.1. Adana Bölgesi GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı	47
Şekil 8.2. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı	48
Şekil 8.3. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı	49
Şekil 8.4. Adana bölgesi için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları.....	51
Şekil 8.5. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları.....	52
Şekil 8.6. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları.....	53

EKLERE AİT ŞEKİL LİSTESİ

Şekil A.1. EGM2008 modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	67
Şekil A.2. EGM2008 modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	68
Şekil A.3. EGM2008 modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	68
Şekil A.4. EGM2008 modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	69
Şekil A.5. GECO modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)...	69
Şekil A.6. GECO modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)...	70
Şekil A.7. GECO modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)...	70
Şekil A.8. GECO modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)...	71
Şekil A.9. GOCO05c modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	71
Şekil A.10. GOCO05c modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	72
Şekil A.11. GOCO05c modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	72
Şekil A.12. GOCO05c modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	73
Şekil A.13. HUST_GRACE2016s modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	73
Şekil A.14. HUST_GRACE2016s modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	74
Şekil A.15. HUST_GRACE2016s modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	74
Şekil A.16. HUST_GRACE2016s modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	75
Şekil A.17. XGM2016 modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	75
Şekil A.18. XGM2016 modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	76

Şekil A.19. XGM2016 modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	76
Şekil A.20. XGM2016 modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	77
Şekil A.21. EGM2008 modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	78
Şekil A.22. EGM2008 modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	78
Şekil A.23. EGM2008 modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	79
Şekil A.24. EGM2008 modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	79
Şekil A.25. GECO modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	80
Şekil A.26. GECO modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	80
Şekil A.27. GECO modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	81
Şekil A.28. GECO modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	81
Şekil A.29. GGM05C modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	82
Şekil A.30. GGM05C modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	82
Şekil A.31. GGM05C modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	83
Şekil A.32. GGM05C modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	83
Şekil A.33. GOCO05c modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	84
Şekil A.34. GOCO05c modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	84
Şekil A.35. GOCO05c modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	85
Şekil A.36. GOCO05c modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	85
Şekil A.37. XGM2016 modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	86

Şekil A.38. XGM2016 modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	86
Şekil A.39. XGM2016 modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	87
Şekil A.40. XGM2016 modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	87
Şekil A.41. EGM2008 modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	88
Şekil A.42. EGM2008 modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	88
Şekil A.43. EGM2008 modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	89
Şekil A.44. EGM2008 modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	89
Şekil A.45. GECO modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	90
Şekil A.46. GECO modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	90
Şekil A.47. GECO modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	91
Şekil A.48. GECO modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m).	91
Şekil A.49. GGM05C modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	92
Şekil A.50. GGM05C modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	92
Şekil A.51. GGM05C modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	93
Şekil A.52. GGM05C modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	93
Şekil A.53. GOCO05c modeli 3 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	94
Şekil A.54. GOCO05c modeli 4 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	94
Şekil A.55. GOCO05c modeli 5 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	95
Şekil A.56. GOCO05c modeli 7 parametrelî dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)	95

Şekil A.57. XGM2016 modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	96
Şekil A.58. XGM2016 modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	96
Şekil A.59. XGM2016 modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	97
Şekil A.60. XGM2016 modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)	97



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

GM	Gravitasyonel Sabit
R	Yeryuvarının ekvatorial yarıçapı
ϑ, λ	V'nin hesaplanacağı noktanın kutupsal koordinatları
$P_{nm}(\cos \vartheta)$	Tam normalleştirilmiş Legendre fonsiyonları
C_{nm}, S_{nm}	Tam normalleştirilmiş Küresel Harmonik Katsayılar
n,m	Küresel harmonik açılımının derece ve sırası
x, y, z	Kartezyen koordinatlar
h	Elipsoidal Yükseklik
Ngps	Jeoit Yüksekliği
H	Ortometrik Yükseklik
Δg_n^{GGM}	GGM'den üretilen n. Derecedeki gravite anomolisi.
L	Modelin en büyük açılım derecesi
b_n	Yer potansiyel modelin her açılım derecesi için hesaplanan modifikasyon parametresini ifade etmektedir.
γ	Referans Elipsoidi yüzeyindeki normal gravite değerini
Ψ	Yer merkezli açığı
Δg	Gravite Anomalisini
$d\sigma$	Birim Küre
δ	En küçük yüzey alanını
σ	Standart Sapma

Kısaltmalar

ASC	Advanced Stellar Compass
CHAMP	CHALLENGING Mini-satellite Payload for geophysical research
DYB	Duyarlı Yörünge Belirleme
ESA	European Space Agency
GEO	Geostationary Earth Orbit/Orbiter
GPS	Küresel konum belirleme sistemi
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GFZ	GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany
ICGEM	International Centre for Global Earth Models
IERS	International Earth Rotation Service
KBR	K/Ka-Band Ranging
LRR	Laser Retro Reflector
LEO	Low Earth Orbit/Orbiter
MEO	Medium Earth Orbit/Orbiter
NASA	National Aeronautics and Space Administration, USA
SLR	Satellite Laser Ranging
STAR	Space Triaxial Accelerometer for Research mission
VLBI	Very Long Baseline Interferometry

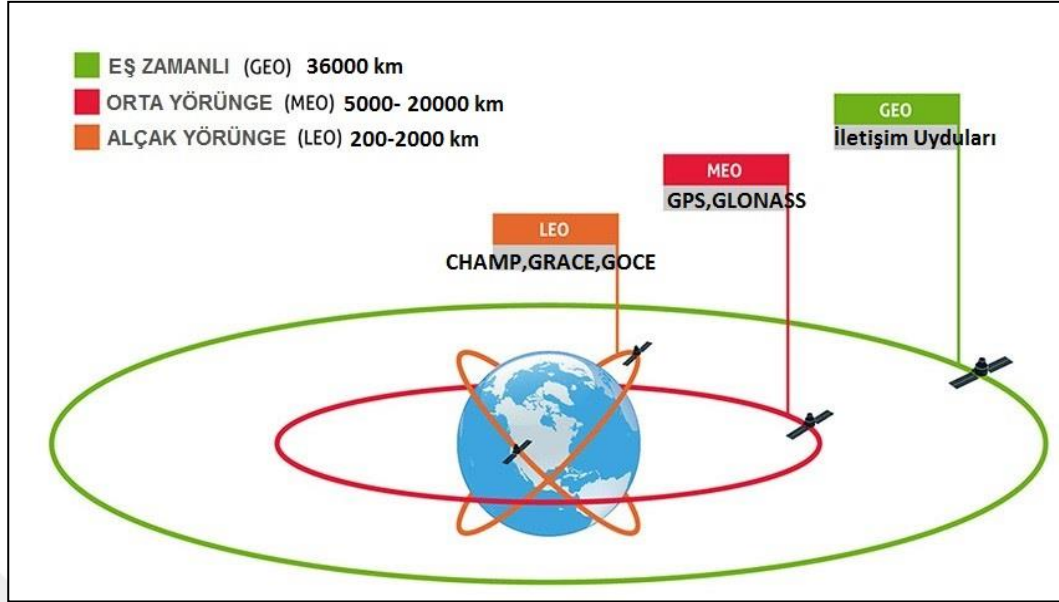
1 GİRİŞ

Jeodezi bilimi yeryuvarının modellenmesiyle, yeryuvarında veya uzayda 4 boyutlu koordinat sistemlerini kuran, referans ağları oluşturan, konum bilgilerini bu ağ ve sistemlerle ilişkilendiren, zamana bağlı değişimlerini izleyen, gök cisimlerinin ölçülmesi ve haritaya aktarılması ile uğraşan bilimdir diyebiliriz (Demirel ve Üstün; 2014). Bölgelere göre değişiklik gösteren yerçekimi ve dünyanın dönüşü, kutupların durumu, iklim değişiklikleri, gel-git gibi zamana bağlı olarak farklılık gösteren ve insanlarca merak edilen olaylar jeodezinin incelediği konulardan bazılarıdır. Tüm bu merak edilen olayların ya da akla gelen soruların açıklanmasında yeryuvarının şeklinin gerçeğe en yakın olarak belirlenmesi yer almaktadır.

Öte yandan yer çekimi (gravite), Newton'un elması ve Einstein'ın görelilik kuramlarının bir parçasıdır. Yer çekimi iki kütleyi birbirine çeken ve insanları dünya üzerinde tutan bir kuvvettir. Newton yer çekimi yasasını yaklaşık 300 yıl önce bulmuştur ve o günden beri bilim insanları çeşitli yöntemler kullanarak yer çekimindeki bölgesel değişiklikleri kullanarak gel-git, okyanus seviyesi vb. konulara cevaplar aramıştır. Jeodezi yukarıda belirtilen konuların cevaplandırılması ve gerek bilime gerekse insanoğlunun karşılaştığı doğadaki akıl almaz olayların açıklanmasında bir araçtır.

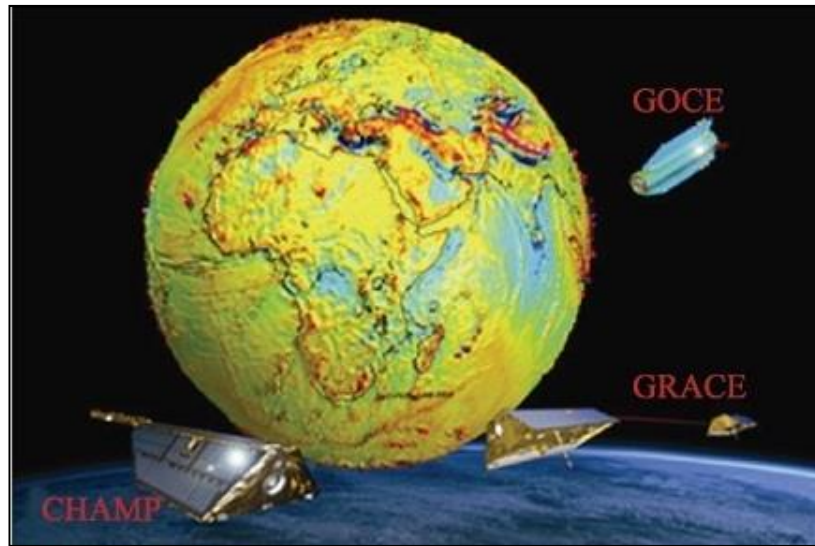
Yerçekimi ve yer yuvarının şeklinin belirlenmesi çalışmaları için uydulardan yardım alınmaktadır ve gün geçtikçe uyduların önemi artmaktadır. Yörüngelere yerleştirilen uydular kullanım alanlarına göre çeşitlilik göstermektedir. Örneğin askeri, gözlem, haberleşme vb.. Yörüngelere fırlatılan uydular atmosferik gözlemler, haberleşme, uzaktan algılama, ülke nirengi ağlarının konumlandırılması, deformasyon, gravite alanın belirlenmesi, konum belirleme, yer yuvarının şeklinin belirlenmesi gibi çeşitli konularda kullanılmaktadır. Uyduların sınıflandırılması genel olarak yörünge şekil ve uzaklıklarına, ağırlıklarına göre yapılmaktadır. Yörünge yüksekliklerine göre uydular 3 sınıfta incelenmektedir.

- ◆ Alçak yörünge uyduları (Low Earth Orbit-LEO)
- ◆ Orta yörünge uyduları(Medium Earth Orbit-MEO)
- ◆ Yer-sabit yörünge uyduları(Geostationary Earth Orbit-GEO)



Şekil 1.1. Yörünge yüksekliklerine göre uyduların sınıflandırılması (Elektronikhaberlesme.org, 2018)

LEO uydularının yörüngeleri Şekil 1.1’de görüldüğü üzere yer yuvarına çok yakındır. Atmosferik etkilerden çok fazla etkilendikleri için ömürleri kısadır. Yörüngede kalabilmek için Newton hareket yasalarına göre oldukça hızlı hareket ederler ve bunun sonucunda yeryüzünde daha dar alanları gözlemlemektedirler. Alçak yörünge uyduları sınıfında yer alan CHAMP, GRACE, GOCE uydu misyonları (Şekil 1.2) jeodezik ve jeodinamik amaçlar doğrultusunda yeryuvarına ait gravite bilgisi sunmaktadırlar.



Şekil 1.2. Gravite bilgisi sunan CHAMP, GRACE, GOCE uydu misyonları (GFZ, 2018)

CHAMP, GRACE, GOCE uydu misyonları ile uyduların duyarlı yörünge belirleme çalışmalarından gravite alanı belirleme çalışmaları hız kazanmıştır (Doğanalp ve Üstün, 2015). Duyarlı yörünge belirleme (DYB) çalışmalarında ilk uygulama örnekleri Wu ve ark. (1990, 1991) ve Yunck ve ark. (1990) yayınları verilebilir. Bu çalışmalarda dinamik ve indirgenmiş dinamik yaklaşımların GPS gözlemleri yardımıyla TOPEX/Poseidon uydularında bir uygulaması gerçekleştirilmiştir (Doğanalp, 2013).

Duyarlı yörünge bilgileri çalışmalarından sonra elde edilen gravite alanı bilgileri ve LEO uydularının katkıları ile global jeopotansiyel modellerin doğrulukları artmıştır. Modellerin hesaplanmasına homojen dağılımlı yersel gravite ölçümleri, altimetre verileri de katıldığında doğruluğu oldukça yüksek jeoitler belirlenmektedir. Yüksek doğruluktaki gravite verileri;

- ◆ farklı datumları birbirine bağlamak için global bir referans yükseklik sisteminin tanımlanması,
- ◆ özellikle yere yakın uyduların hassas yörüngelerinin belirlenmesi,
- ◆ cm doğruluklu global bir jeoit modelinin oluşturulması,
- ◆ kutuplardaki buzul miktarlarının ve değişimlerinin kestirilmesi,
- ◆ iklim değişikliklerinin izlenmesi,
- ◆ yerin çekim alanındaki zamansal değişimlerin izlenmesi ve büyüklüklerinin belirlenmesi,
- ◆ yeryuvarının geometrik, fiziksel ve jeodinamik parametrelerinin ortaya çıkarılması çalışmalarında kullanılmaktadır.

2 GRAVİTE ALANI BELİRLEME AMAÇLI YAKIN YER UYDULARI

2.1 CHAMP

CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) uydusu 15 Temmuz 2000 tarihinde Rus Plesetsk uzay üssünden fırlatılmıştır ve gravite alanı belirleme amaçlı alçak yörüngeli ilk uydu olma özelliğini taşımaktadır (Şekil 2.1). Uydu görevinin yerine geririlmesinden Postdam (Almanya) Yer Araştırmaları Merkezi (GeoForschungsZentrum-GFZ) sorumludur. Uydu neredeyse dairesel ve kutba yakın bir yörüngeye, başlangıç yüksekliği 454 km ve eğimi 87.3° olacak şekilde yerleştirilmiştir (GFZ, 2017). Uyduya ait diğer özellikler Çizelge 2.1'de verilmektedir.



Şekil 2.1. CHAMP (GFZ, 2017)

Çizelge 2.1. CHAMP uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri

Parametre	Büyükük
Toplam kütle	522 kg
Yükseklik	750mm
Toplam boy	8333 mm
Genişlik	1621 mm
Alan kütle oranı	0.00138 m^2/kg
Fırlatma tarihi	15 Temmuz 2000
Yerberi (perigee) uzaklığı	477 km
Yerote (apogee) uzaklığı	416 km
Eğim (ekvatorla)	87.3°
Eksantrisite (e)	< 0.004

CHAMP uydusunun yörünge yüksekliğinin 454 km seçilmiştir. Yörünge yüksekliğinin 454 km seçilmesinin nedenleri;

- ◆ Yeryuvarına ait manyetik alanın gözlenmesi
- ◆ Uydunun atmosferden geçerken maruz kaldığı etkiler
- ◆ CHAMP uydusunun güneşten maruz kaldığı etkilerin azaltılması olarak sıralanabilir.

Uydu görev süresi başlangıçta beş yıl olarak planlanmış olmasına rağmen 19 Eylül 2010 tarihinde görevini tamamlamıştır. CHAMP uydusunun bilimsel amaçları aşağıdaki gibi sıralanabilir (Seeber, 2003; Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005; GFZ, 2017):

- ◆ global yer manyetik alanı ve bunun zamansal değişimlerini izlemek,
- ◆ iyonosfer ve troposfer tabakalarını incelemek,
- ◆ statik yeryuvarı gravite alanının uzun dalga boylu yapısını ve bunun zamansal değişimlerini (atmosferik kütle değişimleri, okyanus akıntıları ve kutupların erimesinden kaynaklanan deniz seviyesi değişimlerinden oluşan) ortaya çıkarmaktır.

GPS antenlerinin ilki choke ring duyarlı yörünge belirleme (DYB) anteni, diğer ikisi sarmal (helix) antenler ve sonuncusu ise sarmal altimetre antenidir. Alıcı, üzerindeki yazılım sayesinde, duyarlı yörünge belirleme uygulamaları için en fazla 12 GPS uydusunu gözlemleyebilir. 22 Mart 2001 tarihine kadar yazılım üzerinde gerçekleştirilen değişimler ile 7'den fazla uydu gözlemlemesi engellenmiştir. Daha sonra 5 Mart 2002 tarihine kadar 8 uydu ve bu tarihten sonra ise 10'a kadar GPS uydusunun gözlemlemesine izin verilmiştir (Jaggi, 2007; GFZ, 2017).

Yörüngelerin düzensizliklerini incelemek ve gravite alanı belirleme çalışmalarını desteklemek için CHAMP uydusunda BlackJack GPS alıcısı, STAR ivmeölçer ve bağımsız yıldız sensörleri yer almaktadır. GPS alıcısı NASA/JPL tarafından üretilen TRSR (TurboRogue Space Receiver) alıcısının ikinci neslidir (Kuang ve ark., 2001). Alıcı çift frekanslı faz ve sözde-uzunluk ölçülerini 16 kanal üzerinden toplar. Uyduda dört adet GPS anteni bulunur.



Şekil 2.2. BlackJack GPS alıcısı (GFZ, 2017)

Ayrıca Blackjack GPS alıcısına STAR (Space Triaxial Accelerometer for Research mission) ivme ölçer eklenerek yüksek hassasiyetli yörünge belirlenmesi gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.2.). STAR ivme ölçer ile atmosferik sürüklenme, albedo, güneş radyasyon basıncı gibi kuvvetlerin ivmelerinin ölçülmesi hedeflenmiştir (Şekil 2.3).

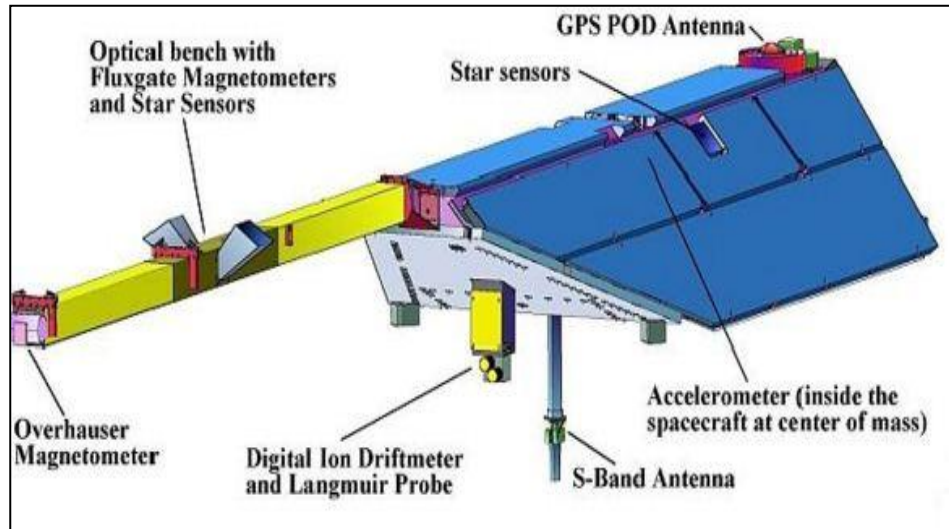


Şekil 2.3. STAR ivme ölçer. (GFZ, 2017)

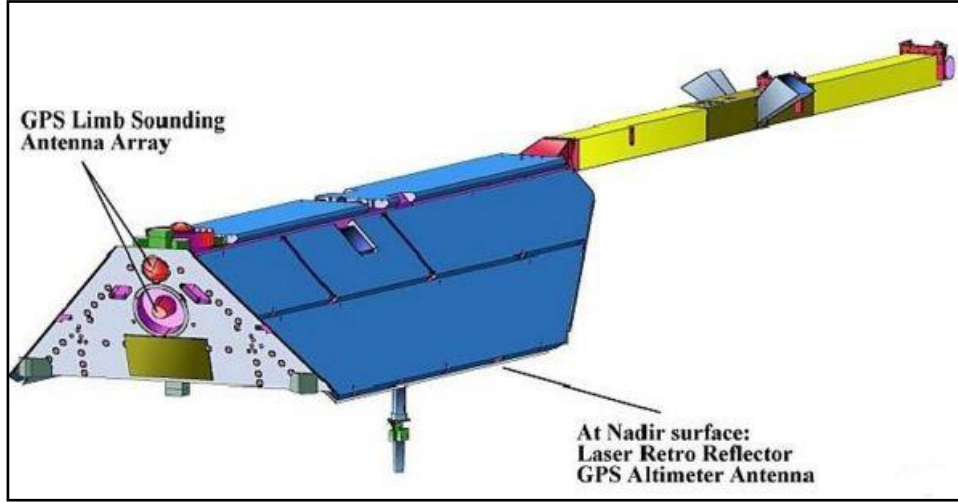
Lazer Retro Reflektör (LRR) uydunun yer istasyonundan izlenmesini sağlamakta olup duyarlı yörünge belirleme çalışmalarını desteklemektedir (Şekil 2.4). Ayrıca LRR ekipmanı sayesinde SLR (Satellite Laser Ranging) ölçüleri yapılabilmektedir. SLR tekniği sayesinde yörünge sonuçlarının kalibrasyonu veya kontrolü yapılabilmektedir. Bunlara ek olarak yüksek doğrulukta konum bilgisini sağlayan gelişmiş yıldız pusulası (ASC- Advanced Stellar Compass) bulunmaktadır (Doğanalp, 2013). Uydu üzerindeki bütün donanımlar ve yerleri Şekil 2.5 ve Şekil 2.6'da gösterilmiştir.



Şekil 2.4. Lazer Retro Reflektör (LRR) (GFZ, 2017)

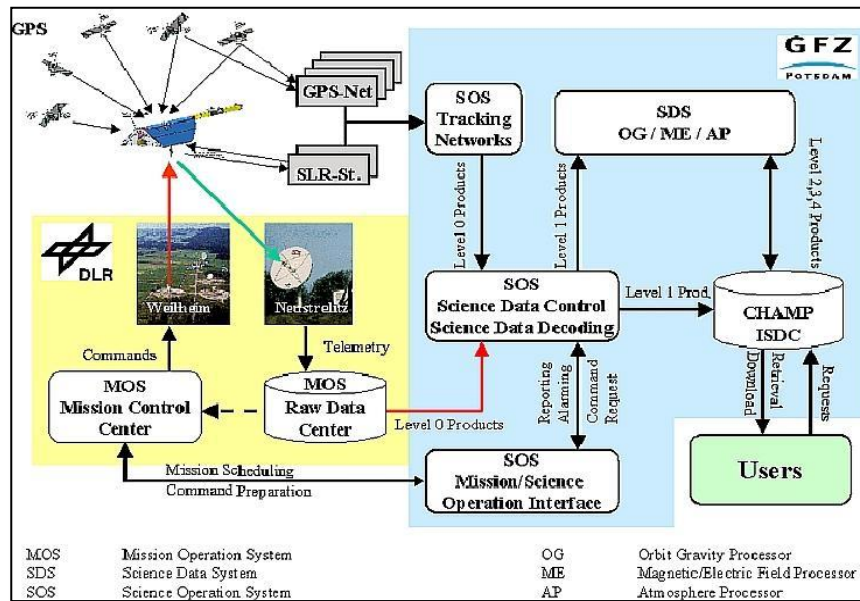


Şekil 2.5. CHAMP uydusu önden görünüşü ve donanımı (GFZ, 2017)



Şekil 2.6. CHAMP uydusu arkadan görünüşü ve donanımı (GFZ, 2017)

CHAMP uydusu bu detaylı donanımı sayesinde gravite alanının uzun- dalga boylu bileşenlerinin belirlenmesinde yeni bir devir açmıştır. Daha önce çok sayıda gözlem ve uydudan üretilen GRIM5-S1 ve EGM96S modelleri ile karşılaştırıldığında bir kaç aylık CHAMP yörünge izleme verileriyle belirlenen gravite alanı çözünürlüğünün daha yüksek olduğu görülmektedir (Doğanalp, 2013). Örneğin; EIGEN 2 global jeopotansiyel modeli CHAMP uydusu tarafından üretilen bir modeldir. Model çözünürlüğü 550 km'dir ve jeoit yüksekliğini, gravite alanını 10 cm ve 0.5 mGal doğruluklarında etkilemektedir.

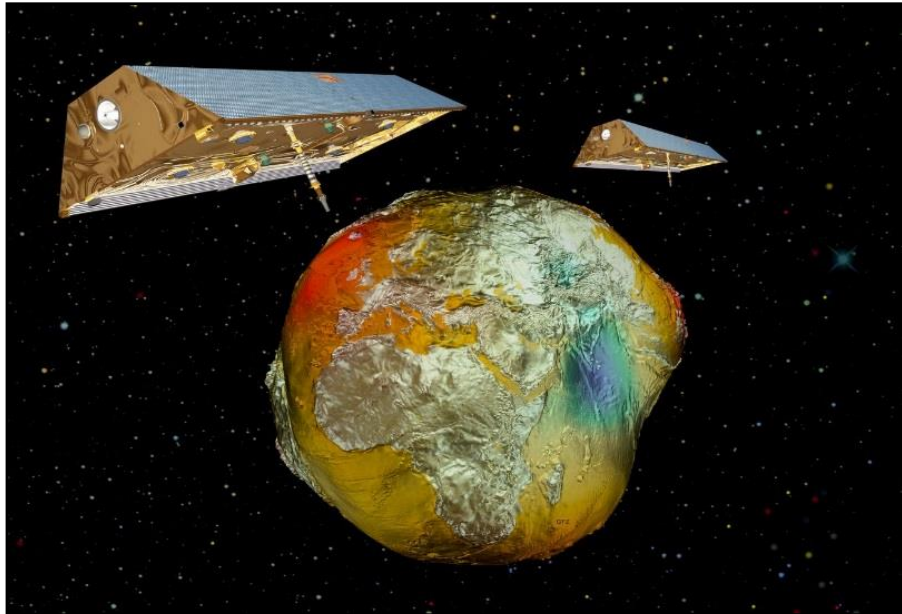


Şekil 2.7. CHAMP uydu misyonu görevi (portal.org, 2018)

2.2 GRACE

GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) NASA'nın yer sistemi bilim yolculuğu (ESSP) programı kapsamında Mayıs 1997'de CHAMP uydusunun devamı olarak planlanmıştır. GRACE uydu misyonu 2002 yılının Mart ayında başlatılarak, CHAMP uydusu gibi görev süresi 5 yıl olarak planlanmıştır. GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) uydu misyonu aynı yörüngede birbirini izleyen ve aralarında 220 km x 50 km mesafe bulunan iki uydudan oluşmaktadır (Şekil 2.8).

GRACE uyduları DLR (Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt) ve NASA (U.S. National Aeronautics and Space Administration)'nin ortak ürünüdür. Her iki uydu sistemi de 17 Mart 2002 tarihinde Rusya Plesetsk uzay üssünden fırlatılmıştır. CHAMP uydu misyonuna benzer şekilde gravite potansiyelinin hassas kestiriminin elde edilebilmesi için yeryuvarına homojen şekilde dağılmış verilere ihtiyaç vardır. Bu nedenle GRACE uydu misyonu da kutba yakındır ve neredeyse daireseldir. Yörünge yüksekliği 500 km'dir. Yörünge eğimini 89° olarak alınmıştır (Çizelge 2.2). Uydu yörünge yüksekliği düzenli olarak 1,1 km/ay azalmaktadır (Doğanlap, 2013).



Şekil 2.8. GRACE uyduları (NASA, 2017)

GRACE, Amerika Birleşik Devletleri'ndeki Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA) ve Almanya'daki Deutsche Forschungsanstalt für Luft und Raumfahrt (DLR) arasında ortak bir projedir. GRACE uydu misyonu projesi Texas Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezi (CSR- Center for Space Research) sorumluluğundadır.

Çizelge 2.2. GRACE uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri

Parametre	Büyükük
Toplam kütle	432-432 kg
Yükseklik	3122 mm
Toplam boy	1942 mm
Genişlik	720 mm
Fırlatma tarihi	17 Mart 2002
Yerberi (perigee) uzaklığı	506-507 km
Yeröte (apogee) uzaklığı	483-483 km
Eğim (ekvatorla)	89°
Eksantrisite (e)	< 0.005

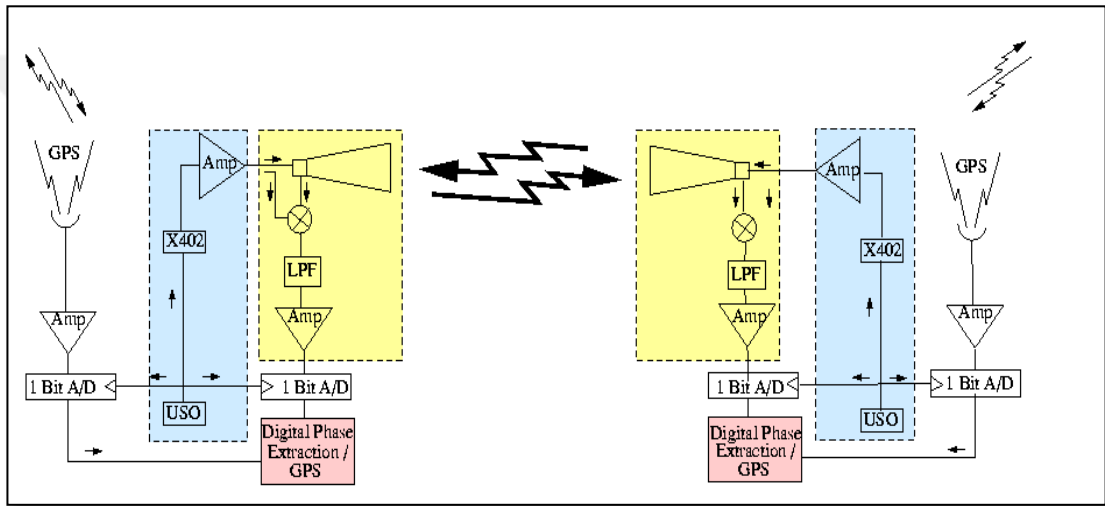
GRACE' in çalışacağı veri tipleri şunları içermektedir: okyanustaki yüzey ve derin akımlara bağlı değişiklikler; kara kütleleri üzerindeki akarsu ve yer altı sularının depolanması; buz tabakaları ya da buzullar ile okyanuslar arasındaki alışverişler ve dünya içindeki kütlelerin çeşitliliğidir. Görevin bir diğer amacı, dünya atmosferinin daha iyi bir profilini oluşturmaktır (Tapley vd., 2007). GRACE uydusunun bir diğer görevi 400-4000 km arasında değişen çözünürlükte global gravite alanın haritasını çıkarmaktır (Tapley vd., 2004). GRACE uydu misyonundan elde edilen sonuçların NASA'nın Earth Science Enterprise, Earth Observation System (EOS) ve küresel iklim değişikliğinin çalışmalarına ve hedeflerine büyük katkı sağlaması hedeflenmiştir (CSR, 2017).

Söz konusu görevlerin GRACE uydusu tarafından yerine getirilebilmesi için CHAMP uydusunda yer alan benzer donanımlar GRACE uydusunda da yer almaktadır. Bunlar;

- ◆ JPL BlackJack GPS alıcısı
- ◆ SuperSTAR ivme ölçer
- ◆ Otomatik yıldız sensörleri
- ◆ Lazer Retro Reflektor (LRR)

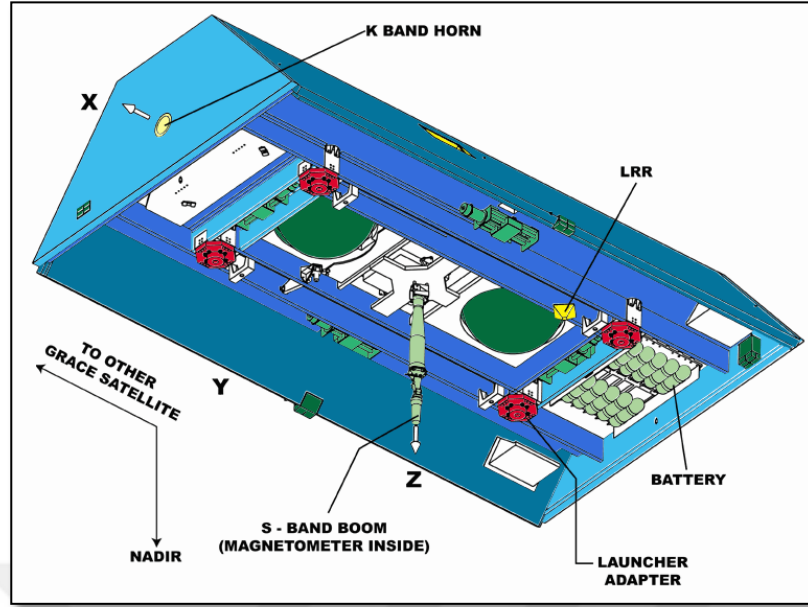
- ◆ Yıldız kamera aksamaları (SCA)
- ◆ K/Ka-Band Radar Ölçme sistemi (KBR)
- ◆ Ultra dengeli osilator (ultra-stable oscillator-USO) şeklinde sıralanabilir.

GRACE uydusunda bulunan en önemli donanım K/Ka-Band radar ölçme (KBR-K/ Ka- Band Ranging System) sistemidir (Şekil 2.9). Her iki uyduda bu sistem ile donatılmıştır. KBR sisteminde her uydu iyonosferden bağımsız uzunluk (uydular arasında) ölçmesi için iki frekansta (K-Band: 24,5 GHz ve Ka-Band: 32,7 GHz) mikrodalga sinyal (taşıyıcı faz) üretir.



Şekil 2.9. GRACE K bandının çalışma prensibi (GFZ, 2018)

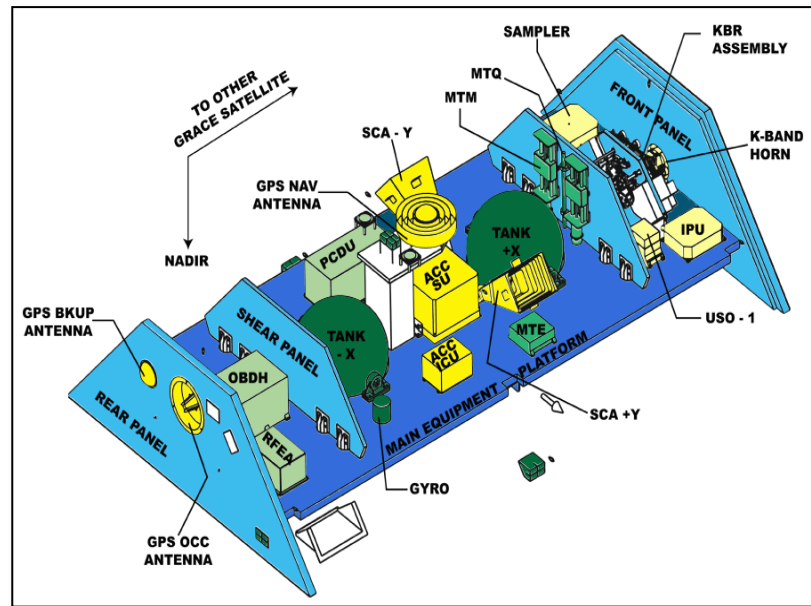
Uydular tarafından karşılıklı olarak sinyaller gönderilir. Uydular arasındaki uzaklık, alınan sinyal ile alıcıda (on-board) üretilen sinyalin karşılaştırılmasıyla belirlenmiş olur. Uyduların uzaklık değişimleri KBR ile mikron düzeyinde ölçülebilmektedir. İki uydu arasındaki uzaklık değişimi 170-270 km arasında değişmektedir. Ayrıca sözü geçen her iki sinyal aynı USO tarafından üretilmektedir (Doğanalp, 2013). GRACE uydusunun ekipmanları ve iç yapısı Şekil 2.10, 2.11, 2.12'de yer almaktadır.



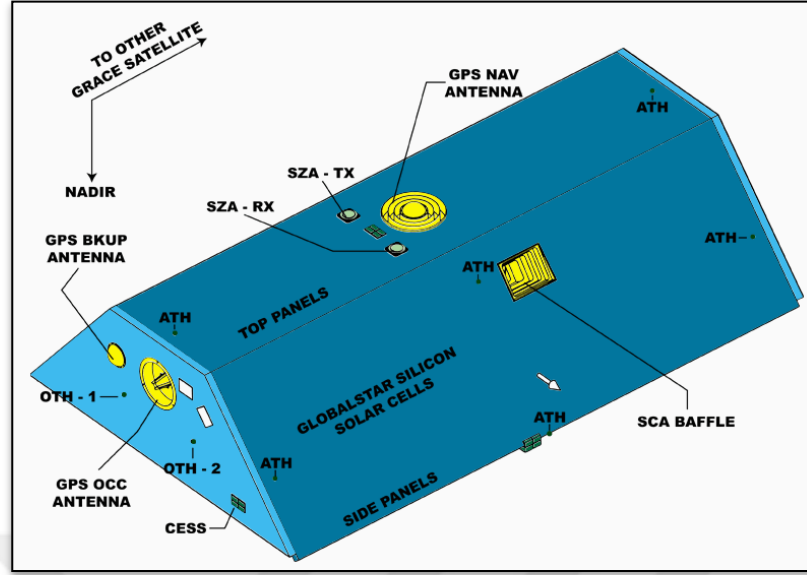
Şekil 2.10. GRACE uydusunun alttan görünüşü (CSR, 2017)

GRACE uydusundan üretilen veriler aşağıdaki gibi sıralanabilir;

- ◆ L1 verisi (Ham veri)
- ◆ L2 verisi (Aylık Harmonik katsayı modelleri)
- ◆ L3 verisi (Su seviyesi değişimlerine dönüştürülmüş, işlenmiş veri)



Şekil 2.11. GRACE uydusunun üstten görünüşü (CSR, 2017)



Şekil 2.12. GRACE uydusunun iç yapısı (CSR, 2017)

L2 verisi (güncel olarak Release-5) yani aylık harmonik katsayı modelleri dünyada çeşitli veri merkezleri tarafından yayınlanmakta olup; bu merkezler aşağıda belirtilmiştir (Doğanalp, 2013).

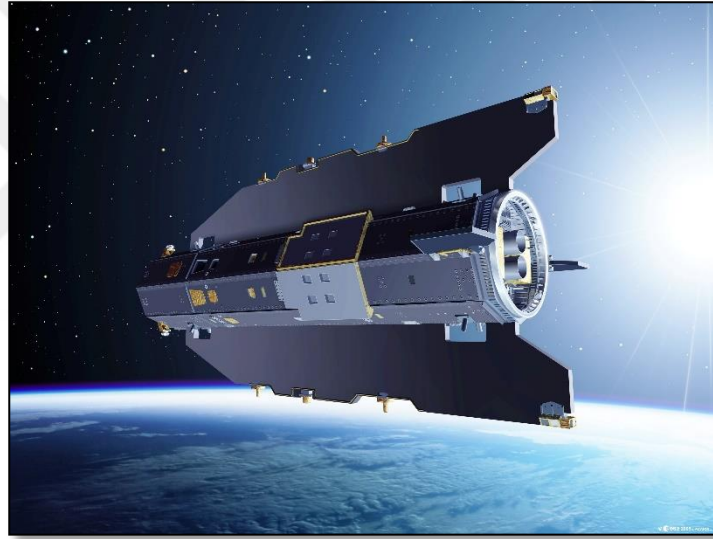
- ◆ CSR (Center for Space Research)-Teksas Üniversitesi
- ◆ GFZ (GeoForschung Zentrum)- Postdam
- ◆ JPL (Jet Propulsion Laboratory)-Pasadena

2.3 GOCE

GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) Avrupa Uzay Ajansının (ESA-Europan Space Agency) Yaşayan Gezegen Programının (Living Planet Programme) ilk temel projesidir. GOCE uydusu gravite alanı belirleme ve okyanus akıntılarının tespiti amaçlı gönderilen uyduların sonucusudur (Şekil 2.13). 17 Mart 2009 tarihinde Rusya'nın Plesetsk üssünden gönderilmiştir. GOCE uydusu iklim değişikliğinden etkilenen önemli faktörlerden olan okyanus akıntılarının, ısı taşınımının, deniz seviyesindeki değişikliklerin ve buz dinamiklerinin hassas hesaplamaları yapmak içinde kullanılır.

Yörünge yüksekliği 250 km olarak belirlenmiştir ve yörünge yüksekliği çok düşüktür (Çizelge 2.3). Amaç gravite sinyalinin daha hassas ve daha güçlü ölçülmesidir. Uydunun izlenmesi ve kontrolü İsveç'te bulunan Kiruna ve Norveç'te bulunan Svalbard yer istasyonları yardımıyla ESA/ESOC tarafından yürütülmektedir. GOCE uydusunun temel amacı gravite alanının belirlenerek daha hassas bir şekilde jeoitin belirlenmesidir (Avşar, 2015). Beklenen doğruluklar;

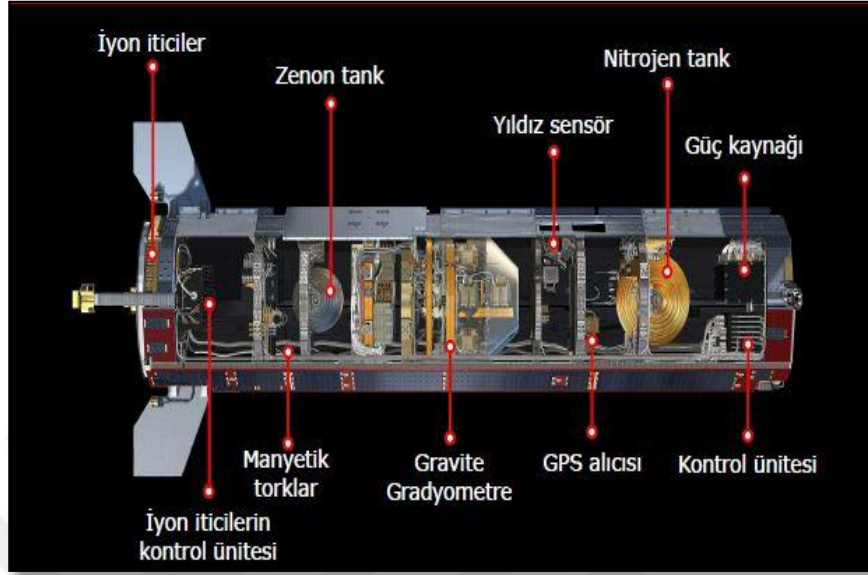
- ◆ Gravite anomalilerin 1 mGal (10^{-5} ms^{-2}),
- ◆ Jeoitin 1-2 cm duyarlığında belirlenmesi,
- ◆ 100 km'den daha iyi bir konumsal çözünürlüğe ulaşılmasıdır (Doğanalp, 2013).



Şekil 2.13. GOCE uydusu (ESA, 2017)

GOCE uydu misyonunda CHAMP ve GRACE misyonlarında olmayan sürüklenmeden bağımsız kontrol (drag-free control) sistemi kullanılmıştır. GOCE uydusunun üzerinde bulunan gelişmiş elektrikli iyon itici güç sistemi (electric ion propulsion system) ile uydu, yeryuvarı atmosferinden arta kalan kalıntılardan tamamen arındırılmış bir halde hareketini sürdürebilmektedir; yani uydu düşük yörünge yüksekliğinde kalmaya ve yerin etrafında serbest düşme (free fall) hareketine devam edebilmektedir. Böylece, gelmiş geçmiş en iyi gravite verilerini elde etmek mümkün hale gelmiştir (ESA, 2017). GOCE uydusunun görev süresi yaklaşık olarak 20 ay olarak dizayn edilmiştir. Bunun nedeni uydu yüksekliğinden kaynaklanmaktadır.

Ayrıca; alçak yörüngelerde atmosferik etki daha fazla olduğu için GOCE uydusunun görev süresi oldukça kısadır.



Şekil 2.14. GOCE uydusunun içyapısı (ESA, 2017)

Uydunun yörünge dış merkezliği ($< 10^{-3}$) çok küçük nerdeyse dairesel olarak ve güneşe eşzaman (senkron) olarak dizayn edilmiştir. Bu tasarımlar 97 derecelik yörünge eğimini (inclination) oluşturmaktadır. Yörünge eğimi kutuplarda 7° lik gözlenememiş boşluklar oluşturacaktır. Bu boşlukların normal denklemlerinin kötü kondisyonlu olmasının sebebidir. Uçuş yüksekliği ilk 7 ay 260 km sonraki aylar 250 km olarak belirlenmiştir.

Uydu hareketi güneşe eş zamanlı olduğu için hem yeterli enerji elde edilebilmekte hem de gölge giriş-çıkışları kontrol altında tutularak yüksek ısı değişimleri engellenmektedir. Isı değişimleri engellenerek termik kökenli hataların minimize edilmesi hedeflenmiştir. Uyduda “drag-free” özelliği de bulunmaktadır. Gravite kökenli olmayan kuvvetler (atmosfer direnci vb.), kompenzasyon sistemiyle dengelenebilecektir. Bu sayede GOCE uydusunun belirli bir yörüngede yalnızca gravite alanından etkilenerek uçmasını sağlayacaktır.

Kontrol sistemi ile doğrusal iticilerin yakıtı bitene kadar bağımsız (drag-free) uçabilme özelliğini kullanarak atmosferik sürtünmenin mümkün olduğunca kompanse edildiği olabildiğince alçak bir yörüngede kalabilecektir.

CHAMP ve GRACE de ise gravite kökenli olmayan kuvvetler, sadece uydunun ağırlık merkezine yerleştirilmiş bir akselerometre ile ölçülerek gravite sinyalinin ayrılabilirler. Bu anlamda GOCE bir gravite uydusunun en önemli üç temel kriterini yani üç boyutta ve sürekli konum bilgisi (GPS/GLONASS) toplamayı, gravite dışındaki etkilerin azaltılması ve mümkün olduğunca alçaktan uçabilmesini sağlamaktadır.

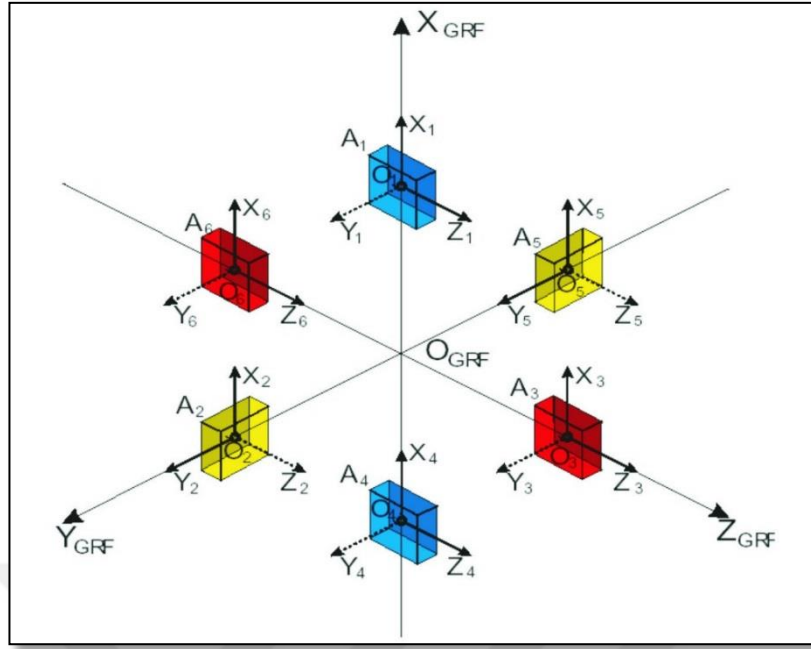
Çizelge 2.3. GOCE uydusunun genel özellikleri ve yörünge bilgileri

Parametre	Büyükük
Toplam kütle	1100 kg
Toplam boy	5m
Fırlatma tarihi	17 Mart 2009
Yerberi (perigee) uzaklığı	270 km
Yeröte (apogee) uzaklığı	270 km
Eğim (ekvatorla)	96°.5

GOCE uydusunun içyapısı Şekil 2.14’de verilmektedir. CHAMP ve GRACE uyduların tersine 12 adet GPS uydusu izleyebilir. Ayrıca SGG (Uydu Gravite Gradyometrisi) donanımı sayesinde yüksek duyarlılıkta üç çift ivmeölçerden meydana gelir (Şekil 2.15). Bu üç çift ivmeölçer ile üç ana eksen üzerinde gravite gradyentleri ölçülür (Şekil 2.16).

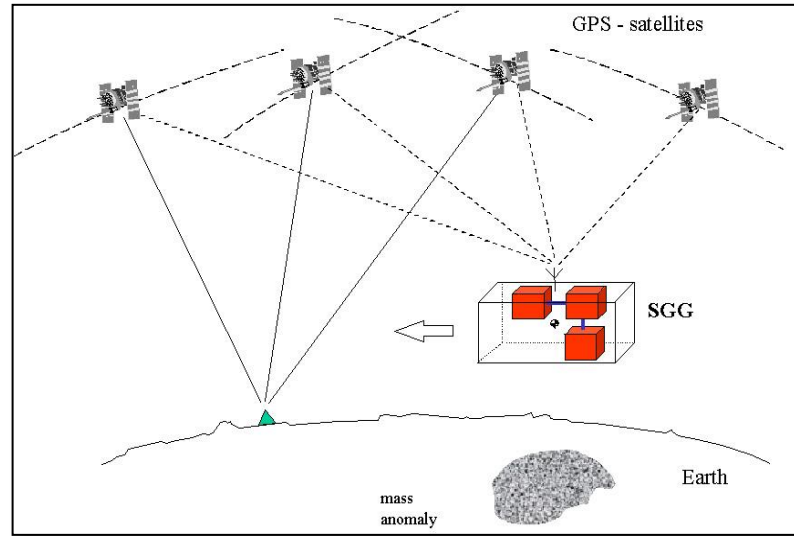


Şekil 2.15. GOCE uydu gradyometresi (DLR, 2018)



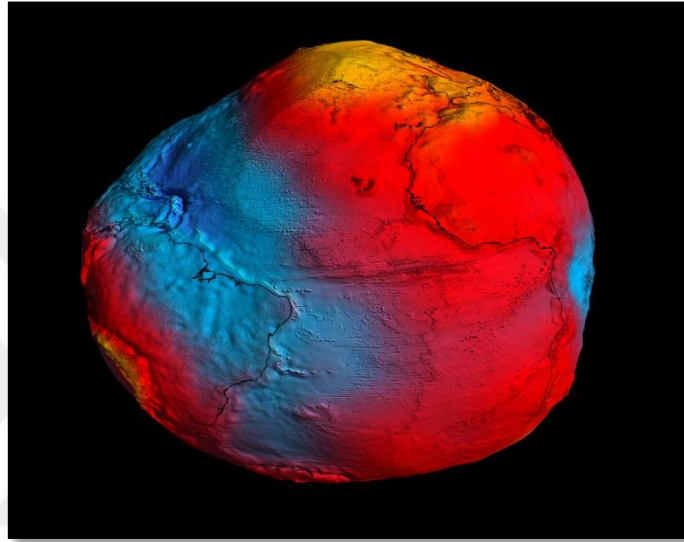
Şekil 2.16. Altıgen konfigürasyona sahip GOCE gradyometresi (ESA, 2017)

GOCE uydu misyonunda hem SGG hem de SST-hl tekniği kullanılacaktır (Şekil 2.17). SST-hl GPS ve (+GLONASS) uydularıyla izlenen yörünge bozulmalarından SGG çıkarılarak modele ilişkin yüksek frekanslı birleşenlerin hassas olarak belirlenmesine olanak sağlayacaktır.

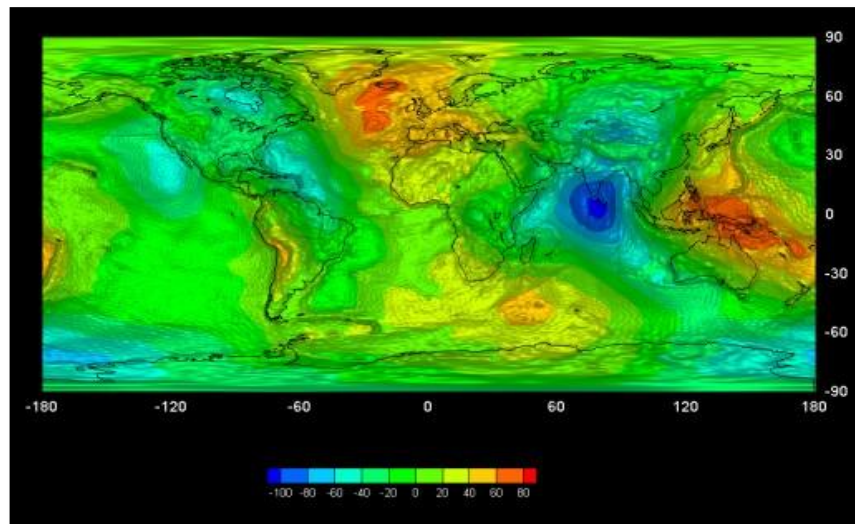


Şekil 2.17. SST-SGG tekniği (ESA,2018)

GOCE uydu misyonu Gravite alanının kısa dalgalı parçasını hassas duyarlılıkla belirleyebilecek çalışmadır. Jeoit'in cm mertebesinde ölçülebilmesi ve gravite anomalilerinin 1-2 mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$) hassasiyetinde belirlenebilmesi hedeflenmektedir. Simule edilmiş gravite alanı ve jeoit belirleme çalışmalarındaki performans küresel harmoniklerin hata spektrumlarından hesaplanabileceği gibi, gravite anomali hataları enlemlerin fonksiyonu olarak hata yayılma kanunu ile de tanımlanabilir.



Şekil 2.18. GOCE uydu verileriyle modellenmiş jeoit model (SpaceFlight101, 2018)



Şekil 2.19. GOCE uydu verileriyle oluşturulmuş ilk gravite haritası (SpaceFlight101, 2018)

GOCE uydu verileriyle bir jeoit model kurulmuştur (Şekil 2.18). Söz konusu modelde yoğun yer çekiminin olduğu bölgelerde dünyanın şekli dışarı yapışırken, yer çekiminin az olduğu yerlerde çöküntü gibi görünür. Şekil 2.19'da ise GOCE uydu verilerinden yararlanarak oluşturulmuş ilk gravite haritası verilmiştir.



3 UYDU GRAVİMETRİSİNDE KÜRESEL HARMONİK AÇINIM

Yeryuvarı üzerinde bulunan cisimlere etki eden merkezkaç ve çekim kuvvetleri vardır. Bu kuvvetlerin toplamından oluşan vektör alanına da gravite alanı denilmektedir. Yeryuvarının çekim alanını belirlemek, gravite alanının potansiyelini belirlemekle aynı anlama gelmektedir. Diğer taraftan yeryuvarında yapılan ölçümlerin büyük bir çoğunluğu gravite alanına bağlıdır ve yeryuvarının şeklini belirleyen kuvvettir.

Newton'un çekim yasasına göre de m_1 ve m_2 kütlelerine sahip iki cisim birbirlerini;

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

F (kgms⁻²) kuvveti ile çekerler. (3.2) formülünde belirtilen G; Newton çekim sabitidir ve SI biriminde değeri $G = 6.6742 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kgs}^2$ 'dir. Çekim kuvvetini bir uydu için düşünersek eğer; uydunun kütesini birim kütle olarak alırsak;

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

M yeryuvarının kütesidir ve (3.2) ivme birimine dönüşmüştür. Yerçekimi ivmesi, birim kütle için çekim potansiyelinden;

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

Söz konusu çekim potansiyelinin gradyenti alınır ise;

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

b^p (yerçekimi ivme vektörünün) bileşenlerini verir.

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

Buna göre V'nin x, y, z koordinat eksenlerine göre türevi yer çekim ivme vektörünü oluşturmaktadır. Uygulamalarda gravite alanı, çekim potansiyeli olarak gösterilmektedir çünkü skaler büyüklüklerle uğraşmak daha kolaydır. Ancak; çekim

potansiyeli (3.3)'de olduğu gibi homojen değildir. M kütesini oluşturan yoğunluk ve dağılımı sonsuz kütleli toplamından oluşmaktadır. Bu nedenle;

$$V = V(r) = G \iiint \frac{dm}{l} \quad (3.6)$$

yeryuvarının çekim potansiyeli için temel eşitliktir. Ancak; (3.6) kullanımı mümkün değildir çünkü yeryuvarının yalnızca bir kısmının yoğunluk dağılımı tahmin edilebilmektedir. Çekim potansiyeli uzayda sonsuzdur bu nedenle $\lim_{r \rightarrow \infty} V = 0$ olarak alınır. Aynı şekilde V 'nin birinci türevleri de uzayda sonsuzdur. İkinci türevleri ise Laplasiyeni;

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

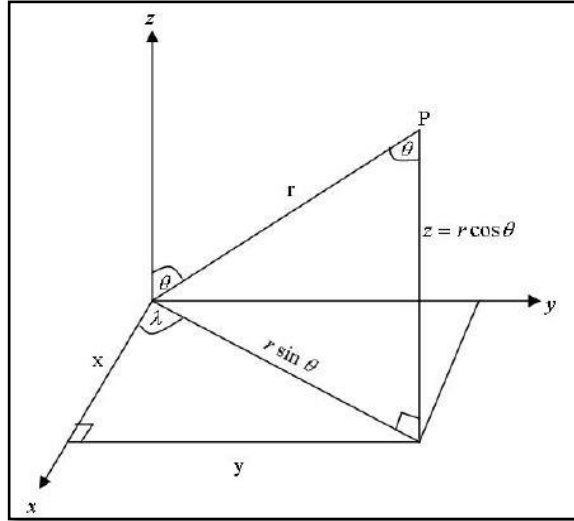
uzay için tanımlayacak olursak eğer Poisson (3.8) elde edilir.

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

(3.8) eşitliğinden çekim potansiyelinin türevlerinin yoğunlukla ilişkili olduğunu görülebilir. Yoğunluğun sıfır olduğu ortamlarda Laplace diferansiyel denklemi (3.9) eşitliğindeki gibidir. Bu durumda da uzayda V harmoniktir.

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

V harmonik olduğu için uzayda yakınsak seriler ile tanımlanabilir ve Laplace diferansiyel denklemi harmonik fonksiyonlarla çözülebilir. Çünkü harmonik fonksiyonlar analitiktirler. (3.9) eşitliğinin çözümü için yeryuvarının küresel bir yapıda olduğu varsayılırsa; söz konusu eşitliğin çözümü için en uygun fonksiyonlar küre harmonikleridir ve küre harmonikleri için en uygun koordinat sistemi Şekil 3.1'de belirtilen küresel koordinatlardır.



Şekil 3.1. Küresel ve dik koordinatlar arasındaki ilişki

Şekil 3.1'den küresel ve dik koordinatlar arasındaki eşitlikler yazılır ise (3.10) eşitlikleri elde edilir.

$$x = r \sin \theta \cos \lambda$$

$$y = r \sin \theta \sin \lambda \quad (3.10)$$

$$z = r \cos \theta$$

3.1 Laplace Denklemi

Küresel koordinatlardan Laplace denklemini oluşturabilmek için (3.10)'dan diferansiyel büyüklükler hesaplanır;

$$d_x = \frac{\partial x}{\partial r} dr + \frac{\partial x}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial x}{\partial \lambda} d\lambda$$

$$d_y = \frac{\partial y}{\partial r} dr + \frac{\partial y}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial y}{\partial \lambda} d\lambda \quad (3.11)$$

$$d_z = \frac{\partial z}{\partial r} dr + \frac{\partial z}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial z}{\partial \lambda} d\lambda$$

ve yay uzunluğu ds (3.12) elde edilir.

$$ds^2 = dx^2 + dy^2 + dz^2 = dr^2 + r^2 d\theta^2 + r^2 \sin^2 \theta d\lambda^2 \quad (3.12)$$

(3.12) eşitliği küresel koordinatların ortogonal (Koordinat yüzeylerinin birbirine dik) olduğunu gösterir. Tensör elemanları $J_{rr} = 1, J_{\theta\theta} = r, J_{\lambda\lambda} = r \sin \theta$ ile gösterilir ve tensör elemanları diferansiyel koordinat bileşeninin katsayılarıdır.

Ortogonal koordinat sistemlerinde Laplace denklemi;

$$\Delta V = \frac{1}{J_{11}J_{22}J_{33}} \left[\frac{\partial}{\partial q_1} \left(\frac{J_{11}J_{22}J_{33}}{J_{11}} \frac{\partial V}{\partial q_1} \right) + \frac{\partial}{\partial q_2} \left(\frac{J_{11}J_{22}J_{33}}{J_{22}} \frac{\partial V}{\partial q_2} \right) + \frac{\partial}{\partial q_3} \left(\frac{J_{11}J_{22}J_{33}}{J_{33}} \frac{\partial V}{\partial q_3} \right) \right] \quad (3.13)$$

şeklindedir. Küresel koordinatlar q_1, q_2, q_3 koordinatlarının yerine yazılır ise Laplace denklemi (3.14) elde edilir.

$$\Delta V = r^2 \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + 2r \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} + \cot \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (3.14)$$

Laplace denkelemi (3.14) değişkenlere ayırıştırma kuralı ile çözülebilir.

$$V(r, \theta, \lambda) = f(r) \cdot g(\theta) \cdot h(\lambda) \quad (3.15)$$

$$f(r) = r^n \text{ ve } r^{-(n+1)}$$

$$g(\theta) = P_{nm}(\cos \theta) \quad (3.16)$$

$$h(\lambda) = \cos m\lambda \text{ ve } \sin m\lambda$$

f, g, h fonksiyonlarının her biri harmoniktir ve (3.15) denklemini sağlamaktadırlar. $P_{nm}(\cos \theta)$ Legendre fonksiyonudur. Legendre fonksiyonundaki n ve m sayıları herhangi bir tamsayıdır. (3.16) eşitlikleri ile (3.15) eşitliği çözülür ise;

$$V(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} r^n \sum_{m=0}^{\infty} (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) p_{nm}(\cos \theta) \quad (3.17)$$

şeklinde veya $f(r) = r^{-(n+1)}$ olduğu için;

$$V(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^{\infty} (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) p_{nm}(\cos \theta) \quad (3.18)$$

(3.18) olarak gösterilir. (3.17) veya (3.18) eşitliklerinde yer alan a_{nm} , b_{nm} sabit sayılardır. Ayrıca söz konusu eşitlikleri daha basit bir şekilde ifade etmek istersek yüzey harmonikleri (3.19) yardımı ile;

$$Y_n = \sum_{m=0}^{\infty} (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos\theta) \quad (3.19)$$

$$V(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} r^n Y_n(\theta, \lambda) \quad (3.20)$$

(3.20) eşitliği şeklinde gösterilebilir. Çekim potansiyeli (3.17) ve (3.18) formülleri ile yakınsak harmonik serilerle gösterilmiştir ve (3.6) eşitliği analitik olarak ifade edilmiştir. (3.18) eşitliği yeryuvarının dış gravite alanı ile ilişkilendirilerek, küresel harmonik serinin yeryuvarının fiziksel büyüklükleri ile ölçeklendirilmesi ile çekim potansiyeli;

$$V = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \quad (3.21)$$

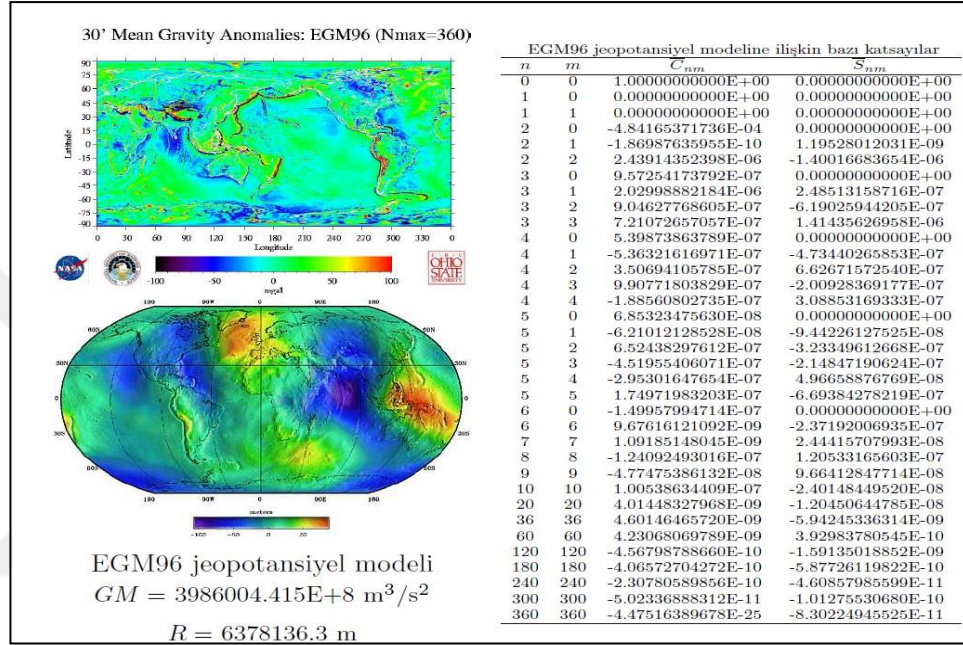
eşitliği ile gösterilir. (3.21) eşitliğinde;

- GM :Gravitasyonel sabit,
R :Yeryuvarının ekvatorial yarıçapı,
 r, θ, λ :V'nin hesaplanacağı noktanın küresel koordinatları,
 $\bar{P}_{nm}(\cos\theta)$:Tam normalleştirilmiş Legendre fonsiyonları,
 $\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$:Yeryuvarı gravite alanının tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılarını göstermektedir.

Küresel harmonik katsayıları uydu yörüngelerinin geometrik ve dinamik analizleri ile yüzey gravite verilerinin birleşiminden hesaplanır.Günümüz yüksek dereceli modellerin oluşturulması için kullanılabilir gravite alanı bilgisi üç kaynaktan gelir:

- ◆ Uydu yörüngelerinin (sapmalarının) analizi
- ◆ Yüzey gravite anomalileri (kara, deniz ve hava araçları dahil)
- ◆ Okyanus ve denizlerde uydu altimetre veriler

Ayrıca; Maksimum açınım derecesi var olan verilerin çözünürlüğü ve global anlamda dağılımı ile sınırlıdır. Bu anlamda günümüz modellerinin maksimum açınım derecesi genelde n_{max} 360'a kadardır (Üstün, 2006). Şekil 3.2'de belirtilen EGM 96 jeopotansiyel modeline ilişkin katsayıların V küresel harmonik açınımda nasıl kullanılacağına ilişkin anlaşılması amacıyla konulmuştur.



Şekil 3.2. EGM 96 jeopotansiyel modeline ilişkin katsayılar (Üstün, 2006)

4 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLER

Sputnik 1, dünyanın ilk yapay uydusu ve SSCB tarafından 4 Ekim 1957'de yörüngeye fırlatıldı. Yapılan incelemelerde Sputnik 1 ile yer yuvarının gravite alanın belirlenebileceği anlaşılmıştır. Bilim ve teknolojinde gelişmesi ile birlikte gravite alanının belirlenmesi ve jeodezik çalışmalar hız kazanmıştır. Gravite alanı belirlenmesi çalışmalarında yapay uyduların çekim alanı nedeniyle; Kepler Yasalarında yer alan yörüngeler kanununda belirtilen düzgün elips yörüngeden sapar ve bu sapma gravite alanındaki düzensizliklerin geometrik şeklini alır.

Yer yuvarının gravite alanın belirlenebilmesi için global jeopotansiyel modeller kullanılmaktadır. Bir çok kurum tarafından global jeopotansiyel model üretilmektedir. Söz konusu modelleri uydu gözlemleri ve yersel gravite alanı ölçümlerinin matematiksel olarak birleştirilmesi olarak tanımlayabiliriz. Üretilen modellerin hassasiyetini gerek yersel gravite alanı ölçülerinin doğruluğu gerekse bölgesel yapılan çalışmalar, ekonomik, bürokratik veya politik nedenler etkilemektedir.

Global jeopotansiyel modellerde yersel gravite alanı ölçümlerinin etkisi göz ardı edilemeyecek kadar fazladır. Bu nedenle modelden üretilen gravite anomalisi, jeoit yüksekliği vb. değerlerin hassasiyetleri bölgesel olarak değişmektedir. Global jeopotansiyel modeller 3 grupta incelenebilir;

- ◆ Yalnızca yapay uydu verileri ile hesaplanan modeller;
- ◆ Yapay uydu verilerinin yersel gravite, uydu altimetre ve/veya hava gravite (airborne gravimetry) verileri ile kombinasyonundan hesaplanan modeller;
- ◆ Birinci ya da ikinci grupta yer alan modellerin lokal alanlardaki yerel gravite verileri kullanılarak iyileştirilmesi ile hesaplanan modellerdir (Erol ve ark., 2008).

GGM'lerin üretilmesi sırasında küresel veri dağılımının yetersiz kalması, doğruluğunun düşük olması başlıca modelleri etkileyen temel nedenlerdir. Model doğruluğu parametre kestirim değerlerinin analizi ya da GGM'lerden üretilen gravite

anamolisi, jeoit yüksekliği vb. değerlerin hassasiyetlerinin bölgesel yersel gravite alanı ölçümleri ile karşılaştırarak test edilebilir.

Ayrıca salt yapay uydu verileri ile hesaplanan global jeopotansiyel modeller için 60. veya 70. dereceden yüksek derecelerde hataların arttığı ve gravite alanı sinyalinin zayıfladığı belirtilmektedir (Rummel ve ark., 2002). Bunun başlıca nedenleri uydu yüksekliğine bağlı olarak gravite alanı etkisinin azalması, atmosferik sürtünme, yer izleme istasyonlarından uydu yörüngelerinin tamamının takip edilmesidir (Rummel ve ark., 2002). Bu kısıtlamalardan bazılarının global potansiyel modeller üzerindeki olumsuz etkileri, güncel gravite alanı belirleme amaçlı uydu misyonları; CHAMP,GRACE ve GOCE ile birlikte azalmış olması rağmen, yine de salt uydu verileri kullanılarak hesaplanan yeni global jeopotansiyel modellerin istenilen doğruluğa ulaşamadıkları görülmektedir.

4.1 Global Jeopotansiyel Modellerin Üretiminde Kullanılan Veri Kaynakları

LEO (Low Earth Orbit/Orbiter) uydularından önce dünyanın uydusu olan aya yapılan gözlemler ile birlikte yer gravite alanının belirlenebileceği anlaşılmıştır. Günümüzde de LEO uyduları jeodezik amaçlı ya da bilimsel amaçlı olarak yer gravite alanı belirleme çalışmalarında oldukça başarılıdır. Yer gravite alanını standart gösterimi için küresel harmonik katsayıların kestirimi kullanılmaktadır.

GOCE uydusu ile birlikte kullanılan (SGG) uydu gradyometresi sayesinde gravitenin kısa dalga boylu bileşenlerinin belirlenebileceği tespit edilmiştir. SGG ile gravite vektörünün gradyentleri ölçülür. Gradyentlerin anlamı uzayda konumlandırılmış bir noktaya ilişkin gravite vektörünün ortogonal eksenlerdeki türevleridir.

Diğer bir veri kaynağı olarak yeryüzünde yapılan altimetre ölçümleri örnek verilebilir. Altimetreyi yükseklik ölçümü olarak tanımlayabiliriz. Altimetre ölçümleri genellikle yer gravite alanı belirleme çalışmaları, gel-gitler, okyanus haritalarının oluşturulması için kullanılır. Temel anlamda uydudan yeryüzüne radyo dalgaları gönderilir. Radyo dalgasının hedeften yansıdıktan sonra uyduya vardığı zamanla ışık hızı çarpılarak mesafe hesaplanabilir. Altimetre ile bulunan mesafeden yükseklik bilgisine geçmek için uydu yörüngesinin referans alınan elipsoide göre konumunun

belirlenmesi gerekir. Altimetre ölçümü yapan uydular SEASAT, ERS-1, ERS-2, Jason-1, ENVISAT vb. olarak sıralanabilir.

Yersel ölçümlerde model üretiminde kullanılmaktadır. Örneğin; çekül sapmaları, jeoit ondülasyonu, gravite anomalileri. Bu ölçümler çeşitli taşıtlarda kullanılan gravimetre aletiyle ölçülmektedir ve çeşitli düzeltmeler getirilerek söz konusu ölçümler de model üretiminde kullanılmaktadır.

4.2 Global Jeopotansiyel Modellerin İyileştirilmesi

Global jeopotansiyel modellerin performansını homojen olarak yeryuvarı üzerine dağılmış yersel gravite alanı ölçümleri büyük oranda etkilemektedir. Eğer bir bölgede yeterince yersel ölçüm var ise global jeopotansiyel modeller jeodezik uygulamalara ya da mühendislik uygulamaların doğruluğuna yakın çözüm sunmaktadır.

Afganistan, Pakistan vb. az gelişmiş ülkelerde hiç gravite ölçümü bulunmamaktadır. Fakat gelişmiş ülkelerde (İsveç, Norveç vb.) 100 metre aralıklarla gravite ölçümü yapılmıştır. Diğer yandan gerek askeri gerekse jeopolitik konumdan dolayı bazı ülkelerde de yeterli veri olmasına karşın modellerin çözümüne çok az katkı sağlanmıştır (Örneğin: Türkiye). Dolayısıyla modellerin çözümlerinde bölgesel faktörler önemlidir.

Yeterli veri grupları oluşsa da veri hataları, datum kayıklıkları, stokastik modelin yanlış kurulması gibi hesaplamalarda ve teoride yapılan hatalar sebebiyle de global modellerin katsayılarının kestiriminde yanlışlıklar yapılmaktadır. Katsayıların kestiriminden kaynaklı hatalara komisyon hatası (commission error) denir (Abbak ve Üstün, 2011). Jeoit açısından modellerin iyileştirilmesinde temel iki yöntem yer almaktadır;

- ◆ Stokastik
- ◆ Deterministik

Deterministik yöntemin temeli matematiksel entegrasyon hesabının kesme hatasının (truncation error) küçültülmesidir. Stokastik yöntemler ise veri hatalarını baz alan ve bölgesel iyileştirmeler getiren yöntemlerdir.

4.3 Global Jeopotansiyel Modellerin İrdelenmesi

Güncel uydu tekniklerinden elde edilen veriler ve bunların yersel veriler ile kombinasyonlarından, Almanya yerbilimleri Ulusal Araştırma Merkezi (GFZ, GeoForschungsZentrum) ve Amerika Austin Teksas Üniversitesi, Uzay Araştırmaları Merkezi tarafından 1966 yılından itibaren hesaplanan yeni Global jeopotansiyel modeller Tablo 4.1’de yer verilmektedir.

Tablo 4.1. Global Jeopotansiyel modeller (Data: S= Satellite Tracking Data, G=Gravity Data, A=Altimetry Data) (ICGEM, 2018)

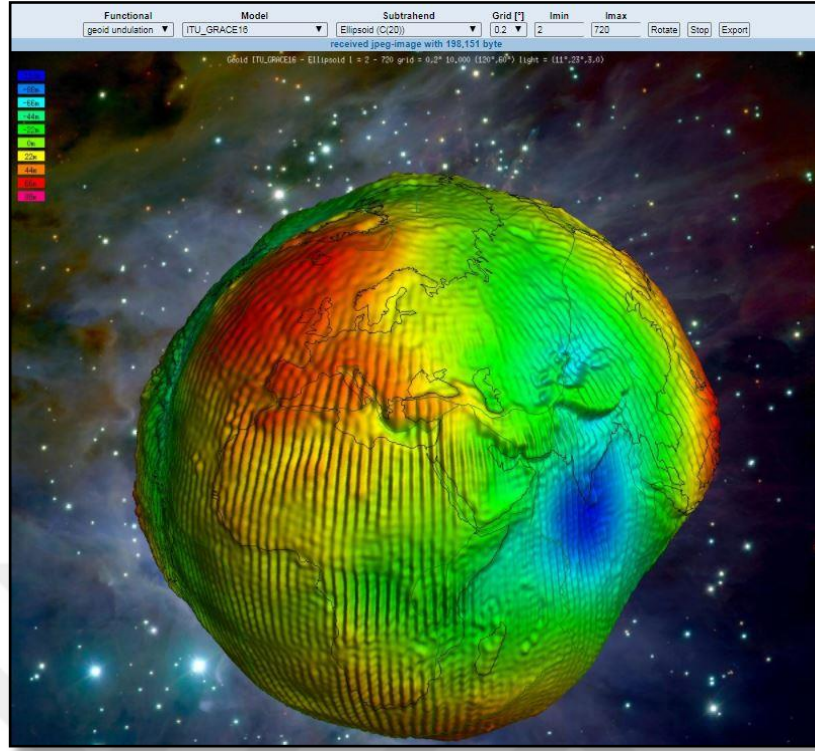
MODEL	YIL	DERECE	VERİ TÜRÜ	REFERANS
<u>IGGT_R1</u>	2017	240	G(GOCE)	Lu, B. et al, 2017
<u>IE_GOCE05s</u>	2017	250	S(GOCE)	Wu, H. et al, 2017
<u>GO_CONS_GCF_2_SPW_R5</u>	2017	330	S(GOCE)	Gatti, A. et al, 2016
<u>GAO2012</u>	2012	360	A, G, S(GOCE), S(Grace)	Demianov, G. et al, 2012
<u>XGM2016</u>	2017	719	A, G, S(GOCO05s)	Pail, R. et al, 2017
<u>Tongji-Grace02s</u>	2017	180	S(Grace)	Chen, Q. et al, 2016
<u>NULP-02s</u>	2017	250	S(Goce)	A.N. Marchenko et al, 2016
<u>HUST-Grace2016s</u>	2016	160	S(Grace)	Zhou, H. et al, 2016
<u>ITU_GRACE16</u>	2016	180	S(Grace)	Akyilmaz, O. et al, 2016
<u>ITU_GGC16</u>	2016	280	S(Goce), S(Grace)	Akyilmaz, O. et al, 2016
<u>EIGEN-6S4 (v2)</u>	2016	300	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. and Bruinsma, S.L., 2016
<u>GOCO05c</u>	2016	720	(see model), A, G, S	Fecher, T. et al, 2016
<u>GGM05C</u>	2015	360	A, G, S(Goce), S(Grace)	Ries, J. et al, 2016
<u>GEKO</u>	2015	2190	EGM2008, S(Goce)	Gilardoni, M. et al, 2016
<u>GGM05G</u>	2015	240	S(Goce), S(Grace)	Bettadpur, S. et al, 2015
<u>GOCO05s</u>	2015	280	(see model), S	Mayer-Gürr, T. et al, 2015
<u>GO_CONS_GCF_2_SPW_R4</u>	2014	280	S(Goce)	Gatti, A. et al, 2014
<u>EIGEN-6C4</u>	2014	2190	A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, Christoph et al, 2014
<u>ITSG-Grace2014s</u>	2014	200	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2014
<u>ITSG-Grace2014k</u>	2014	200	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2014
<u>GO_CONS_GCF_2_TIM_R5</u>	2014	280	S(Goce)	Brockmann, J. M. et al, 2014
<u>GO_CONS_GCF_2_DIR_R5</u>	2014	300	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Bruinsma, S. L. et al, 2013
<u>JYY_GOCE04S</u>	2014	230	S(Goce)	Yi, Weiyong et al, 2013
<u>GOGRA04S</u>	2014	230	S(Goce), S(Grace)	Yi, Weiyong et al, 2013
<u>EIGEN-6S2</u>	2014	260	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Rudenko, Sergei et al, 2014
<u>GGM05S</u>	2014	180	S(Grace)	Tapley, B.D. et al, 2013
<u>EIGEN-6C3stat</u>	2014	1949	A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2012
<u>Tongji-GRACE01</u>	2013	160	S(Grace)	Shen, Y. et al, 2013
<u>JYY_GOCE02S</u>	2013	230	S(Goce)	Yi, Weiyong et al, 2013
<u>GOGRA02S</u>	2013	230	S(Goce), S(Grace)	Yi, Weiyong et al, 2013
<u>ULux_CHAMP2013s</u>	2013	120	S(Champ)	Weigelt, M. et al, 2013
<u>ITG-Goce02</u>	2013	240	S(Goce)	Schall, Judith et al, 2014
<u>GO_CONS_GCF_2_TIM_R4</u>	2013	250	S(Goce)	Pail, Roland et al, 2011
<u>GO_CONS_GCF_2_DIR_R4</u>	2013	260	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Bruinsma, S. L. et al, 2013

<u>EIGEN-6C2</u>	2012	1949	A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2012
<u>DGM-1S</u>	2012	250	S(Goce), S(Grace)	Farahani, H. Hashemi et al, 2013
<u>GOCO03s</u>	2012	250	S(Goce), S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2012
<u>GO_CONS_GCF_2_DIR_R3</u>	2011	240	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Bruinsma, S.L. et al, 2010
<u>GO_CONS_GCF_2_TIM_R3</u>	2011	250	S(Goce)	Pail, R. et al, 2010
<u>GIF48</u>	2011	360	A, G, S(Grace)	Ries, J.C. et al, 2011
<u>EIGEN-6C</u>	2011	1420	A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2011
<u>EIGEN-6S</u>	2011	240	S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2011
<u>GOCO02s</u>	2011	250	S(Goce), S(Grace)	Goiginger, H. et al, 2011
<u>AIUB-GRACE03S</u>	2011	160	S(Grace)	Jäggi, A. et al,
<u>GO_CONS_GCF_2_DIR_R2</u>	2011	240	S(Goce)	Bruinsma, S.L. et al, 2010
<u>GO_CONS_GCF_2_TIM_R2</u>	2011	250	S(Goce)	Pail, Roland et al, 2011
<u>GO_CONS_GCF_2_SPW_R2</u>	2011	240	S(Goce)	Migliaccio, F. et al, 2011
<u>GO_CONS_GCF_2_DIR_R1</u>	2010	240	S(Goce)	Bruinsma, S.L. et al, 2010
<u>GO_CONS_GCF_2_TIM_R1</u>	2010	224	S(Goce)	Pail, R. et al, 2010
<u>GO_CONS_GCF_2_SPW_R1</u>	2010	210	S(Goce)	Migliaccio, F. et al, 2010
<u>GOCO01S</u>	2010	224	S(Champ), S(Grace)	Pail, R. et al, 2010
<u>EIGEN-51C</u>	2010	359	A, G, S(Champ), S(Grace)	Bruinsma, S.L.
<u>EIGEN-CHAMP05S</u>	2010	150	S(Champ)	Flechtner, Frank et al, 2010
<u>ITG-Grace2010s</u>	2010	180	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2010
<u>AIUB-GRACE02S</u>	2009	150	S(Grace)	Jäggi, A. et al, 2012
<u>GGM03C</u>	2009	360	A, G, S(Grace)	Tapley, B.D. et al, 2007
<u>GGM03S</u>	2008	180	S(Grace)	Tapley, B.D. et al, 2007
<u>AIUB-GRACE01S</u>	2008	120	S(Grace)	Jäggi, A. et al, 2010
<u>EIGEN-5S</u>	2008	150	S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2008
<u>EIGEN-5C</u>	2008	360	A, G, S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2008
<u>EGM2008</u>	2008	2190	A, G, S(Grace)	Pavlis, N.K. et al, 2008
<u>ITG-Grace03</u>	2007	180	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2007
<u>AIUB-CHAMP01S</u>	2007	70	S(Champ)	Prange, L. et al, 2009
<u>ITG-Grace02s</u>	2006	170	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2006
<u>EIGEN-GL04S1</u>	2006	150	S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2006
<u>EIGEN-GL04C</u>	2006	360	A, G, S(Grace), S(Lageos)	Förste, C. et al, 2006
<u>eigen-cg03c</u>	2005	360	A, G, S(Champ), S(Grace)	Förste, C. et al, 2005
<u>GGM02C</u>	2004	200	A, G, S(Grace)	Tapley, B. et al, 2005
<u>GGM02S</u>	2004	160	S(Grace)	Tapley, B. et al, 2005
<u>EIGEN-CG01C</u>	2004	360	A, G, S(Champ), S(Grace)	Reigber, C. et al, 2006
<u>EIGEN-CHAMP03S</u>	2004	140	S(Champ)	Reigber, C. et al, 2004
<u>EIGEN-GRACE02S</u>	2004	150	S(Grace)	Reigber, Christoph et al, 2005
<u>TUM-2S</u>	2004	60	S(Champ)	Wermuth, M. et al, 2004
<u>DEOS_CHAMP-01C</u>	2004	70	S(Champ)	Ditmar, P. et al, 2005
<u>ITG_Champ01K</u>	2003	70	S(Champ)	Ilk, K.H. et al, 2005
<u>ITG_Champ01S</u>	2003	70	S(Champ)	Ilk, K.H. et al, 2005
<u>ITG_Champ01E</u>	2003	75	S(Champ)	Ilk, K.H. et al, 2005
<u>TUM-2Sp</u>	2003	60	S(Champ)	Földvary, Lorant et al, 2005
<u>TUM-1S</u>	2003	60	S(Champ)	Gerlach, Ch et al, 2003

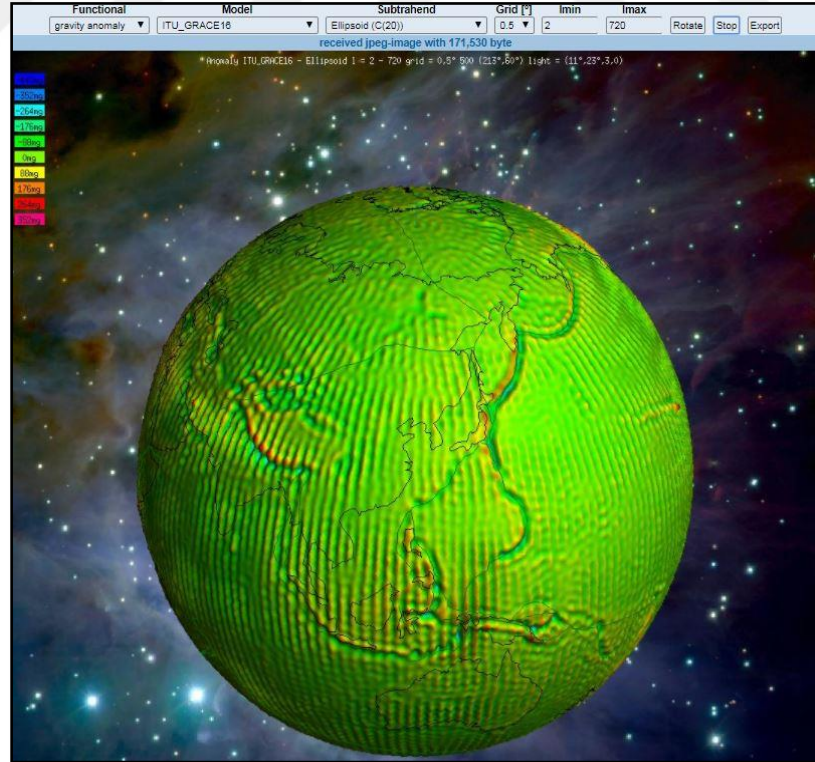
GGM01C	2003	200	S(Grace), TEG4	Tapley, B. D. et al, 2004
GGM01S	2003	120	S(Grace)	Tapley, B. D. et al, 2003
EIGEN-GRACE01S	2003	140	S(Grace)	Reigber, C. et al, 2003
EIGEN-CHAMP03Sp	2003	140	S(Champ)	Reigber, C. et al, 2004
EIGEN-2	2003	140	S(Champ)	Reigber, C. et al, 2003
EIGEN-1	2002	119	S(Champ)	Reigber, C. et al, 2003
EIGEN-1s	2002	119	GRIM5, S	Reigber, Christoph et al, 2002
PGM2000a	2000	360	A, G, S	Pavlis, N.K. et al, 2000
TEG4	2000	200	A, G, S	Tapley, B.D. et al, 2000
GRIM5c1	1999	120	A, G, S	Gruber, T. et al, 1999
GRIM5s1	1999	99	S	Biancale, R. et al, 2000
GRIM4S4G	1999	70	GRIM4S4, S(GFZ-1)	König, R. et al, 1999
GFZ97	1997	359	A, G, PGM062w	Gruber, T. et al, 1997
EGM96	1996	360	A, EGM96S, G	Lemoine, F.G. et al, 1998
GFZ96	1996	359	A, G, PGM055	Gruber, Th. et al, 1996
TEG3	1996	70	A, G, S	Tapley, B.D. et al, 1997
EGM96s	1996	70	S	Lemoine, F.G. et al, 1998
GFZ95A	1995	360	A, G, GRIM4C4	Gruber, Thomas et al, 1996
GRIM4c4	1995	72	A, G, S	Schwintzer, P. et al, 1997
GRIM4s4	1995	70	S	Schwintzer, P. et al, 1997
JGM3	1994	70	A, G, S	Tapley, B. D. et al, 1996
JGM2	1994	70	A, G, S	Nerem, R. S. et al, 1994
JGM2s	1994	70	S	Nerem, R. S. et al, 1994
GFZ93B	1993	360	A, G, GRIM4C3	Gruber, T. et al, 1993
GFZ93a	1993	360	A, G, GRIM4C3	Gruber, T. et al, 1993
JGM1	1993	70	A, G, S	Nerem, R. S. et al, 1994
JGM1s	1993	60	S	Nerem, R. S. et al, 1994
OGE12	1992	360	A, G, GRIM4C2	Gruber, T. et al, 1992
GRIM4C3	1992	60	A, G, S	Schwintzer, P. et al, 1993
GRIM4s3	1992	60	S	Schwintzer, P. et al, 1993
OSU91a	1991	360	A, G, GEMT2	Rapp, R.H. et al, 1991
GRIM4c2	1991	50	A, G, S	Schwintzer, P. et al, 1992
GRIM4s2	1991	50	S	Schwintzer, P. et al, 1992
GEMT3	1991	50	A, G, S	Lerch, F.J. et al, 1992
GEMT3s	1991	50	S	Lerch, F.J. et al, 1992
TEG2B	1991	54	A, G, S	Tapley, B.D. et al, 1991
TEG2	1990	54	A, G, S	Tapley, B.D. et al, 1991
GRIM4c1	1990	50	A, G, S	Schwintzer, P. et al, 1991
GRIM4s1	1990	50	S	Schwintzer, P. et al, 1991
GEMT2	1989	50	A, G, S	Marsh, J. G. et al, 1990
GEMT2S	1989	50	S	Marsh, J. G. et al, 1990
POEM-L1	1989	20	S(Lageos)	Dietrich, R. et al, 1989
TEG1	1988	50	G, S	Tapley, B.D. et al, 1991
OSU89b	1989	360	A, G, GEMT2	Rapp, Richard H. and Pavlis, Nikolaos K., 1990
OSU89a	1989	360	A, G, GEMT2	Rapp, Richard H. and Pavlis, Nikolaos K., 1990
GEMT1	1987	36	S	Marsh, J. G. et al, 1988
OSU86f	1986	360	A, G, GEML2	Rapp, R.H. et al, 1986
OSU86e	1986	360	A, G, GEML2	Rapp, R.H. et al, 1986
OSU86d	1986	250	A, G, GEML2	Rapp, R.H. Cruz, J.Y. et al, 1986
OSU86c	1986	250	A, G, GEML2	Rapp, R.H. Cruz, J.Y. et al, 1986
GPM2	1984	200	A, G, GEML2	Wenzel, H.G., 1985
GRIM3L1	1984	36	A, G, S	Reigber, C. et al, 1985

HAJELA84	1983	250	G	Hajela, D.P. et al, 1984
GPM1	1983	200	A, G, GEM9	Wenzel, H.G., 1985
GRIM3B	1983	36	A, G, S	Reigber, C. et al, 1983
GEML2	1982	30	S	Lerch, F.J. et al, 1983
GRIM3	1981	36	A, G, S	Reigber, C. et al, 1983
OSU81	1981	180	A, G, GEM9	Rapp, R.H. et al, 1981
GEM10C	1981	180	A, G, GEM10B	Lerch, Francis J. et al, 1981
OSU78	1978	180	A, G, GEM9	Rapp, R.H. et al, 1978
GEM10b	1978	36	A, GEM10	Lerch, F.J. et al, 1978
GEM10a	1978	30	A, GEM10	Lerch, F.J. et al, 1978
GEM10	1977	30	G, S	Lerch, Fancis J. et al, 1979
GEM9	1977	30	S	Lerch, Fancis J. et al, 1979
GRIM2	1976	23	G, S	Balmino, G. et al, 1976
GEM8	1976	25	G, S	Wagner, C.A. et al, 1976
GEM7	1976	16	S	Wagner, C.A. et al, 1976
HARMOGRAV	1975	36	G	Dimitrijeviç, V., 1975
GRIM1	1975	31	S	Balmino, G. et al, 1976
KOCH74	1974	15	G, S	Koch, K.R., 1974
GEM6	1974	16	G, S	Lerch, F.J. et al, 1974
GEM5	1974	12	S	Lerch, F.J. et al, 1974
OSU73	1973	20	G, GEM3	Rapp, R.H. et al, 1973
SE3	1973	24	G, S	Gaposchkin, E.M. and Smithsonian Astrophysical Observatory, 1973
WGS72	1972	28	G, S	Seppelin, T.O. and WGS Committee., 1974
GEM4	1972	16	G, S	Lerch, F.J. et al, 1972
GEM3	1972	12	S	Lerch, F.J. et al, 1972
GEM2	1972	22	G, S	Lerch, F.J. et al, 1972
GEM1	1972	22	S	Lerch, F.J. et al, 1972
KOCH71	1971	11	G, S	Koch, Karl-Rudolf and Witte, Bertold U., 1971
KOCH70	1970	8	G, S	Koch, Karl-Rudolf and Morrison, Foster, 1970
SE2	1969	22	G, S	Gaposchkin, E.M. Lambeck, K., 1970
OSU68	1968	14	G, S	Rapp, Richard H., 1968
WGS66	1966	24	G	WGS Committee, 1966
SE1	1966	15	S	Lundquist, C.A. et al, 1966

Tablo 4.1’de belirtilen global jeopotansiyel modeller incelendiğinde, örneğin Ries ve arkadaşları tarafından GGM05C modelinin 2016 yılında oluşturulduğu ve küresel harmonik modelinin, gravite alanı etkisinin azalması, atmosferik sürtünme vb. hata kaynaklarından dolayı maksimum 360 derece ve mertebeden açılıma kadar kullanılması gerektiğini belirtilmektedir. Ayrıca ICGEM’de jeopotansiyel modellere göre gravite alanlarının modellenmesi ve elipsoid referans yüzeyine göre oluşturulan dünya şekillerine de ulaşılabilmektedir. ITU_GRACE 16 jeopotansiyel modeline göre oluşturulan jeoit ondülasyonu modeli Şekil 4.1’de, modellenmiş gravite anomalisi ise Şekil 4.2’de verilmiştir.



Şekil 4.1. ITU_GRACE 16 jeopotansiyel modeline göre modellenmiş jeoit ondülasyonu modeli (ICGEM, 2018)



Şekil 4.2. ITU_GRACE 16 jeopotansiyel modeline göre modellenmiş gravite anomalisi modeli (ICGEM, 2018)

Global jeopotansiyel modellerin performanslarının değerlendirilmesinde modele ilişkin sinyal ve hata derece varyansları ölçüt alınır. Bu yöntemle ölçü olarak kullanılan gravite sinyalinin güç spektrumu ve hata spektrumu belirlenir.



5 SPEKTRAL ÇÖZÜMLERLE GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Jeodezik uygulamalarda uygun modelin yapılacak olan çalışmaya göre seçilmesi için daha önceden model hassasiyetlerinin ve doğruluklarının bilinmesi çalışma için önem arz etmektedir. Modellerin doğruluğunu kısıtlayan nedenler:

- ◆ modele ilişkin verilerin yetersizliği ve homojen olarak dağılmaması;
- ◆ gravite alanın sınırlı spektrum için çözüm üretmesi;

olarak sınıflandırılabilir. Modellerin değerlendirilmesinden bahsedildiğinde harmonik katsayıların ve standart sapmaların değerlendirilmesinden bahsedilmektedir. Modellerin değerlendirilmesi farklı bir modelle yapılabileceği gibi yalnızca ilgili modelin parametre kestirimleriyle de yapılabilir. Parametre kestirimiyle yapılabilecek olan karşılaştırma yöntemi daha iyi sonuçlar verebilecektir.

Spektral araçlar global jeopotansiyel modellerin birbiriyle karşılaştırılmasında bağıl bir değerlendirme çözümü sunar. Spektral çözümler;

- ◆ Kazanç
- ◆ Yumuşatma
- ◆ Korelasyon
- ◆ Jeoit Ondülasyon Farkı ve Gravite Anamolisi
- ◆ Sinyal Güç Spektrumu ve Hata Derece Varyansı

olarak sınıflandırılabilir.

5.1 Kazanç

Karşılaştırmada modellerin standart sapmaları kullanılmaktadır. Referans modelin hata spektrumunun, modelin hata spektrumuna oranı olarak tanımlanabilmektedir. Modellerin analizde kazanç değerinin 1'den büyük olup olmamasına bakılmaktadır. Aşağıdaki eşitlikler ile hesaplamalar yapılabilir (Sneeuw, 2000);

$$1 \text{ Boyutlu uygulamalarda; } k_n = \frac{\delta_n^A}{\delta_n^B} \quad (5.1)$$

$$2 \text{ Boyutlu uygulamalarda; } k_n = \frac{\delta_{nm}^A}{\delta_{nm}^B} \quad (5.2)$$

Kazanç değeri 1'den küçük ise B modelinin hata derece varyansının A modelinden yüksek olduğu anlaşılmaktadır. Bu durumda da A modelinin B modelinden daha hassastır sonucu ortaya çıkar.

5.2 Yumuşatma

Modeller arasındaki farklılık ölçek faktörü ise; korelasyon değerleri yüksek çıkacağı için her derece için yumuşatma yöntemi kullanılmaktadır (Abbak, 2011). Aşağıdaki eşitlik ile hesaplamalar yapılabilir (Tsherning, 1984).

$$Y_n = \frac{\sum_{m=0}^n [(\bar{C}_{nm}^B - \bar{C}_{nm}^A)^2 + (\bar{S}_{nm}^B - \bar{S}_{nm}^A)^2]}{(\delta_n^A)^2} \quad (5.3)$$

Yumuşatma değerinin (Y_n) artması modeller arası farkın arttığını belirtir.

5.3 Korelasyon

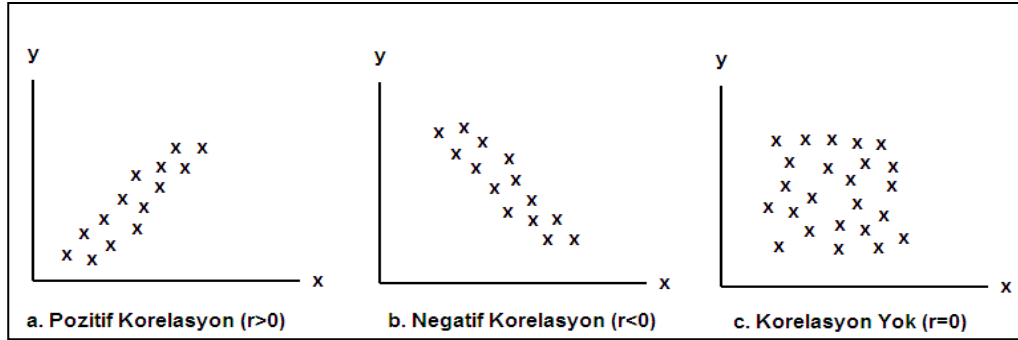
İki model arasında kurulan korelasyona ilişkin katsayılar doğrudan modellerin karşılaştırılmasında kullanılabilir. Karşılaştırma için;

$$k_n = \frac{\sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^A \bar{C}_{nm}^B + \bar{S}_{nm}^A \bar{S}_{nm}^B)}{\sqrt{(\delta_n^A)^2 (\delta_n^B)^2}} \quad (5.4)$$

eşitliği kullanılabilir (Tscherning, 1984). Korelasyon analizi, iki değişken arasındaki doğrusal ilişkiyi veya bir değişkenin iki yada daha çok değişken ile olan ilişkisini test etmek, varsa bu ilişkinin derecesini ölçmek için kullanılan istatistiksel bir yöntemdir. Korelasyon analizinde amaç; bağımsız değişken (A) değiştiğinde, bağımlı değişkenin (B)'nin ne yönde değişeceğini görmektir.

Korelasyon analizi yapabilmek için, her iki değişkenin de sürekli olmaları ve normal dağılım göstermeleri gereklidir. Korelasyon analizi sonucunda, doğrusal ilişki

olup olmadığı ve varsa bu ilişkinin derecesi korelasyon katsayısı ile hesaplanır. Korelasyon katsayısı “ r ” ile gösterilir ve -1 ile +1 arasında değerler alır.



Şekil 5.1. Korelasyon dağılımı

Model karşılaştırmasında “r” korelasyon katsayısını “ k_n ” olarak alabiliriz. k_n katsayısı pozitif korelasyon gösterir ise modeller arası ilişki de artmaktadır yorumu yapılabilir. Negatif korelasyonda veya korelasyon katsayısının sıfır olması durumunda ise modeller arası ilişki söz konusu değildir.

5.4 Jeoit Ondülasyon Farkı ve Gravite Anamolisi

İki model arasındaki jeoit ondülasyonu farkı aşağıdaki eşitlik ile hesaplanabilir (Tsoulis ve Patlakis, 2007).

$$\delta N_n = R \left[\sum_{m=0}^n (\delta \bar{C}_{nm}^2 + \delta \bar{S}_{nm}^2) \right]^{1/2} \quad (5.5)$$

Gravite anamolisi ise;

$$\delta g_n = \frac{GM(n-1)}{R^2} \left[\sum_{m=0}^n (\delta \bar{C}_{nm}^2 + \delta \bar{S}_{nm}^2) \right]^{1/2} \quad (5.6)$$

eşitliği ile hesaplanabilmektedir (Roland ve Denker, 2002). Eşitliklerde yer alan;

G: Evrensel Çekim Sabiti.

M: Yeryuvarı kütesini

R: Yeryuvarının ortalama yarıçapı'nı temsil etmektedir (Abbak, 2011).

Ayrıca;

$$\delta \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm}^A - \bar{C}_{nm}^B \quad (5.7)$$

ve

$$\delta \bar{S}_{nm} = \bar{S}_{nm}^A - \bar{S}_{nm}^B \quad (5.8)$$

eşitlikleri ile modeller arası katsayılar karşılaştırılabilir.

5.5 Sinyal Güç Spektrumu ve Hata Derece Varyansı

Bir modelin sinyal güç spektrumu veya derece varyansı modelin her frekans derecesinin tüm \bar{C} ve \bar{S} katsayılarının karelerinin toplamı;

$$\delta_n^2 = \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2) \quad (5.9)$$

eşitliği ile hesaplanır (Abbak, 2011). Model sinyal güç spektrumu model katsayıları arasındaki ilişkiyi ya da modelden kestirilen gravite alanı sinyalinin davranışını ortaya koyar. Model hata derece varyansı ise aynı eşitlikte standart sapmalar eşitliğe konular ise;

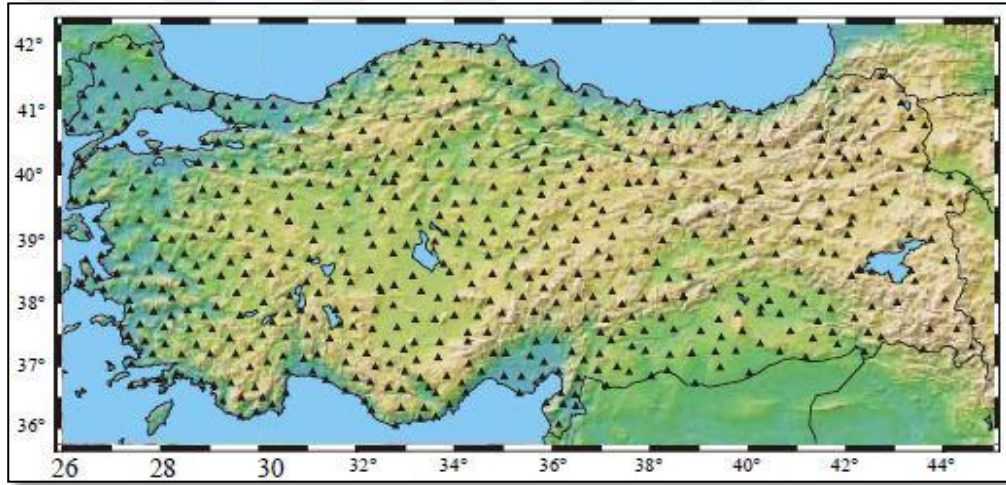
$$\delta_n^2 = \sum_{m=0}^n (\delta_{Cnm}^2 + \delta_{Snm}^2) \quad (5.10)$$

elde edilir. (5.10) eşitliği model katsayılarının hassasiyeti hakkında bilgi verir (Abbak, 2011). Standart sapma söz konusu ise bir eşitlikte küçük değerler daha verimli sonuç vermektedir.

6 GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERE İLİŞKİN DİĞER DEĞERLENDİRME YÖNTEMLERİ

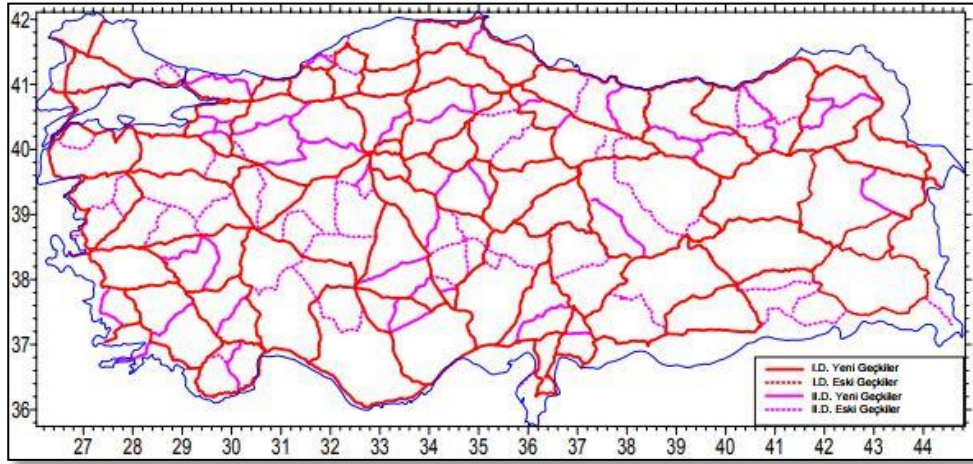
6.1 GPS/Nivelman Verileriyle Modellerin Karşılaştırılması

TUTGA (Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı); ITRF (International Terrestrial Reference Frame) koordinat sisteminde 1-3 cm doğruluğunda, üç boyutlu koordinatları (X, Y, Z) ve zamana bağlı değişimleri (hızları; V_x , V_y , V_z) ile uygun yükseklik sisteminde yükseklik (H) ve jeoit yüksekliği (N) bilinen, nokta aralığı 25-50 km jeoitin hızlı değişim gösterdiği alanlarda 15 km olan homojen dağılmış 594 noktadan oluşan ağıdır (HGK, 2002).



Şekil 6.1. TUTGA-99 Ağı (HGK, 2002)

Ülkemizdeki depremler ve tektonik hareketler sonucunda jeodezik çalışmalarda kullanılmayan Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı yerine oluşturulmuştur. Türkiye ulusal temel GNSS Ağından üretilen ortometrik yüksekliklerin hassasiyeti 0.3-9.0 cm arasında değişmektedir. Söz konusu hassasiyet noktaların Antalya mareograf istasyonuna olan uzaklığı ile değişmektedir. TUTGA-99 ağından seçilen noktalar geometrik nivelman ölçümleri ile Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99) bağlanmış ve ortometrik yükseklikler elde edilmiştir.

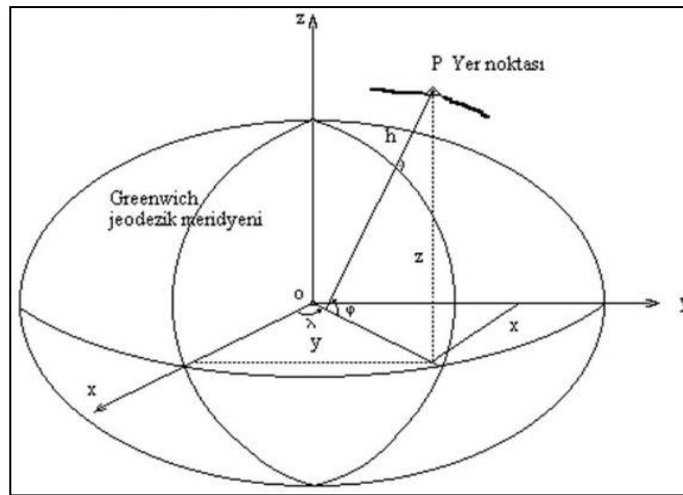


Şekil 6.2. TUDKA-99 Ağı (HGK, 2002)

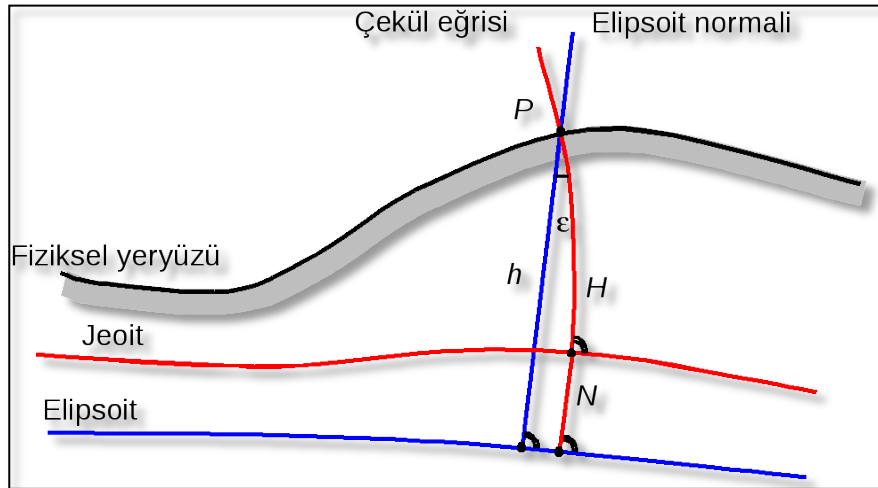
Çalışmada TUDKA-99 ağından üretilen ortometrik ve TUTGA-99 ağından üretilen elipsoidal yükseklikler kullanılmaktadır. Kullanılan elipsoidal yükseklik GPS ölçümleri sonucunda elde edilen yüksekliktir. Ortometrik yükseklikler ise nirengilere yapılan nivelman ölçümleri sonucunda elde edilmiştir. Noktalara ilişkin jeoit yükseklik farklarını modellerden üretilen jeoit yükseklik farklarına göre karşılaştırabiliriz (Tepeköylü ve Üstün, 2008). Jeoit yüksekliği;

$$N_{GPS} = h - H \quad (6.1)$$

eşitliği ile hesaplayabiliriz.



Şekil 6.3. Üç Boyutlu Dik Koordinat Sistemi ve Elipsoidal Yükseklik



Şekil 6.4. Elipsoidal, Ortometrik yükseklik ve jeoit ondülasyonu

6.2 Dış Verilerle Modellerin Karşılaştırılması

Daha önceden de açıklandığı gibi bir modelin doğruluğu modeli oluşturan katsayıların standart sapma değerleri ile belirlenir. Jeodezide “dış doğruluk” adı ile tanımlanan ve modeli oluşturan değerlerin gerçekteki karşılıkları ile karşılaştırılması ile tespit edilen farklarda modellerin değerlendirilmesinde kullanılmaktadır. Global jeopotansiyel modellerin dış doğruluğu; modeli oluşturan katsayılar ve ölçülen jeoit yüksekliği, çekül sapması, garvite anomolisi vb. değerler karşılaştırılabilir. Karşılaştırmalarda ölçü aletlerinin doğruluğu ve ölçü yönteminde çok iyi bilgiye sahip olmak gerekmektedir.

Ayrıca global jeopotansiyel modellerin bölgesel anlamda iyi sonuçlar verdiğini belirtmiştik. Bu nedenle ölçü yapılan yerin modelin test bölgesini kapsayıp kapsamadığı da oldukça önemlidir. Bir diğer dikkat edilmesi gereken husus ise modelde kullanılan veriler ile test ölçülerinin datumlarının farklı olmasıdır. Karşılaştırma sırasında gerekirse datum dönüşümü yapılmalıdır.

6.3 KTH Yöntemi ile Modellerin Karşılaştırılması

Gravite verileri ile modellerin karşılaştırılmasına olanak sağlayan Stokes modeli 1849 yılında yayımlanmıştır. Jeoit modelin oluşturulmasında kullanıldığı için

jeodeziciler için büyük bir öneme sahiptir. Bir noktanın jeoit yüksekliği aşağıda yer alan entegral eşitliği ile hesaplanabilir.

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\delta} s(\Psi)\Delta g d\sigma \quad (6.2)$$

Eşitlikte yer alan;

R: Ortalama yer yarıçapını

γ : Referans elipsoidi yüzeyindeki normal gravite değerini

Ψ : Yer merkezli açığı

Δg : Gravite anomalisini

$d\sigma$: Birim küre

δ : En küçük yüzey alanını ifade etmektedir.

CHAMP, GRACE, GOCE uydu izleme ve gradyometre verileri sayesinde gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri modellerde yüksek hassasiyetle yer almaktadır. Bu sayede Stokes fonksiyonu, GGM'den türetilen uzun dalga boylu bileşenlerin katkısıyla bölgesel jeoit modellerinin yüksek doğrulukla modellenmesini sağlamıştır (Abbak ve Üstün, 2011). KTH (İsveç Karaliyet Teknoloji Enstitüsü) tekniği En Küçük Kareler prensibiyle kesme hatasını ve verilerden kaynaklanan hataları en aza indirmeye çalışan stokastik bir yöntemdir (Abbak ve Üstün, 2011). KTH yöntemine göre küresel harmoniklerin küre üzerindeki ortogonalliğinden integrallli fonksiyon modifikasyon cinsinden;

$$\tilde{N} = \frac{R}{4\pi} \iint_{\delta} S^L(\Psi)\Delta g d\sigma + \frac{R}{2\pi} \sum_{n=2}^L b_n \Delta g_n^{GGM} \quad (6.3)$$

eşitliği şeklinde düzenlenebilir (Abbak ve Üstün, 2011). (6.3) eşitliğinde:

Δg_n^{GGM} : GGM'den üretilen n. derecedeki gravite anomolisi

L: Modelin en büyük açınım derecesi

b_n : Yer potansiyel modelin her açınım derecesi için hesaplanan modifikasyon parametresini ifade etmektedir.

7 FARKLI PARAMETRİK MODELLER KULLANARAK JEOİD YÜSEKLİKLERİNİN BELİRLENMESİ

GPS/Nivelman verilerinden hesaplanan jeoit yükseklikleri ile GGM tabanlı jeoit yükseklikleri datum farklılığı ve sistematik hatalardan etkilenir. Bu nedenle, bu değerleri en aza indirmek için farklı parametrik modeller kullanılır (HGK, 2005; Kotsakis ve Katsambalos, 2010; Yılmaz ve ark., 2010). Genel olarak üç, dört, beş ve yedi parametrik modelleri literatürde sık olarak jeoit yükseklik farklarının En Küçük Kareler Kollokasyonu için kullanılır.

En Küçük Kareler Kollokasyonu datum farklılıkları ve bozulma gibi sistematik hataların en aza indirilmesi için kullanılır. (6.1) eşitliği düzenlenir ise;

$$h_i - H_i - N_i = a_i^T x + v_i \quad (7.1)$$

eşitliği elde edilir (Kotsakis ve Sideris, 1999; Kiamehr ve Sjöberg, 2005). Eşitlikte a_i bilinen katsayı vektörü, x bilinmeyen parametre vektörü ve v_i artık rasgele terimi ifade etmektedir. Uygulamadaki üç, dört, beş ve yedi parametrik modelleri aşağıdaki gibidir (Kotsakis ve Katsambalos, 2010; Doganalp, 2016).

$$\Delta N = \cos\varphi_i \cos\lambda_i \cdot x_1 + \cos\varphi_i \sin\lambda_i \cdot x_2 + \sin\varphi_i \cdot x_3 + v_i \quad (7.2)$$

$$\Delta N = \cos\varphi_i \cos\lambda_i \cdot x_1 + \cos\varphi_i \sin\lambda_i \cdot x_2 + \sin\varphi_i \cdot x_3 + x_4 + v_i \quad (7.3)$$

$$\Delta N = \cos\varphi_i \cos\lambda_i \cdot x_1 + \cos\varphi_i \sin\lambda_i \cdot x_2 + \sin\varphi_i \cdot x_3 + \sin^2\varphi_i \cdot x_4 + x_5 + v_i \quad (7.4)$$

$$\Delta N = \cos\varphi_i \cos\lambda_i \cdot x_1 + \cos\varphi_i \sin\lambda_i \cdot x_2 + \sin\varphi_i \cdot x_3 + \frac{\cos\varphi_i \sin\varphi_i \cos\lambda_i}{W_i} \cdot x_4 + \frac{\cos\varphi_i \sin\varphi_i \sin\lambda_i}{W_i} \cdot x_5 + \frac{\sin^2\varphi_i}{W_i} \cdot x_6 + x_7 + v_i \quad (7.5)$$

x_i : Dönüşüm parametlerini

v_i : Kalıntı rasgele ses terimi

φ_i, λ_i : Jeodezik koordinatları

e : Referans elipsoidi ilk eksantriksini ifade etmektedir. Denklemler için matris formu aşağıdaki gibi ifade edilebilmektedir.

$$\mathbf{a}_i = \begin{bmatrix} \cos\varphi_i \cos\lambda_i \\ \cos\varphi_i \sin\lambda_i \\ \sin\varphi_i \\ \frac{\cos\varphi_i \sin\varphi_i \cos\lambda_i}{W_i} \\ \frac{\cos\varphi_i \sin\varphi_i \sin\lambda_i}{W_i} \\ \frac{\sin^2\varphi_i}{W_i} \\ 1 \end{bmatrix}, \quad \mathbf{x} = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \\ x_5 \\ x_6 \\ x_7 \end{bmatrix} \quad (7.6)$$

a_i katsayılar vektörünü x ise denklem (7.5)'de verilen model için bilinmeyen vektörünü ifade etmektedir. Diğer parametrik modeller için katsayılar ve bilinmeyen vektörleri (7.6) eşitlikteki gibi kurulabilir. Oluşturulan katsayılar her GNSS noktası için genişletilirse LSA'da (En küçük Kareler Kollasyonu) kullanılacak bir katsayı matrisi (tasarım matrisi) elde edilir. Daha sonra bu parametreler LSA ile çözülebilir.

$$A = [a_1 \ a_2 \ a_3 \ \dots \ \dots \ a_i] \quad (7.7)$$

$$\mathbf{x} = (A^T A)^{-1} (A^T \Delta N) \quad (7.8)$$

$$\mathbf{v} = A\mathbf{x} - \Delta N \quad (7.9)$$

8 SAYISAL UYGULAMA

8.1 Uygulama Sahası ve Kullanılan Global Jeopotansiyel Modeller

Çalışma alanı olarak Adana bölgesinde 361 adet, Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgesinde 202 adet ve Bilecik, Kütahya ve Eskişehir de 133 adet Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı'na ait nokta kullanılmıştır. Noktaların TUTGA-99 ağındaki yükseklikleri GPS ölçümleriyle, ortometrik yükseklikleri ise doğrudan veya dolaylı olarak Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağına (TUDKA-99) bağlı olarak üretilmiştir. GGM'lerin değerlendirilmesi için toplam 17 adet model kullanılmıştır. Tüm modellere ilişkin küresel harmonik katsayılar International Centre for Global Earth Models (ICGEM) web sitesinden indirilmiştir. Ayrıca GGM'lere ilişkin jeoit yükseklikleri ve model katsayıları ile yeryuvarı modeli web sitesi üzerinden hesaplanabilmektedir. Uygulama sahasını kapsayacak şekilde grid dosyaları üretilirken grid (step) aralığı Adana için ($0.001^0 \times 0.001^0$); Edirne, Kırklareli, Tekirdağ, Bilecik, Kütahya ve Eskişehir içinse ($0.01^0 \times 0.01^0$) olarak oluşturuldu. Model katsayılarının hesaplanabilmesi için GRS80 elipsoid parametreleri kullanıldı.

GRS80 elipsoidinde jeoitin gerçek potansiyeli ile jeoit hesaplanırken GRS80'in normal potansiyeli arasındaki farka düzeltme yapılması gerekir. Bu nedenle jeoit hesaplamalarında sıfır derece (zero degree term) kullanılmalıdır (Smith, 1998). Ayrıca jeoitin şekli gelgit sistemi türüne (mean, zero ve tide free) bağlı olsa da GPS yüksekliklerinin dönüşümünde gelgitsiz model (tide free) jeoit modelinin kullanılması tavsiye edilmektedir (Smith, 1998). Bu nedenle hesaplamalarda düzeltme olarak sıfır derece (zero degree term) ve gelgitsiz model (tide free) uygulanmıştır. Oluşturulan GGM grid dosyalarında proje sahasındaki noktaların jeoit yükseklikleri komut dosyası kullanılarak enterpolasyona tabi tutulmaktadır. Çalışma bölgelerine ilişkin GGM'lerden üretilen jeoit yükseklikleri uygulamada kullanılmıştır. ICGEM web sitesinden 17 adet global jeopotansiyel modelin isimleri, üretim yılları, açınım dereceleri ve model üretimin de kullanılan veri türleri Tablo 8.1'de verilmektedir.

Tablo 8.1. Çalışma alanında kullanılan global jeopotansiyel modeller (S: Uydu, G: Gravite, A:Altimetri)

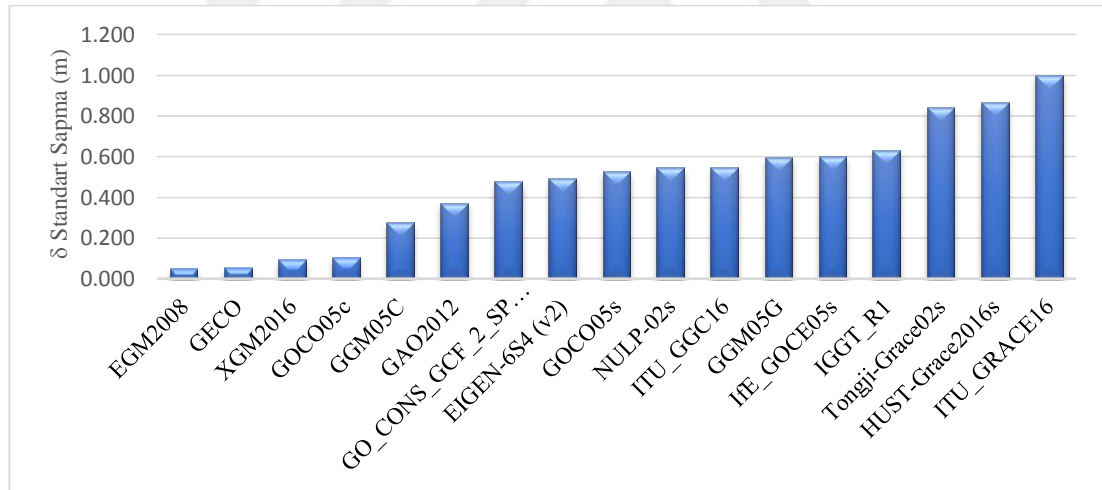
MODEL	YIL	DERECE	VERİ TÜRÜ	REFERANS
IGGT_R1	2017	240	G (GOCE)	Lu, B. et al, 2017
IE_GOCE05s	2017	250	S (GOCE)	Wu, H. et al, 2017
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	2017	330	S (GOCE)	Gatti, A. et al, 2016
GAO2012	2012	360	A, G, S (GOCE), S (GRACE)	Demianov, G. et al, 2012
XGM2016	2017	719	A, G, S (GOCO05s)	Pail, R. et al, 2017
Tongji-Grace02s	2017	180	S (Grace)	Chen, Q. et al, 2016
NULP-02s	2017	250	S (Goce)	A.N. Marchenko et al, 2016
HUST-Grace2016s	2016	160	S (Grace)	Zhou, H. et al, 2016
ITU_GRACE16	2016	180	S (Grace)	Akyilmaz, O. et al, 2016
ITU_GGC16	2016	280	S (Goce), S (Grace)	Akyilmaz, O. et al, 2016
EIGEN-6S4 (v2)	2016	300	S (Goce), S (Grace), S (Lageos)	Förste, C. and Bruinsma, S.L., 2016
GOCO05c	2016	720	(see model), A, G, S	Fecher, T. et al, 2016
GGM05C	2015	360	A, G, S(Goce), S(Grace)	Ries, J. et al, 2016
GECO	2015	2190	EGM2008, S (Goce)	Gilardoni, M. et al, 2016
GGM05G	2015	240	S (Goce), S (Grace)	Bettadpur, S. et al, 2015
GOCO05s	2015	280	(see model), S	Mayer-Gürr, T. et al, 2015
EGM2008	2008	2190	A, G, S (GRACE)	Pavlis, N.K. et al, 2008

8.1.1 Adana Bölgesi İçin Elde Edilen sonuçlar

Adana bölgesinde yer alan 361 adet TUTGA noktasına ilişkin elde edilen jeoit yükseklikleri ve GGM'lerden elde edilen jeoit yükseklikleri arasındaki istatistiksel tablolar aşağıda yer almaktadır.

Tablo 8.2. Adana Bölgesi ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatistiksel olarak özeti

Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)				Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)			
	Min.	Maks.	Ort.	σ		Min.	Maks.	Ort.	σ
EGM2008	-0.321	0.005	-0.179	0.051	NULP-02s	-1.389	0.940	-0.767	0.542
GECO	-0.301	-0.024	-0.156	0.052	ITU_GGC16	-1.327	0.776	-0.695	0.544
XGM2016	-0.323	0.066	-0.116	0.092	GGM05G	-1.686	0.801	-0.925	0.596
GOCO05c	-0.429	0.158	-0.090	0.103	IIE_GOCE05s	-1.619	0.688	-0.913	0.599
GGM05C	-0.872	0.280	-0.227	0.273	IGGT_R1	-1.913	0.600	-1.115	0.631
GAO2012	-1.097	0.474	-0.182	0.369	Tongji-Grace02s	-1.906	1.887	-1.055	0.840
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	-1.089	0.978	-0.520	0.476	HUST-Grace2016s	-1.321	2.486	-0.529	0.864
EIGEN-6S4 (v2)	-1.186	0.862	-0.620	0.495	ITU_GRACE16	-1.997	3.023	0.805	1.000
GOCO05s	-1.259	0.853	-0.676	0.527					



Şekil 8.1. Adana Bölgesi GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı

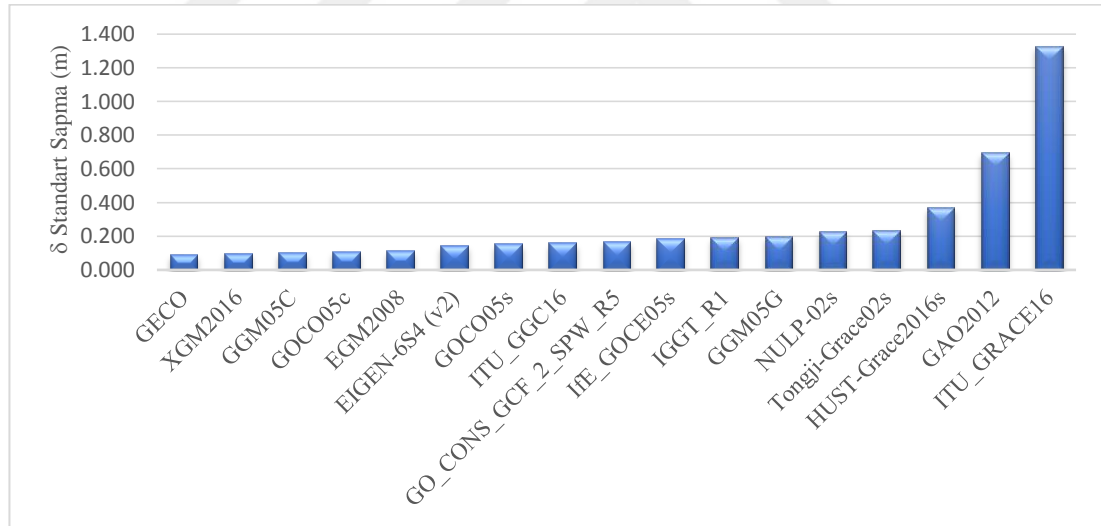
Tablo 8.2 ve Şekil 8.1 jeoit farklarına göre global jeopotansiyel modellerin standart sapmaları 0.05 m ve 1.00 m aralığındadır. Adana bölgesi için en iyi beş model EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C olarak seçilebilir.

8.1.2 Bilecik, Kütahya ve Eskişehir Bölgeleri İçin Elde Edilen Sonuçlar

Bilecik, Kütahya ve Eskişehir de 133 adet TUTGA noktasına ilişkin elde edilen jeoit yükseklikleri ve GGM'lerden elde edilen jeoit yükseklikleri arasındaki istatistiksel tablolar aşağıda yer almaktadır.

Tablo 8.3. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatistiksel olarak özeti

Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)				Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)			
	Min.	Maks.	Ort.	σ		Min	Min.	Maks.	Ort.
GECO	-0.257	0.198	-0.004	0.089	Ife_GOCE05s	-0.521	0.394	-0.015	0.187
XGM2016	-0.333	0.227	0.038	0.098	IGGT_R1	-0.556	0.350	-0.098	0.192
GGM05C	-0.323	0.228	0.009	0.101	GGM05G	-0.447	0.593	0.049	0.196
GOCO05c	-0.337	0.224	0.008	0.107	NULP-02s	-0.671	0.558	0.000	0.225
EGM2008	-0.250	0.260	0.078	0.111	Tongji-Grace02s	-0.591	0.386	-0.060	0.234
EIGEN-6S4 (v2)	-0.378	0.382	0.026	0.144	HUST-Grace2016s	-0.696	0.512	-0.013	0.369
GOCO05s	-0.416	0.448	0.057	0.151	GAO2012	-1.392	0.969	-0.026	0.693
ITU_GGC16	-0.430	0.468	0.068	0.156	ITU_GRACE16	-2.228	2.849	1.195	1.326
GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	-0.437	0.400	0.002	0.165					



Şekil 8.2. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı

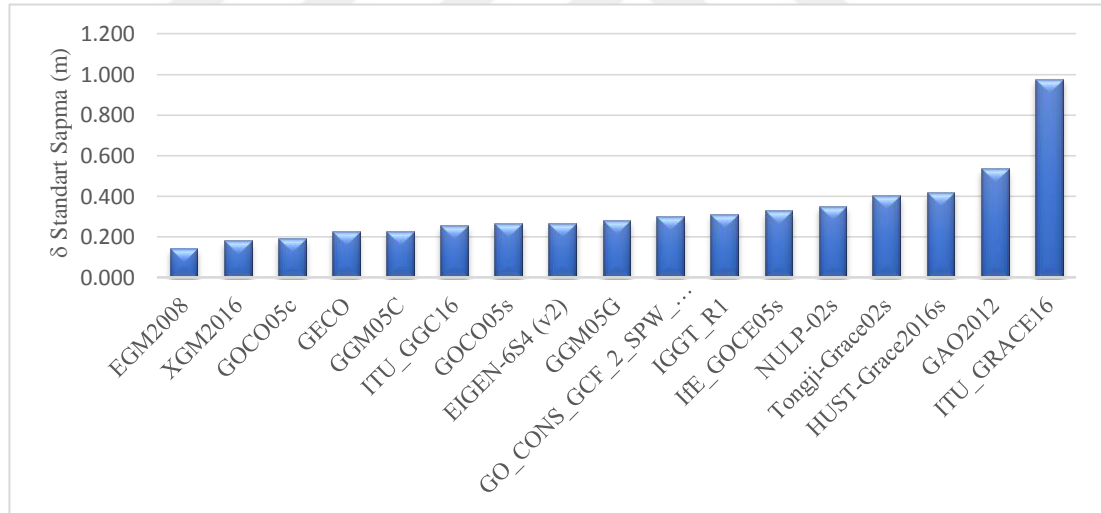
Tablo 8.3 ve Şekil 8.2 jeoit farklarına göre global jeopotansiyel modellerin standart sapmaları 0.08 m ve 1.32 m aralığındadır. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri için en iyi beş model GECO, XGM2016, GGM05C, GOCO05c, EGM2008 olarak seçilebilir.

8.1.3 Edirne bölgesi İçin Elde Edilen Sonuçlar

Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgesinde yer alan 202 adet TUTGA noktasına ilişkin elde edilen jeoit yükseklikleri ve GGM'lerden elde edilen jeoit yükseklikleri arasındaki istatistiksel tablolar aşağıda yer almaktadır.

Tablo 8.4. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) noktaları arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden istatistiksel olarak özeti

Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)				Model Adı	$\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$ (m)			
	Min.	Maks.	Ort.	σ		Min.	Maks.	Ort.	σ
EGM2008	-0.350	0.600	0.038	0.141	GO_CONS_GCF_2_SPW_R5	-0.502	0.820	-0.027	0.296
XGM2016	-0.426	0.509	-0.029	0.179	IGGT_R1	-0.427	1.074	0.011	0.311
GOCO05c	-0.480	0.515	-0.024	0.190	IIE_GOCE05s	-0.629	0.970	0.009	0.325
GECO	-0.531	0.639	-0.058	0.224	NULP-02s	-0.647	1.072	0.037	0.350
GGM05C	-0.545	0.573	0.008	0.228	Tongji-Grace02s	-0.904	0.840	-0.056	0.401
ITU_GGC16	-0.508	0.679	0.026	0.257	HUST-Grace2016s	-0.661	1.006	-0.107	0.419
GOCO05s	-0.491	0.647	0.028	0.262	GAO2012	-1.101	1.057	-0.013	0.533
EIGEN-6S4 (v2)	-0.407	0.704	-0.013	0.266	ITU_GRACE16	-1.846	2.489	0.578	0.976
GGM05G	-0.437	0.908	0.010	0.280					



Şekil 8.3. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri GGM (N_{GGM}) ve GNSS (N_{GNSS}) arasındaki jeopotansiyel farkların metre cinsinden standart sapma dağılımı

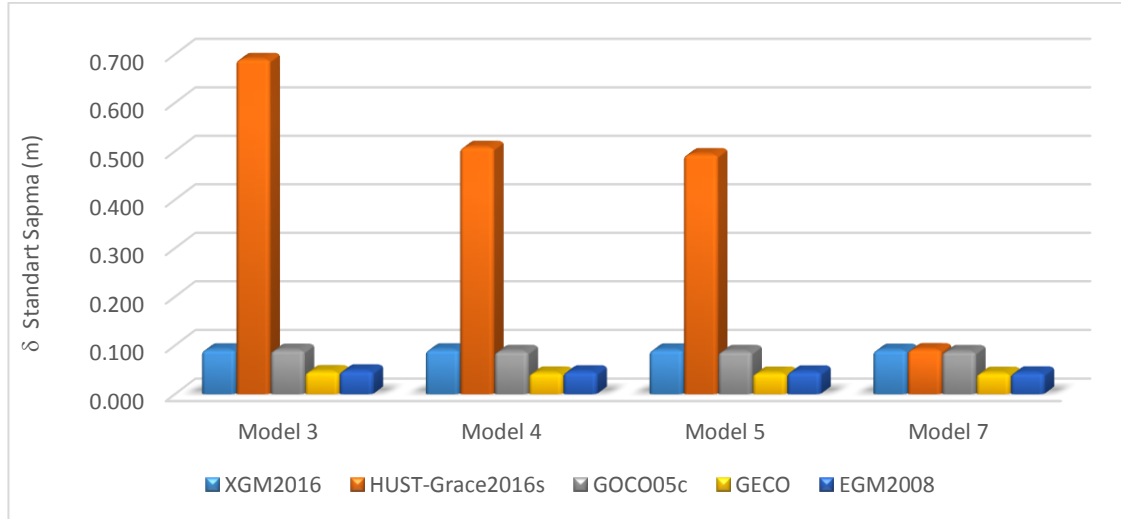
Tablo 8.4 ve Şekil 8.3 jeoit farklarına göre Global Jeopotansiyel Modellerin standart sapmaları 0.14 m ve 0.97 m aralığındadır. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri için en iyi beş model GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 olarak seçilebilir.

8.2 Parametrik Modeller Yardımıyla Jeoit Yüksekliklerinin Tanımlanması

Bölüm 7’de anlatıldığı üzere GPS/Nivelman verilerinden hesaplanan jeoit yükseklikleri ile GGM tabanlı jeoit yükseklikleri datum farklılığı ve sistematik hatalardan etkilenmektedir. Bu hataları minimize etmek için çalışma bölgelerinde standart sapması en düşük olan 5 model ile değerlendirme yapılacaktır. Adana Bölgesinde EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C modelleri Şekil 8.1 göre en iyi 5 model olarak alınabilir. Ancak Model 7 parametrik dönüşümünde HUST-Grace2016s modeli daha iyi sonuç verdiği için GGM05C modeli yerine Tablo 8.5.’te gösterilmiştir. EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c, HUST-Grace2016s global jeopotansiyel modelleri için Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.5’te verilmiştir.

Tablo 8.5. Adana bölgesindeki GGM'lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m)

GGM		Model 3	Model 4	Model 5	Model 7
GECO	Min.	-0.129	-0.111	-0.111	-0.110
	Maks.	0.163	0.138	0.141	0.134
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.046	0.043	0.043	0.043
EGM2008	Min.	-0.129	-0.114	-0.113	-0.109
	Maks.	0.187	0.166	0.163	0.141
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.048	0.046	0.046	0.044
GOCO05c	Min.	-0.244	-0.225	-0.218	-0.223
	Maks.	0.188	0.198	0.192	0.188
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.090	0.088	0.088	0.088
XGM2016	Min.	-0.213	-0.213	-0.227	-0.220
	Maks.	0.192	0.192	0.201	0.198
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.091	0.091	0.091	0.090
HUST-Grace2016s	Min.	-0.857	-1.887	-1.788	-0.366
	Maks.	2.020	0.960	0.860	0.213
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.690	0.508	0.493	0.092

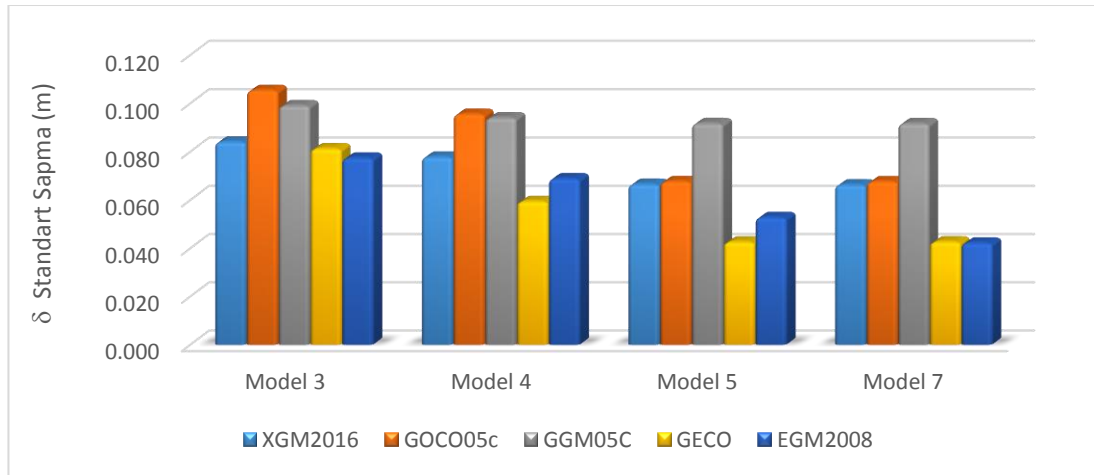


Şekil 8.4. Adana bölgesi için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları

Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgelerinde Şekil 8.2 göre en iyi beş model GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 olarak seçilebilir. GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 modelleri için Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.6’da verilmiştir.

Tablo 8.6. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgelerindeki GGM'lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m)

GGM		Model 3	Model 4	Model 5	Model 7
EGM2008	Min.	-0.277	-0.239	-0.165	-0.104
	Maks.	0.105	0.120	0.145	0.143
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.077	0.069	0.053	0.042
GECO	Min.	-0.245	-0.163	-0.108	-0.108
	Maks.	0.138	0.135	0.143	0.142
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.081	0.059	0.043	0.043
XGM2016	Min.	-0.292	-0.232	-0.184	-0.190
	Maks.	0.158	0.164	0.149	0.144
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.084	0.078	0.067	0.066
GOCO05c	Min.	-0.376	-0.292	-0.212	-0.209
	Maks.	0.210	0.215	0.164	0.166
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.105	0.096	0.068	0.068
GGM05C	Min.	-0.366	-0.306	-0.281	-0.279
	Maks.	0.237	0.209	0.206	0.205
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.099	0.094	0.092	0.092

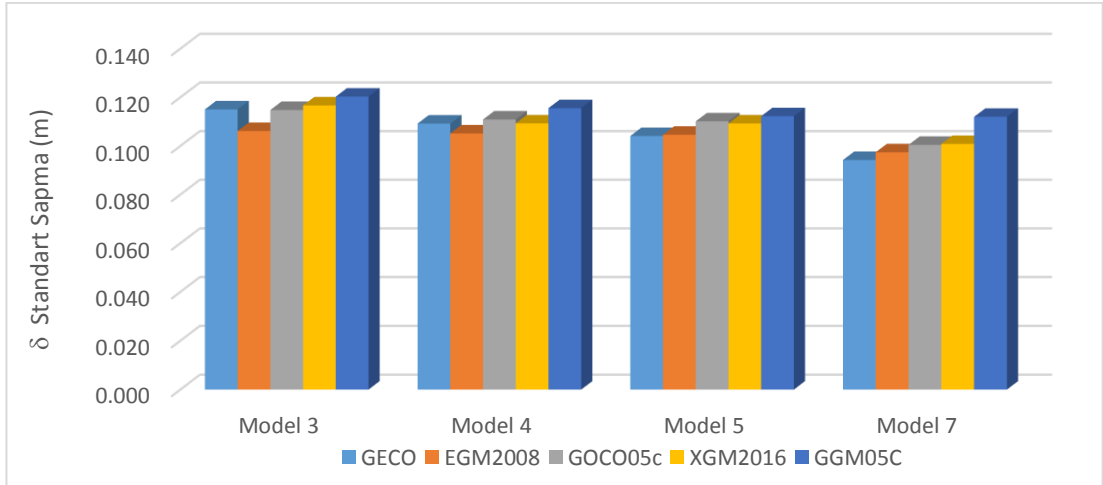


Şekil 8.5. Bilecik, Kütahya ve Eskişehir bölgeleri için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları

Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgelerinde Şekil 8.3. göre en iyi beş model GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 olarak seçilebilir. GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 modelleri için Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.7’de verilmiştir.

Tablo 8.7. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgelerindeki GGM’lerin parametrik dönüşüm sonuçları (birim: m)

GGM		Model 3	Model 4	Model 5	Model 7
GECO	Min.	-0.253	-0.235	-0.206	-0.238
	Maks.	0.433	0.425	0.496	0.439
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.001
	σ	0.115	0.109	0.104	0.094
EGM2008	Min.	-0.299	-0.292	-0.282	-0.252
	Maks.	0.418	0.415	0.438	0.440
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.106	0.105	0.105	0.097
GOCO05c	Min.	-0.311	-0.296	-0.285	-0.268
	Maks.	0.312	0.305	0.333	0.315
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.115	0.111	0.110	0.100
XGM2016	Min.	-0.286	-0.266	-0.265	-0.250
	Maks.	0.332	0.323	0.327	0.310
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.117	0.109	0.109	0.101
GGM05C	Min.	-0.293	-0.258	-0.288	-0.291
	Maks.	0.370	0.360	0.346	0.335
	Ort.	0.000	0.000	0.000	0.000
	σ	0.120	0.116	0.112	0.112



Şekil 8.6. Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgeleri için dönüşümden sonraki jeoit ondülasyonlarının ($\Delta N = N_{GNSS} - N_{GGM}$) standart sapma oranları

9 SONUÇLAR VE ÖNERİLER

9.1 SONUÇLAR

Bu çalışmada bilim ve teknolojinin hızla gelişmesiyle birlikte gravite alanı belirlenmesi çalışmalarında giderek önemi artan yakın yer uyduları (LEO), yersel gravite verileri ve altimetre verileri ile oluşturulan global jeopotansiyel modellerin bölgesel bazda doğruluk ve duyarlılıklarının nasıl tespit edildiği, modelleri etkileyen negatif unsurlar araştırılmıştır.

Global jeopotansiyel modellerin modellenmesi sürecinde kullanılan yersel veriler, altimetre, uydu verilerin dağılımı ve doğruluğu model yeteneklerini etkileyen başlıca unsurlardır. Modellerden üretilen gravite anomolisi, jeoit yüksekliği vb. büyüklüklerin doğruluklarının bölgeden bölgeye değişiklik göstereceği ortadadır. Bu nedenle çalışmada farklı bölgelerde yer alan test noktaları kullanılmıştır.

GPS/Nivelman verilerinden hesaplanan jeoit yükseklikleri ile GGM tabanlı jeoit yükseklikleri datum farklılığı ve sistematik hatalardan etkilenmektedir. Bu hataları en aza indirmek için literatürde 3, 4, 5 ve 7 parametrelili dönüşüm modelleri sıklıkla kullanılmaktadır. Çalışma bölgelerinde yapılan parametre dönüşümlerine ait istatistiksel tablolar kurulmuştur.

Uygulamada güncel global jeopotansiyel modellerden üretilen jeoit yükseklikleri ile Adana, Edirne, Tekirdağ, Kırklareli, Bilecik, Kütahya, Eskişehir illerinde bulunan toplam 696 adet Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı'na bağlı noktalardan üretilen jeoit yükseklikleri arasındaki farklar karşılaştırılmıştır. Toplam 17 adet global jeopotansiyel model (Tablo 8.1) ile çalışmalar yapılmıştır. Söz konusu bölgelerde en hassas sonuç veren global jeopotansiyel modelin tespiti yapılarak istatistiki olarak modellere ilişkin ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) tablolar kurulmuştur.

Adana bölgesinde 361 adet noktada yapılan çalışmada jeoit farklarına göre global jeopotansiyel modellerin ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) standart sapmaları Tablo 8.3 ve Şekil 8.2'ye göre 0.05 m ve 1.00 m aralığındadır. En iyi beş model sırası ile GECO, XGM2016, GGM05C, GOCO05c, EGM2008 olarak söz konusu bölgede seçilebilir. Parametre dönüşümünden sonra EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c, HUST-

Grace2016s global jeopotansiyel modelleri en hasas modeller olarak öne çıkmaktadır. Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.5'te verilmiştir. Global jeopotansiyel modellerin ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) standart sapmaları 0.04 m ve 0.09 m aralığındadır.

Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ bölgesinde 202 adet noktada yapılan çalışmada (Tablo 8.4 ve Şekil 8.3) jeoit farklarına göre global jeopotansiyel modellerin standart sapmaları 0.14 m ve 0.97 m aralığındadır. En iyi beş model GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C, EGM2008 olarak söz konusu bölgede seçilebilir. Parametre dönüşümünden sonra GECO, EGM2008, XGM2016, GOCO05c, GGM05C global jeopotansiyel modelleri en hasas modeller olarak öne çıkmaktadır. Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.7'de verilmiştir. Global jeopotansiyel modellerin ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) standart sapmaları 0.09 m ve 0.11 m aralığındadır.

Bilecik, Kütahya ve Eskişehir de 133 adet noktada yapılan çalışmada (Tablo 8.3 ve Şekil 8.2) jeoit farklarına göre global jeopotansiyel modellerin standart sapmaları 0.08 m ve 1.32 m aralığındadır. En iyi beş model GECO, XGM2016, GGM05C, GOCO05c, EGM2008 olarak söz konusu bölgede seçilebilir. Parametre dönüşümünden sonra EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c, GGM05C global jeopotansiyel modelleri en hasas modeller olarak öne çıkmaktadır. Model 3, 4, 5 ve 7 dönüşüm sonuçları Tablo 8.6'da verilmiştir. Global jeopotansiyel modellerin ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) standart sapmaları 0.04 m ve 0.09 m aralığındadır.

Bölgesel bazda yapılan çalışmada EGM2008, GECO, XGM2016, GOCO05c ve GGM05C modellerinin lokal GPS/Nivelman jeoit ile daha uyumlu olduğu gözlenmiştir. EGM2008 modelinin uyumlu olmasının temel nedenleri arasında model açınım derecesinin 2190 olması gösterilebilir. Model açınım derecesi arttıkça model hassasiyetinin arttığı söylenebilir. Ayrıca model üretiminde kullanılan veri tipleri GRACE uydusu, gravite ve altimetre verileridir. Bu veri tiplerinin bir arada bulunması (S, G, A) model performansını arttırmaktadır. GECO modelini oluşturan veri türleri sırasıyla GOCE uydu verileri ve EGM2008 modelidir. Bu nedenle EGM2008 modeline yakın sonuçlar elde edilmiştir.

XGM2016 modelinin veri türleri arasında altimetre ve gravite verileri ile birlikte GOCO05s verilerinin olması model performansını arttırmaktadır. Ayrıca

model açınım derecesinin 719 olması performansını arttıran diğer bir etkidir. GOCO05s modeli de uydu ve altimetre verileri ile oluşturulduğu için XGM2016 modeline yakın sonuçlar vermektedir.

GGM05C modeli oluşturulurken altimetre, gravite verileri ile birlikte GRACE ve GOCE uydu verileri kullanılmıştır. Ayrıca model açınım derecesinin 360 olması model performansını arttırmaktadır. Modelde GRACE ve GOCE uydu verilerinin bir arada kullanılmasında model performansını olumlu yönde etkilediğinden bahsedebiliriz. GOCO05c modeli incelendiğinde CHAMP, GRACE ve GOCE uydu verileri bir arada kullanılmıştır ve model performansı ortalama üç bölgede ($N_{GNSS-N_{GGM}}$) standart sapması 0.08 m'dir.

Uygulama sonuçlarına göre, çeşitli mühendislik uygulamaları için 3 cm jeoit yükseklik bilgisi kullanmak mümkün olabilir. Gelişen teknoloji ve yakın gelecekte başlatılacak yeni uydu misyonları ile GGM'lerden elde edilen jeodezik yüksekliklerin geliştirileceği açıktır. Ayrıca, 1-2 cm'lik jeoit yükseklik doğruluğuna ulaştıktan sonra, birçok mühendislik uygulamasında nivelman işlemine gerek kalmadan GGM'ler kullanılarak yüksek doğrulukla noktaların yüksekliğinin elde edileceği sonucuna varmak mümkündür.

9.2 ÖNERİLER

Uydular hayatımızın her noktasında kullanılmakta olup gün geçtikçe de önemi artmaktadır. Yakın yer uyduları (LEO) CHAMP, GRACE, GOCE yardımı ile atmosferik olayların takibi, gravite alanın belirlenmesi vb. bir çok bilimsel araştırma yapılarak jeodezi bilimine katkı sağlanmaktadır. Söz konusu bilimsel araştırmalar yardımıyla her yıl kurum ya da kuruluş tarafından bir çok global jeopotansiyel model yayınlanmaktadır.

Global jeopotansiyel modeller zaman, hız, maliyet açısından jeodezik çalışmalara büyük bir katkı sağlayacağından en uygun modelin Türkiye için tespit edilerek yeni bir kontrol ağının tesisinde altlık olması hedeflenmektedir. Global jeopotansiyel modelleri etkileyen negatif unsurların tespiti ve model performansını arttırıcı etkilerin belirlenmesi çalışmalar açısından büyük önem arz etmektedir. Global

jeopotansiyel modellerin değerlendirilmesi ve en uygun modelin bölgesel bazda seçilebilmesi için aşağıdaki önerilerde bulunulabilir:

- ◆ Global jeopotansiyel modellerin üretilmesi sırasında küresel veri dağılımının yetersiz kalması model performansını olumsuz yönde etkileyen başlıca nedenler arasındadır. Bu nedenle modellerin karşılaştırılması parametre kestirim değerlerinin analizi ya da modellerin gravite anomolisi, jeoit yüksekliği vb. değerlerin hassasiyetlerinin bölgesel bazda yer gravite ölçümleri ile karŐılaŐtırılarak test edilebilir.
- ◆ Global jeopotansiyel modellerin oluşturulması sırasında kullanılan veri türleri büyük önem arz etmektedir. Salt uydu verileri kullanılarak üretilen modellerin (CHAMP, GRACE, GOCE) istenilen doğruluğa ulaŐamadıęı görülmüŐtür. Altimetre, gradyometre ve yersel gravite ölçümleri ile birlikte oluşturulan modellerin çalışmada kullanılması daha hassas sonuçların elde edilmesini sağlayacaktır.
- ◆ GPS/Nivelman yöntemi ile global jeopotansiyel modellerin karşılaştırılmasında olabildiğince homojen dağılmış veri setleri ile modellerin karşılaştırılması ile daha hassas ve doğruluğu yüksek sonuçların elde edileceği düŐünülmektedir.

KAYNAKLAR

Abbak R.A., Üstün A. , 2011 , Global yerpotansiyel modellerinin spektral yöntemlerle değerlendirilmesi ve jeoit belirleme için yerel olarak iyileştirilmesi, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Konya.

Akyılmaz, O., Ustun, A., Aydın, C., Arslan, N., Doganalp, S., Guney, C., Mercan, H., Uygur, S.O., Uz, M., Yagci, O., 2016, High Resolution Gravity Field Determination and Monitoring of Regional Mass Variations using Low-Earth OrbitSatellites.

A.N. Marchenko (1), D.A. Marchenko (2), A.N. Lopushansky (1) Gravity Field Models Derived from the Second Degree Radial Derivatives of the GOCE Mission: A Case Study. Annals of Geophysics, Vol. 59, No 6, 2016, s0649 - s0659, DOI:10.4401/ag-7049 (1) National university "Lviv polytechnic", Institute of Geodesy, Lviv, Ukraine (2) Carpathian Branch of the Subbotin institute of geophysics, Lviv, Ukraine.

A. Gatti, M. Reguzzoni, F. Migliaccio, F. Sansò. 2016, Computation and assessment of the fifth release of the GOCE-only space-wise solution:Presented at the 1st Joint Commission 2 and IGFS Meeting, 19-23 September 2016, Thessaloníki, Greece.

Bettadpur, S., Ries, J., Eanes, R., Nagel, P., Pie, N., Poole, S., Richter, T., Save, H., 2015, Evaluation of the GGM05 Mean Earth Gravity models; Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, EGU2015-4153 , Vienna, Austria.

CSR, 2017, Center for space research–Switch Maneuver of GRACE Satellites. http://www.csr.utexas.edu/grace/operations/switch_maneuver.html. [Ziyaret Tarihi: 24 AĞUSTOS 2017].

CSR, 2017, GRACE uydusu. <http://www.csr.utexas.edu/grace/>. [Ziyaret Tarihi: 20 AĞUSTOS 2017].

- C. Kotsakis ve K. Katsambalos, 2010, Quality Analysis of Global Geopotential Models At 1542 GPS/LEVELLING Benchmarks Over The Hellenic Mainland Dept. of Geodesy and Surveying, School of Engineering Aristotle University of Thessaloniki, Greece Survey Review, 42, 318 pp. 327-344.
- Chen, Q., Shen, Y., Zhang, X., Hsu, H., Chen, W., Ju, X., Lou, L., 2015, Monthly gravity field models derived from GRACE Level 1B data using a modified short-arc approach Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(3), 1804-1819. <http://doi.org/10.1002/2014jb011470>.
- Demianov Gleb, Sermyagin Roman, Tsybankov Ivan, 2012, Global Gravity Field Model GAO2012 [Data set] DOI: 10.5281/zenodo.814573.
- Dahle, C., Flechtner, F., Gruber, C., König, D., König, R., Michalak, G., Neumayer, K.-H., Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2013, GFZ GRACE Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0005: revised edition; doi: 10.2312/GFZ.b103-1202-25, Potsdam.
- Demirel, H., Üstün, A., 2014 , Matematiksel Jeodezi, Taslak eğitim dokümanı, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya (Basılmadı).
- Doğanalp, S., 2013, Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Yakın Yer Uyduları İçin Duyarlı Yörünge Belirleme Teknikleri, Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Doğanalp, S., Üstün, Aydın., 2015, Yakın Yer Uydularının Duyarlı Yörüngelerinin Belirlenmesi, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 15. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 25-28 Mart 2015, Ankara.
- Doganalp, S., 2016, An Evaluation of Recent Global Geopotential Models for Strip Area Project in Turkey. Earth Sciences Research Journal, 20(3), C1-C10. doi:<http://dx.doi.org/10.15446/esrj.v20n3.55440>

DLR, http://www.dlr.de/en/desktopdefault.aspx/tabid-5103/8592_read-16441/.
[Erişim 20 MART 2018].

Erol B., elik R.N., 2005, Presizyonlu Lokal Geoit Modeli Belirlenmesinde rnek Bir İnceleme – Gps Nivelman ve Geoit Yüksekliklerinin Entegrasyonu, TMMOB Harita ve Kadastro Muehendisleri Odası 10. Turkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı.

Erol B., elik R.N., Sideris M.G., 2008, Güncel global potansiyel modellerin yersel veriler ile test edilmesi, İTÜ Dergisi/d, 7(6), 47– 58.

Erol B., Sideris M.G ., Celik R.N., 2009, Comparison of global geopotential models from the CHAMP and GRACE missions for regional geoid modelling in Turkey, *Studia Geophysia et Geodaetica*, 53(4), 419–441, doi: 10.1007/s11200-009-0032-8.

European Space Agency, 2009, “Gravity field and steady-state ocean circulation explorer.” <http://earth.esa.int/GOCE> (Jul. 30, 2011).

ESA, 2017, GOCE uydusu. Son erişim: 10.04.2016, http://www.esa.int/esaLP/SEMRNIRHKHF_LPgoce_0.html.

ESA, 2017, GOCE uydusu. http://www.esa.int/esaLP/SEMRNIRHKHF_LPgoce_0.html. [Ziyaret Tarihi: 20 NİSAN 2017].

Elektronikhaberlesme, 2018, <http://www.elektronikhaberlesme.org/uydu-yorungeleri/> [Ziyaret Tarihi: 20 Nisan 2018].

Fecher T. et al, 2017, GOCO05c: A New Combined Gravity Field Model Based on Full Normal Equations and Regionally Varying Weighting Surveys in *Geophysics*, Vol. 38, Nr. 3, pp 571-590, Springer, DOI: 10.1007/s10712-016-9406-y.

- Gilardoni, M., Reguzzoni, M., Sampietro, D., 2016, GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008; *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol 60, p. 228-247, doi: 10.1007/s11200-015-1114-4.
- GFZ German Research Centre for Geosciences, 2017, "The CHAMP mission.<http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/results/grav/010> [Ziyaret Tarihi: 5 MAYIS 2017].
- GFZ German Research Centre for Geosciences.. CHAMP uydusu., <http://op.gfzpotsdam.de/champ>. [Ziyaret Tarihi: 5 NİSAN 2017].
- GFZ German Research Centre for Geosciences.. GRACE uydusu., <http://op.gfzpotsdam.de/grace> [Ziyaret Tarihi: 5 TEMMUZ 2017].
- GFZ, 2017, Gravity field results, static gravity field models. GFZ German Research Centre for Geosciences. <http://www.gfzpotsdam.de/en/research/organizational>
- HGK , 2002, Türkiye Ulusal Temel Gps Ağı-1999 (TUTGA-99A), Harita Dergisi Özel Sayı : 16, Harita Genel Komutanlığı.
- Hofmann-Wellenhof, B., & Moritz, H, 2005, *Physical Geodesy*. ISBN-13978-3- 211-23584-3. Springer-Verlag Wien.
- ICGEM, 2014, International Centre for Global Earth Models (ICGEM). <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>, [Ziyaret Tarihi: 20 MAYIS 2016].
- Jaggi, A. , 2007, Pseudo-Stochastic Orbit Modeling of Low Earth Satellites Using the Global Positioning System. PhD thesis, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz. vol.73, ISBN:978-3-908440-17-8.

- Kotsakis, C., Sideris, M. G., 1999, On the adjustment of combined GPS/levelling/geoid networks. *J. Geodesy*, 73 (8), 412–421.
- 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.
- Kiamehr, R., & Sjöberg, L. E., 2005, Comparison of the Qualities of Recent Global and Local Gravimetric Geoid Models in Iran. *Stud. Geophys. Geod.*, 49(3), 289-304.
- Kotsakis, C., Katsambalos, K., Ampatzidis, D., and Gianniou, M. , 2010, “Evaluation of EGM08 using GPS and leveling heights in Greece.” *Gravity, Geoid and Earth Observation Int. Association of Geodesy Symp.*, S. Mertikas, ed., Springer, Berlin, 481–488.
- Lu B., Luo Z., Zhong B., Zhou H., Flechtner F., Foerste C., Barthelmes F., Zhou R., 2017, The gravity field model IGGT_R1 based on the second invariant of the GOCE gravitational gradient tensor *Journal of Geodesy*, <https://doi.org/10.1007/s00190-017-1089-8>.
- Mayer-Gürr, T., Pail, R., Gruber, T., Fecher, T., Rexer, M., Schuh, W.-D., Kusche, J., Brockmann, J.-M., Rieser, D., Zehentner, N., Kvas, A., Klinger, B., Baur, O., Höck, E., Krauss, S., Jäggi, A., 2015, The combined satellite gravity field model GOCO05s; Vienna, Austria.
- Nevin Betül Avşar, Bihter Erol, Şenol Hakan Kutoğlu, 2015, Türkiye’de Güncel GOCE Global Jeopotansiyel Modellerinin Değerlendirilmesi, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 15. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı.

- NASA , 2017, Satellite laser ranging and earth science. NASA Space Geodesy Program.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C., Factor, J.K., 2008, An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008; Vienna, Austria.
- Pail, R., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Brockmann, J. M., Fecher, T., Gruber, T., Mayer-Gürr, T., Kusche, J., Jäggi, A., Rieser, D., 2010, Combined satellite gravity field model GOCO01S derived from GOCE and GRACE; Geophysical Research Letters, Vol 37, No. 20, p. n/a-n/a, doi: 10.1029/2010gl044906.
- Pail, Roland, Bruinsma, Sean, Migliaccio, Federica, Förste, Christoph, Goiginger, Helmut, Schuh, Wolf-Dieter, Höck, Eduard, Reguzzoni, Mirko, Brockmann, Jan Martin, Abrikosov, Oleg, Veicherts, Martin, Fecher, Thomas, Mayrhofer, Reinhard, Krasbutter, Ina, Sansò, Fernando, Tscherning, Carl Christian, 2011, First GOCE gravity field models derived by three different approaches; Journal of Geodesy, Vol 85, No. 11, p. 819-843, doi: 10.1007/s00190-011-0467-x.
- Rummel R, Balmino G, Johannessen J, Visser P, Woodworth P, 2002, Dedicated gravity field missions-principles and aims. Journal of Geodynamics, 33:3–20.
- Roland, M. ve Denker, H., 2002, Evaluation of Terrestrial Gravity Data by Independent Global Gravity Field Models. In 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission (IGGC) Tziavos (Eds), Gravity and Geoid.
- 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; GFZ Data Services, doi: 10.5880/ICGEM.2016.002, Potsdam.

- Smith DA , 1998, There is no such thing as “The” EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model. IGeS Bulletin N. 8, International Geoid Service, pp. 17-28, Milan. Soycan M (2014) Improving EGM2008 by GPS and Leveling Data at Local Scale. Boletim de Ciencias Geodesicas, 20(1), 3-18.
- Sneeuw, N. , 2000, A Semi-Analytical Approach to Gravity Field Analysis from Satellite Observations. PhD thesis, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Technischen Universität München.
- Seeber, G. , 2003, Satellite Geodesy. Walter de Gruyter, Berlin, 2nd edition.
- Shang, Kun, Guo, Junyi, Shum, C. K., Dai, Chunli, Luo, Jia , 2015, RACE time-variable gravity field recovery using an improved energy balance approach; Geophysical Journal International, Vol 203, No. 3, p. 1773-1786, doi: 10.1093/gji/ggv392.
- Space Flight 101, GOCE satellite <http://spaceflight101.com/spacecraft/goce/>. [Ziyaret Tarihi: 15 ŞUBAT 2018].
- Tscherning, C. C. , 1984, On the Long-wavelength Correlation between Gravity and Topography. In 5th International Symposium Geodesy and Physics of the Earth, Magdeburg.
- Tapley BD, Bettadpur S, Watkins MM, Reigber C , 2004, The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. Geophys. Res. Lett., 31(doi:10.1029/2004GL019920):9607.
- Tapley BD, Ries J, Bettadpur S, Chambers D, Cheng M, Condi F, Poole S , 2007, The GGM03 Mean Earth Gravity Model from GRACE. Eos Trans. AGU 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G42A-03.

- Tsoulis, D. ve Patlakis, K. , 2007, Spektral Assessment of Recently Released CHAMP and GRACE Satellite-Only Earth Gravity Models. In Harita Dergisi, pages 175– 180. "Ozel Sayı: 18.
- Tepeköylü S., Üstün, A., 2008, Türkiye'deki GPS/nivelman verileriyle global jeopotansiyel modellerin değerlendirilmesi, Harita Dergisi, 139, 49–65.
- Üstün, A. , 2006, Gravite alanı belirleme amaçlı uydu misyonları: CHAMP, GRACE, GOCE ve İlk sonuçlar. Harita Dergisi, 136:16-30.
- Wu, S. C., Yunck, T. P., ve Thornton, C. L. , 1990, A reduced-dynamic technique for precise orbit determination. Technical Report 42-101, TDA Progress Report.
- Wu, S. C., Yunck, T. P., ve Thornton, C. L. , 1991, Reduced-dynamic technique for precise orbit determination of low-earth satellites. Journal Guidance, Control and Dynamics, 14(1):24–30.
- Wu, H. ,Müller,J.,and Brieden, P. , 2016, The IfE global gravity field model from GOCE-only observations:Presented at the International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems, 19-23 September 2016, Thessaloníki, Greece.
- Yunck, T. P., Wu, S. C., Wu, J.-T., ve Thornton, C. L. , 1990, Precise tracking of remote sensing satellites with the Global Positioning System. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28(1).
- Yılmaz I, Yılmaz M, Güllü M, Turgut B , 2010, Evaluation of recent global geopotential models based on GPS/levelling data over Afyonkarahisar (Turkey). Scienti c Research and Essays Vol. 5(5), pp. 484-493.

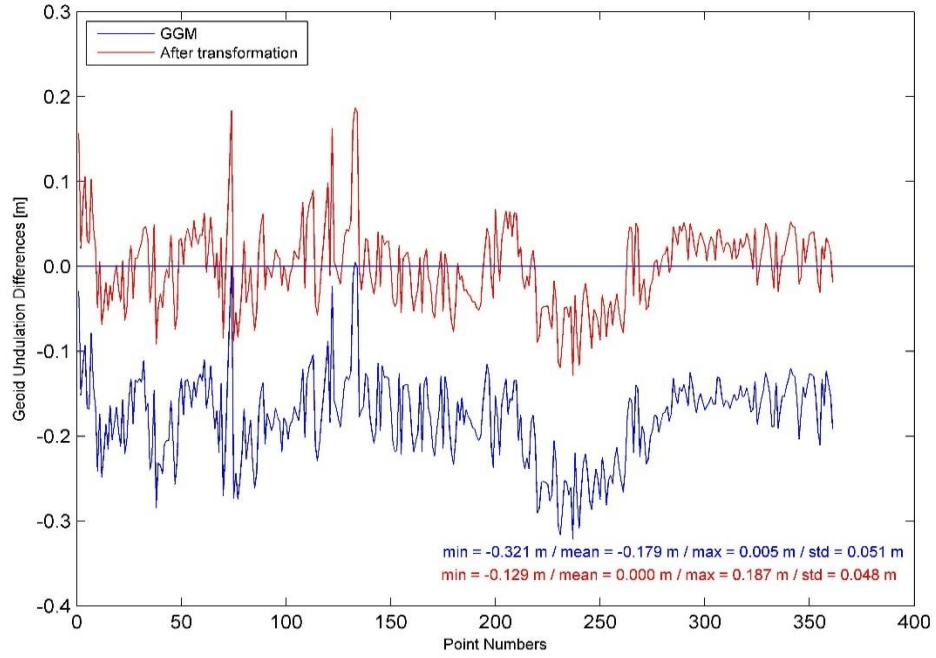
Zhou, H.; Luo, Z.; Zhou, Z.; Li, Q.; Zhong, B.; Hsu, H. , 2016, A new time series of GRACE monthly gravity field models: HUST-Grace2016. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/ICGEM.2016.0>.



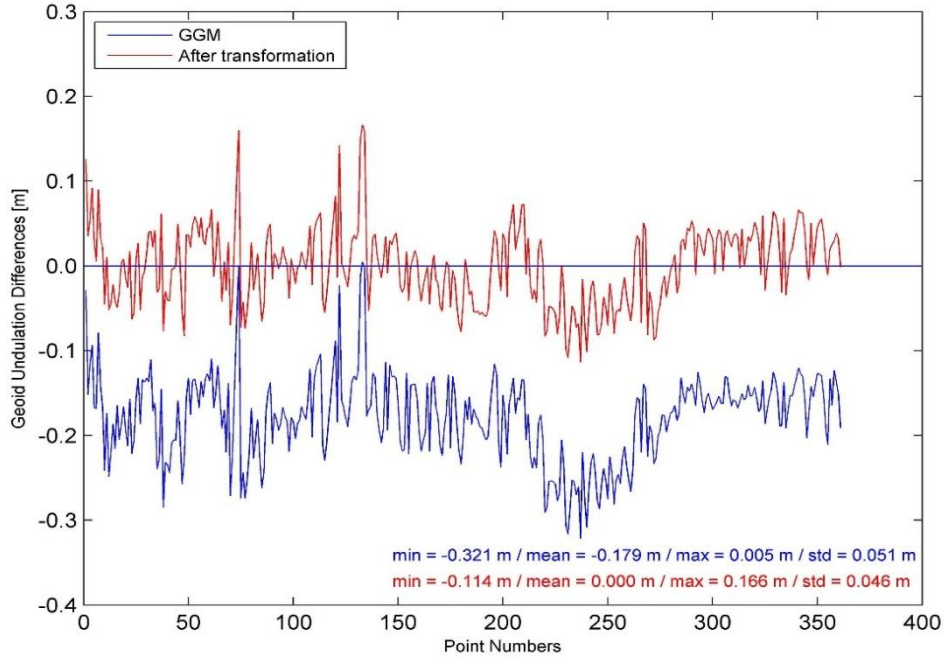
EKLER

A.1 Model 3, 4, 5 ve 7 parametrelı dönüşümü sonrasında Global jeopotansiyel modellerin jeoit yükseklikleri ($N_{GNSS}-N_{GGM}$) farklarının dağılımı

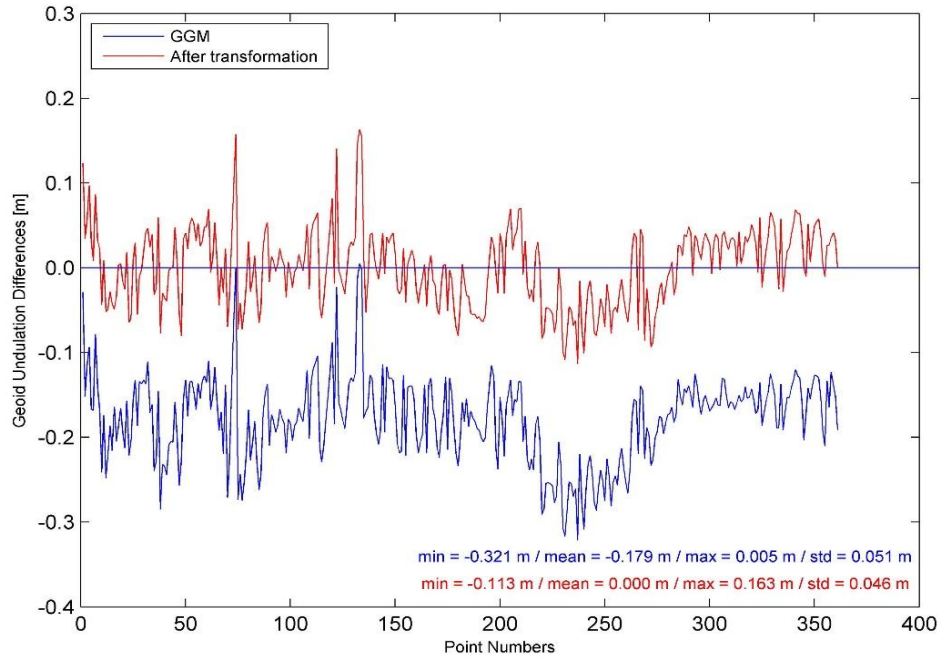
Adana Bölgesi Sonuçları:



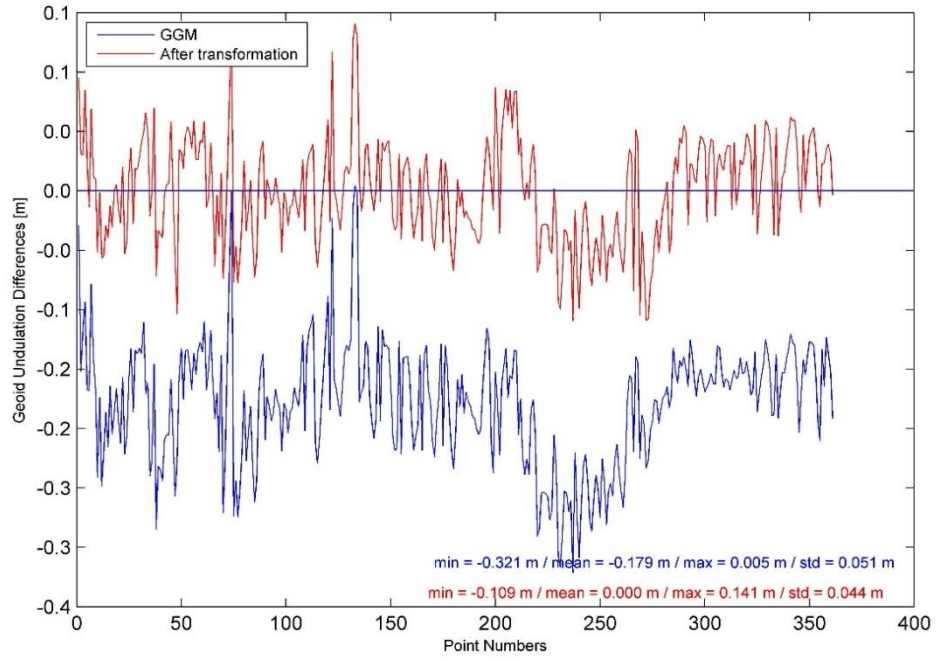
Şekil A.1. EGM2008 modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



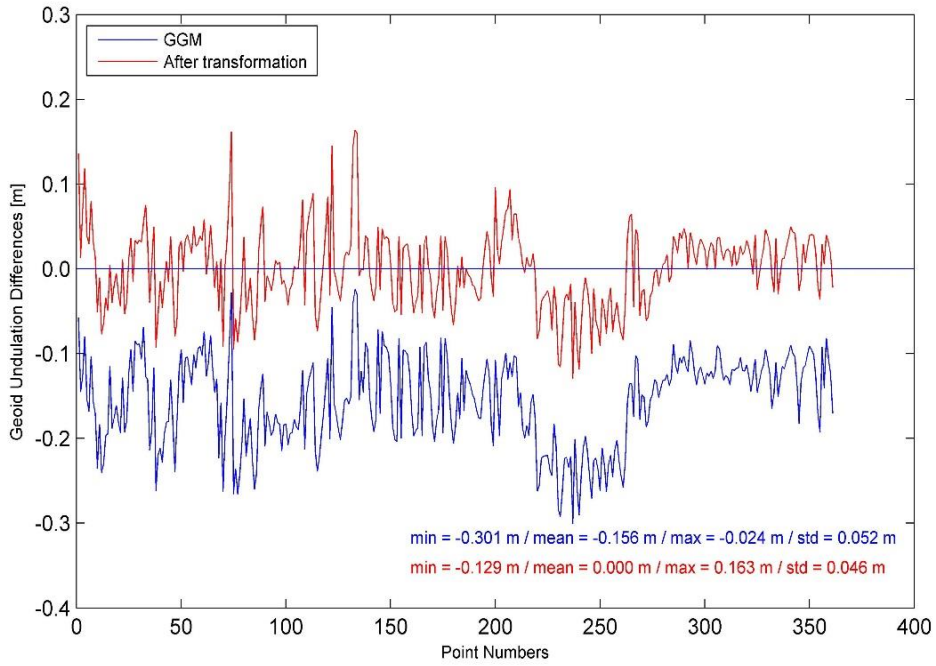
Şekil A.2. EGM2008 modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



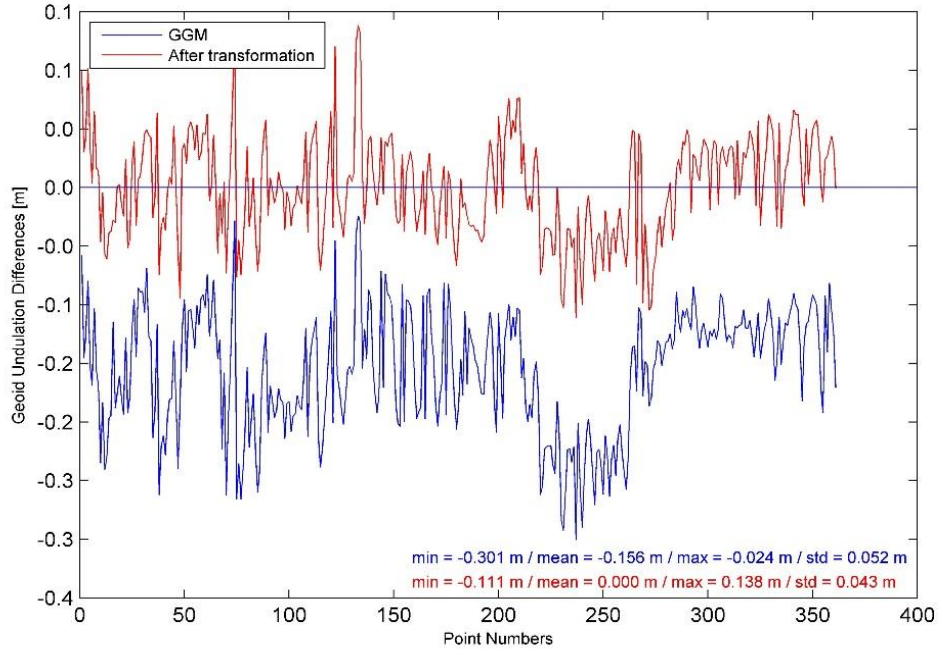
Şekil A.3. EGM2008 modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



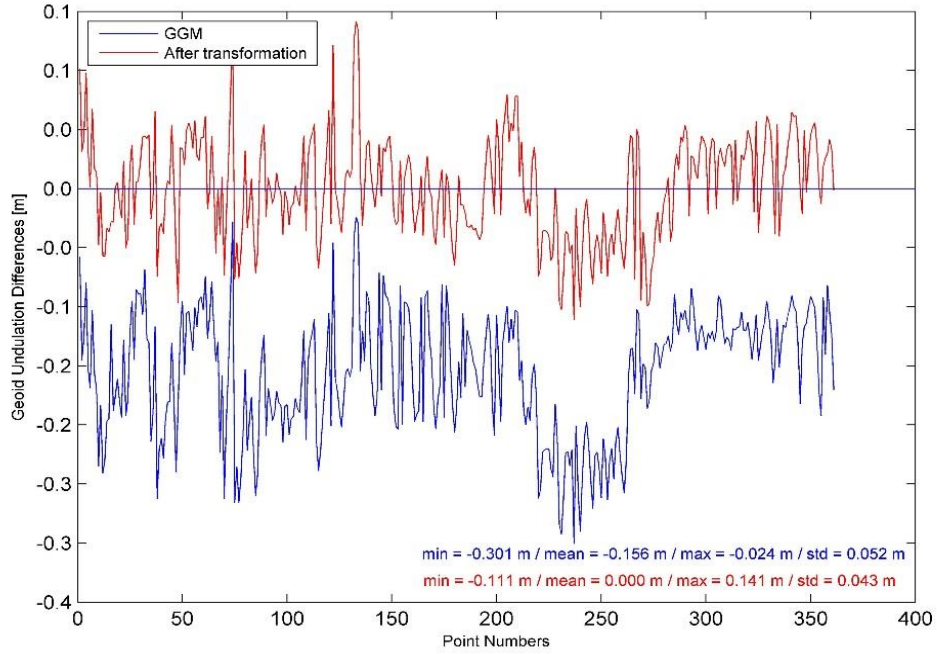
Şekil A.4. EGM2008 modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



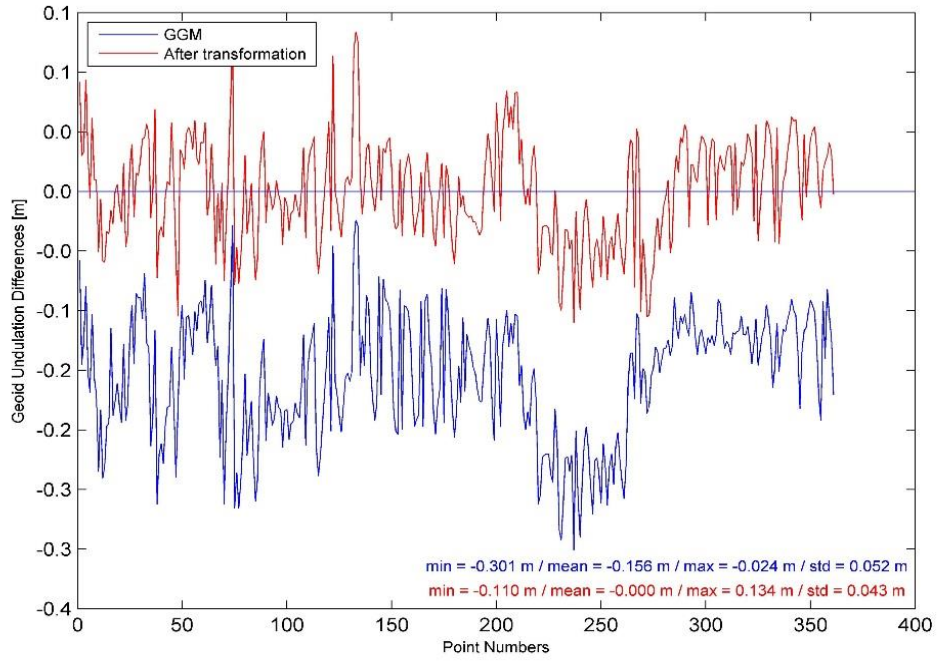
Şekil A.5. GECO modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



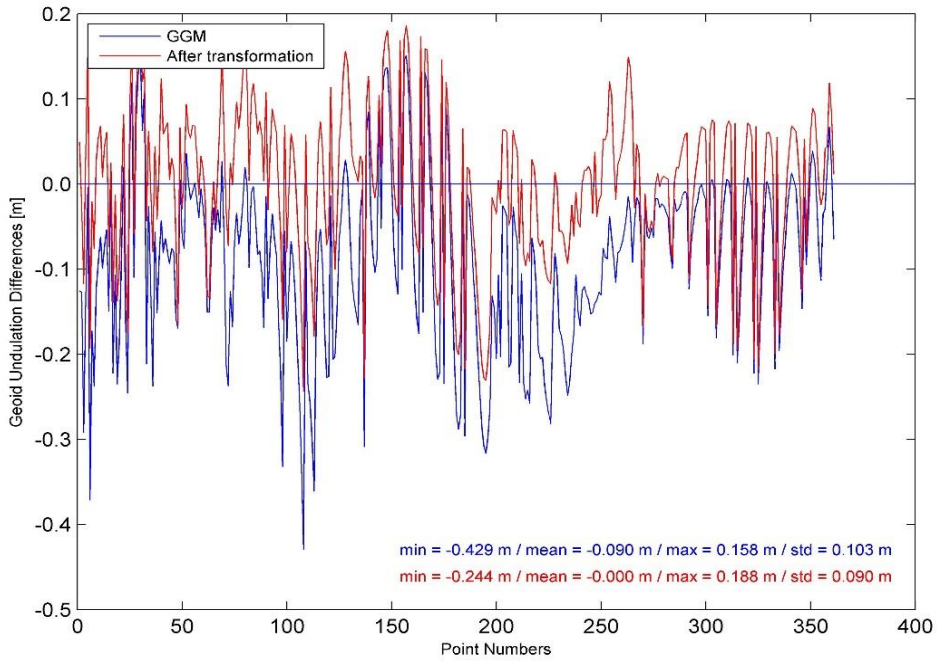
Şekil A.6. GECO modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



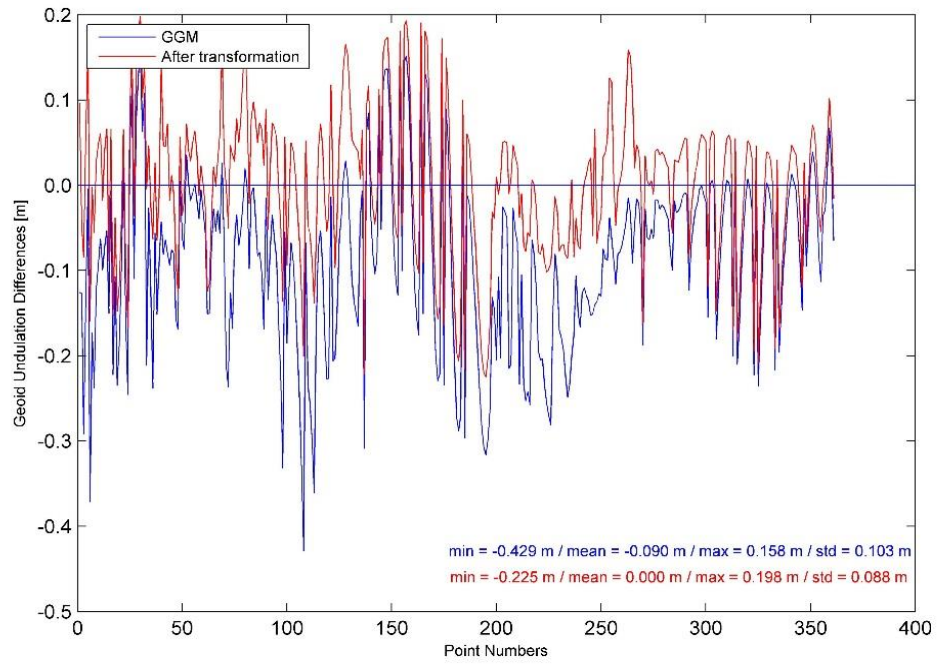
Şekil A.7. GECO modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



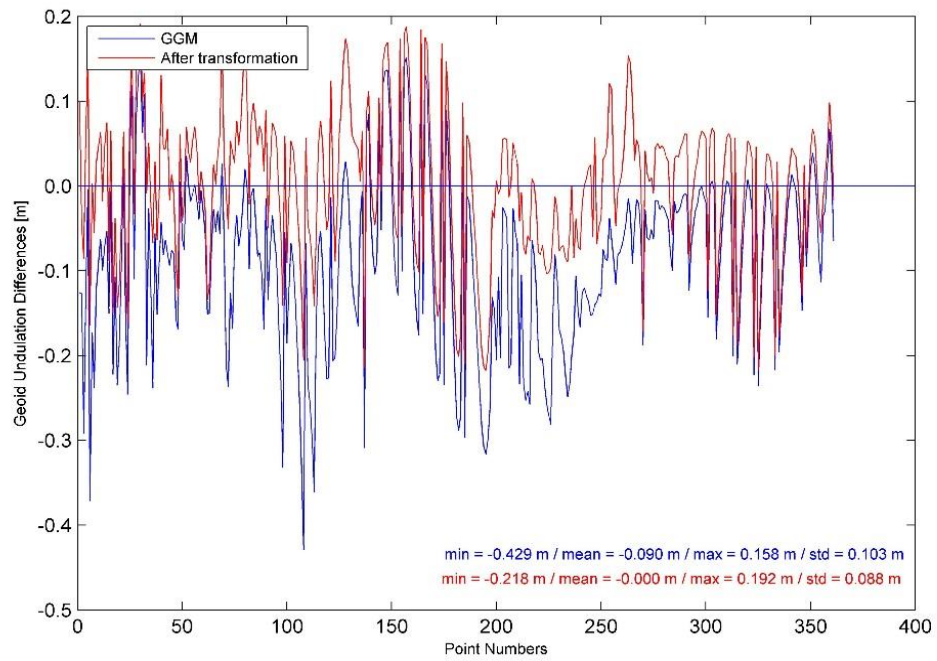
Şekil A.8. GECO modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



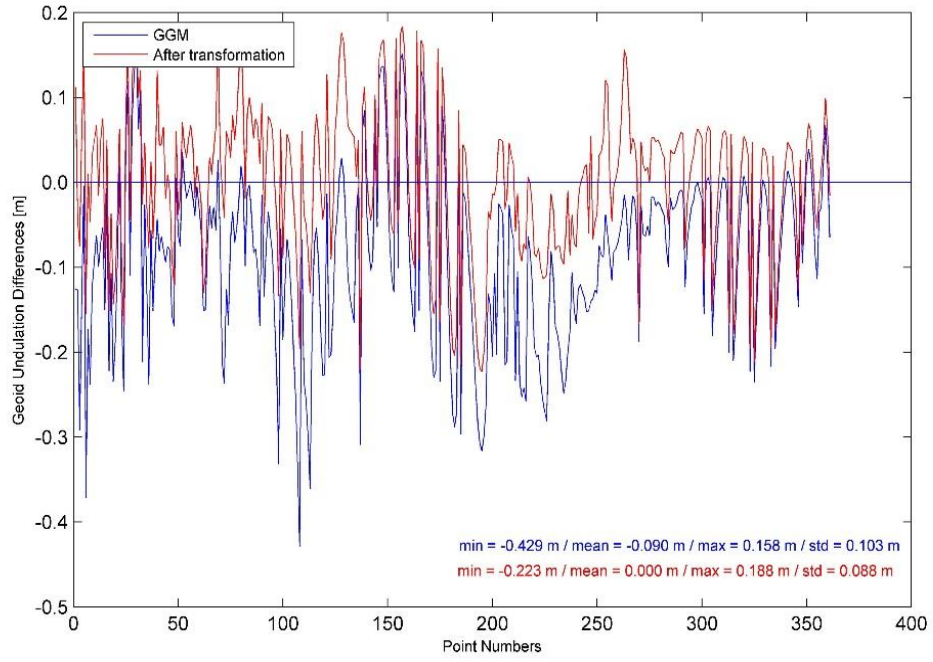
Şekil A.9. GOCO05c modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



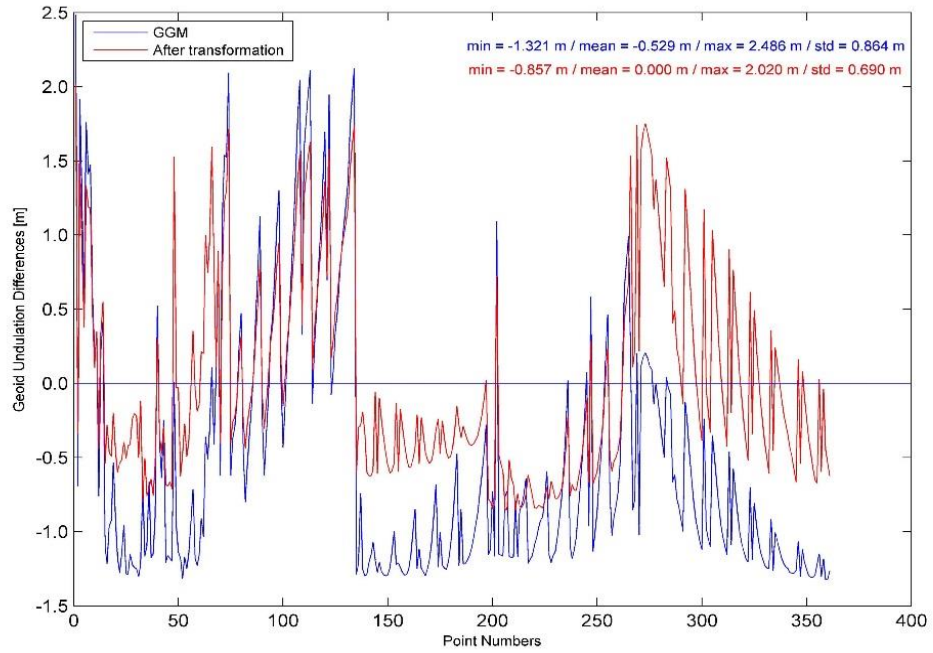
Şekil A.10. GOCO05c modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



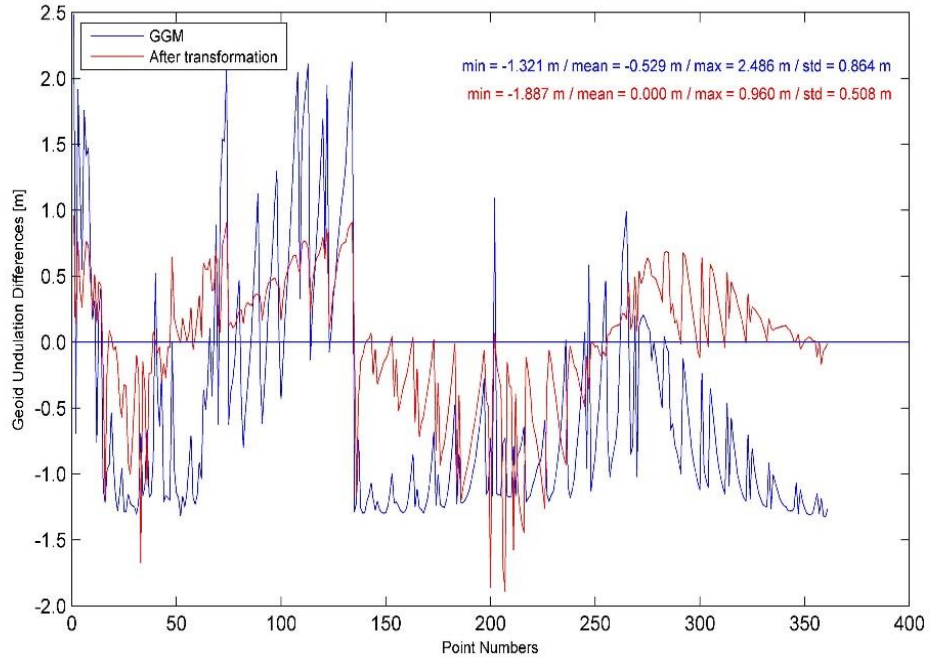
Şekil A.11. GOCO05c modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



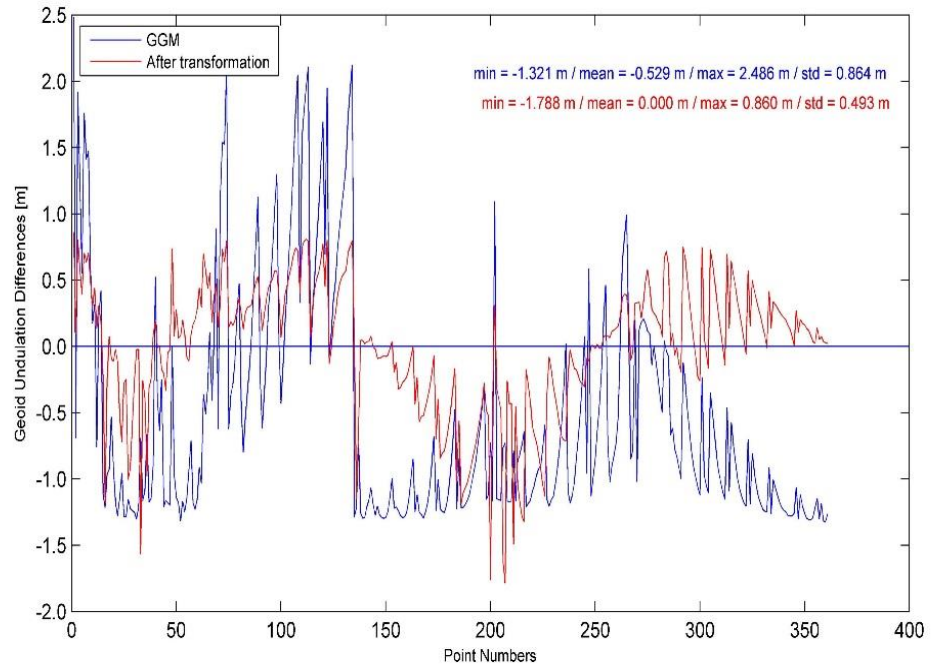
Şekil A.12. GOCO05c modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



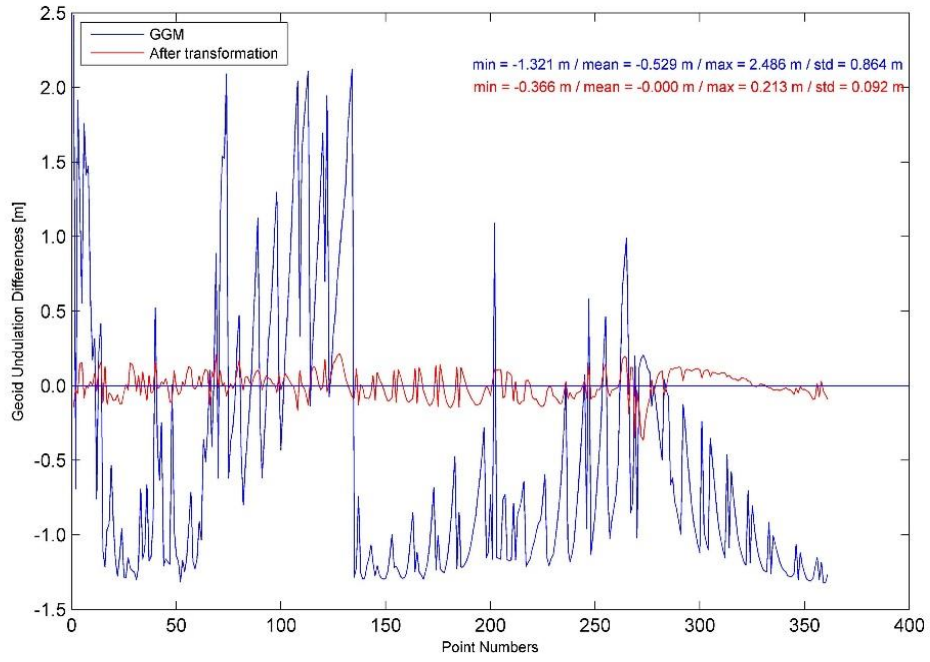
Şekil A.13. HUST_GRACE2016s modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



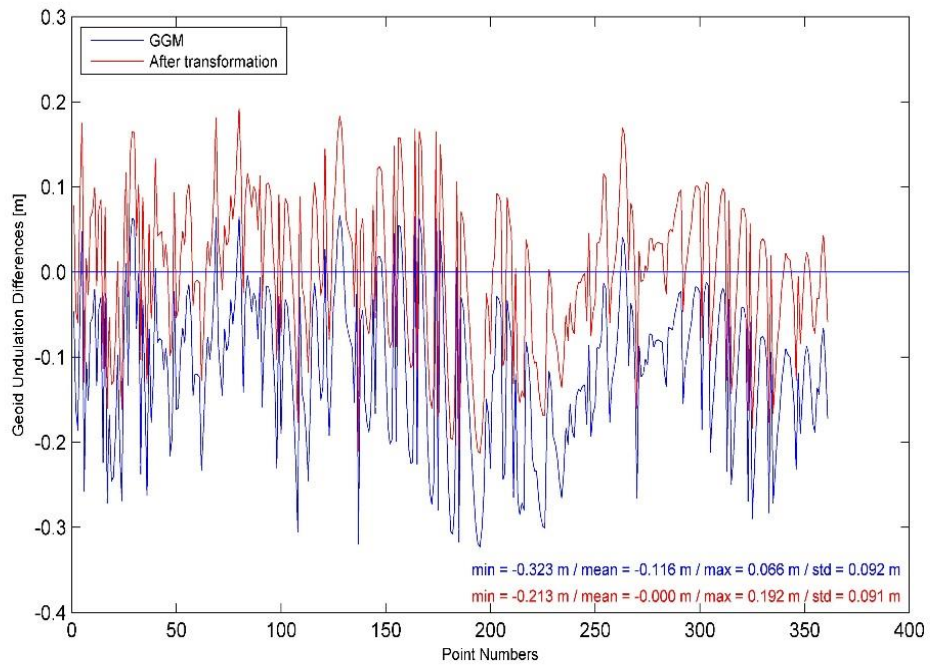
Şekil A.14. HUST_GRACE2016s modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



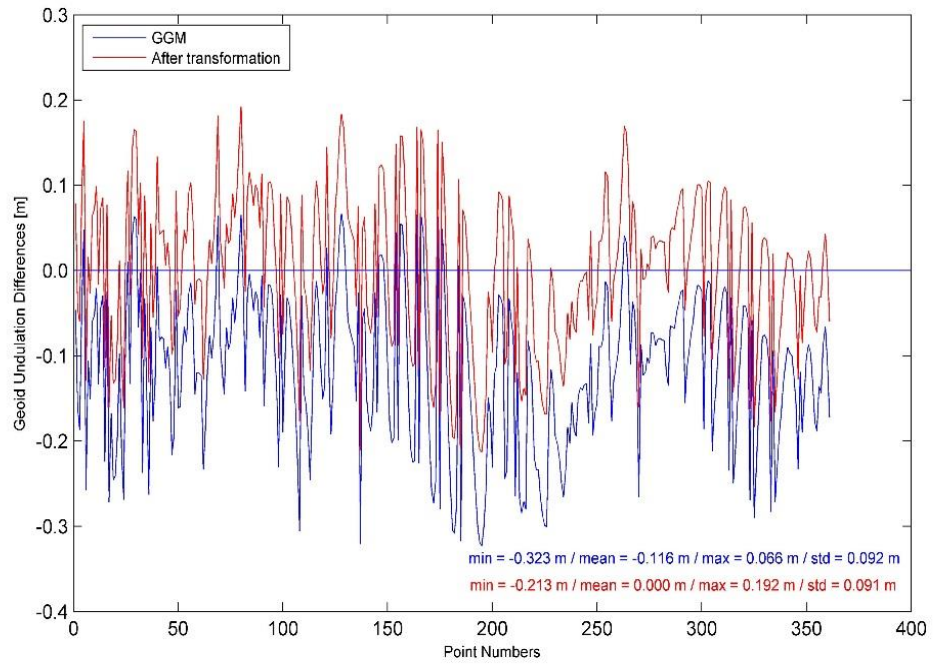
Şekil A.15. HUST_GRACE2016s modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



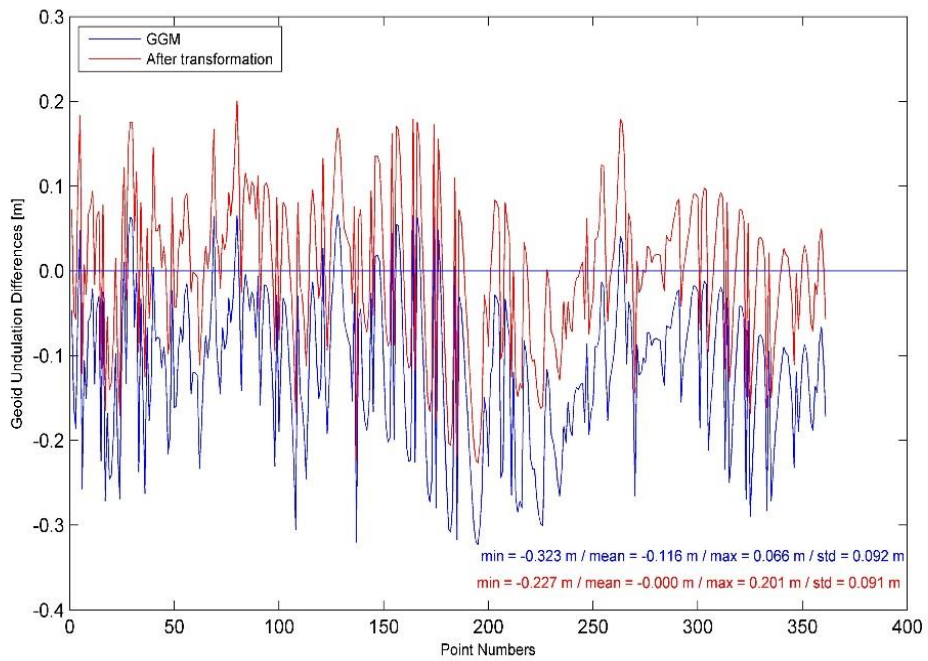
Şekil A.16. HUST_GRACE2016s modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



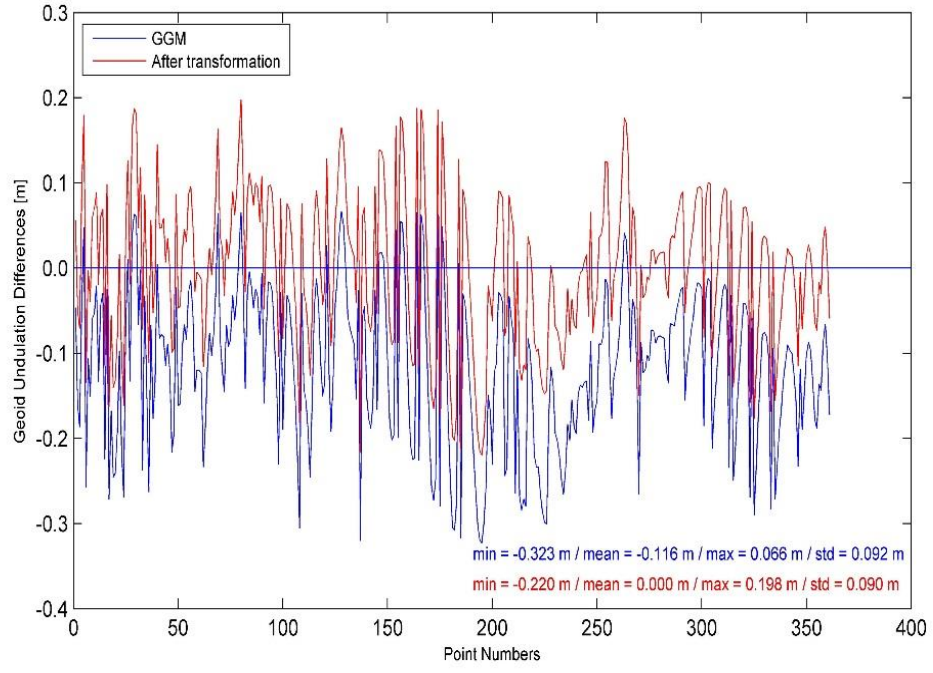
Şekil A.17. XGM2016 modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



Şekil A.18. XGM2016 modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

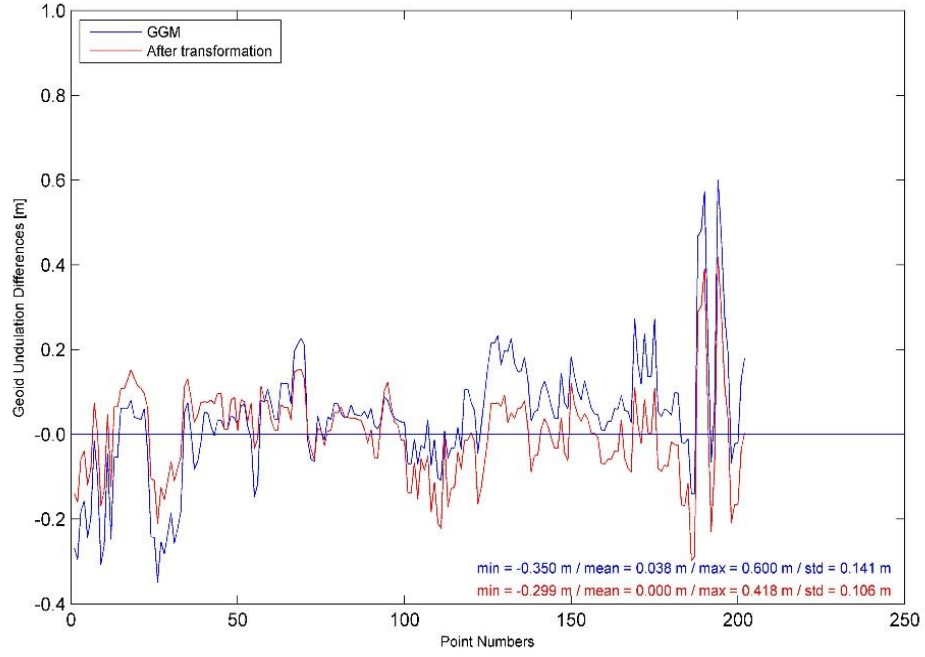


Şekil A.19. XGM2016 modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

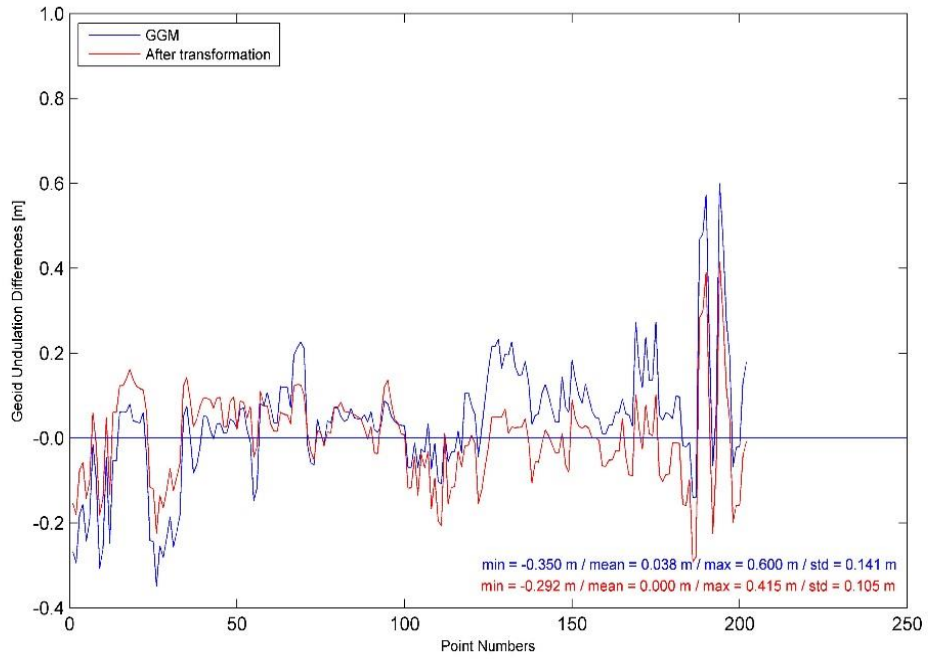


Şekil A.20. XGM2016 modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)

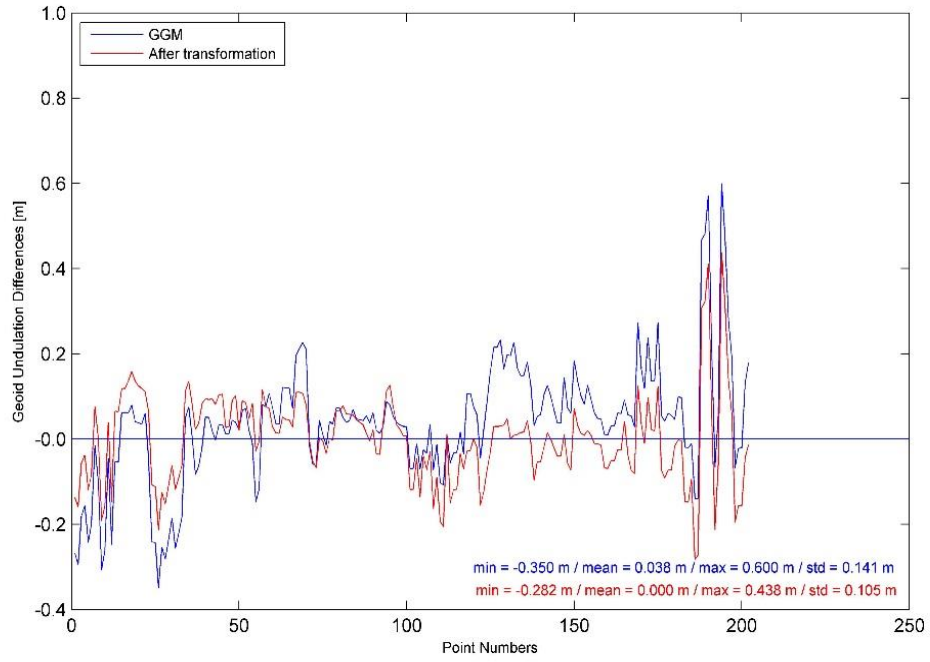
Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ Bölge Sonuçları:



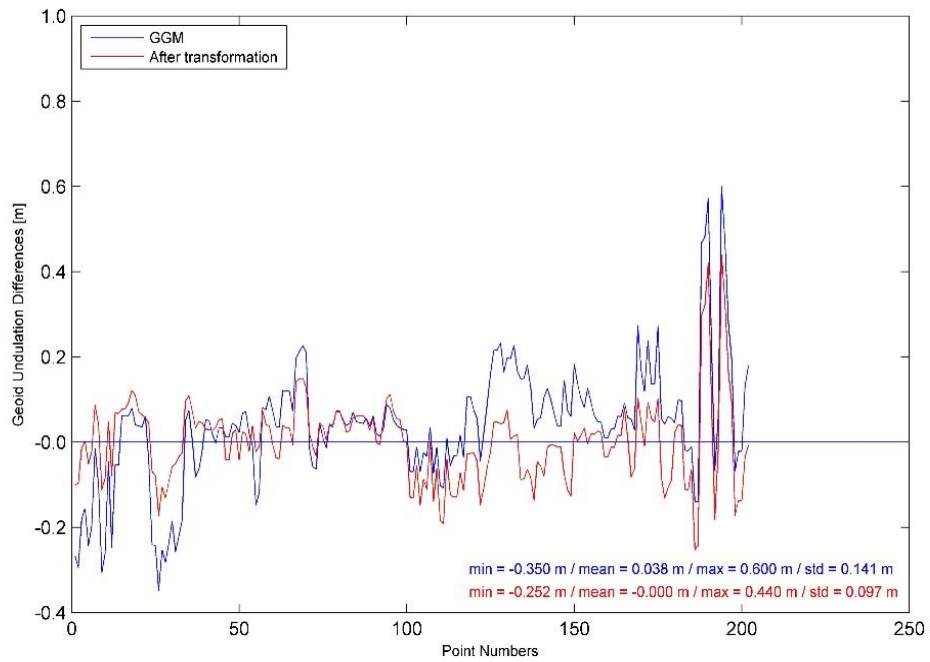
Şekil A.21. EGM2008 modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



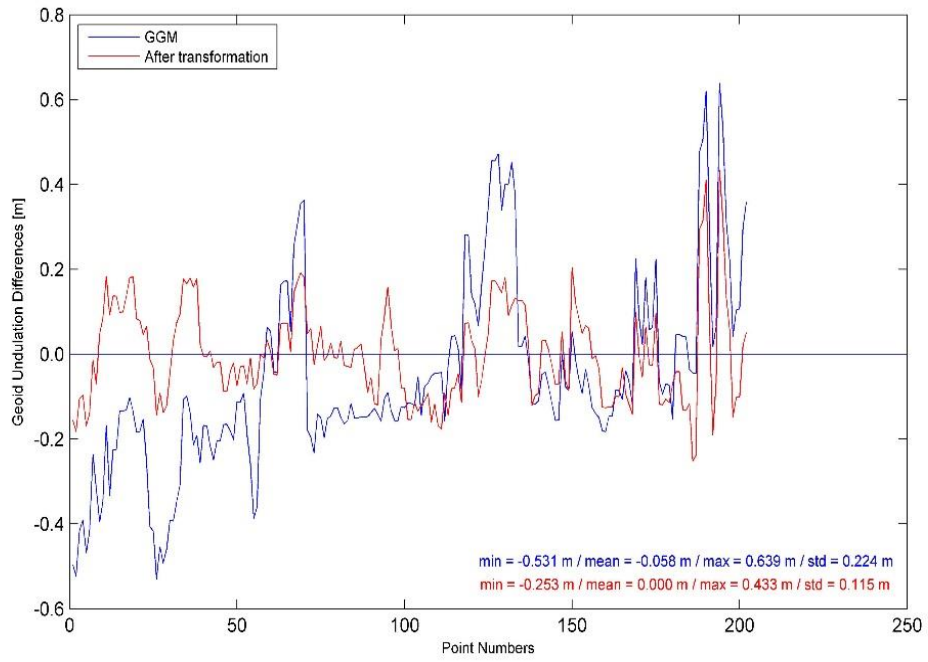
Şekil A.22. EGM2008 modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



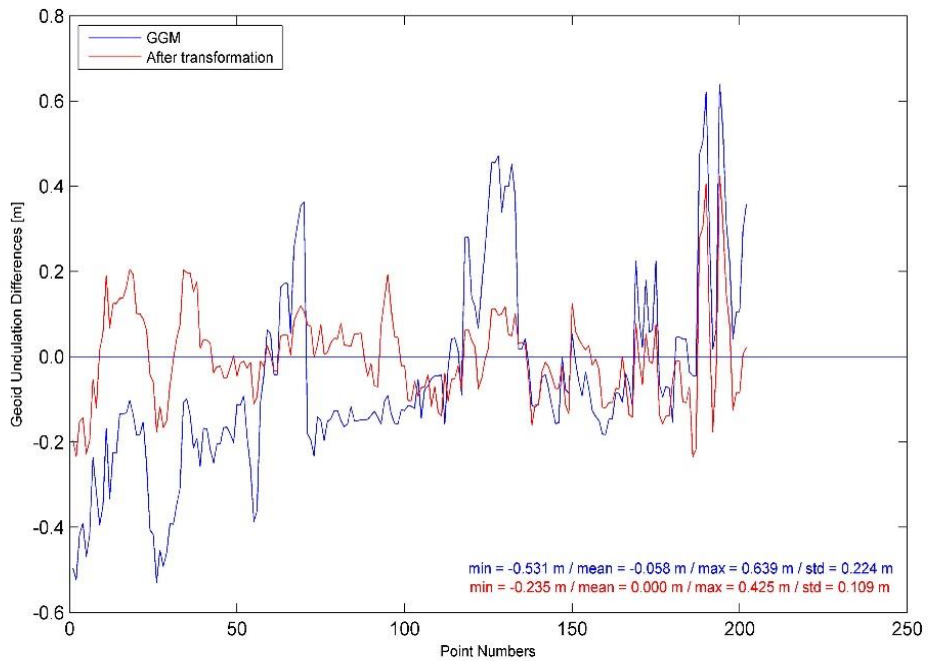
Şekil A.23. EGM2008 modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



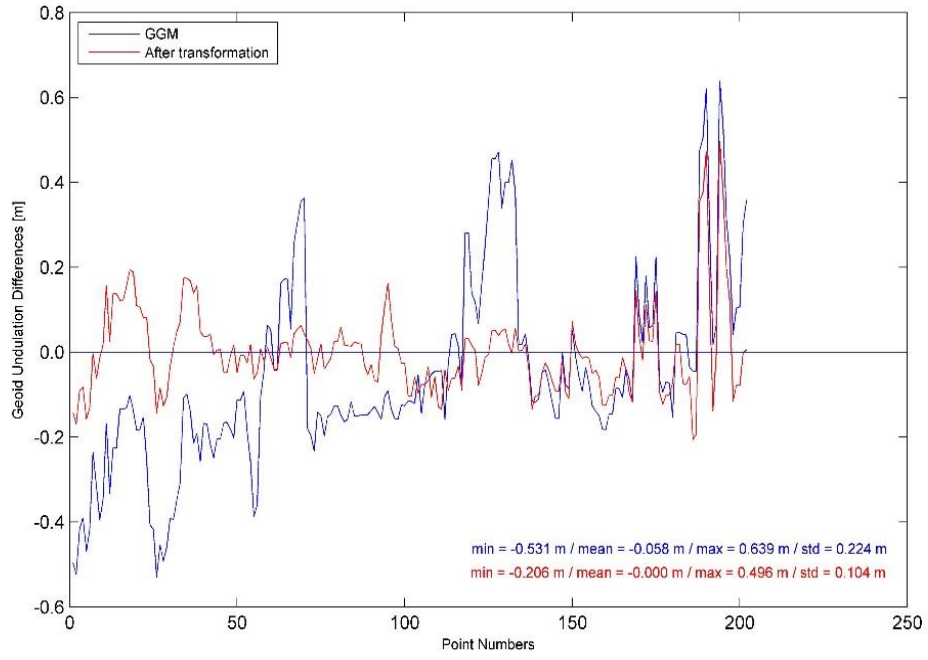
Şekil A.24. EGM2008 modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



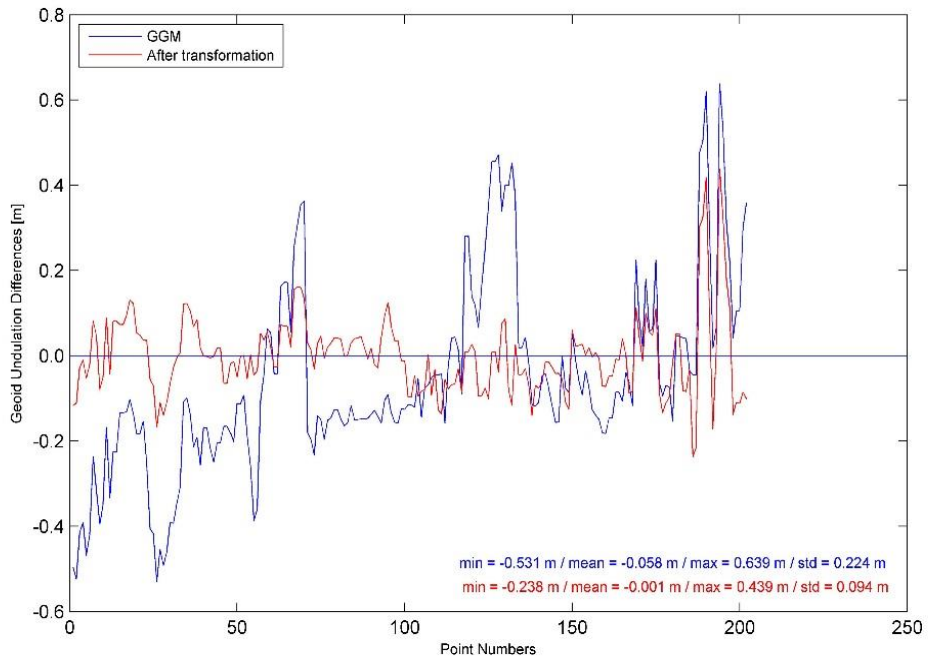
Şekil A.25. GECO modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



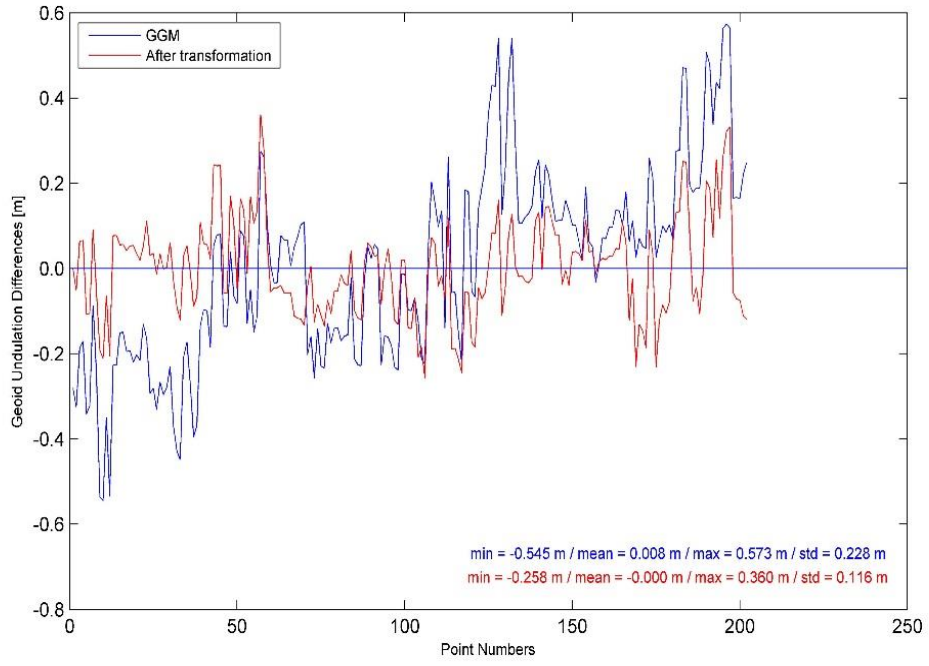
Şekil A.26. GECO modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



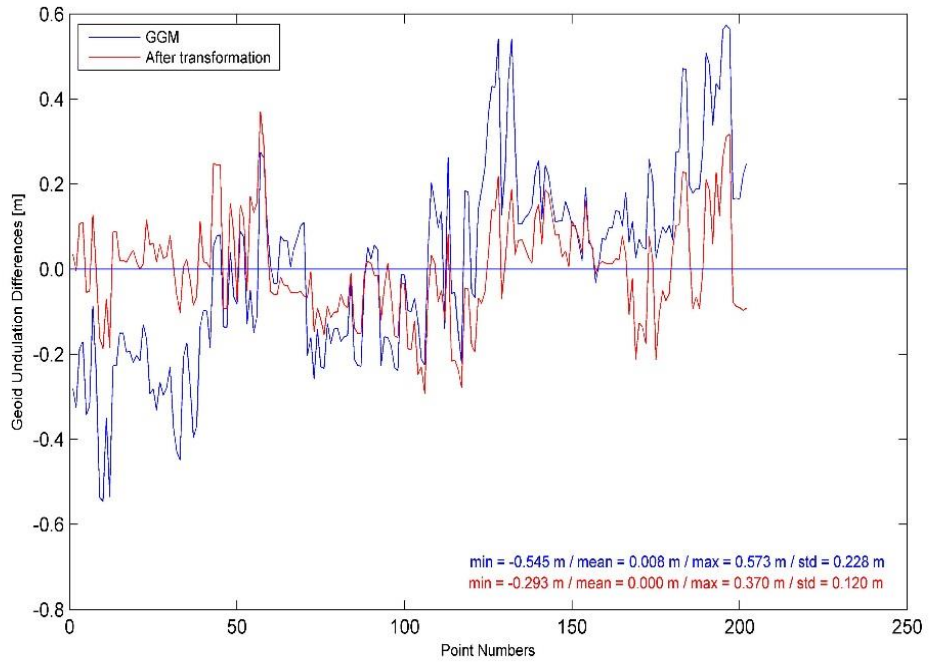
Şekil A.27. GECO modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



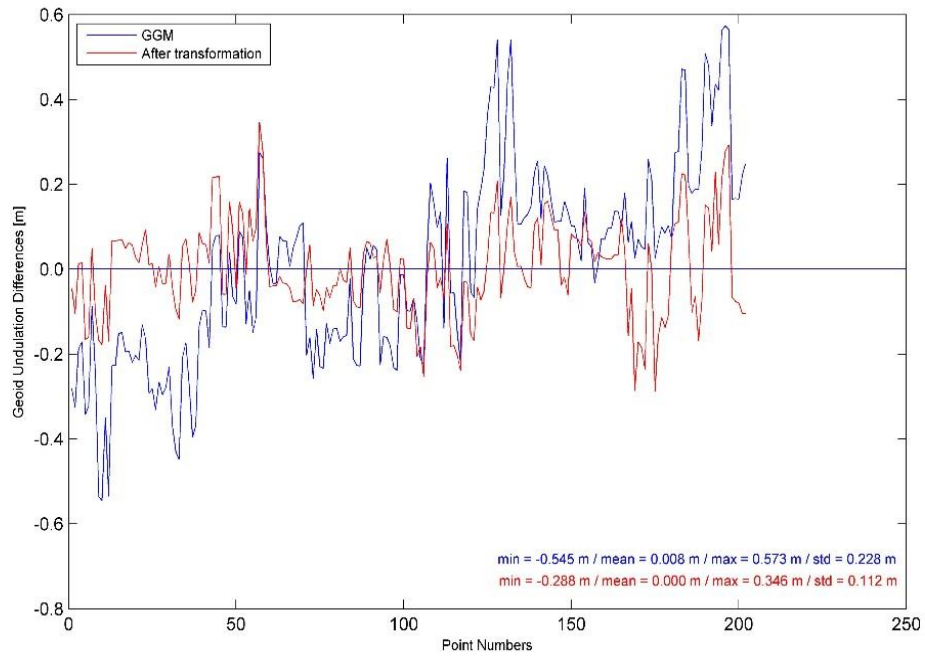
Şekil A.28. GECO modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



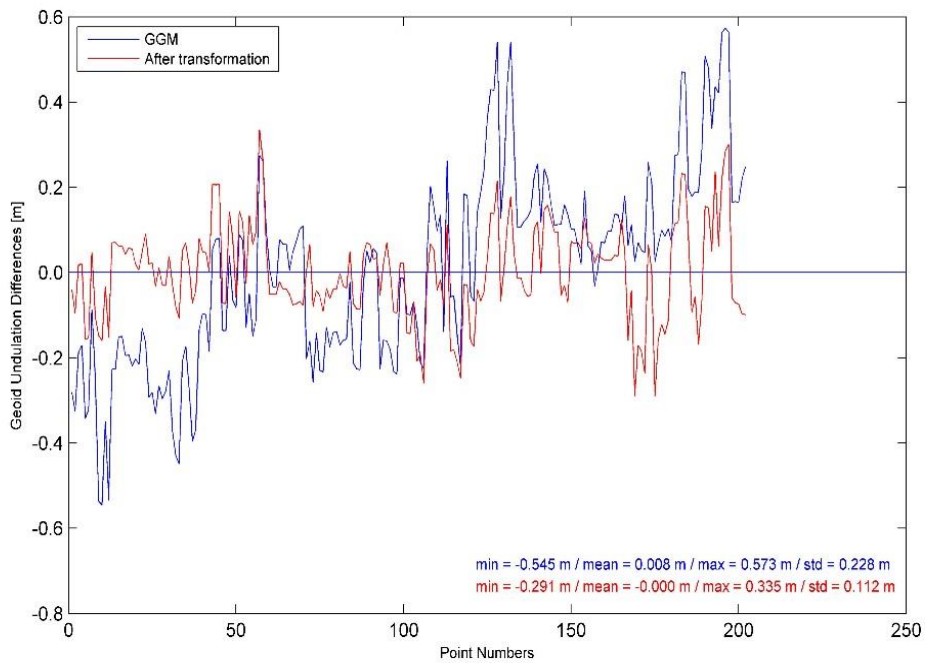
Şekil A.29. GGM05C modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



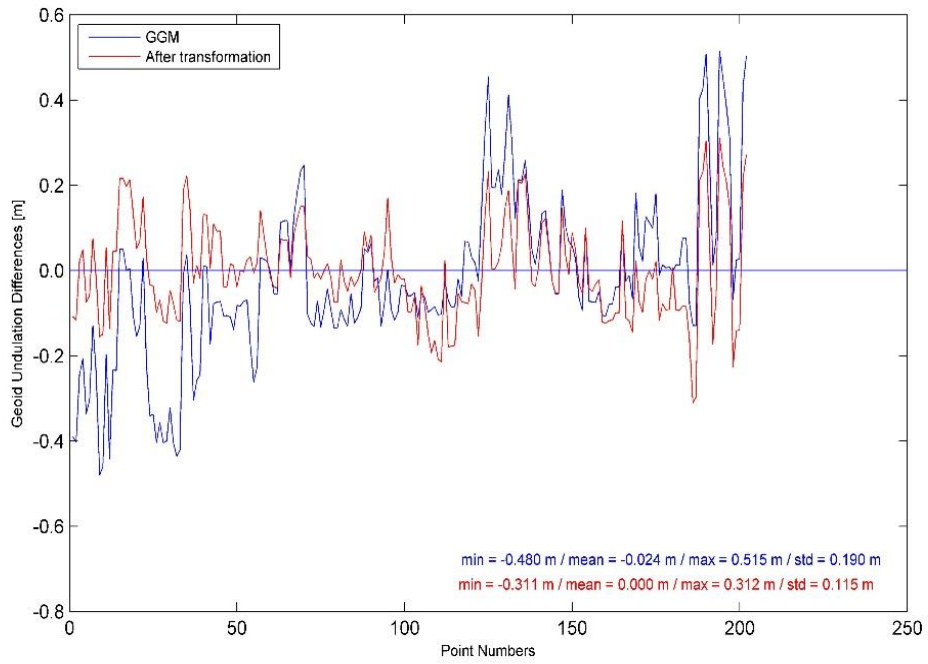
Şekil A.30. GGM05C modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



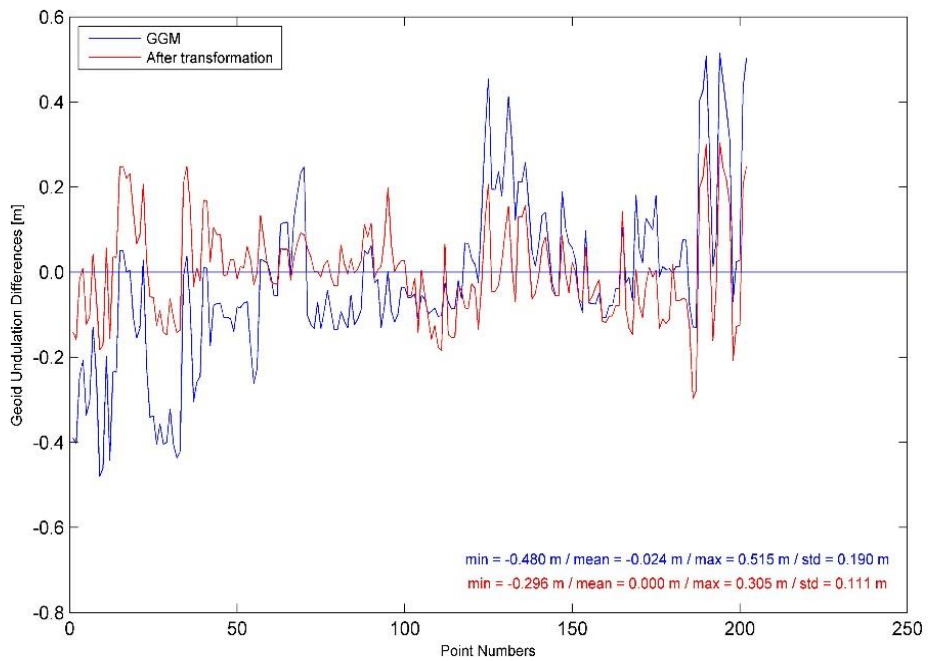
Şekil A.31. GGM05C modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



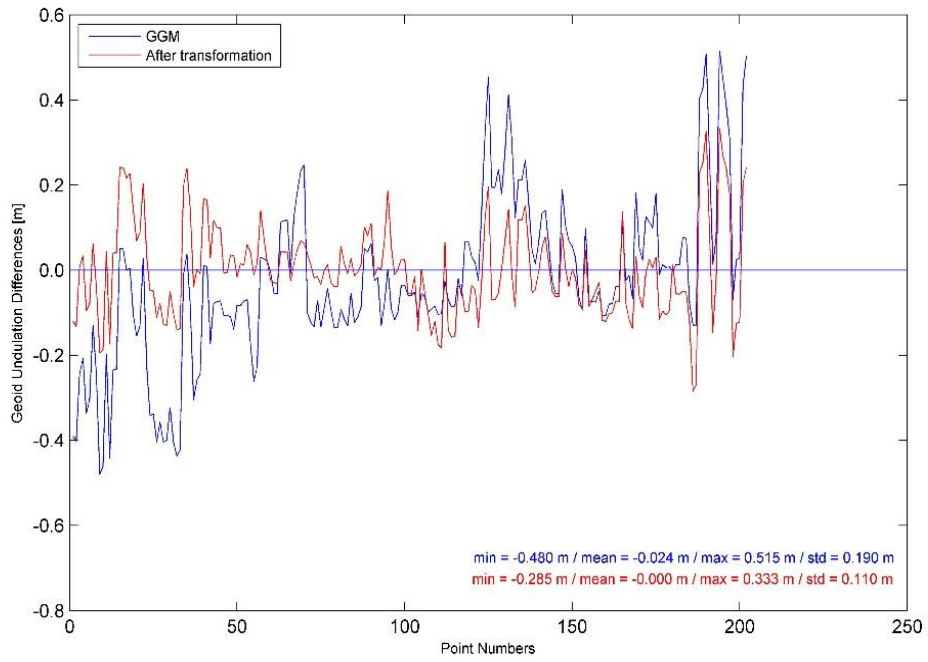
Şekil A.32. GGM05C modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



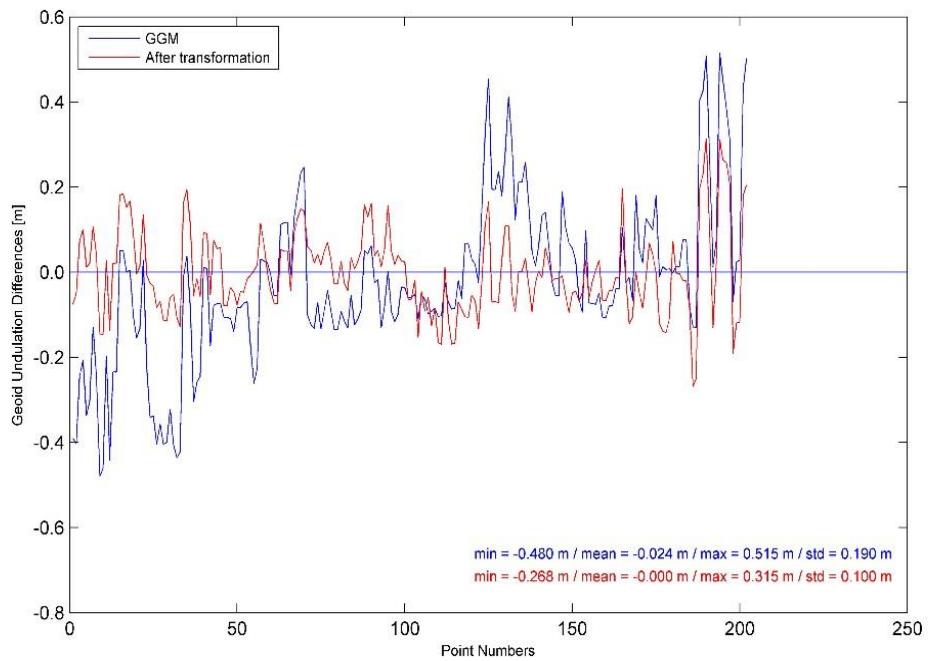
Şekil A.33. GOCO05c modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



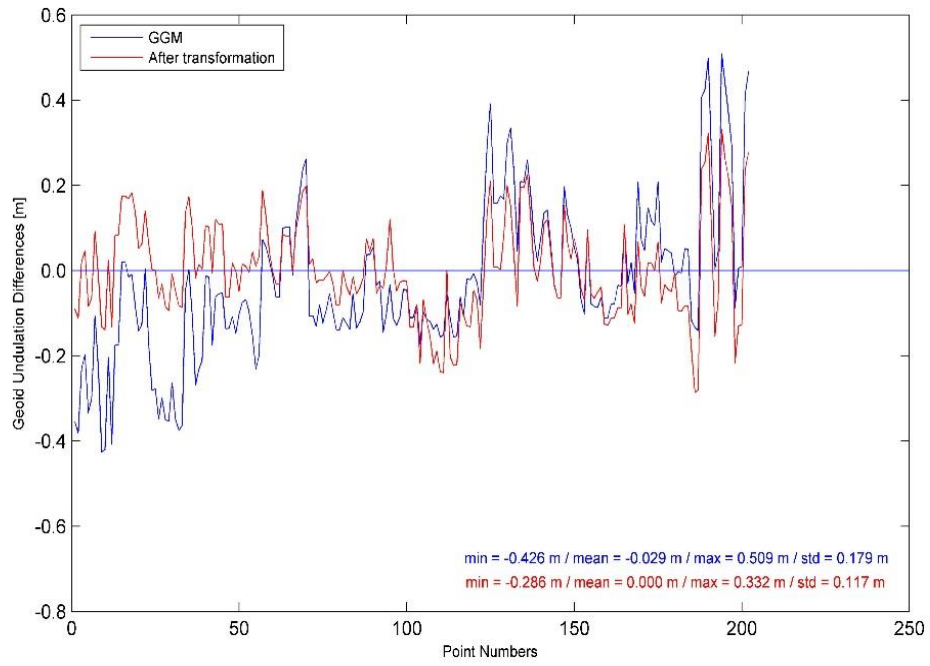
Şekil A.34. GOCO05c modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



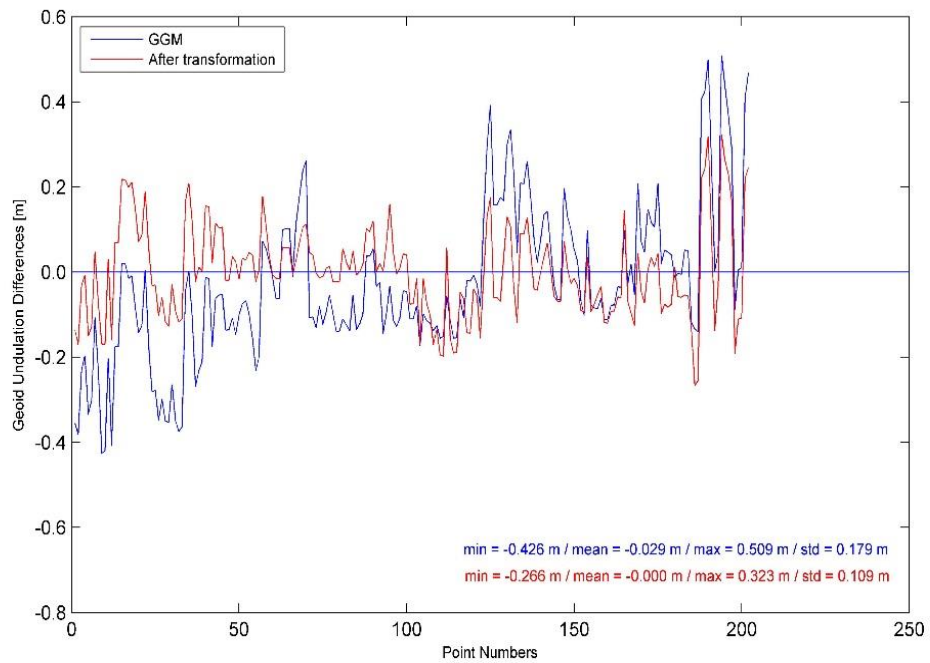
Şekil A.35. GOCO05c modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



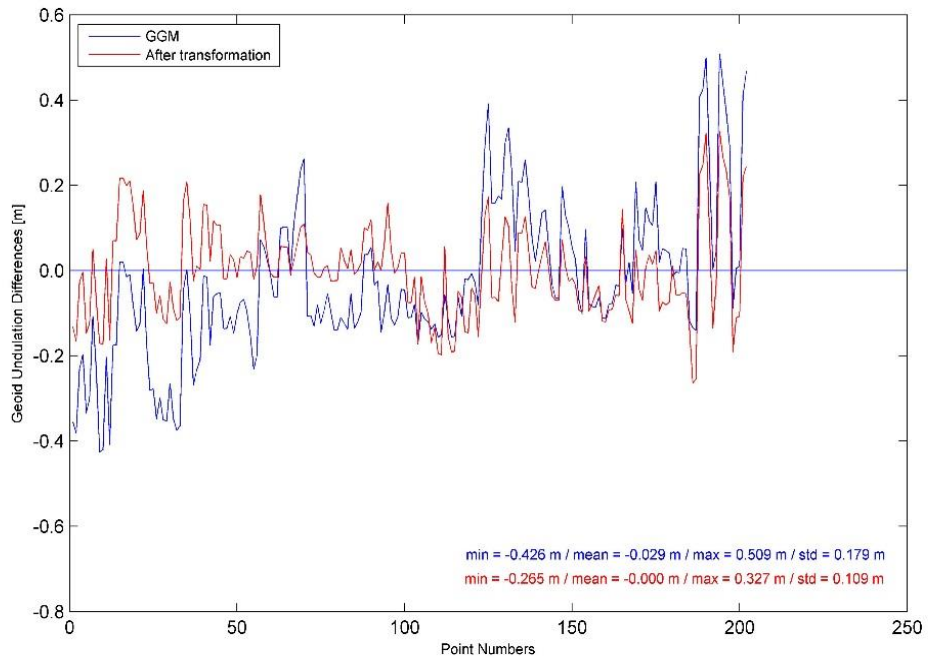
Şekil A.36. GOCO05c modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



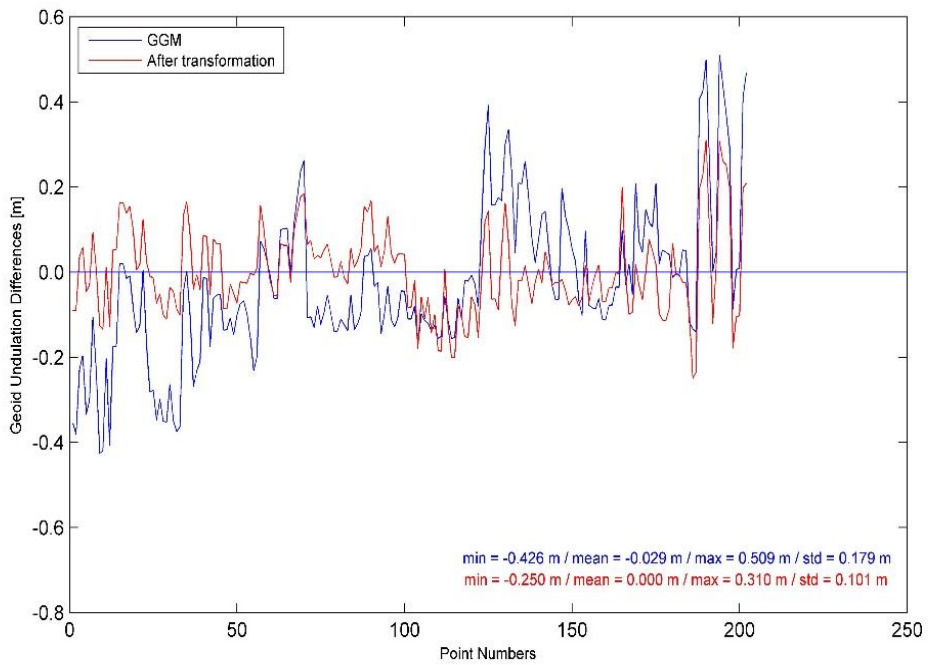
Şekil A.37. XGM2016 modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



Şekil A.38. XGM2016 modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

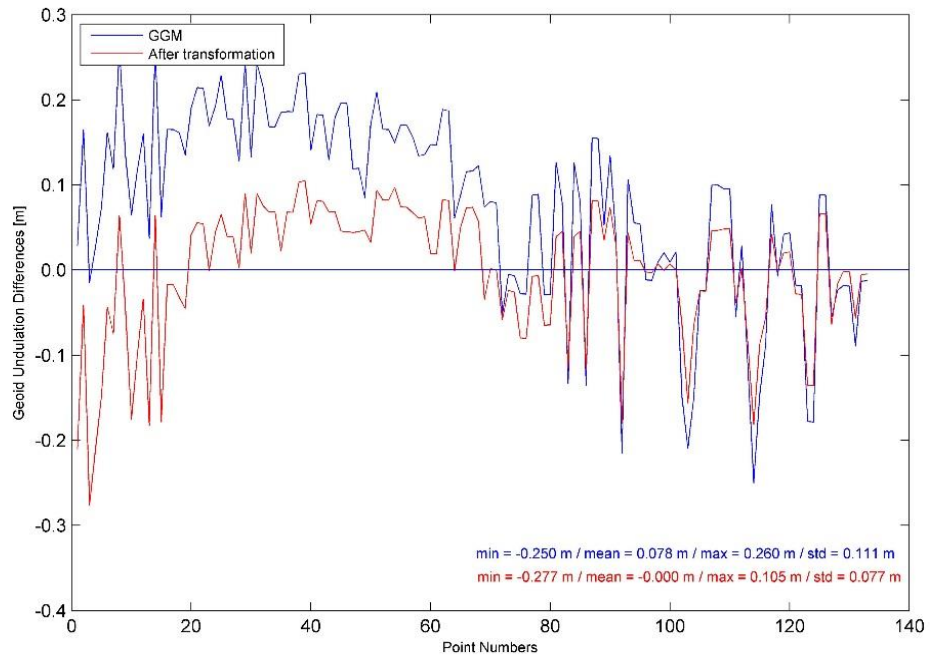


Şekil A.39. XGM2016 modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

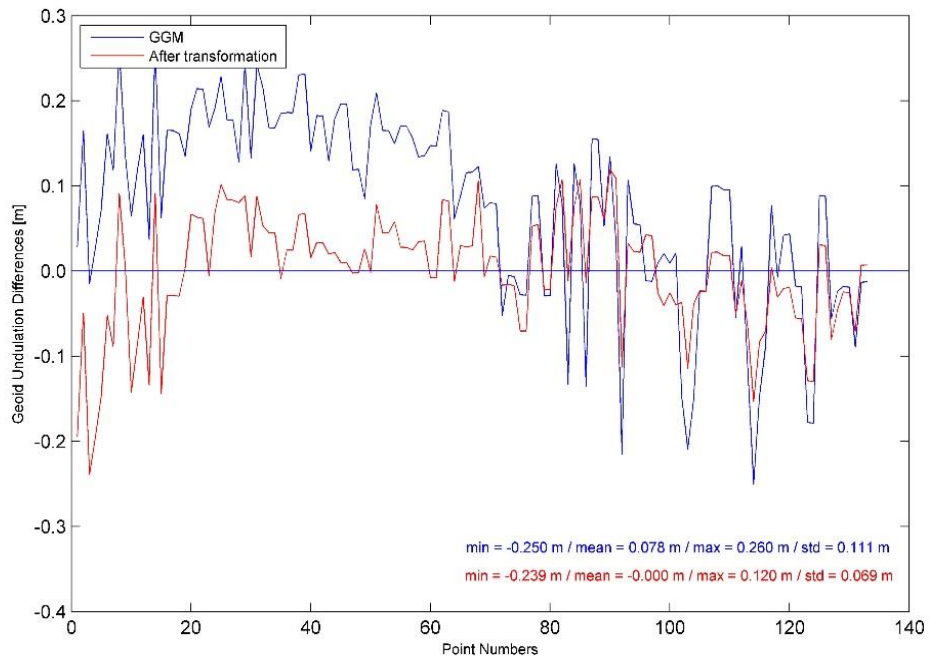


Şekil A.40. XGM2016 modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

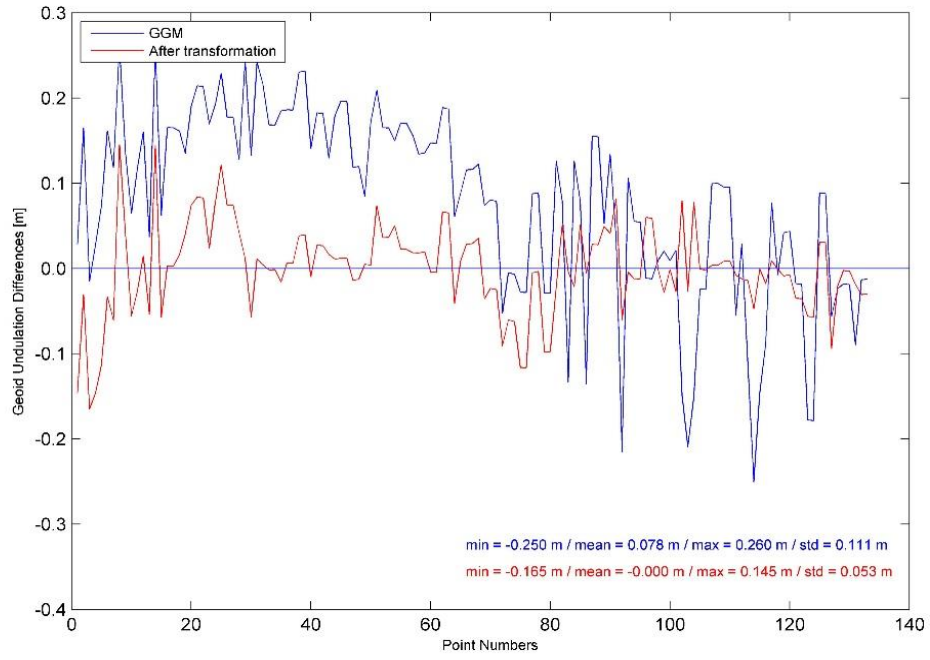
Bilecik, Kütahya ve Eskişehir Bölge Sonuçları:



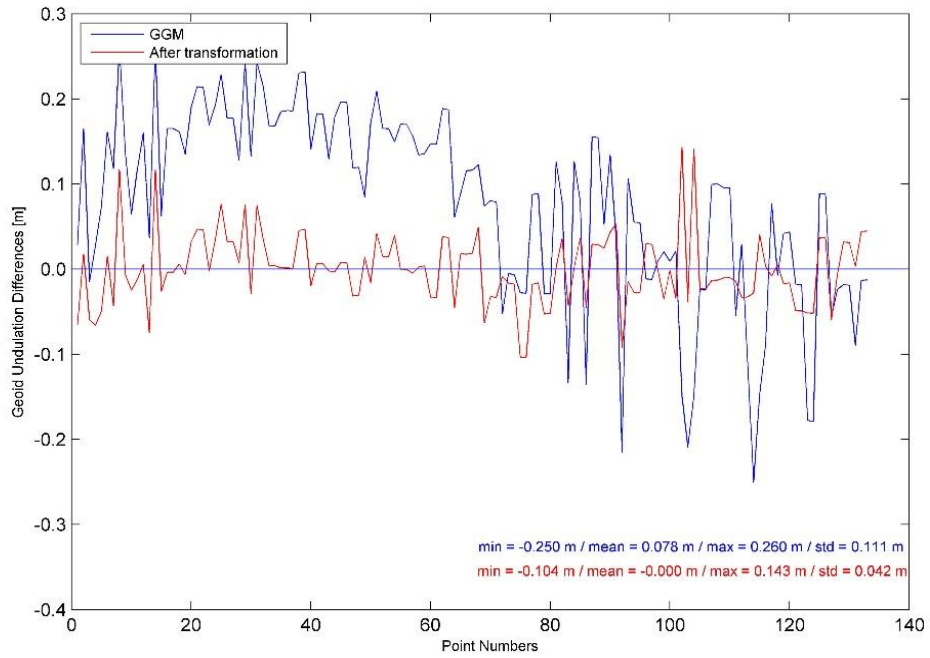
Şekil A.41. EGM2008 modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



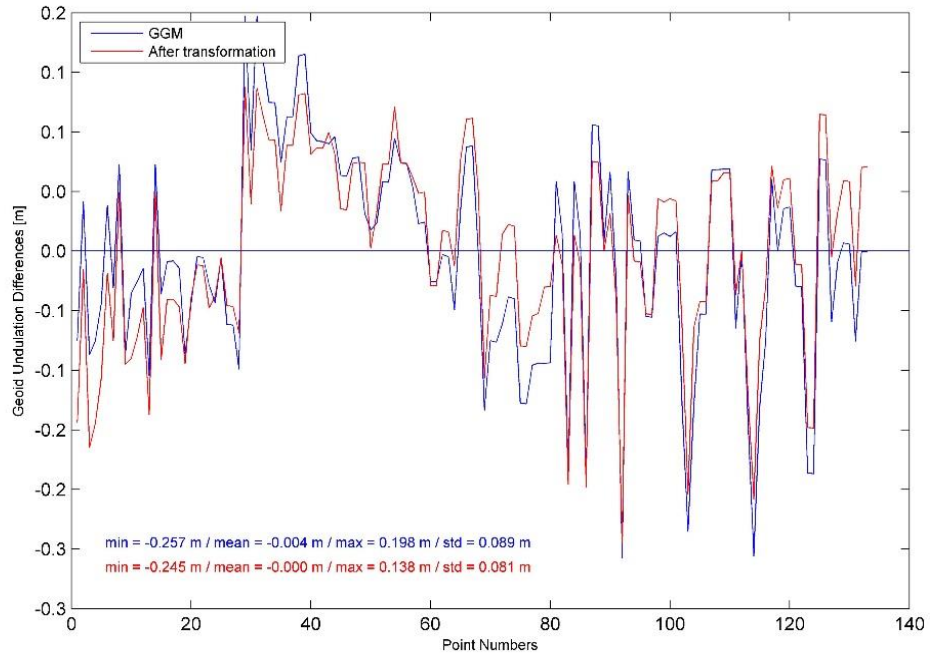
Şekil A.42. EGM2008 modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



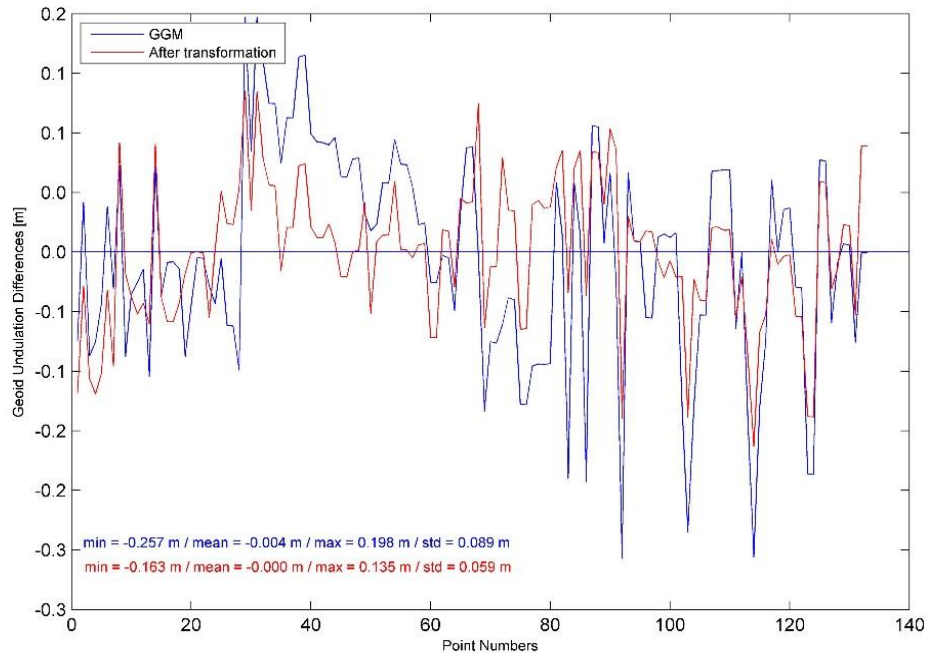
Şekil A.43. EGM2008 modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



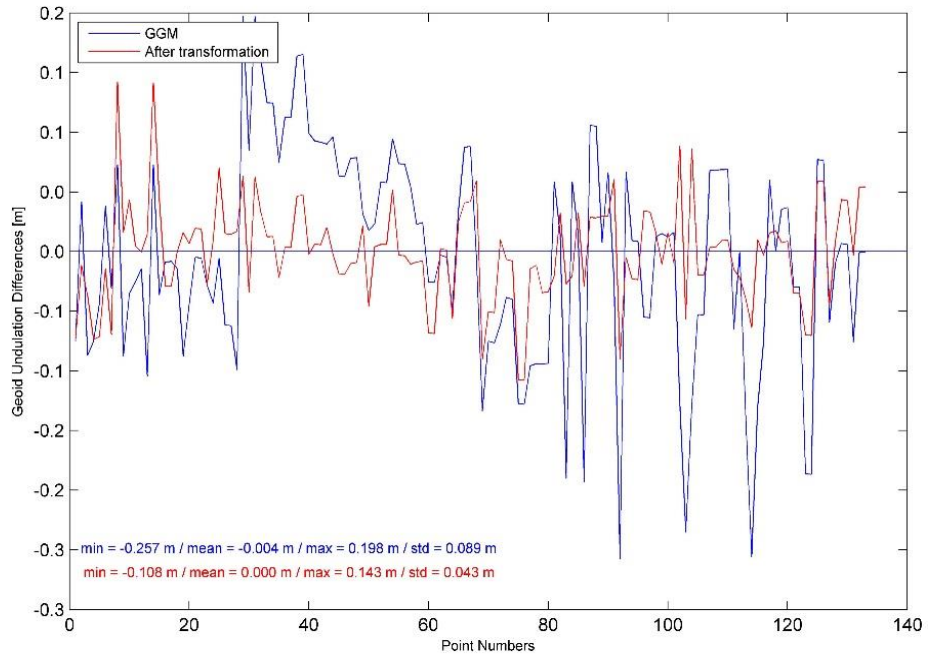
Şekil A.44. EGM2008 modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



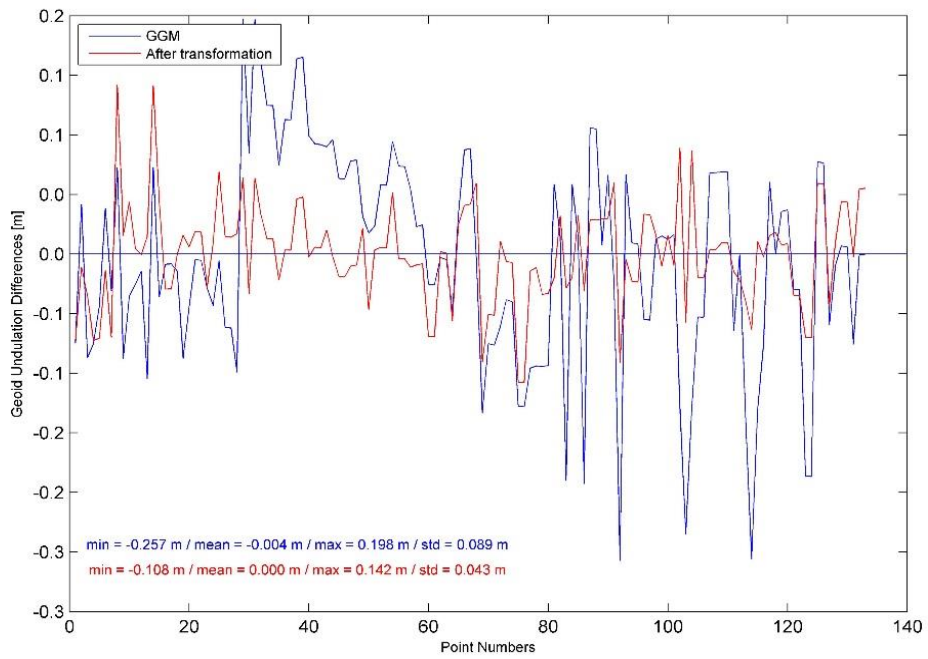
Şekil A.45. GECO modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



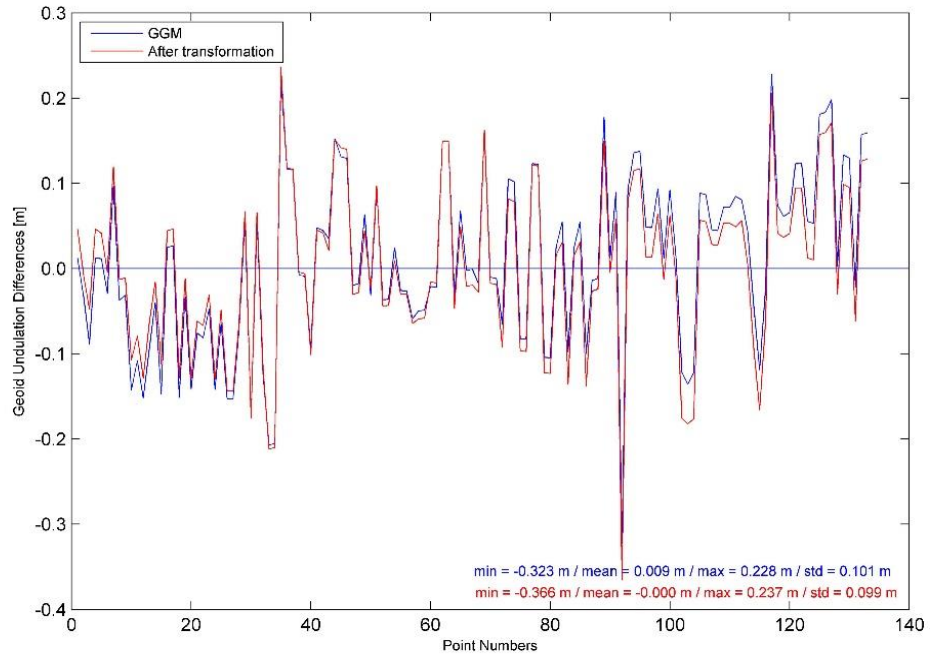
Şekil A.46. GECO modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



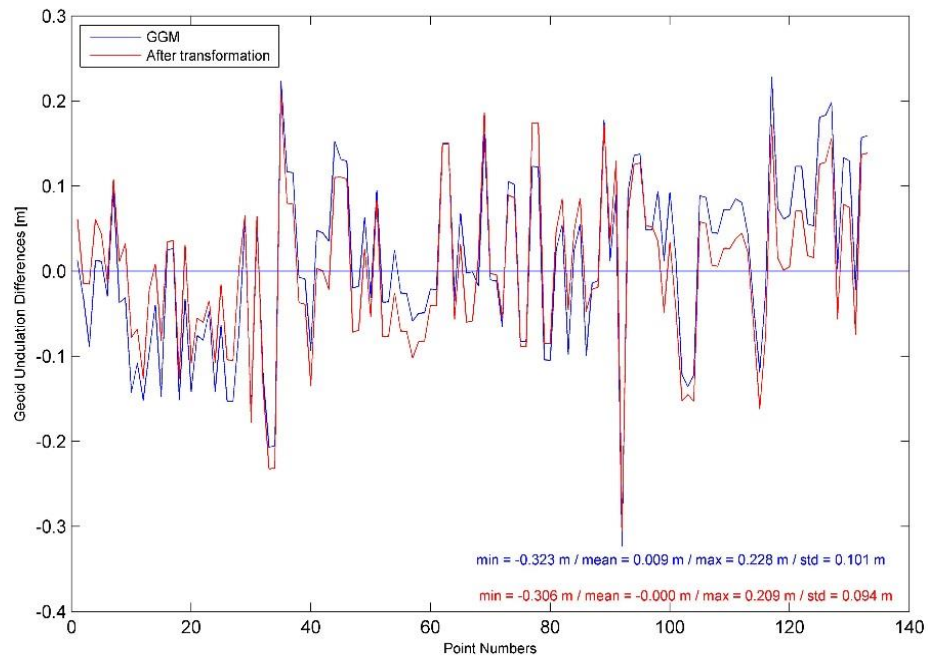
Şekil A.47. GECO modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



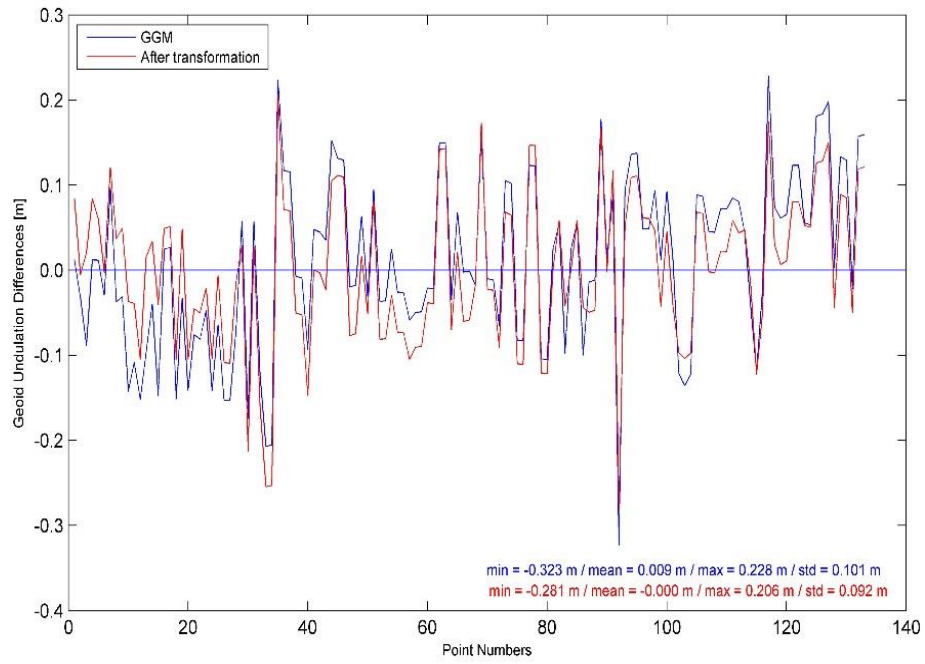
Şekil A.48. GECO modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS}-N_{GGM}$ değerleri (m)



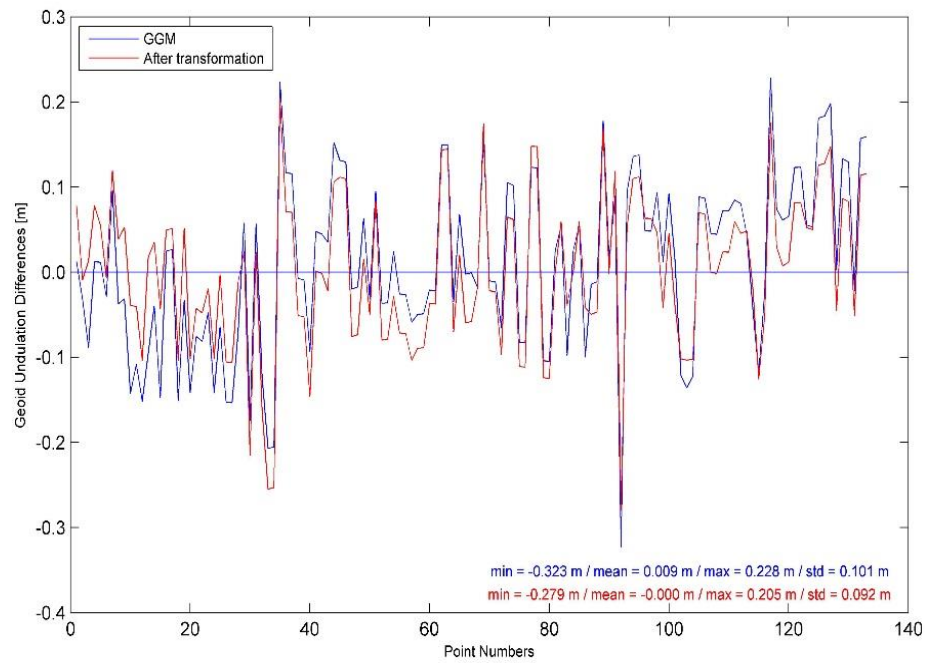
Şekil A.49. GGM05C modeli 3 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



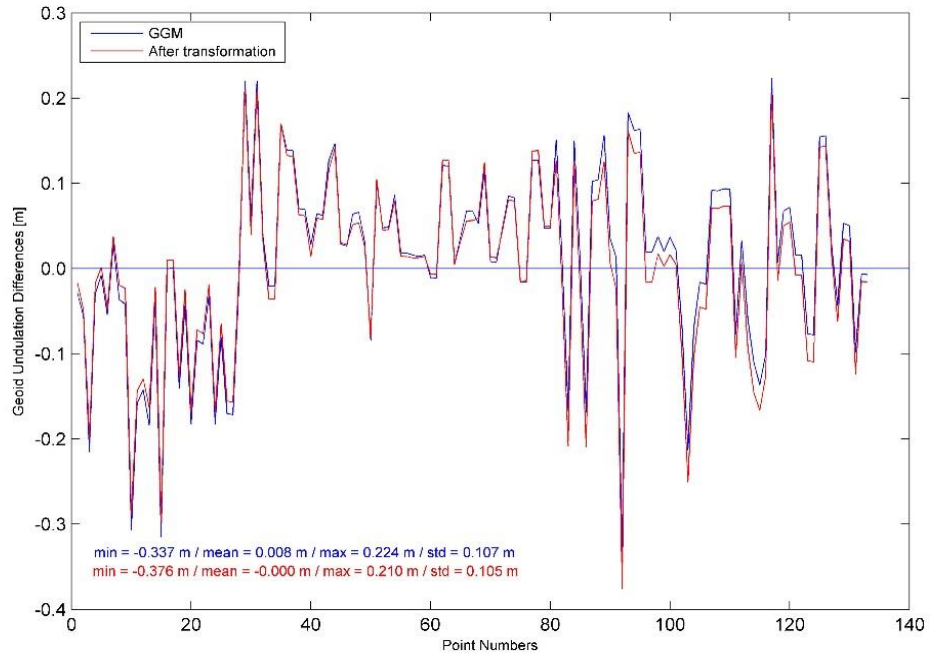
Şekil A.50. GGM05C modeli 4 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



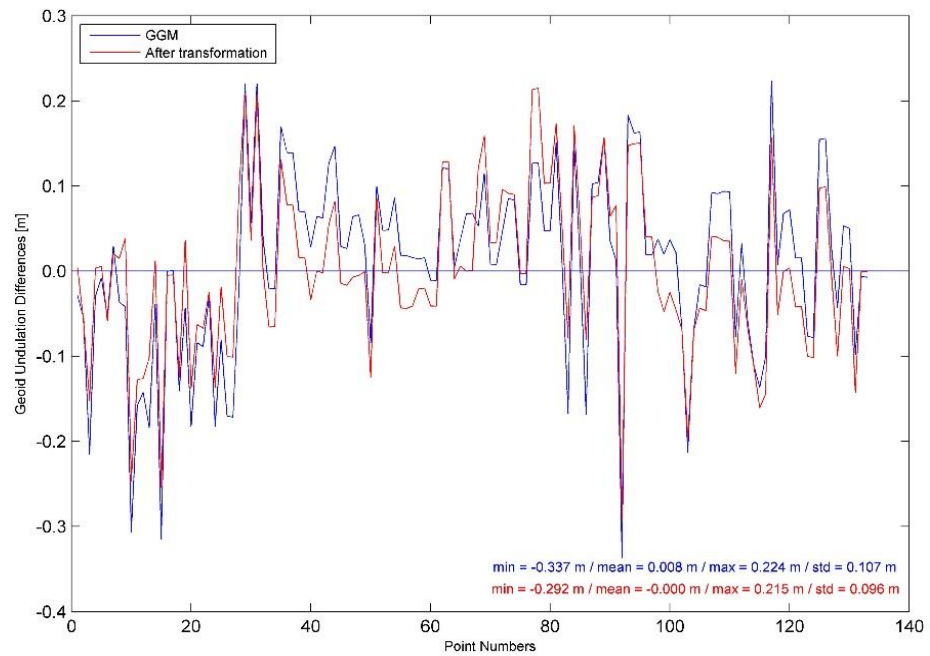
Şekil A.51. GGM05C modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



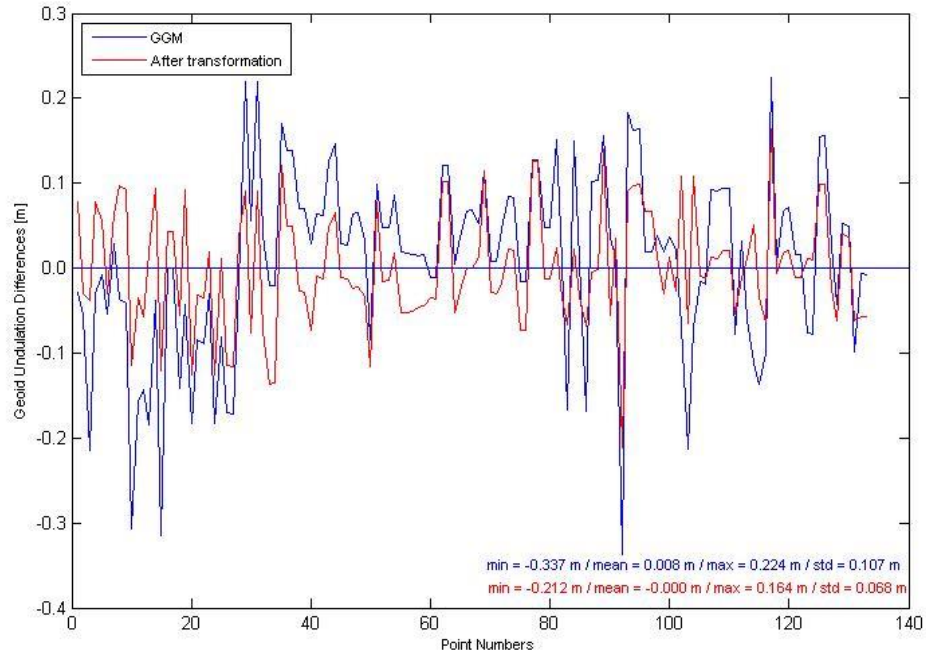
Şekil A.52. GGM05C modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



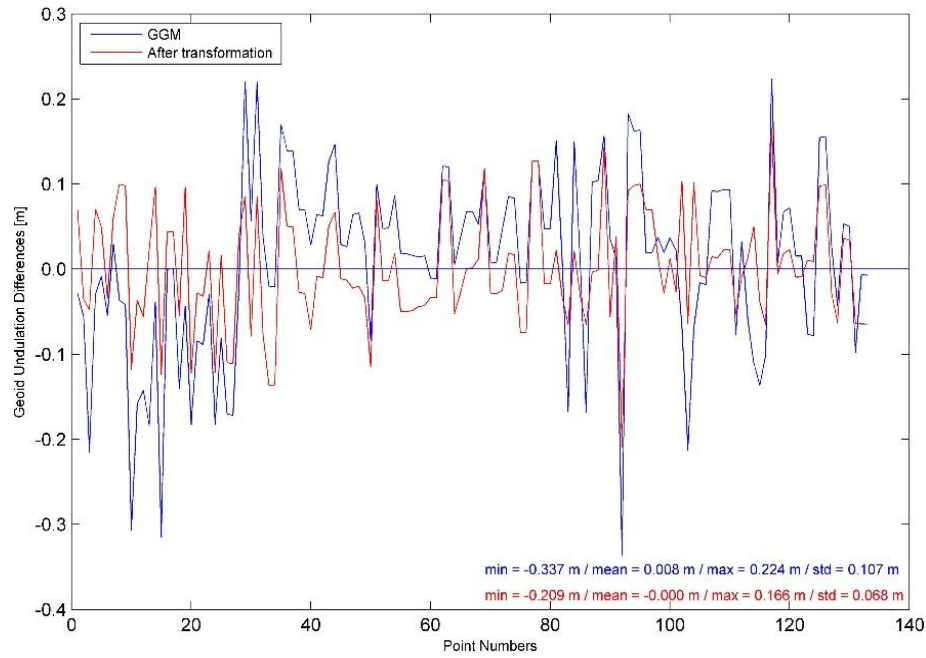
Şekil A.53. GOCO05c modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



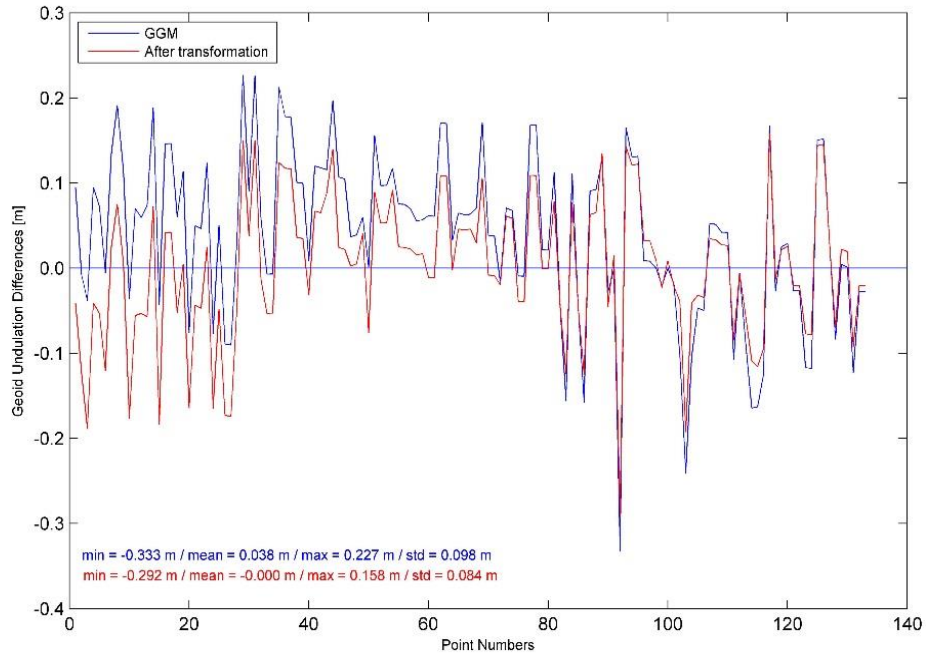
Şekil A.54. GOCO05c modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



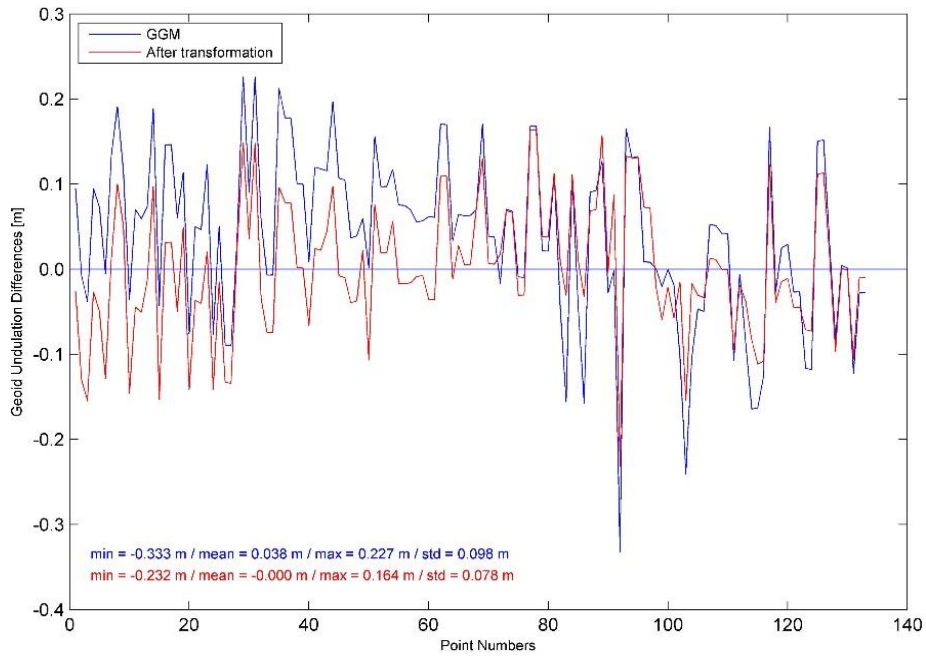
Şekil A.55. GOCO05c modeli 5 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



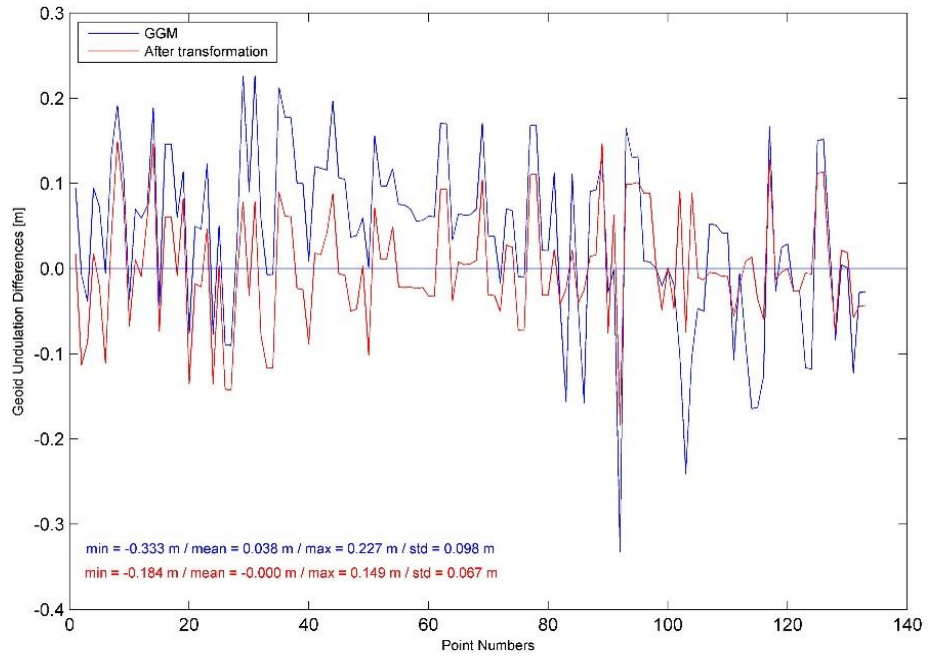
Şekil A.56. GOCO05c modeli 7 parametrelı dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



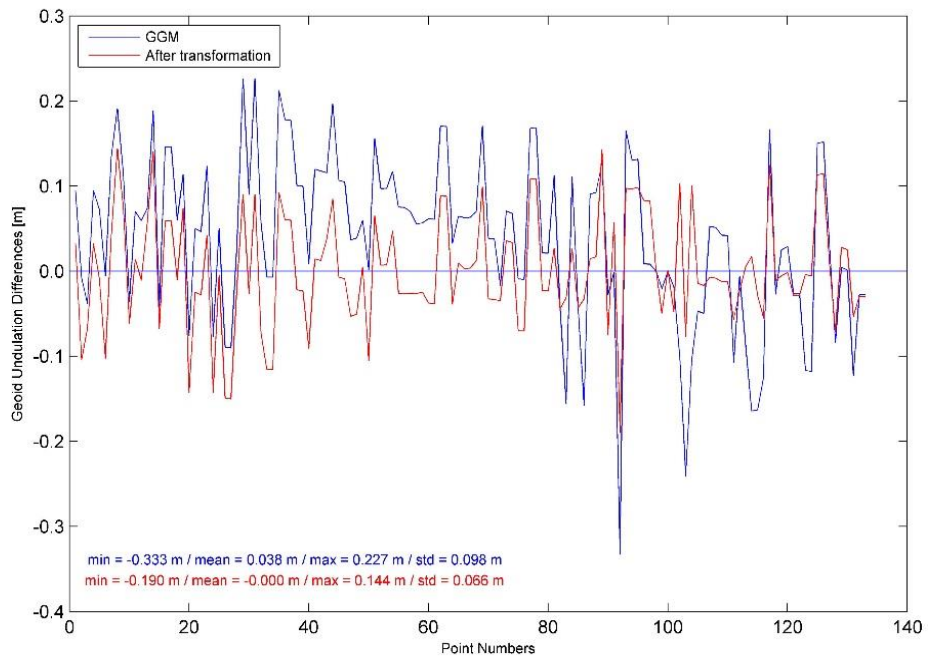
Şekil A.57. XGM2016 modeli 3 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



Şekil A.58. XGM2016 modeli 4 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



Şekil A.59. XGM2016 modeli 5 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)



Şekil A.60. XGM2016 modeli 7 parametrelili dönüşüm sonrası $N_{GNSS-N_{GGM}}$ değerleri (m)

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : GÖKAY GÖKÇE
Uyruğu : T.C
Doğum Yeri ve Tarihi : AKŞEHİR 12.04.1990
Telefon : 0541 371 75 50
Faks : -
e-mail : gokaygokce90@gmail.com

EĞİTİM

Derece		Bitirme Yılı
Lise	: Kayabeyazıtöğlu Lisesi	2007
Üniversite	: Selçuk Üniversitesi	2012
Yüksek Lisans	: Necmettim Erbakan Üniversitesi	2014 -
Doktora	: -	

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2010	Doruk Harita	Operatör
2011	Devlet Su İşleri 5. Böl. Müd.	Stajyer
2012	Şahkar Harita İnşaat Ltd.Şti.	H.Mühendisi
2013	Çınar Gayrimenkul Değerleme	H.Mühendisi
2014	TEDAŞ Genel Müdürlüğü	H.Mühendisi

UZMANLIK ALANI

Coğrafi Bilgi Sistemleri (ArcGIS), Kamulaştırma İş ve İşlemleri, ISO9001 Kalite Yönetim Sistemleri, Visual Basic Net., SQL Server 2012 vb.

YAYINLAR

Doğanalp S., Gökçe G., 2018, An Evaluation of Recent Global Geopotential Models, 2nd International Scientific and Vocational Studies Congress-2018, <http://www.bilmescongress.com/>, Ürgüp /Nevşehir / TURKEY, 05-08 July 2018.