



T.C.
KONYA TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



UYDU GRAVİMETRİSİ İLE FİZİKSEL
YÜKSEKLİK DEĞİŞİMLERİNİN
BELİRLENMESİ VE ANALİZİ: TÜRKİYE VE
GRÖNLAND ÖRNEĞİ

Emel ZERAY ÖZTÜRK

DOKTORA TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Temmuz-2020
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

Emel ZERAY ÖZTÜRK tarafından hazırlanan “Uydu Gravimetrisi ile Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Belirlenmesi ve Analizi: Türkiye ve Grönland Örneği” adlı tez çalışması 06/07/2020 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oy birliği ile Konya Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Harita Mühendisliği Anabilim Dalı’nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

İmza

Başkan

Prof. Dr. Orhan AKYILMAZ

.....

Danışman

Doç. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

.....

Üye

Prof. Dr. İbrahim Öztuğ BİLDİRİCİ

.....

Üye

Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ

.....

Üye

Prof. Dr. Cüneyt AYDIN

.....

Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Saadettin Erhan KESEN
Enstitü Müdürü

Bu tez çalışması TÜBİTAK 2214/A Programı tarafından 1059B141800346 nolu proje ve Selçuk Üniversitesi ÖYP koordinatörlüğü tarafından 2016-ÖYP-043 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

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

DECLARATION PAGE

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

Emel ZERAY ÖZTÜRK

Tarih: 20.07.2020

ÖZET

DOKTORA TEZİ

UYDU GRAVİMETRİSİ İLE FİZİKSEL YÜKSEKLİK DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ VE ANALİZİ: TÜRKİYE VE GRÖNLAND ÖRNEĞİ

Emel ZERAY ÖZTÜRK

**Konya Teknik Üniversitesi
Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı**

Danışman: Doç. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

2020, 114 Sayfa

Jüri

**Doç. Dr. Ramazan Alpay ABBAK
Prof. Dr. Orhan AKYILMAZ
Prof. Dr. İbrahim Öztuğ BİLDİRİCİ
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Prof. Dr. Cüneyt AYDIN**

Okyanus, atmosfer ve kıtalardaki su döngüsünün sürekli devam ediyor oluşu, yeryuvarı gravite alanında hızlı değişimlere yol açar. Yersel gravite ölçmeleriyle bu değişimler ancak bölgesel olarak tespit edilebilmekte ve fazla zaman ile yüksek maliyet gerektirmektedir. Yapay uydularla global ölçekte zamana bağlı değişen gravite alanını tespit etmek oldukça kolay hale gelmiş, global jeopotansiyel model üretme çalışmaları hız kazanmıştır. Bu amaçla geliştirilen GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (2002–2017) uydu misyonu sahip olduğu uydu gravimetri teknolojisi ile, yeryuvarı dinamik sisteminin anlaşılmasına büyük katkı sağlamaktadır. 2002 yılından itibaren global iklim sistemlerindeki değişimin yeryüzüne etkisi, kıtasal su havzalarındaki döngüleri, deniz seviyesi değişimleri ve buzul hareketleri gibi pek çok doğa olayının izlenmesinde oldukça başarılı bir sisteme sahip olan GRACE uydu misyonu, sunduğu yüksek çözünürlüklü veri ile zamana bağlı değişen gravite ve fonksiyonlarına dair tüm çalışmalara ışık tutmuştur. Yer bilimlerinde oldukça önem arz eden, mühendislik projelerinin olmazsa olmazı fiziksel yüksekliklerin referans yüzeyi olan jeoit bu misyon ile daha yüksek doğrulukta belirlenebilmekte, zamana bağlı değişimlerini izlemek de mümkün olmaktadır. Yükseklik sistemlerini güncellemek ve modernizasyonunu sağlamak için zamana bağlı fiziksel yükseklik değişimlerini tanımlamak ve modellemek gerekir. Bu çalışmada Türkiye ve Grönland bölgeleri olmak üzere iki farklı çalışma alanında GRACE global jeopotansiyel modeli ve WaterGAP (Water – a Global Assessment and Prognosis) Global Hidroloji Modeli (WGHM) kullanılarak fiziksel yükseklik değişimleri araştırılmıştır. Türkiye bölgesinde fiziksel yükseklik değişimlerinin kestiriminde Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi yaklaşımları da kullanılmış ve elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri her iki çalışma alanında da mevsimsel ayrışma yöntemi (MA) ve temel bileşenler analizi/ampirik ortogonal fonksiyon (PCA/EOF) yöntemi ile analiz edilerek modellenmiştir. Ayrıca, C/C++ programlama dilinde GRACE global jeopotansiyel modelleri yardımıyla kullanıcıların fiziksel yükseklik ve jeoit yükseklik değişimlerini ve asismik yüzey hareketlerinin zamansal değişimlerini istenen noktada hesaplamalarını ve zaman serilerini çizimlerini sağlayan PHCSOFT yazılımı geliştirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: fiziksel yükseklik değişimleri, global jeopotansiyel model, GRACE uydu misyonu, Green fonksiyonu, Terzaghi prensibi, PHCSOFT, WGHM.

ABSTRACT

PhD THESIS

ESTIMATION AND ANALYSIS OF PHYSICAL HEIGHT CHANGES USING SATELLITE GRAVIMETRY: CASE STUDIES IN TURKEY AND GREENLAND

Emel ZERAY ÖZTÜRK

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

Advisor: Assoc. Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

2020, 114 Pages

Jury

Assoc. Prof. Dr. Ramazan Alpay ABBAK

Prof. Dr. Orhan AKYILMAZ

Prof. Dr. İbrahim Öztuğ BİLDİRİCİ

Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ

Prof. Dr. Cüneyt AYDIN

The continuity of the water cycle in the ocean, atmosphere and continents leads to rapid changes in the Earth's gravity field. These changes can only be detected locally with terrestrial gravity measurements and require high effort and cost. With artificial satellites, it has become quite easy to detect the time variable gravity field on a global scale, and studies on producing a global geopotential model have been increased. GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (2002-2017) satellite mission that is developed for this purpose contributes greatly to understanding the Earth's dynamic system with its satellite gravimetry technology. Since 2002, GRACE satellite mission, which has a very successful system in monitoring many phenomena such as the effects of change in global climate systems on the Earth, terrestrial water cycle, sea level changes and glacial movements, has shed light on all studies regarding the time-variable gravity and its functionals with the high-resolution data it offers. With this mission, physical heights, which are very important in Earth sciences and indispensable for engineering projects, can be determined with higher accuracy, and it is also possible to monitor time-dependent changes. Determining and modeling the time-dependent physical height changes is required for updating and modernizing height systems. In this study, physical height changes were investigated using the GRACE global geopotential model and WGHM in the area of Turkey and Greenland. In Turkey, the Green's function and Terzaghi principle approach have been implemented. In both study areas, the obtained physical height changes were analyzed and modeled by seasonal decomposition method and principal component analysis/empirical orthogonal function method. Furthermore, PHCSOFT has been developed in the C/C++ programming language, which enables users to estimate physical height changes, geoid height changes and temporal changes of aseismic surface displacements at any point and plot time series.

Keywords: physical height changes, global geopotential model, GRACE satellite mission, Green's function, Terzaghi's principle, PHCSOFT, WGHM.



kızım Pelin'e

ÖNSÖZ

Birlikte çalışmaya başladığımız ilk andan itibaren değerli bilgilerini, fikirlerini, tecrübelerini ve yardımını esirgemeyen danışman hocam Sayın Doç. Dr. R. Alpay ABBAK'a sonsuz teşekkür ve minnetlerimi sunuyorum. Ayrıca tez sürecinde önerileri ve değerli bilgileriyle bu tezin gelişmesinde büyük katkıları olan ve birlikte çalışmaktan onur duyduğum çok değerli tez izleme komitesi üyeleri hocalarım Prof. Dr. İ. Öztuğ BİLDİRİCİ'ye, Prof. Dr. Orhan AKYILMAZ'a, Doç. Dr. Serkan DOĞANALP'e ayrı ayrı teşekkür ve minnetlerimi sunuyorum.

Doktora çalışmalarımın üç aylık süresini Polonya Jeodezi ve Kartografya Enstitüsü'nde devam ettirmem için sağladığı maddi destekten dolayı Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'a ve bu burs sayesinde yakından tanıdığım, doktora tezimi tamamlamamda fazlasıyla destek veren IĞİK danışmanım Dr. Walyeldeem GODAH'a, meslektaşlarım Dr. Małgorzata SZELACHOWSKA'ya, Prof. Dr. Jan KRYNSKI'ye ve değerli IĞİK ailesine teşekkürlerimi sunuyorum. Doktora çalışmalarımda sağladığı kurumsal maddi desteğinden dolayı Selçuk Üniversitesi ÖYP koordinatörlüğüne teşekkürlerimi sunuyorum.

Birlikte çalışmaktan her daim keyif aldığım KTÜN Harita Mühendisliği ailesine teşekkürlerimi sunuyorum.

Hayatım boyunca desteklerini hissettiğim, onlara sahip olduğum için kendimi daima şanslı hissettiğim kıymetli annem Emine ZERAY ve babam Ahmet ZERAY'a sonsuz şükranlarımı ve minnetlerimi sunuyorum.

Doktora çalışmalarım sırasında bana karşı gösterdiği anlayış, sabır ve desteklerinden ötürü değerli eşim Dr. Oğuzhan ÖZTÜRK'e ve prensesim, biricik kızım Pelin ÖZTÜRK'e sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum.

Emel ZERAY ÖZTÜRK

KONYA-2020

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT.....	ii
ÖNSÖZ	iv
İÇİNDEKİLER	v
SİMGELER VE KISALTMALAR	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. Yer Gravite Alanı.....	1
1.2. Zaman Değişkenli Gravite	2
2. KAYNAK ARAŞTIRMASI	6
2.1. Kütle Hareketleri Üzerine Yapılan Çalışmalar	6
2.2. Yükseklik Değişimleri Üzerine Yapılan Çalışmalar	8
3. ÇALIŞMA BÖLGESİ, VERİ VE YÖNTEM	12
3.1. Çalışma Bölgesi	12
3.1.1. Türkiye.....	12
3.1.2. Grönland	13
3.2. Çalışmada Kullanılan Veriler	15
3.2.1. GRACE tabanlı Jeopotansiyel Modeller.....	15
3.2.1.1 Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Belirlenmesinde Kullanılacak GRACE Global Jeopotansiyel Modelinin Seçilmesi	19
3.2.2. WaterGAP Global Hidroloji Modeli (WGHM).....	25
3.2.3. Love Katsayıları.....	26
3.3. Çalışmada Uygulanan Yöntemler	27
3.3.1. Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Belirlenmesi	27
3.3.1.1. GRACE Global Jeopotansiyel Modelleri (GGMs).....	29
3.3.1.2. Terzaghi Prensibi	29
3.3.1.3. Green Fonksiyonu	31
3.3.2. Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Analizi.....	33
3.3.2.1. Mevsimsel Ayrışım Metodu	34
3.3.2.2. Temel Bileşenler Analizi/Ampirik Ortogonal Fonksiyon	35
4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA.....	37
4.1. Türkiye’de Fiziksel Yükseklik Değişimi Sonuçları.....	37
4.2. Grönland’da Fiziksel Yükseklik Değişimi Sonuçları	53
4.3. Pratik Fiziksel Yükseklik Değişimi Kestirimleri İçin Yeni Bir Yazılım: PHCSOFT	101
4.3.1. Kullanılan Girdi Veri Setleri.....	101
4.3.2. Yöntem.....	102

4.3.3. PHCSOFT Yazılımına Genel Bakış	102
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER	104
KAYNAKLAR	107
ÖZGEÇMİŞ	113



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

ρ	Yeryuvarı yoğunluğu
φ, λ	Jeodezik enlem ve boylam
ν	Poisson oranı
E	Young modülü
P_{lm}	Legendre fonksiyonları
C_{lm}, S_{lm}	Küresel harmonik katsayılar

Kısaltmalar

BGO	Borowa Gora Observatory
CHAMP	Challenging Minisatellite Payload
CSR	(University of Texas Austin) Center for Space Research
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
EWT	Equivalent Water Thickness
GFZ	GeoForschungsZentrum
GGMs	Global Geopotential Models
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GOCE	Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GRACE-FO	GRACE Follow-On
ICGEM	The International Centre for Global Earth Models
JPL	Jet Propulsion Laboratory
KBR	K-band Ranging System
LAGEOS	Laser Geodynamics Satellites
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PCA/EOF	Principal Component Analysis/Empirical Orthogonal Function
PGR	Post Glacial Rebound
PHCSOFT	Physical Height Changes SOFTWARE
PREM	Preliminary Reference Earth Model
SDS	Science Data System
SLR	Satellite Laser Ranging
USO	Ultra-Stabil Osilatör
WGHM	WaterGAP (Water Global Assesment and Prognosis) Global Hydrological Model

1. GİRİŞ

1.1. Yer Gravite Alanı

Yerkürenin gravite alanı vektörel bir alan olup, yerin çekim kuvveti ve merkezkaç kuvvetinin bileşkesinden oluşmaktadır. Bu bileşke kuvvet, yeryüzündeki nesnelerin yerin merkezine doğru yaklaşık 9.8 m/s^2 bir ivmeyle hareket etmesine neden olur. Yeryuvarının çekim kuvveti yeryuvarından uzaklaştıkça azalır, uzayın tamamına yayılarak sifıra yaklaşır ve sonsuz küçük değerler alır ancak hiçbir zaman sıfır olmaz.

Yeryuvarının gravite alanı, sahip olduğu kütle dağılımının bir sonucu olarak da değerlendirilebilir. Kendi eksenini etrafında dönüş yapan yeryuvarının yüzeyinde ve derinliklerindeki kütleler sürekli olarak değişim göstermektedir. Okyanuslarda ve katı yeryuvarında 12 ve 24 saatlik periyotlarla gözlenen gelgitler, sinoptik rüzgarlar ve iklimsel değişimlerle ilişkilendirilen atmosferik koşullardaki değişimler, buzul hareketleri, kütlelerin karada, okyanuslarda ve atmosferdeki dağılımının sürekli olarak değişmesine yol açar. Manto tabakası boyunca gerçekleşen manto konveksiyon akımları da iklimsel varyasyonların sebep olduğu değişimlere göre çok daha büyük genlikli kütle değişimlerine neden olmaktadır. Ancak mantodaki söz konusu bu değişimler insan ömrü ile kıyaslanamayacak uzunluktaki periyotlar gerektirmektedir. Tüm bu bahsedilen ve bunların dışındaki diğer bazı süreçler göstermektedir ki yeryuvarının gravite alanı zamana ve konuma bağlı olarak değişmektedir (Torge 1989; Tapley ve ark., 2004a). Bu değişimlerin izlenmesi ve modellenmesi amacıyla kullanılan gravite ölçüleri, kütle değişimlerine neden olan jeofiziksel süreçlerin irdelenmesinde de kullanılabilir (Dickey ve ark., 1997). Zamana bağlı değişen gravite sinyalleri katı yeryuvarı jeofiziğinden ziyade çoğunlukla yeryüzünün akışkan katmanlarından (yeraltı suları, kar ve buzullar, atmosfer, okyanuslar) kaynaklıdır. Bunun nedeni olarak, akışkan kütlelerin katı kütlelere göre daha hareketli olması gösterilebilir. Katı yeryuvarındaki deformasyonlar yersel gravite ölçmelerini büyük oranda etkilemektedir. Yeryüzünde bulunan bir gravimetre, bulunduğu noktanın düşey hareketine oldukça duyarlıdır. Yüzeyden yükseldikçe, gravimetre yeryuvarının merkezinden uzaklaşacak ve algıladığı gravite ivmesi daha düşük olacaktır. Dolayısıyla yüzey gravimetresi, bir düşey hareket sensörü olarak kabul edilebilir.

Gravite gözlemlerinin değerlendirilmesinde, gravite değerinden elde edilen kütle yoğunluğunun homojen dağılımlı olmaması önemli bir kısıtlamaya yol açar. Diğer bir ifadeyle, yeryuvarının dışsal gravite alanını oluşturabilen sonsuz sayıda kütle yoğunluk dağılımı mevcuttur. Dışsal gravite alanı en iyi şekilde bilinse dahi tek bir yoğunluk çözümü elde etmek mümkün olmayacaktır. Bunun nedeni ise, yeryuvarının içindeki yoğunluğun yarıçapla nasıl dağıldığının ayrıntılarıyla bilinmemesidir. Yerkürenin içindeki her noktada gravite alanı bilgisi olursa, bu tekil/homojen olmama durumu da ortadan kalkacaktır. Dışsal gravite bilgisi, söz konusu problemin ortadan kaldırılması için tek başına yeterli değildir ve bu durum Yer'in statik gravite alanını değerlendirmede başlıca bir kısıtlamadır. Örneğin Yer'in statik jeoit anomali haritasından pozitif kütle anomalilerinin yerin derinliklerindeki manto tabakasından mı ya da yerkabuğundan mı kaynaklandığını kestirebilmek mümkün değildir. Bununla birlikte, Yer'in statik jeoit anomalileri yeryuvarının iç yoğunluğu hakkında bilgi vermekte ve her bir yoğunluk dağılımı farklı gravite alanını oluşturmaktadır.

1.2. Zaman Değişkenli Gravite

Yukarda sözü edilen tekil/homojen olmama durumu, zaman değişkenli gravite için problem teşkil edecek bir parametre değildir. Zaman değişkenli sinyallerin, yeterince hızla değişim gösterdiklerinde yeryuvarının derinliklerinden ziyade yüzeydeki kütle değişimlerinden geldiği varsayılır. Gravite sinyallerine büyük oranda okyanuslar, atmosfer ve kara yüzeyinde veya hemen altında depolanan su, kar veya buzul kütlelerinin kombinasyonu neden olmaktadır (Wahr, 2007). Yıllık döngüsünün dışında, az sayıda katı yeryuvarı hareketi, bu sinyali hızlı bir şekilde değiştirebilir. Yalnızca GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) uydu misyonu ile elde edilen gravite gözlemlerinin doğruluğundan daha iyi bir doğrulukta modellenen gelgit etkisi ve katı yeryuvarının, yüzeydeki kütle yükünün artmasına veya azalmasına verdiği tepki bu sinyallerden çıkarılabilir ve etkileri elimine edilebilir. Böylece, mevsimsel kütle anomalisinin yüzeyin ilk birkaç km'sinde yoğunlaştığı varsayılmaktadır. Prensipite, kütle anomalilerinin inversiyonu yüklemenin gerçek derinlik bilgisine bağlıdır. Ancak, düşey konum sinyalindeki birkaç km'lik belirsizlik, yatay ölçekteki sinyale göre çok daha küçük olduğundan, çıkarımla elde edilen kütle anomalisinin genliğindeki belirsizlik göz ardı edilebilir. Kütle anomalisinin toplamdaki genliği gravite değişimleriyle belirlenebilmektedir. Ancak herhangi bir karasal bölgede elde edilen

kütle anomalisinin kaynağını (yeraltı suları, atmosfer, yüzeydeki su ya da kar) ek bilgi olmadan kestirmek henüz mümkün değildir. Gravitenin zamana bağlı gravite değişimlerini belirlemede temel problem genliğin küçük olmasıdır. Diğer bir deyişle jeoidin yıllık değişimi statik gravite alanındaki değişimlerden 1000 kat küçüktür. Buna karşın yeryuvarının kütlesi büyük oranda kayaç yapıya bağlı olup hareketsiz kabul edilir.

Yersel ölçme ve gözlem aletlerinde son yıllarda kaydedilen gelişmeler, yerel ölçekteki zamansal gravite değişimlerini gözlemlemeyi mümkün kılmıştır. Modern, yüksek hassasiyete sahip gravimetreler, katı yeryuvarı süreçlerinin yol açtığı yüzey yer değiştirmeleriyle, su kütlesi ve atmosferdeki değişimlerden kaynaklanan yerel gravite değişimlerini tespit edebilmektedir. Bazı teknik ve politik nedenler, tekrarlı yersel gravite ölçülerini ve global gravite alanının konumsal ve zamana bağlı değişimlerinin takibini imkansız kılmaktadır. Yersel ölçülerden lokal olarak faydalanılmakta, ancak, zamana bağlı değişimleri izlemek hem yüksek maliyet gerektirmekte hem de çalışma zaman almaktadır. Bu problem, global gravite alanı çalışmalarında uydu yörünge bilgilerinden faydalanma fikrini ortaya çıkarmıştır (Simav ve ark., 2013). Ayrıca uydu misyonu, yersel gravite ölçerlerin aksine yeryüzüne sabitlenmediğinden, geniş ölçekli alanlarda zaman değişkenli gravite gözlemlerinde oldukça avantajlıdır.

2000’li yıllardan önce, zaman değişkenli uydu gravite çözümleri Amerikan Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA) ile İtalyan Uzay Ajansı’nın ortaklığında aktif hale getirilen LAGEOS (1976) ve LAGEOS II (1993) uydularının gerçekleştirdiği Uydu Lazer Ölçüsü (SLR) gözlemlerine dayanıyordu. Ancak SLR gözlemlerinde konumsal dağılımın yetersiz olması, uydunun 6000 km yükseklikteki yörüngede bulunması nedeniyle gravite alanı çözümlerinde konumsal çözünürlüğün düşük olması, tekrarlı gözlemlerle maliyetin yüksek olması gibi sebeplerle 2000’lere kadar gravite alanında sadece uzun dalga boylu değişimlerin belirlenmesi mümkün olmuştur (Nerem ve ark., 2000; Cheng ve Tapley, 1999; Cazenave ve ark., 1999). Gravite alanında doğruluk ve çözünürlük iyileştirmelerine duyulan gereksinim ve zamana bağlı ancak gelgitsel olmayan gravite değişimlerini inceleme ihtiyacı sadece bu görev için özel olarak tasarlanan uyduları hayata geçirmiştir. 2000 yılında CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload), 2002 yılında GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), 2009’da GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation

Explorer) ve 2018 yılında GRACE-FO (GRACE Follow-On) uyduları, öncü gözlem teknolojileriyle gravite alanının zamansal değişimlerine yol açan kütle hareketlerinin belirlenmesine ve izlenmesine olanak tanımışlardır.

Yukarıda detaylı olarak bahsedilen Yer'in gravite alanında değişimlere neden olan ve son yıllarda etkisini daha çok hissettiren küresel iklim değişiminin de tetiklediği kütle hareketleri, aynı zamanda Yer sistemindeki eşpotansiyel yüzeyleri de etkilemekte, fiziksel yükseklik değişimlerine yol açan yüzey yer değiştirmelerini ortaya çıkarmaktadır. Bu kütle yer değiştirmeleri, fiziksel yükseklik değişimlerinin sistematik takibini gerektirmektedir. Yüksek doğrulukta fiziksel yüksekliklerin (örneğin ortometrik veya normal yüksekliklerin) belirlenmesi, çeşitli mühendislik uygulamalarında ve bilhassa yeryuvarının şekli ve dinamik süreci ile ilgili araştırmalarda önemli ölçüde gereklidir. Ayrıca, doğruluğu bir santimetreden daha iyi olan gravimetrik jeoit/kuasijeoit yüksekliklerinin elde edilmesi için jeoit/kuasijeoit yüksekliklerin zamansal değişimlerine esasen ihtiyaç duyulmaktadır (Drewes ve ark., 2016). Yüzeydeki elastik deformasyon çözümlerinin doğruluğunda önemli bir kayba yol açabilecek veya bölgesel jeodezik araştırmaları iyileştirmeye neden olabilecek dönemsel parametreler üzerinde etkiye sahip olduğundan, yersel referans sistemlerinin gerçekleştirilmesi ve modernize edilmesinde dikkate alınmalıdır.

Bu çalışmanın temel amacı, GRACE uydu misyonu verilerinden elde edilen global jeopotansiyel modelleri ile Türkiye'deki fiziksel yükseklik değişimlerini tahmin etmektir. Ayrıca, eşdeğer su kalınlığının zamansal değişimlerini, fiziksel yükseklik değişimlerini tahmin etmek için GRACE uydu misyonu verilerinden elde edilen jeoit/kuasijeoit yüksekliklerinin zamansal değişimleri ile birleştirilebilen düşey yerdeğişimlerine dönüştürmede kullanılan farklı yaklaşımların uygunluğunun araştırılması da amaçlanmıştır. Aynı zamanda, tahmini fiziksel yükseklik değişimlerini analiz etmek ve modellemek için farklı yöntemlerin performansının araştırılması hedeflenmiştir. Fiziksel yükseklik değişimi hesaplamalarının konuma bağlı değişimini daha net görmek amacıyla Türkiye'de yapılan hesaplamalar Grönland bölgesinde de gerçekleştirilmiş ve sonuçlar karşılaştırılmıştır. Tüm bu uygulamaların sonunda, C/C++ programlama dilinde PHCSOFT (Physical Height Changes SOFTWARE) isimli yazılım geliştirilmiştir. PHCSOFT, GRACE uydu misyonunun resmi işlem merkezlerince yayınlanan global jeopotansiyel modeller (Global Geopotential Models, GGMs) yardımıyla

kullanıcıların fiziksel yükseklik değişimlerini, jeoit yükseklik değişimlerini ve yüzey hareketlerinin zamansal değişimlerini istenen noktada hesaplamalarını ve zaman serilerini çizmelerini sağlar.

Tezin ikinci bölümünde literatürdeki uydu gravite verileriyle elde edilen kütle değişimleri, yüzey hareketleri ve fiziksel yükseklik değişimleri üzerine farklı araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar hakkında ayrıntılı bilgiler verilmiştir. Üçüncü bölümde çalışma bölgeleri ile kullanılan veri ve yöntemler ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Dördüncü bölümde tez kapsamında gerçekleştirilen çalışmalarda elde edilen sonuçlar ve ayrıntılı analizleri verilmiştir. Beşinci bölümde elde edilen sonuçlar değerlendirilmiş ve gelecek çalışmalarda yapılabilecekler üzerine öneriler sunulmuştur.



2. KAYNAK ARAŞTIRMASI

2.1. Kütle Hareketleri Üzerine Yapılan Çalışmalar

Krabill ve ark. (2004), tekrarlı lazer altimetre ölçüleri ve modellenen kar yağışı/erime oranları kullanılarak 1997 ve 2003 yılları arasında Grönland'da ortalama buz kaybının $80 \pm 12 \text{ km}^3/\text{yıl}$ olduğunu tespit etmişlerdir. Aynı yıllar içinde incelenen bir buzuldaki erime hızı neredeyse iki katına çıkmış ve 2002 ile 2003 yılları arasında drenaj havzasından 20 km^3 lük bir kütle kaybı gözlemlenmiştir.

Velicogna ve Wahr (2006), Grönland buz kütlesi kaybının deniz seviyesindeki değişime katkısını araştırmış ve Nisan 2002'den Nisan 2006'ya kadar yapılan GRACE uydu misyonu gravite verilerini kullanmışlardır. Araştırmada yıllık global ortalama deniz seviyesinde $0.5 \pm 0.1 \text{ mm}$ 'lik bir artışa eşdeğer $248 \pm 36 \text{ km}^3/\text{yıl}$ lık bir buz kütlesi kaybı tespit edilmiştir. Yine aynı çalışmada Nisan 2002 ile Nisan 2004 ve Mayıs 2004 ile Nisan 2006 arasındaki dönemlerde buz kaybı oranının yüzde 250 arttığı, bu kaybın neredeyse tamamına yakınının Grönland'ın güney bölgesindeki erimeler nedeniyle meydana geldiği ve Grönland'ın kuzeyinde kütle kaybı oranlarının hemen hemen sabit olduğu ifade edilmiştir. Çalışmanın sonucunda gelecekteki Grönland buz kaybı oranlarındaki değişimleri belirlemek için sürekli izlemeye ihtiyaç duyulduğu belirtilmiştir.

Hall ve ark. (2008), 2000 ve 2006 yılları arasında 1 km çözünürlüklü sıcaklık haritalarını ve 2003 ve 2006 yılları arasında GRACE verilerini kullanarak Grönland'daki sıcaklık artışının kütle değişimlerine etkisini irdelemişlerdir. Bulgular yüzeydeki erimelerin aşağı katmanlardaki kütle kayıplarını tetiklediğini, Grönland'da özellikle 2004 ve 2005 yıllarında 2000 m'nin altındaki düzeyde erime belirtileri olduğunu göstermektedir. Çalışmada, Grönland'da hava sıcaklıkları yükselmeye devam ederse, artan yüzey eriyiğinin buzul tabakasındaki kütle kaybında büyük rol oynayacağı sonucuna varılmıştır.

Wouters ve ark. (2008), Şubat 2003 ile Ocak 2008 arasındaki uydu gravite verilerini kullanarak Grönland'ın kütle dağılımındaki değişiklikleri bölgesel ölçekte incelemişlerdir. Bu aralıkta Grönland'da ortalama $179 \pm 25 \text{ Gt/yıl}$ oranında bir kütle

kaybının olduğunu tespit etmişlerdir. Bulgular bu oranların yaz aylarındaki erime hızından dolayı zamanla arttığı ve ivmelendiğini göstermektedir. Çalışmada, en büyük kütle kayıplarının 2 ay içinde sırasıyla 279 Gt ve 328 Gt'luk buz kütlelerinin kaybolduğu 2005 ve 2007 yazlarında Grönland'ın güneydoğu ve kuzeybatı kıyılarında meydana geldiği ifade edilmektedir.

Kusche ve ark. (2009), GRACE GFZ RL04 aylık gravite çözümlerini yeni bir yaklaşım olan dekorelasyon yöntemiyle irdelemişlerdir. Elde edilen yeni aylık çözümleri WGHM 'den elde edilen kütle anomalileri ile test etmişler ve sonuçların oldukça uyumlu olduğunu tespit etmişlerdir. İşlem sonrası GRACE aylık çözümlerinin, ilgili hidrolojik havzalar için nispeten zayıf genlik sönümlemesi, neredeyse ihmal edilebilir faz kayması ve periyodik bozulmalar sergilediği vurgulanmıştır.

van den Broeke ve ark. (2009), GRACE uydu misyonu ile elde edilen verilerden faydalanarak 2008 yılına kadar Grönland'da görülen buzul tabakasındaki kütle kayıplarını irdelemişlerdir. Çalışmada, buzul dinamikleri, yüzey akışı ve yağışlardan kaynaklanan nedenlerle 2000–2008 yılları arasında yaklaşık ~1500 Gt'luk bir kütle kaybı yaşandığı ve bunun küresel deniz seviyesinin yılda yaklaşık 0.46 mm artış göstermesine denk olduğu ifade edilmektedir. 2006 yılından 2009 yılına kadar ise, yaz mevsimindeki yüksek erime oranları Grönland buz tabakası kütle kaybını yılda 273 Gt'a (küresel deniz seviyesi artışında yılda 0.75 mm) çıkardığı belirtilmektedir.

Velicogna (2009), Nisan 2002 ile Şubat 2009 arasındaki dönemde GRACE uydu misyonu gravite verilerini kullanarak Grönland ve Antarktika buzullarındaki buz kütle kaybını belirlemektedir. Çalışmada bu süre zarfında buz tabakalarının kütle kaybının sabit olmadığı ve zamanla hızlandığı belirtilmiştir. Grönland'da, kütle kaybının 2002–2003'te 137 Gt/yıl iken 2007–2009'da 286 Gt/yıl oranına ulaştığı ve kayıp ivmesinin 2002–2009 periyodunda $-30 \pm 11 \text{ Gt/yıl}^2$ civarında olduğu belirtilmektedir. Antarktika'daki kütle kaybının ise 2002–2006'da 104 Gt/yıl'dan 2006–2009'da 246 Gt/yıl oranına ulaştığı tespit edilmiştir. Bu bölgede 2002–2009 periyodunda buz kaybının $-26 \pm 14 \text{ Gt/yıl}^2$ ivmesine ulaştığı ifade edilmektedir.

Godah ve ark. (2015), CSR merkezi tarafından üretilen GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellerle elde edilmiş 2005 yılının Ocak ve Haziran ayları arasındaki

eşdeğer su kalınlığı değişimi haritalarını çıkararak gürültüleri indirgemedeki DDK1–DDK8 filtreleri performanslarını irdelemişlerdir. Sonuçlar DDK1, DDK2 ve DDK3 filtrelerinin gürültüleri indirgemedeki diğer de Korelasyon filtreleri ve filtresiz verilere göre daha başarılı olduğunu ve değişimleri çok daha net olarak yansıttığını ortaya koymuştur.

Akyılmaz ve ark. (2016), GRACE ve GOCE uydu verileri ile elde edilen küresel harmonik serileri kullanarak Türkiye için bütünleşik gravite alanı modeli hesaplamışlardır. Ayrıca gravite değişimleriyle Türkiye'deki su potansiyelinin zamana bağlı değişimlerini hesaplamış ve Gediz, Sakarya, Fırat ve Konya havzalarındaki değişimleri ortaya koyan zaman serilerini irdelemişlerdir. Çalışmada su kütlesi değişimindeki anlamlılık havzalar arası gerçekleştirilen çapraz Korelasyon testleriyle incelenmiştir. Elde edilen bulgular, diğerlerinden farklı Fırat Havzasındaki su kütlesinde 2009'dan sonra önemli ölçüde düşüş meydana geldiğini ortaya koymaktadır.

Zhang ve ark (2017), Ocak 2003'ten Aralık 2012'ye kadar sürekli GPS koordinat zaman serileri ve uydu altimetrisi ortalama deniz seviyesi anomali verilerini birleştirerek, 60'ıncı dereceye kadar küresel harmonik açılımın Stokes katsayılarını kullanarak Yer'in dinamik gravite alanını GRACE'e alternatif olarak değerlendirmişlerdir. Analiz sonuçları, tahmin edilen bölgesel düşük dereceli yerçekimi katsayılarının GRACE ile uyum sağladığını göstermektedir. Yöntem, GRACE gözlemleri ve GLDAS modeliyle tutarlı olan küresel büyük ölçekli kütle değişimlerini etkili bir şekilde tespit etmiş, Eylül ve Ekim aylarında Amazon'daki yıllık su döngüsünün minimum miktarlarını ortaya çıkarmıştır. Duyarlılık analizi, yer GPS gözlemlerinin düşük dereceli katsayılara katkı sağladığını ancak yüksek dereceli katsayılara katkıda bulunmadığını gösterirken, uydu altimetresinin yüksek dereceli katsayılarda tamamlayıcı bir rol oynadığını göstermektedir. Sonuç olarak yapılan çalışma, GRACE'e alternatif olarak GPS ve uydu altimetrisinden zamana bağlı değişen gravite alanı çıkarımını yapılan analizlerle güvenilir bulmaktadır.

2.2. Yükseklik Değişimleri Üzerine Yapılan Çalışmalar

van Dam ve ark. (2007), üç yıllık GPS ölçülerini Avrupa'daki istasyonlar için GRACE global jeopotansiyel modellerinden kestirilen düşey yerdeğiştirmeleriyle

karşılaştırmışlardır. GRACE'den tahmin edilen yıllık sinyalin aksine, GPS yüksekliklerindeki yıllık sinyalin bölge üzerinde tutarlı olmadığı ve bölgeden bölgeye önemli değişkenlik gösterdiği ifade edilmiştir. GPS ve GRACE gözlemleri arasındaki tutarsızlıkların bir kısmının GPS veri işlemedeki teknik hatalardan kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. GPS ve GRACE arasındaki uyumsuzluğun, kıyı bölgelerinde en büyük değeri aldığı gözlemlenerek, okyanus gelgit sinyallerinin modellenmesindeki hata ile ilişkili olduğu tespit edilmiştir.

Rangelova ve Sideris (2008), Kuzey Amerika'daki jeoidin değişim oranlarının modellenmesi için farklı istatistiksel yöntemler test ederek tartışmışlardır. Özellikle, GRACE uydu verilerinden jeoit modellemek için PCA/EOF yaklaşımı kullanılmıştır. PCA/EOF analizinin, GRACE'den türetilmiş jeoit değişim oranlarına farklı sinyallerden (esas olarak artık hidroloji sinyalleri ve sızıntı etkileri) katkıları incelemede etkili olduğu savunulmaktadır. Tekrarlı jeoit değişim oranlarını elde etmek için karasal veriler (Kanada Ana Ağı'ndan Global Konumlama Sistemi (GPS) düşey hızları ve Kanada Gravite Standartlaştırma Ağından karasal gravite hızları) ile GRACE türevli düşey hareketi birleştirmek için en küçük kareler kollokasyonu uygulanmıştır. Çalışmada bütünleşik model ile Hudson Körfezi'nin güneydoğu bölgesinde 1.4 mm/yıl oranı ile jeoit değişimlerinde en büyük genlik elde edilirken, GRACE verileriyle en büyük genlik körfezin batısında 1.6-1.7 mm/yıl civarında elde edilmiştir. Yazarlar, GRACE verilerinden daha uzun bir zaman aralığına sahip olan karasal verilerin, GRACE sinyallerinin ve çözünürlüğün kısıtlı olduğu alanlarda önemli olduğunu savunmuşlardır.

Krynski ve ark. (2014), GRACE verilerinden ve GLDAS (Küresel Arazi Veri Asimilasyon Sistemi) hidrolojik modellerinden geliştirilen jeopotansiyel modellerin filtrelenmiş aylık çözümlerini kullanmışlardır. Avrupa kıtasında seçilen 14 noktadaki hidroloji ve jeoit yükseklik değişimleri Ağustos 2002–Haziran 2010 dönemi için $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ çözünürlüğünde tahmin edilmiştir. Jeopotansiyel modellerden elde edilen kütle dağılımındaki değişiklikler, hidrolojik verilerden elde edilen ilgili sonuçlarla karşılaştırılmıştır. Avrupa bölgesi için hidroloji ve jeoit yükseklik değişimlerinin Eylül ayında minimum, Mart ayında ise maksimum gözlemlendiği görülmektedir. Araştırmada, PGR (Post Glacial Rebound) etkisine bağlı olarak seküler eğilimli bir sinyale maruz kalan Kuzey Avrupa bölgesinin (Norveç, İsveç, Finlandiya) aksine, Orta Avrupa bölgeleri sadece yıllık bir periyot sergilemektedir. GRACE verileri kullanılarak elde

edilen sonuçlar, GLDAS hidrolojik modelleri kullanılarak hesaplanan sonuçlarla yüksek korelasyon göstermektedir. Çalışmanın sonucunda, çalışma bölgesinde jeoit yükseklik değişim modelleri (trend ve mevsimsel değişim parametreleri) geliştirilmiştir. Bu modellerin değerlendirilmesi amacıyla Temmuz 2010–Ekim 2010 döneminde GRACE verileri kullanılarak hesaplanan jeoit yükseklik değişimleri irdelenmiştir.

Tan ve ark. (2016), Kaliforniya Merkez Vadisi'nde GPS, GRACE ve yükleme (loading) modellerinden elde edilen düşey yıllık yer değiştirme sinyallerini karşılaştırmaktadırlar. Sonuçlar, bu yöntemlerle yaz ve sonbahar mevsimi boyunca maksimuma ulaşmakta ve çoğu bölge için yöntemler tutarlılık göstermektedir. Kış ve ilkbahar aylarında ise GPS gözlemlerinden faydalanılmıştır. Bununla birlikte, aynı bölgelerde GRACE ve yükleme modellerinden elde edilen yıllık düşey değişimler Ağustos ayında maksimuma, Şubat ayında minimuma ulaşmaktadır. Ayrıca, eşdeğer su kalınlığı verileri yardımıyla, Terzaghi Prensibi, Mogi Modeli ve Green fonksiyonu yöntemleriyle hidrolojik simülasyonlar gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar, GPS ile ölçülen ve GRACE ile modellenen deformasyonlar arasındaki tutarsızlığın, yeraltı suyunun mevsimsel değişimleri ile tetiklendiğini göstermektedir.

Godah ve ark. (2017a), jeoit yüksekliklerinin zamansal değişimlerini incelemekte ve aynı zamanda yeryuvarında meydana gelen düşey hareketleri modern düşey referans sisteminin gerçekleştirilmesi perspektifinden tartışmaktadır. Polonya bölgesi çalışma alanı olarak seçilmiş ve çalışma bölgesi 4 alt bölgeye ayrılarak her bir bölgede geçici jeoit yükseklik farklılıkları belirlenmiştir. Bu değişimler mevsimsel ayrışım yöntemi (Seasonal Decomposition Method) kullanılarak analiz edilmiş ve modellenmiştir. Örnek olarak, Borowa Gora Gözlemevi'nde (BGO) zamansal su değişimlerinden kaynaklanan düşey yer değiştirmeler GRACE misyonu verileri kullanılarak belirlenmiştir. Örnek çalışmanın sonuçları, jeoit yüksekliği değişimleri ile Yer'in fiziksel yüzeyinin zamana bağlı düşey yer değiştirmelerinden elde edilen kombinasyonun çalışma alanındaki düşey referans sisteminin önemli zamansal değişimlerine yol açtığını ortaya koymaktadır.

Godah ve ark. (2017b), GRACE uydu misyonu verilerini kullanarak Orta Avrupa üzerindeki fiziksel yükseklik (ortometrik/normal yükseklik) değişimlerini tahmin etmiş ve bunları seçilen çalışma alanı üzerinde analiz ederek modellemişlerdir.

Fiziksel yükseklik değişimleri, incelenen alan üzerinde belirlenen düşey yer değiştirmelerin yükseklik anomalilerinin zamansal değişimlerinden tahmin edilmiştir. Tahmini fiziksel yükseklik değişimlerinin analizi ve modellenmesi mevsimsel ayırışım yöntemi ve PCA/EOF yöntemleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Bulgular, seçilen çalışma alanı üzerindeki fiziksel yükseklik değişikliklerinin 22.8 mm'ye ulaştığını göstermiştir. Kestirilen fiziksel yükseklik değişimleri mevsimsel ayırışım yöntemi kullanılarak 1.4 mm hassasiyetle modellenmiştir.

Sarmiento ve ark. (2018), Filipinler bölgesinde küçük bir uygulama yaparak Filipin Jeoit Modeli'nden seçilmiş küresel jeootansiyel modelleri değerlendirmiş ve uydu verileri kullanarak jeoidin zamansal değişimlerini irdelemişlerdir. Dekorelasyon yöntemleri ve Gauss filtreleri kullanılarak bir düzeltme uygulanmış ve jeopotansiyel modellerdeki çizgi hataları (striping error) giderilmiştir. Jeoit değişim hızları üzerindeki hidrolojik etki ise GLDAS kullanılarak en aza indirilmiştir.

3. ÇALIŞMA BÖLGESİ, VERİ VE YÖNTEM

Çalışma bölgesi ile çalışmada kullanılan veri ve yöntemler bu bölümde ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

3.1. Çalışma Bölgesi

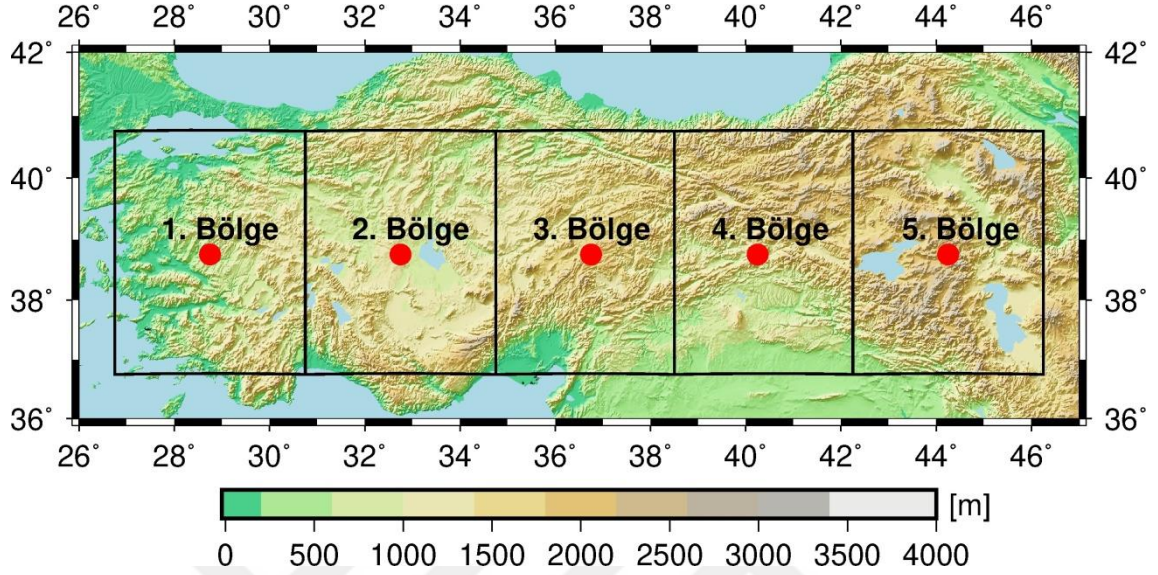
Fiziksel yükseklik değişimlerini belirlemek üzere ilk çalışma alanı olarak Türkiye belirlenmiştir. Sonrasında, fiziksel yükseklik değişimlerini belirlemede kullanılan yöntemler, kütle değişimlerinin çok daha yoğun yaşandığı bölge olan Grönland'da test edilmiştir.

3.1.1. Türkiye

Birincil çalışma alanı olarak belirlenen Türkiye, $36^{\circ} - 42^{\circ}$ Kuzey enlemleri ve $26^{\circ} - 45^{\circ}$ Doğu boylamları arasında yer almakta olup Asya ve Avrupa kıtalarının birleştiği noktadadır. Ortalama yüksekliği 1132 m olan Türkiye, genel olarak dağlık ve engebeli bir topoğrafyaya sahiptir. En yüksek ve dağlık alanlar doğu kesimde yer alır. Kuzey kesimini Kuzey Anadolu Dağları, güney, doğu ve güneydoğu kesimlerini de Toroslar engebeleridir. Ülkenin en yüksek noktası, Ağrı Dağı'nın 5137 metreye erişen zirvesidir. 3 tarafı denizlerle çevrili olduğundan aynı zamanda bir yarımada olan Türkiye'nin sahip olduğu su alanları toplam 9820 km^2 'dir. Kaynağı ve denize döküldüğü yer ülke sınırları içinde olan en uzun akarsuyu 1355 kilometre uzunluğundaki Kızılırmak'tır ve Fırat ve Dicle gibi önemli akarsuların da kaynağı durumundadır. Sahip olduğu su havzaları, yükselti farkları ve engebeli topoğrafik yapısıyla Türkiye yerbilimcilerin gözde araştırma alanlarından biridir.

GRACE verilerinin çözünürlüğü dikkate alınarak çalışma alanı $36.75^{\circ} - 40.75^{\circ}$ kuzey enlemleri ve $26.75^{\circ} - 46.25^{\circ}$ doğu boylamları ile sınırlandırılmıştır. İlk çalışma alanı Türkiye'yi kapsamakta olup beş alt bölgeye ayrılmıştır. Bu alt bölgelerin büyüklüğü, GRACE verilerinin çözünürlüğüne, yani ekvatorda yaklaşık $334 \times 334 \text{ km}^2$ veya $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 'e eşittir. Bahsedilen 5 alt bölgenin konumlarının belirlenmesinde JPL (Jet Propulsion Laboratory) merkezince sağlanan küresel mascon (mass concentration) çözümlerinden yararlanılmış ve mascon alanlarının merkezleri seçilmiştir (Watkins ve

ark., 2015). Bu bölgede merkezleri uygulama noktası olarak seçilen JPL mascon numaraları 802, 803, 804, 805 ve 806'dır (URL-1). İlgili çalışma alanı ve yükseklik değişimleri araştırılan noktalar Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



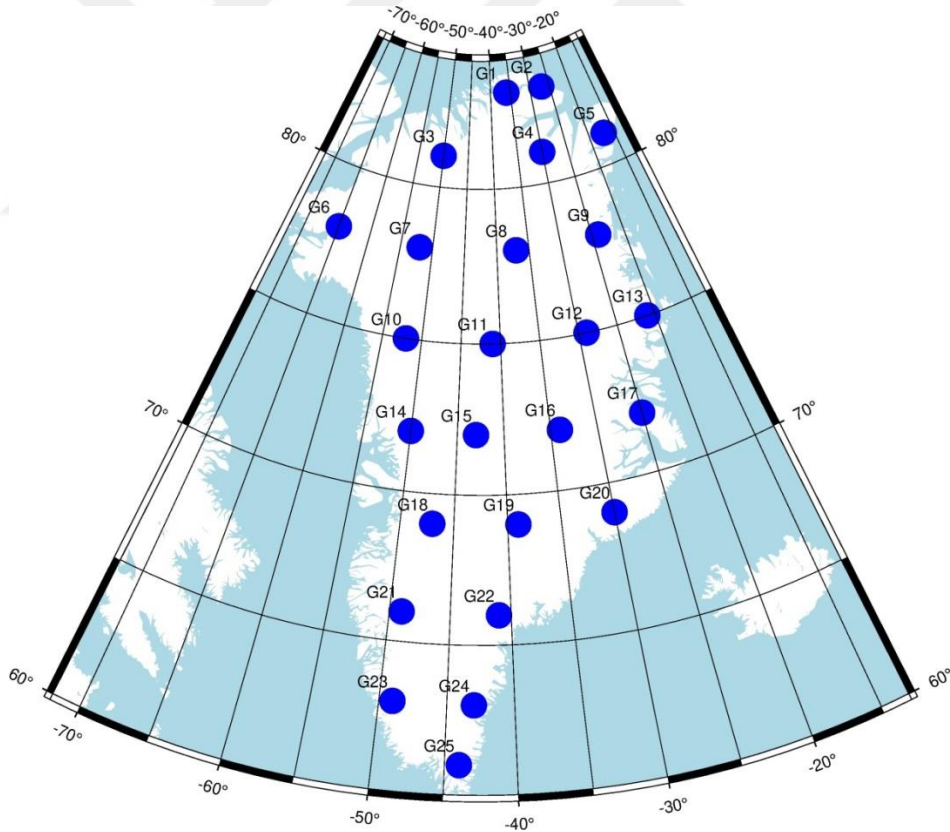
Şekil 3.1. Birincil çalışma alanı ve yükseklik değişimleri araştırılan güncel noktalar

3.1.2. Grönland

Grönland'daki devasa buz tabakası Türkiye topraklarının neredeyse 3 katı büyüklüğündeki 2 166 086 km²'lik bir alana yayılmıştır. Buz kalınlığı bazı yerlerde 2-3 kilometreye ulaşmaktadır. Buradaki buzullar eridiğinde dünya genelinde deniz seviyesinin 7 m yükselmesine yol açabileceği değerlendirilmektedir. Elbette bunun meydana gelmesi yüzlerce hatta binlerce yıla yayılabilir. Ancak önümüzdeki birkaç yıl içerisinde erime düzeyinde küçük bir artış, sahil kesiminde yaşayan milyonlarca insan için büyük bir tehdit oluşturabilmektedir. Su seviyesindeki yükselmelerden ilk etkilenecek bölgelerin İngiltere'nin doğusu, Florida ve Bangladeş olduğu vurgulanmaktadır. Her ne kadar Grönland yeryuvarının kuzeyinde yer aldığından pek çok ülkeye uzak gibi görünse de dünyanın pek çok yerindeki kıyı şeritlerini değiştirme ve kıyıya yakın yaşayan insanları iç bölgelere göçe zorlama potansiyelini barındırmaktadır. Yaklaşık bir tahminle, 362 milyar ton buzun erimesi yeryuvarındaki ortalama deniz seviyesinin 1 mm yükselmesine neden olmaktadır. Grönland'daki buzul kaybı 2002'den günümüze yaklaşık 4 trilyon tona ulaşmıştır. Küresel iklim değişimi nedeniyle buzullardaki erimenin katlanarak devam edeceği ve ısınan suyun genleşmesi

gibi faktörler de göz önüne alınırsa, yakın gelecekte insanoğlunu etkileyecek seviyedeki yükselmelerden bahsedilebilir.

Büyük buz kütlelerinin eriyip denizlere karışmasıyla meydana gelen kütle değişimleri, fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesinde kullanılan jeoidin de değişikliğe uğramasına neden olmaktadır. Çok büyük miktarlardaki kütlelerin yer değiştirmesi yer kabuğunda ve dolayısıyla bir eşpotansiyel yüzey olan jeoitte değişime neden olmaktadır. Grönland bölgesinde eriyen trilyonlarca ton buzulun etkilemiş olduğu kabuk hareketleri ve fiziksel yükseklik değişimleri Türkiye örneğindeki veriler ve analiz yöntemleriyle değerlendirilmiştir. Uygulama noktalarının konumlarının belirlenmesinde 17, 18, 34, 35, 36, 56, 57, 58, 59, 87, 88, 89, 90, 123, 124, 125, 126, 165, 166, 167, 212, 213, 265, 266, 324 numaralı (toplam 25 tane) JPL masconundan faydalanılmıştır (URL-1). Yükseklik değişimleri araştırılan noktalar Şekil 3.2’de gösterilmiştir.



Şekil 3.2. İkincil çalışma alanı ve JPL mascon gridlerinin merkezi olan G1, G2, ..., G25 uygulama noktalarının konumu

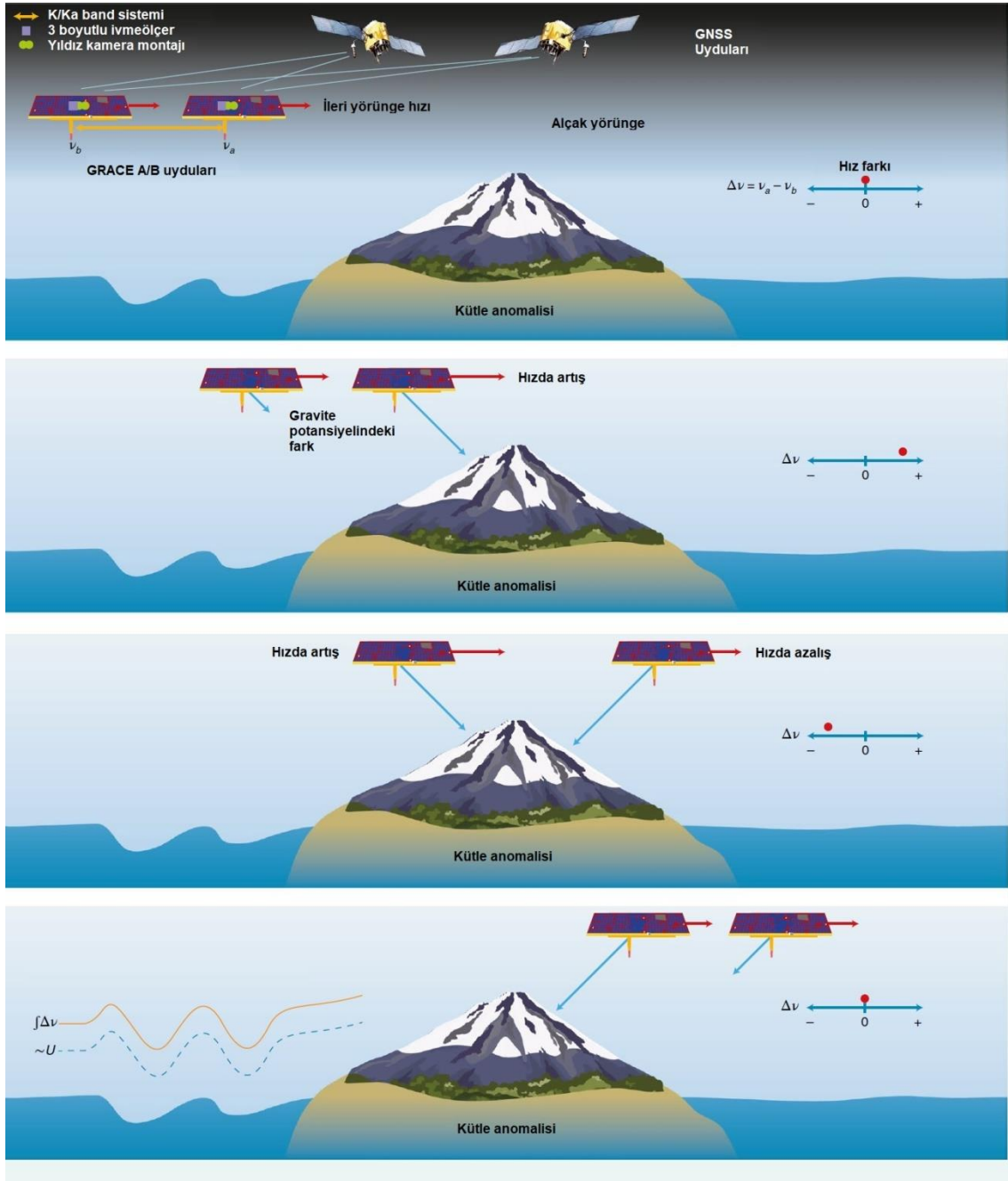
3.2. Çalışmada Kullanılan Veriler

3.2.1. GRACE tabanlı Jeopotansiyel Modeller

GRACE uydu misyonu NASA ve Alman Havacılık ve Uzay Merkezi (DLR) işbirliği ile 17 Mart 2002'de veri sağlamaya başlamıştır. Projenin bilimsel misyonu, 27 Ekim 2017'de uyduların ömrünü tamamlamasıyla sona ermiştir. GRACE misyonunun temel amacı, hidrosfer, kriyosfer ve okyanuslardaki kütle değişimlerini izlemek için yeryuvarının gravite alanının aylık gözlemlerini gerçekleştirmektir. Özel bir sensöre sahip tek uydu yaklaşımlarının aksine GRACE, bir dizi ölçme sistemi içeren yaklaşık 450 km'lik görece düşük bir irtifada 89.5°'lik bir eğimle yaklaşık 220±50 km mesafede birbirini takip eden iki uydudan oluşmaktadır (Şekil 3.3). Uydular yeryuvarı etrafında hareket ederken graviteye bağlı olarak konumları değişmektedir. Başka bir deyişle, yerin içindeki yoğunluk farkları ve topografya değişimleri, yörünge boyunca gözlemlenen uydular arası mesafede değişikliklere neden olur. Yüzeyden geçiş esnasında uydudan uyduya anlık mesafe ve bağlı hız ölçüsü $1 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ düzeyinde K-bandında çalışan bir radar telemetresi ile gerçekleştirilir.

Her iki uydunun üzerinde;

- 26 GHz ve 32 GHz frekanslarında ve K/Ka bantlarda çalışan, iki uydu arasında 10 μm hassasiyetle mesafe ölçmeyi sağlayan uzaklık ölçer (KBR),
- KBR sistemi için K-bandında istenen frekansta elektromanyetik dalgalar üreten Ultra-Stabil Osilatör (USO),
- Uyduların mutlak konum bilgisini üretmek ve mesafe ölçmelerinde zaman problemini çözmek için Black-Jack GPS alıcıları ve Enstrüman İşleme Ünitesi,
- Uydunun yönünü sabit yıldızların konumuna göre belirleyen yıldız kamerası,
- Yerçekimi dışındaki ivmelenmeleri ölçmek için 3 eksenli ivmeölçer bulunmaktadır.



Şekil 3.3. GRACE ölçülerini gerçekleştiren ve kutuplara yakın bir yörünge düzleminde birbiri arkasında hareket eden özdeş GRACE uyduları (Tapley ve ark., 2019)

GRACE Bilim Veri Sistemini (SDS) oluşturan üç resmi analiz merkezi, GRACE ölçmelerinden elde edilen 1. seviye ürünler ve 2. seviye çözümler üretmektedir. Bu SDS merkezleri:

- Uzay Araştırmaları Merkezi (CSR), Austin, Texas, ABD,

- Alman Yerbilimleri Araştırma Merkezi (GFZ), Potsdam, Almanya,
- Jet Propulsion Laboratuvarı (JPL), Pasadena, California, ABD

şeklinde sıralanabilir.

GRACE uydu çiftinden elde edilen veriler Seviye-0, Seviye-1 ve Seviye-2 olarak 3 seviyede tanımlanmaktadır (Watkins vd., 2000; Bettadpur, 2007). Seviye-0 verileri ivmeölçer verisi, K-Band faz verisi, GPS verisi gibi ham uydu verileri olup, Weilheim ve Neustrelitz/Almanya'da yer alan iki gözlem anteni ile toplanmakta ve daha üst seviye ürünlerin hesaplanmasında kullanılmak üzere SDS merkezlerine iletilmektedir. Seviye-1 ve Seviye-2 analizleri yukarıda bahsedilen SDS merkezleri tarafından gerçekleştirilmektedir. Seviye-0 telemetre verilerine zaman bilgisinin eklenmesi ve birtakım ön işlemlerden geçirilmesi ile Seviye-1 ürünleri elde edilmektedir. Seviye-1 analizi sonunda uydular arası mesafe değişimleri ve gözlemleri, mesafe ivmelenmesi, yörünge bilgileri, çekim dışı ivmelenmeler gibi veriler üretilmektedir. Yeryuvarının gravite alanı modelleri Seviye-2 ürünleri olarak adlandırılmaktadır. Bahsedilen üç SDS merkezinin haricinde Bonn Üniversitesi Jeodezi ve Coğrafi Bilgi Enstitüsü (ITG), Bern Üniversitesi Astronomi Enstitüsü (AIUB), Huazhong Bilim ve Teknoloji Üniversitesi (HUST) ve Tongji Üniversitesi (Tongji) de Seviye-2 ürünlerini üretmektedir. SDS merkezleri tarafından yayımlanan ürünlerde standart dosya isimlendirme formatı kullanılmaktadır. Aylık GRACE gravite alanı çözümleri GSM ile, statik gravite alanı modelleri GCM ile, arka plan modeller GAA, GAB, GAC ve GAD ile sembolize edilen ASCII veri dosyaları şeklinde yayımlanmaktadır.

Örneğin

"kfilter_DDK3_GSM-2_2005152-

2005181_GRAC_UTCSR_BA01_0600.gfc" biçimindeki bir dosya isimlendirmesinde kfilter_DDK3 de Korelasyon 3 filtresinin uygulandığını, GSM-2 dosyadaki küresel harmonik katsayıların aylık çözüm (Seviye-2) olduğunu, 2005152-2005181 çözümün 2005 yılının 152'inci günü ile 2005 yılının 181'inci gününü kapsadığını, GRACE gravite misyonunu, UTCSR Bilim Veri Sisteminin kısa adını (Texas Üniversitesi Uzay Araştırmaları Merkezi), BA01 gravite çözümünün özelliklerini tanımlamak için kullanılan 4 karakterli nimonik (anımsatıcı) değeri, 06 iki basamaklı sürüm (release) numarasını, 00 ise iki basamaklı versiyon numarasını göstermektedir.

GRACE uydu misyonu, global ve bölgesel ölçekte meydana gelen hidrolojik değişimlere yüksek duyarlılıkta olması nedeniyle çoğunlukla atmosfer, okyanuslar,

buzullar ve yeraltı suları arasında gerçekleşen kütle değişimleri ve yeniden dağılımı çalışmalarında kullanılmaktadır. Bir ay boyunca toplanan ölçüler, Yer'in gravite alanının küresel harmonik modelinin hesaplanmasına yardımcı olur ve genel olarak 2 cm'lik hassasiyet ve 300 km'lik çözünürlükte elde edilen jeopotansiyel modeller yeryüzündeki kütle değişikliklerini tahmin etmek için kullanılırlar. Belirli bir zaman aralığında jeopotansiyel değişimleri izlemek için referans olarak ya bir statik gravite alanı modeli kullanılır ya da GRACE ortalama modeli adı verilen bir model oluşturulur. Aylık çözümlerin bu gravite modelinin katsayılarından farkları (ΔC ve ΔS) kullanılarak ilgili jeopotansiyel değişimler incelenir. Bu jeopotansiyel değişimler;

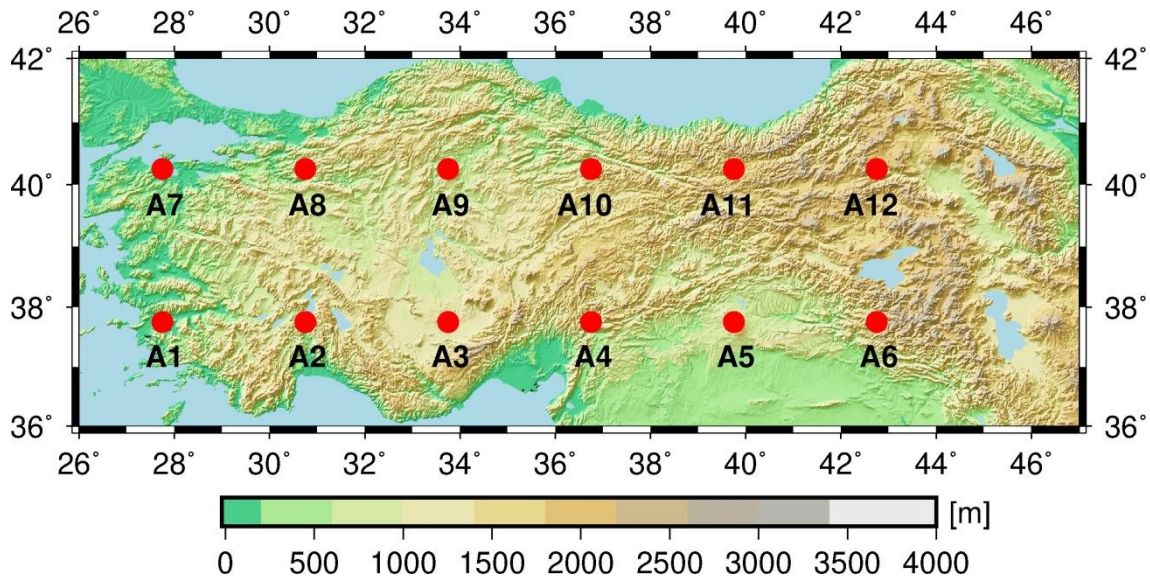
- Eşdeğer su kalınlığı (Equivalent Water Thickness),
- Gravite büyüklüğü
- Jeoit yüksekliği

değişimleridir.

GRACE misyonundan faydalanılarak gerçekleştirilen araştırmalarda, GRACE tabanlı GGM'ler için birkaç sürüm geliştirilmiştir. Bunlar sırasıyla; Release 1, Release 2, Release 3, Release 4, Release 5 ve son olarak Release 6'dır (RL06). Veri merkezleri tarafından sunulan çözümler giderek daha iyi sonuçlar vermeye başlamıştır (Dahle ve ark., 2014). GRACE verilerine bağlı kalınarak geliştirilen GGM'ler, verilerin alınması sırasında çeşitli nedenlerden dolayı oluşan gürültüden oldukça etkilenmektedir (Tapley ve ark., 2004b). Özellikle GRACE uydularının izlediği yörünge düzlemi bu noktada gürültü oluşumuna en çok neden olan etkenlerden biri olmaktadır. Ekvator bölgesinde daha da büyük genliğe ulaşan bu hataları minimum seviyeye indirmek üzere uygun bir filtreleme yöntemi seçilmektedir (Ditmar ve ark., 2012). Filtre uygulayarak söz konusu hatalar giderilse de diğer yandan izlenen sinyalde kayıplar meydana gelmekte ve filtreye bağlı olarak çözünürlük azalmaktadır. Gauss filtreleme yöntemi kolay kullanımı nedeniyle sıklıkla başvurulmuş bir yöntem olmuştur (Wahr ve ark., 1998). Ancak, son yıllardaki çalışmalar GRACE çözümlerinin işlenmesinde daha çok de Korelasyon yöntemini destekler niteliktedir. Dekorelasyon yönteminin ardındaki fikir, küresel harmonik katsayı verilerinin yapay bir geometri modeli ile korelasyonlu hataların tespit edilmesi ve giderilmesidir (Kusche ve ark., 2009).

3.2.1.1 Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Belirlenmesinde Kullanılan GRACE Global Jeopotansiyel Modelinin Seçilmesi

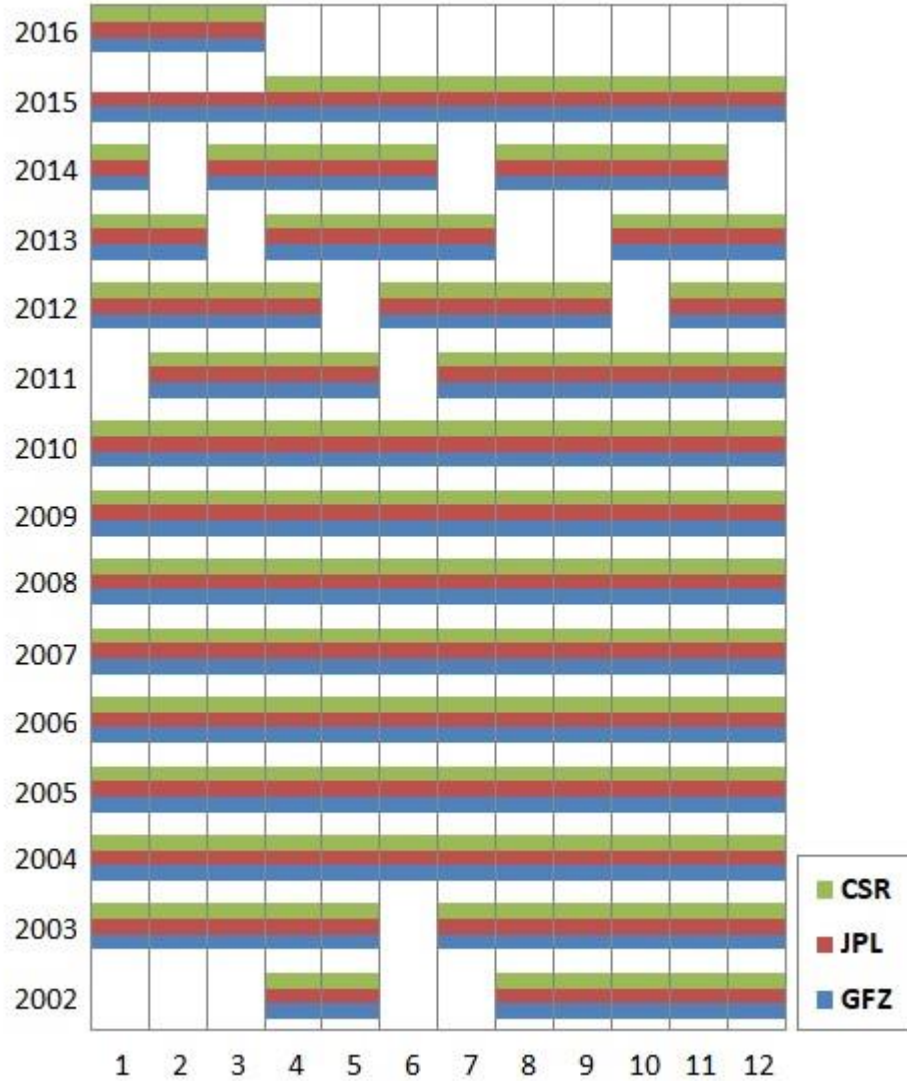
Bu çalışmada gerçekleştirilen ilk uygulamada, yayınlanan en güncel çözüm versiyonu olan RL06'daki gürültüler irdelenmiş ve ayrıca çalışma alanı Türkiye'de kütle değişimlerinin tespit edilmesinde en uygun GRACE-tabanlı GGM'lerin seçilmesini sağlamak için hem SDS merkezleri hem de dekorelasyon filtreleri kendi aralarında test edilmiştir. Buna göre birincil çalışma alanı olarak Türkiye'de farklı iklim ve coğrafi bölgeleri temsil eden 12 test noktası belirlenmiştir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. GRACE global jeopotansiyel modellerinin seçiminde kullanılan test noktaları

CSR, GFZ ve JPL merkezleri GRACE misyonunun en başından itibaren yetkili SDS merkezleri olarak tanımlanmaktadır (Bettadpur, 2012; Dahle ve ark., 2014; Watkins ve Yuan, 2014). Dahası CSR, GFZ ve JPL'de işlenen GRACE tabanlı aylık GGM'ler diğer veri merkezlerinde üretilenlere göre çok daha uzun periyodları kapsamaktadır. Bu nedenle çalışmada kullanılacak olan veri setleri, CSR, GFZ ve JPL tarafından en son yayınlanan RL06 GRACE tabanlı GGM'ler olarak belirlenmiştir. Bu veri setleri ICGEM (International Centre for Global Earth Models) internet sitesinde (URL-2) yayınlanmaktadır. GGM'lerin mevcut durumu Şekil 3.5'te gösterilmiştir. Genel olarak GGM zaman serilerindeki boşluklar üç merkez için de benzerlik göstermektedir. GFZ GGM'lerinin çözünürlüğü 90 d/s (degree/sıra) iken CSR GGM'lerinin çözünürlüğü 96 d/s'dir. JPL GGM'lerinin çözünürlüğü ise 60 ve 90 d/s

arasında değişmektedir (Dahle ve ark., 2018; Save ve ark., 2018; Yuan, 2018). Bu çalışmada yapılan çözümlemelerde bütün veri merkezlerinin katsayıları 60 d/s değerinde sonlandırılmıştır ki bu değer, GRACE verilerinin konumsal çözünürlüğüne karşılık gelmektedir.



Şekil 3.5. RL06 GRACE tabanlı CSR, GFZ ve JPL merkezlerinde üretilen GGM'lerin mevcut durumu

Çalışmada GRACE tabanlı GGM'leri karşılaştırmak üzere Kassel Üniversitesi ve Frankfurt Üniversitesi'nin ortak ürünü olan WaterGAP (Water Global Assessment and Prognosis) Global Hydrological Model (WGHM)'i kullanılmıştır. Meteorolojik ve hidrolojik veri setlerine dayanan bu model $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ çözünürlüğünde ve aylık periyotlarla düzenlenmiştir (Döll ve ark., 2003).

SDS merkezlerince yayınlanan DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7, DDK8 filtrelerinin yayınlanan GRACE GGM'lerine etkisi sorgulanmıştır. Bu GGM'lerden aylık periyotlarla eşdeğer su kalınlıkları (EWT) aşağıdaki eşitlik yoluyla elde edilmiştir (Wahr ve ark., 1998):

$$EWT^{(GRACE)} = \frac{R \times \rho_{ort}}{3} \sum_{l=0}^{l_{maks}} \left(\frac{2l+1}{1+k_l} \right) \sum_{m=0}^l \bar{Y}_m(\varphi, \lambda) \quad (3.1)$$

$$\bar{Y}_{lm}(\varphi, \lambda) = (C_{lm} \cos m\lambda + S_{lm} \sin m\lambda) \bar{P}_{lm}(\sin \varphi) \quad (3.2)$$

φ ve λ hesap yapılan A1, A2, ... , A12 noktalarındaki enlem ve boylam değeri, l_{maks} GRACE tabanlı GGM'e uygulanan maksimum derece, R yeryuvarı ortalama yarıçapı, ρ_{ort} yeryuvarının ortalama yoğunluğu, k_l Love yükleme sayısı, C_{lm} , S_{lm} l derecede ve m sırada katsayılar, $\bar{P}_{lm}(\sin \varphi)$ ise tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonlarını temsil etmektedir.

GRACE tabanlı GGM'ler yoluyla elde edilen anlık eşdeğer su kalınlığı değişimi $\Delta EWT^{(GRACE)}$ aşağıdaki gibi elde edilmiştir:

$$\Delta EWT_i^{(GRACE)} = EWT_i^{(GRACE)} - EWT_{ort}^{(GRACE)} \quad (3.3)$$

$EWT_i^{(GRACE)}$ GGM'den elde edilen eşdeğer su kalınlığı, $EWT_{ort}^{(GRACE)}$ zaman serilerinden elde edilen ortalama değer ve i ay sayısıdır.

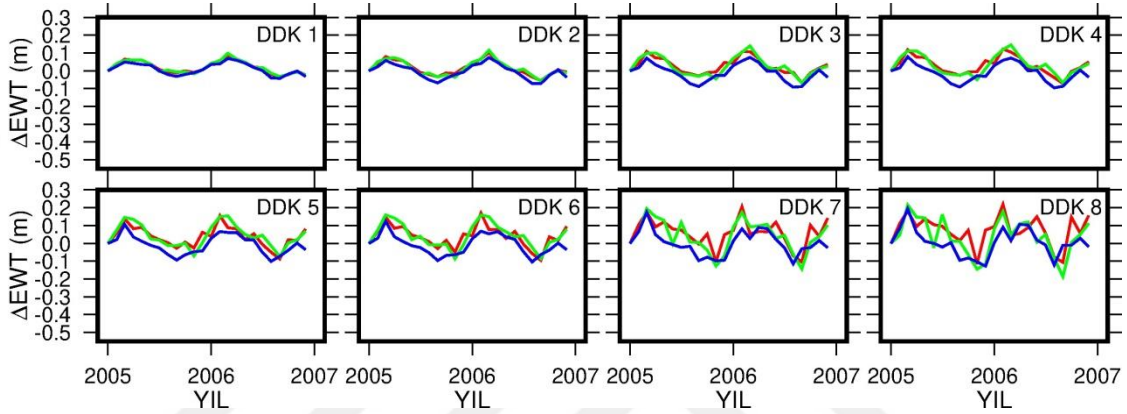
GGM'lerin doğruluğunu test etmek amacıyla kullanılan WGHM verileri aşağıdaki gibi elde edilmiştir:

$$\Delta EWT_i^{(WGHM)} = EWT_i^{(WGHM)} - EWT_{ort}^{(WGHM)} \quad (3.4)$$

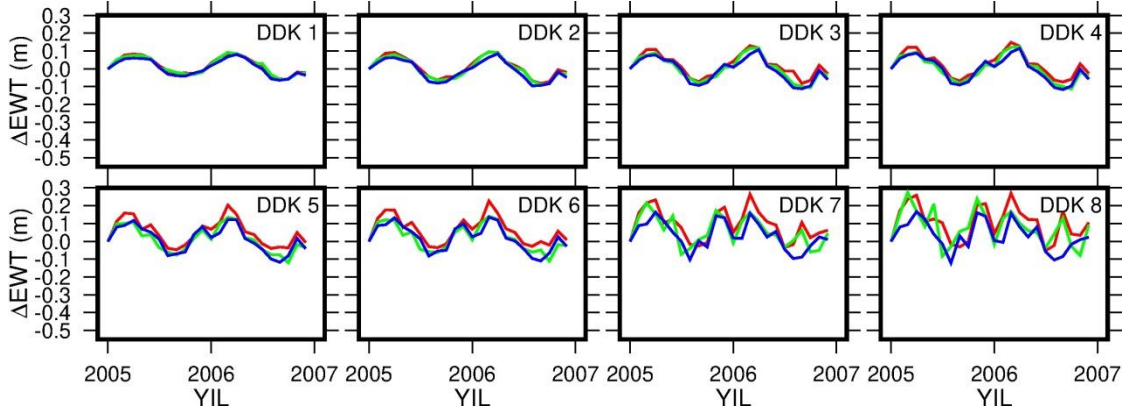
$\Delta EWT_i^{(WGHM)}$, WGHM modelinden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değerleri, $EWT_{ort}^{(WGHM)}$ zaman serilerinden elde edilen ortalama değerdir. 3.3 ve 3.4 eşitlikleri yoluyla elde edilen değerlerin farkı $d\Delta EWT_i$ eşdeğer noktalar üzerinde elde edilen büyüklüklerin farkı yoluyla elde edilmektedir:

$$d\Delta EWT_i = \Delta EWT_i^{(WGHM)} - \Delta EWT_i^{(GRACE)} \quad (3.5)$$

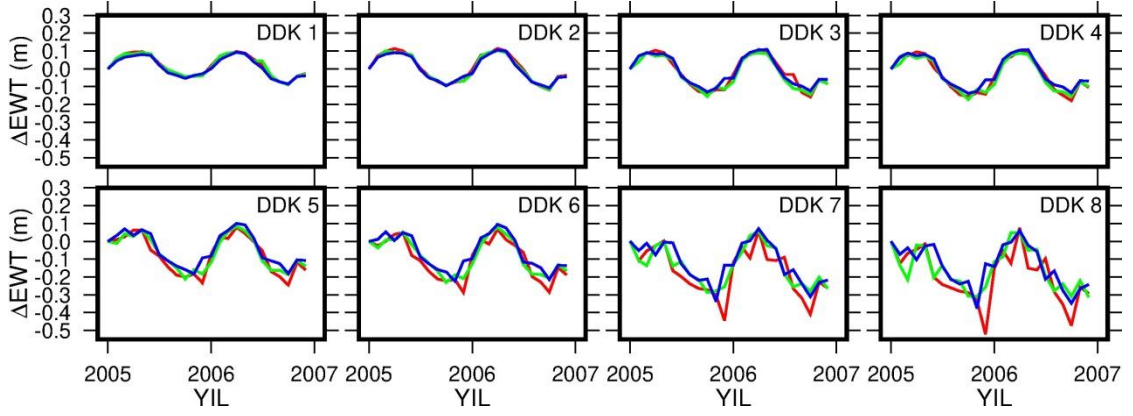
Dekorelasyon filtreleri (DDK1–DDK8) bölgesel ölçekte Türkiye’de incelenmiştir. DDK verileri ICGEM hesaplama servisinden elde edilmiştir. Daha önce Şekil 3.4’de gösterilen ve farklı iklim bölgelerini temsil eden A1, A3, A5 ve A8 noktalarındaki eşdeğer su kalınlığı değişimleri $\Delta EWT^{(GRACE)}$ zaman serileri olarak Şekil 3.6–3.9’da gösterilmektedir. Eşitlik (3.5) yoluyla elde edilen $\Delta EWT^{(WGHM)}$ ve GRACE RL 06 $\Delta EWT^{(GRACE)}$ farklarının tüm A1, A2, ... , A12 noktaları için istatistikleri ise Çizelge 3.1’de sunulmuştur.



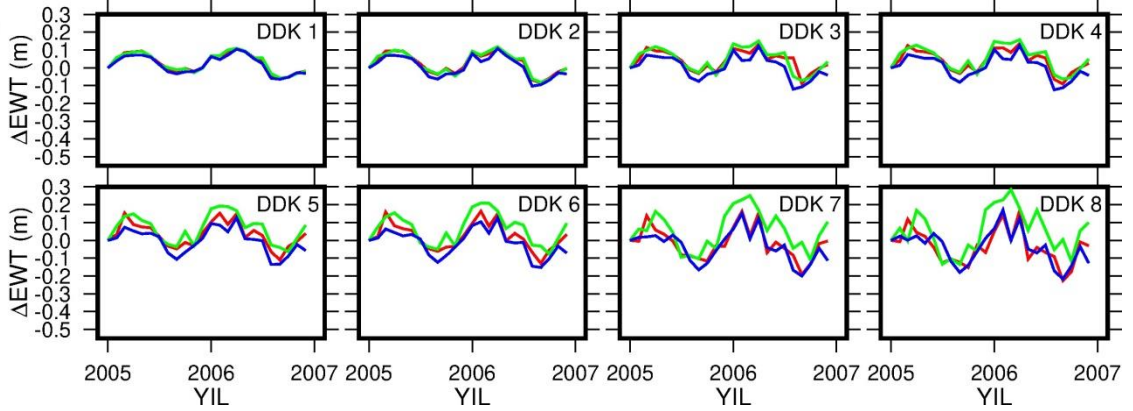
Şekil 3.6. A1 noktasında DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 filtreleri kullanılarak elde edilen $\Delta EWT^{(GRACE)}$ zaman serileri (mavi: CSR, yeşil: GFZ, kırmızı: JPL verileri ile belirlenmiştir.)



Şekil 3.7. A3 noktasında DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 filtreleri kullanılarak elde edilen $\Delta EWT^{(GRACE)}$ zaman serileri (mavi: CSR, yeşil: GFZ, kırmızı: JPL verileri ile belirlenmiştir.)



Şekil 3.8. A5 noktasında DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 filtreleri kullanarak elde edilen $\Delta EWT^{(GRACE)}$ zaman serileri (mavi: CSR, yeşil: GFZ, kırmızı: JPL verileri ile belirlenmiştir.)



Şekil 3.9. A8 noktasında DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5, DDK6, DDK7 ve DDK8 filtreleri kullanarak elde edilen $\Delta EWT^{(GRACE)}$ zaman serileri (mavi: CSR, yeşil: GFZ, kırmızı: JPL verileri ile belirlenmiştir.)

Şekillerdeki zaman serilerine göre DDK1, DDK2 ve DDK3 filtrelerinde JPL, CSR ve GFZ verileri çoğunlukla uyum göstermektedir. Ayrıca mevsimsel kütle değişimi açısından Nisan-Mayıs aylarında maksimum değerlerin Temmuz-Eylül aylarında minimum seyrettiği görülmektedir. Ortaya çıkan zamana bağlı kütle değişimi modeli, çalışma bölgesinde mevsimsel su döngüsünü yani kış aylarında kar kütleleri ve yeraltı suyu olarak biriken su kütlelerinin yaz ayları boyunca buharlaşarak minimum seviyeye indiğini açıkça göstermektedir. Diğer yandan GFZ, CSR ve JPL merkezlerinde üretilen DDK1, DDK2, DDK3, DDK4, DDK5 DDK6, DDK7 ve DDK8 filtreli RL06 GGM'lerinin farkı görsellik kazanmıştır. Özellikle DDK4 sonrası filtrelemelerde $\Delta EWT^{(GRACE)}$ su kütlesi değişimleri net bir şekilde gözlemlenmemektedir. Bu durum DDK4 ve sonrası filtrelerde gürültülerin sinyal kalitesinin önüne geçerek fazlaca şeritvari hatalara (stripe) neden olması ve sağlıklı gözlem yapılamaması şeklinde açıklanabilir. DDK1, DDK2 ve DDK3 filtreleri kendi aralarında kıyaslanacak olursa

DDK1 ve DDK2'deki yüksek yapaylıktaki iyileşme DDK3'te yoktur. Bununla beraber DDK3 filtresi gürültüleri önemli derecede azaltmakta, sinyalleri DDK1 ve DDK2'ye göre daha iyi korumakta ve sinyal/gürültü optimizasyonunda oldukça iyi sonuçlar vermektedir (Kushe ve ark., 2009). Sonuç olarak bu tez çalışmasında kütle değişimlerine bağlı fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesinde DDK3 verileri tercih edilmiştir.

Çizelge 3.1. A1, A2, ... , A12 noktalarında $\Delta EWT^{(WGHM)}$ ve $\Delta EWT^{(GRACE)}$ farklarının istatistikleri (DDK3 filtresi ile hesaplanmıştır.)

İstatistikler[m]		Min	Mak	Ort	Std	Mak-min
A1	GFZ	-0.0532	0.1652	0.0604	0.0456	0.2184
	JPL	-0.0633	0.1597	0.0543	0.0470	0.2230
	CSR	-0.0949	0.1114	0.0222	0.0456	0.2062
A2	GFZ	-0.1035	0.1051	0.0053	0.0471	0.2086
	JPL	-0.0919	0.1187	0.0081	0.0472	0.2106
	CSR	-0.1232	0.0657	-0.0249	0.0471	0.1888
A3	GFZ	-0.0919	0.1388	0.0114	0.0559	0.2307
	JPL	-0.0988	0.1400	0.0249	0.0545	0.2388
	CSR	-0.1060	0.1287	0.0030	0.0564	0.2348
A4	GFZ	-0.5366	0.0647	-0.1461	0.1562	0.6013
	JPL	-0.5308	0.1217	-0.1312	0.1596	0.6525
	CSR	-0.5156	0.1069	-0.1346	0.1590	0.6225
A5	GFZ	-0.2301	0.1223	-0.0428	0.0817	0.3524
	JPL	-0.2066	0.1373	-0.0377	0.0858	0.3439
	CSR	-0.2167	0.1454	-0.0331	0.0853	0.3622
A6	GFZ	-0.1706	0.1807	-0.0016	0.0843	0.3513
	JPL	-0.1828	0.2014	-0.0047	0.0927	0.3842
	CSR	-0.1694	0.1950	-0.0059	0.0903	0.3644
A7	GFZ	-0.0594	0.2103	0.0669	0.0701	0.2697
	JPL	-0.0875	0.1999	0.0534	0.0696	0.2874
	CSR	-0.1058	0.1533	0.0223	0.0704	0.2592
A8	GFZ	-0.0929	0.1801	0.0420	0.0659	0.2730
	JPL	-0.0988	0.1560	0.0306	0.0658	0.2548
	CSR	-0.1243	0.1323	0.0017	0.0656	0.2566
A9	GFZ	-0.1831	0.0808	-0.0481	0.0688	0.2639
	JPL	-0.1939	0.0854	-0.0432	0.0678	0.2794
	CSR	-0.2137	0.0849	-0.0612	0.0695	0.2986
A10	GFZ	-0.1658	0.1831	0.0051	0.0808	0.3489
	JPL	-0.1422	0.1726	0.0197	0.0776	0.3148
	CSR	-0.1503	0.1696	0.0183	0.0792	0.3198
A11	GFZ	-0.1507	0.2029	0.0038	0.0815	0.3535
	JPL	-0.1271	0.2087	0.0107	0.0819	0.3358
	CSR	-0.1286	0.1998	0.0152	0.0819	0.3285
A12	GFZ	-0.0900	0.1575	0.0172	0.0559	0.2475
	JPL	-0.1038	0.1606	0.0133	0.0596	0.2644

	CSR	-0.0953	0.1488	0.0107	0.0576	0.2440
--	-----	---------	--------	--------	--------	--------

Sonuçlar incelendiğinde her üç SDS merkezinin de birbirine oldukça yakın sonuçlar verdiği, CSR ve GFZ'nin çoğunlukla en iyi sonuçları verdiği gözlemlenmektedir. Bununla beraber GRACE uydu misyonunun çözünürlüğü göz önüne alındığında aralarındaki farkın çok anlamlı olmadığı söylenebilir. Çalışmada fiziksel yükseklik değişimleri hesabında CSR merkezinin en yeni versiyonu GRACE CSR RL06 global jeopotansiyel modeli kullanılmıştır. Çalışma periyodu, verilerin aralıksız olması ve diğer periyotların içerdiği boşlukları içermemesi nedeniyle 2004–2010 yıllarını içermektedir. Böylece, boşlukların doldurulması gerekliliği ortadan kalkmış, enterpolasyon/kollokasyon ile üretilen yapay verilerden kaçınılmıştır.

GRACE misyonu sahip olduğu yüksek çözünürlük ve doğruluk ile zamansal gravite alanı değişimleri için eşsiz bilgi kaynağıdır. Bununla birlikte, gravite alanının en düşük dereceli katsayıları, SLR uyduları tarafından halen daha iyi tanımlanmaktadır. Bunun nedeni, K-bant tekniğiyle gerçekleştirilen GRACE gözlemleri, interferometrik ölçüden dolayı yer-merkezli varyasyonlarına neredeyse duyarsızdır. Bu, uzun süreli sinyaller nedeniyle bozulmuş bir C_{20} katsayısına (yani Yer'in dinamik düzleşmesine) yol açar. Bundan dolayı, jeodezik uydulara kıyasla SLR, C_{20} 'yi belirlemek için en iyi tekniktir (Sośnica ve ark., 2015). Bu çalışmada, GRACE C_{20} katsayıları SLR C_{20} katsayıları ile değiştirilmiştir.

3.2.2. WaterGAP Global Hidroloji Modeli (WGHM)

Tatlı su miktarının yetersizliği küresel bir sorun olarak kabul edilmiş ve sadece nehir havzalarında değil, aynı zamanda küresel ölçekte de suyun sürdürülebilir kullanımını desteklemek için tutarlı bir şekilde ölçülmesi gerektiğinden WaterGAP Küresel Hidroloji Modeli gibi modeller doğmuştur. WGHM, yüzey akışı, yeraltı suyu şarjı ve nehir deşarjını 0.5° 'lik çözünürlükte hesaplamaya yarayan bir modeldir. WGHM, halihazırda mevcut olan en iyi küresel veri setlerine dayanmaktadır ve insan su tüketimi ile nehir deşarjının azaltılmasını simüle etmektedir. Su miktarında güvenilir bir tahmin elde edebilmek için, küresel arazi alanının % 50'sini ve aktif deşarj alanının % 70'ini temsil eden 724 ölçme istasyonu gözlenmektedir. WGHM sadece bir ülkenin veya bir drenaj havzasının uzun vadeli ortalama su kaynaklarını değil, aynı zamanda

akış ve deşarjın yıl içi ve mevsimsel değişkenliğini dikkate alan su kullanılabilirlik göstergelerini de hesaplamaktadır (Döll ve ark., 2003).

Bir önceki bölümde bahsedildiği gibi, fiziksel yükseklik değişimi kestiriminde kullanılacak GRACE verilerinin belirlenmesi amacıyla çalışma bölgesinde kontrol edilen global jeopotansiyel modellerden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değişimleri WGHM verileri ile kıyaslanmış ve performansları test edilmiştir. Bunun haricinde, fiziksel yükseklik değişimlerinin hesaplanması için kullanılan Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi yöntemlerinde de WGHM verilerinden faydalanılmıştır. Hesaplama için 0.5°'lik çözünürlükteki WGHM aylık çözümlerinden eşdeğer su kalınlığı zamansal değişimleri kullanılmıştır.

3.2.3. Love Katsayıları

Yüzey kütlelerinin yer değiştirmesi ve yeniden dağılımı yer kabuğunun yüklemeye maruz kalmasına ve deforme olmasına neden olmaktadır. Bu yüklemekten kaynaklanan yüzey yer değiştirmelerinin modellenebilmesi için Love sayıları olarak bilinen katsayıların kullanılması gerekir. Bu sayıların bazıları Çizelge 3.2'de verilmiştir. Bu sonuçlar, Wang ve ark. (2012) tarafından Dziewonski ve Anderson (1981)'un Başlangıç Referans Yer Modeline (PREM) ait Yer'in yapısal parametreleri kullanılarak hesaplanmıştır. Çizelgedeki değerler kullanılarak $l < 200$ için diğer sonuçlar lineer enterpolasyon ile elde edilebilir.

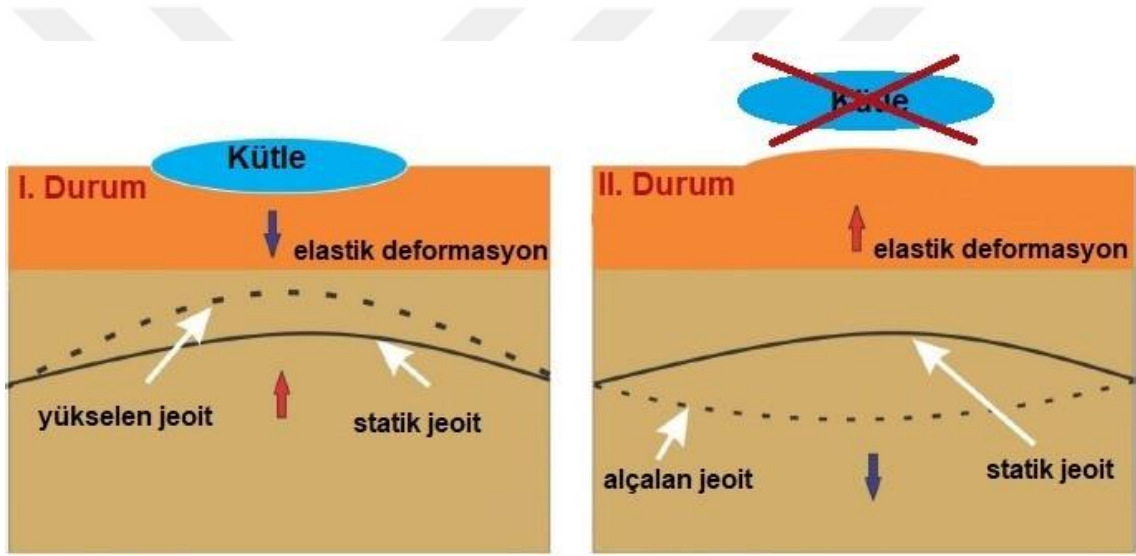
Çizelge 3.2. Wang ve ark. (2012) tarafından hesaplanan Love sayıları

l	h_l	k_l	l_l
0	0.0000	0.0000	0.0000
1	-0.2857	0.0000	0.1036
2	-0.9908	-0.3052	0.0233
3	-1.0500	-0.1959	0.0699
4	-1.0526	-0.1335	0.0587
5	-1.0856	-0.1046	0.0462
10	-1.4224	-0.0689	0.0283
20	-1.9610	-0.0508	0.0232
30	-2.2872	-0.0404	0.0205
40	-2.4853	-0.0329	0.0179
50	-2.6160	-0.0275	0.0156
60	-2.7114	-0.0234	0.0137

3.3. Çalışmada Uygulanan Yöntemler

Yeryüzünde yüzeydeki yük arttıkça aşağı yönde elastik deformasyona sebep olmaktadır. Bunun sonucu olarak gravite potansiyeli artmakta ve jeoit yükselmektedir. Bunun aksine, yüzeydeki yük azaldıkça kabuk yukarı doğru hareket etmekte ve jeoit alçalmaktadır.

Şekil 3.10’da görselleştirilen hipotezden yola çıkarak iki farklı çalışma alanında fiziksel yükseklik değişimleri ve yüzeyin zamana bağlı düşey hareketleri, üç farklı yöntemle araştırılmıştır. Elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri analiz edilerek modellenmiştir.



Şekil 3.10. Yüzeydeki kütle miktarının değişmesiyle oluşan kabuk hareketleri (Godah, 2018)

3.3.1. Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Belirlenmesi

Zamana bağlı değişen jeoit yüksekliği ΔN ve Yer’in yüzeyindeki düşey yer değiştirme Δh olmak üzere, fiziksel yükseklik değişimi ΔH aşağıdaki eşitlik ile hesaplanabilmektedir (Godah ve ark., 2017b):

$$\Delta H = \Delta h - \Delta N \quad (3.6)$$

İlk çalışma bölgesi olan Türkiye’de, fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesi amacıyla Yer’in yüzeyindeki zamana bağlı düşey yer değişimleri Δh ,

GRACE global jeopotansiyel modelleri, Terzaghi Prensibi ve Green Fonksiyonu olmak üzere üç farklı yaklaşımla kestirilmiştir. İkinci çalışma alanı Grönland'da ise fiziksel yükseklik değişimleri yalnızca GRACE global jeopotansiyel modelleri ile araştırılmış ve modellenmiştir. Bahsedilen üç yaklaşımda da ΔN değeri RL06 GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellerden hesaplanmıştır.

Referans model olarak kullanılan Yer Gravite Modeli 2008 (EGM2008)'in küresel harmonik katsayıları $C_{lm}^{(EGM2008)}$, $S_{lm}^{(EGM2008)}$ ve GRACE global jeopotansiyel modellerinin küresel harmonik katsayıları $C_{lm}^{(GRACE)}$, $S_{lm}^{(GRACE)}$ olarak sembolize edilirse, ikisi arasındaki farkı gösteren ΔC_{lm}^T , ΔS_{lm}^T katsayıları aşağıdaki gibi elde edilir:

$$\left. \begin{aligned} \Delta C_{lm}^W &= C_{lm}^{W(GRACE)} - C_{lm}^{W(EGM2008)} \\ \Delta S_{lm}^W &= S_{lm}^{W(GRACE)} - S_{lm}^{W(EGM2008)} \\ \Delta C_{lm}^T &= C_{lm}^{W(GRACE)} - C_{lm}^{U(GRACE)} - (C_{lm}^{W(EGM2008)} - C_{lm}^{U(EGM2008)}) \\ \Delta S_{lm}^T &= S_{lm}^{W(GRACE)} - S_{lm}^{U(GRACE)} - (S_{lm}^{W(EGM2008)} - S_{lm}^{U(EGM2008)}) \end{aligned} \right\} \quad (3.7)$$

$C_{lm}^{W(GRACE)}$, $S_{lm}^{W(GRACE)}$ ve $C_{lm}^{W(EGM2008)}$, $S_{lm}^{W(EGM2008)}$ sırası ile aylık GRACE global jeopotansiyel modellerinin ve EGM2008 modelinin küresel harmonik katsayılarını ifade etmektedir. $C_{lm}^{U(GRACE)}$, $S_{lm}^{U(GRACE)}$ ve $C_{lm}^{U(EGM2008)}$, $S_{lm}^{U(EGM2008)}$ ise sırası ile aylık GRACE global jeopotansiyel modelleri ve EGM2008 modelinin normal gravite alanının küresel harmonik katsayılarını temsil etmektedir. ΔC_{lm}^T ve ΔS_{lm}^T katsayıları zamana bağlı değişen jeoit yüksekliklerini elde etmede kullanılır:

$$\Delta N_{(r,\varphi,\lambda)} = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{l=2}^{l_{maks}} \left(\frac{a}{r}\right)^l \sum_{m=0}^l \bar{P}_{lm}(\sin \varphi) (\Delta C_{lm}^T \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^T \sin m\lambda) \quad (3.8)$$

r , φ ve λ kestirilen P noktasının sırasıyla jeosentrik yarıçapı, enlem ve boylamı, GM jeosentrik çekim sabiti, a referans elipsoidin büyük yarı eksen, γ P noktasındaki normal gravite değeridir. P_{lm} l derece ve m sıra tam normalleştirilmiş Legendre fonksiyonlarıdır. l_{maks} uygulanan maksimum dereceyi ifade etmektedir. Bu çalışmada $l_{maks} = 60$ alınmıştır ki bu değer, bahsi geçen çalışma alanını oluşturan 5 farklı bölgenin her birinin konumsal çözünürlüğüne eşittir.

3.3.1.1. GRACE Global Jeopotansiyel Modelleri (GGMs)

GRACE global jeopotansiyel modellerinden kestirilen zamana bağılı fiziksel yükseklik değişimleri ΔH^{GGM} , zamana bağılı jeoit yüksekliği değişimleri ΔN ve GRACE global jeopotansiyel modellerinden kestirilen Yer'in radyal yöndeki düşey hareketleri Δh^{GGM} ile sembolize edildiğinde,

$$\Delta H^{\text{GGM}} = \Delta h^{\text{GGM}} - \Delta N \quad (3.9)$$

eşitliği geçerlidir. Eşitlikte geçen ΔN değeri (3.8) eşitliğiyle elde edilirken, Δh^{GGM} değeri aşağıdaki eşitlik yardımıyla elde edilir (Zhang ve ark., 2017):

$$\Delta h^{\text{GGM}} = \frac{3a\rho_{su}}{\rho_{ort}} \sum_{l=0}^{l_{maks}} \sum_{m=0}^l \bar{P}_{lm}(\sin\varphi) (\Delta C_{lm}^{\sigma} \cos m\lambda + \Delta S_{lm}^{\sigma} \sin m\lambda) \frac{h_l}{2l+1} \quad (3.10)$$

Yüzey yoğunluk katsayıları ΔC_{lm}^{σ} ve ΔS_{lm}^{σ} ,

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{lm}^{\sigma} \\ \Delta S_{lm}^{\sigma} \end{Bmatrix} = \frac{\rho_{ort}}{3\rho_{su}} \frac{2l+1}{1+k_l} \begin{Bmatrix} \Delta C_{lm}^T \\ \Delta S_{lm}^T \end{Bmatrix} \quad (3.11)$$

ile elde edilir. Eşitlikte kullanılan h ve k PREM'e ait Yer'in yapısal parametreleriyle hesaplanan l 'inci Love sayılarıdır. $\rho_{ort} = 5517 \text{ kg/m}^3$ Yer'in ortalama yoğunluğu, $\rho_{su} = 997 \text{ kg/m}^3$ suyun yoğunluğudur.

3.3.1.2. Terzaghi Prensibi

Terzaghi prensibine (Terzaghi, 1951) dayanarak, $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ fiziksel yükseklik değişimleri aşağıdaki gibi tanımlanır:

$$\Delta H^{\text{Terzaghi}} = \Delta h^{\text{Terzaghi}} - \Delta N \quad (3.12)$$

Yeryüzünün yeraltı sularının çekilmesine ve yeniden doldurulmasına olan elastik tepkisi, akiferdeki gözeneklerin sıvı basıncı değişiminden kaynaklanır. Bu etkiyi tanımlayan Terzaghi prensibi, eşdeğer su kalınlığı ve yüzeydeki düşey yer değişimleri

arasındaki ilişkiyi verir (Galloway ve ark., 1998; Bawden ve ark., 2001; King ve ark., 2007). Bu yöntemde $\Delta h^{\text{Terzaghi}}$ fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesinde kullanılacak olan ΔN , GRACE GGM'leri kullanılarak (3.8) eşitliğiyle, $\Delta h^{\text{Terzaghi}}$ ise WGHM hidroloji modelinden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değişimleri yardımıyla (ΔEWT) Terzaghi prensibi kullanılarak elde edilmiştir. Buna göre, zamansal eşdeğer su kalınlığı ΔEWT ve $\Delta h^{\text{Terzaghi}}$ değişimleri arasındaki ilişki aşağıdaki gibi tanımlanabilir (Tan ve ark., 2016):

$$\Delta h^{\text{Terzaghi}} = -S_k \cdot \Delta EWT \quad (3.13)$$

S_k , akifer depolama katsayısını (storage coefficient) ifade etmektedir. Depolama katsayısı, su yükündeki (basınç) birim değişime karşılık birim akifer deposuna giren veya çıkan suyun hacmini ifade eder. Depolama katsayısı birimsiz bir değerdir. S_k değerleri serbest akiferler için 0.01 ile 0.3, basınçlı akiferlerde ise 10^{-5} ile 10^{-3} arasında değişir. Çalışmada S_k değerleri her bir P noktası için ayrı ayrı aşağıdaki eşitlikle hesaplanmıştır:

$$S_k = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{\Delta h_i^{\text{GGM}}}{\Delta EWT_i^{\text{GGM}}}}{n} \quad (3.14)$$

Eşitlikte ΔEWT^{GGM} GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellerden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değişimleridir. i aylık çözümleri, n S_k hesabında kullanılan aylık GRACE tabanlı global jeopotansiyel model sayısını sembolize etmektedir. Aylık ΔEWT^{GGM} değerleri, (3.15) eşitliğinde belirtildiği gibi hesaplanmıştır (Wahr ve ark., 1998):

$$\Delta EWT^{\text{GGM}} = \frac{a \times \rho_{ave}}{3} \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l P_{lm}(\sin \varphi) \frac{2l+1}{1+k_l} (\Delta C_{lm}^T \cos m\lambda + \Delta C_{lm}^T \sin m\lambda) \quad (3.15)$$

Türkiye'deki 5 farklı bölge için kestirilen S_k değerleri ve standart sapmaları şu şekildedir:

- 1. bölge için $S_k = 0.0533 \pm 0.022$
- 2. bölge için $S_k = 0.0498 \pm 0.018$

- 3. bölge için $S_k = 0.0593 \pm 0.028$
- 4. bölge için $S_k = 0.0467 \pm 0.018$
- 5. bölge için $S_k = 0.0520 \pm 0.022$

S_k değerleri ve WGHM modelinden elde edilen ΔEWT değerleri (3.13) eşitliğinde kullanılarak $\Delta h^{\text{Terzaghi}}$ değerine ulaşılmış ve bu değer ile (3.13) eşitliğindeki fiziksel yükseklik değişimleri $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ hesaplanmıştır.

3.3.1.3. Green Fonksiyonu

Green fonksiyonu ile ΔH^{Green} fiziksel yükseklik değişimleri aşağıdaki gibi belirlenir:

$$\Delta H^{\text{Green}} = \Delta h^{\text{Green}} - \Delta N \quad (3.16)$$

Eşitlikte Δh^{Green} Green fonksiyonu kullanılarak elde edilen Yer'in radyal yöndeki düşey hareketlerini ifade etmektedir.

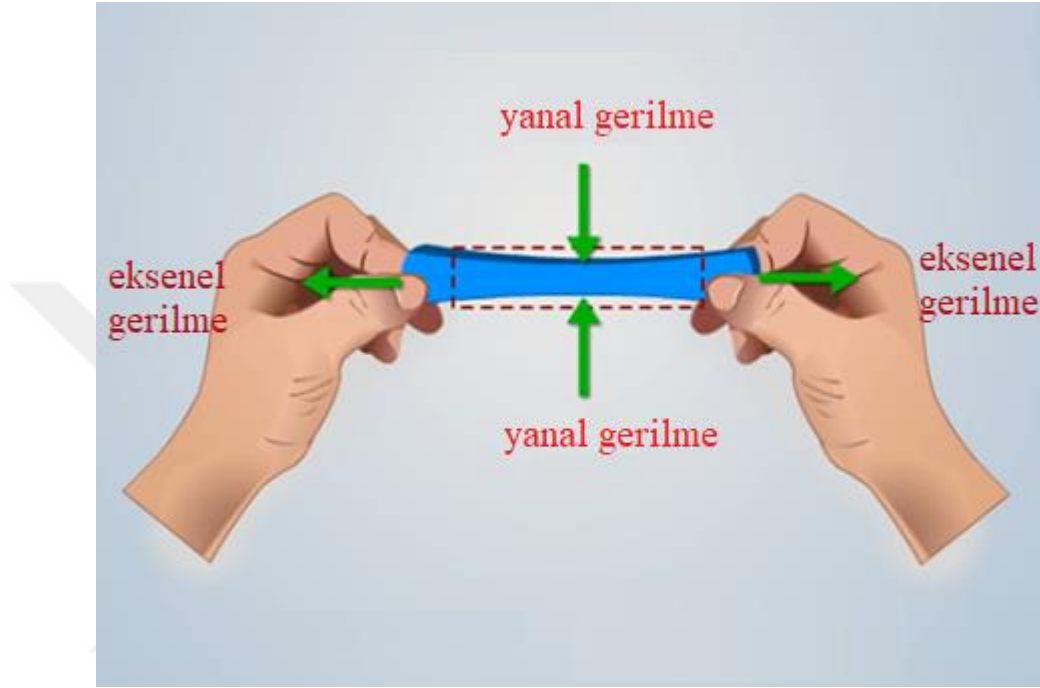
Bu yöntemde ΔH^{Green} fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesinde kullanılacak olan ΔN , GRACE GGM'leri kullanılarak (3.8) eşitliğiyle, Δh^{Green} ise WGHM hidroloji modelinden elde edilen eşdeğer su kalınlığı değişimleri yardımıyla (ΔEWT) Green fonksiyonu kullanılarak aşağıdaki eşitlik yoluyla elde edilmiştir (Geirsson ve ark., 2006):

$$\Delta h^{\text{Green}} = 2\rho \cdot \Delta EWT \cdot R_0 \cdot g \frac{1-\nu^2}{E} \quad (3.17)$$

Eşitlikte R_0 GRACE uydu misyonun konumsal çözünürlüğüne bağlı 1.5° 'ye karşılık gelen yay uzunluğu ($R_0 = \sim 167$ km), g gravite değerini ($g = 9.81$ m/s²), ν Poisson oranını, E Young modülünü temsil etmektedir.

Poisson oranı ν , tek eksenli bir gerilme hali için yanal gerilme ile eksenel gerilme oranının negatif işaretlisi olarak tanımlanır. Bir malzemeye bir gerilme yükü uygulanırsa, malzeme Şekil 3.11'de gösterildiği gibi yükün uygulandığı doğrultuda

(gerilme düzlemine dik olacak şekilde) uzayacaktır. Tersi durumunda basma yükü altında ise eksenel boyut azalacaktır. Eğer hacim sabitse, şekil değiştirmeye karşılık gelen bir yanal daralma veya genişleme olmalıdır. Bu yanal değişim eksenel değişimle sabit bir ilişki göstermelidir. Anlatılan eksenel-yanal şekil değişiminin ilişkisi, keşfedicisinin adı “Poisson” oranı olarak adlandırılmaktadır.



Şekil 3.11. Cisme uygulandığında oluşan eksenel-yanal şekil değişimleri (URL-3)

Poisson oranı aşağıdaki gibi sınırlandırılmıştır:

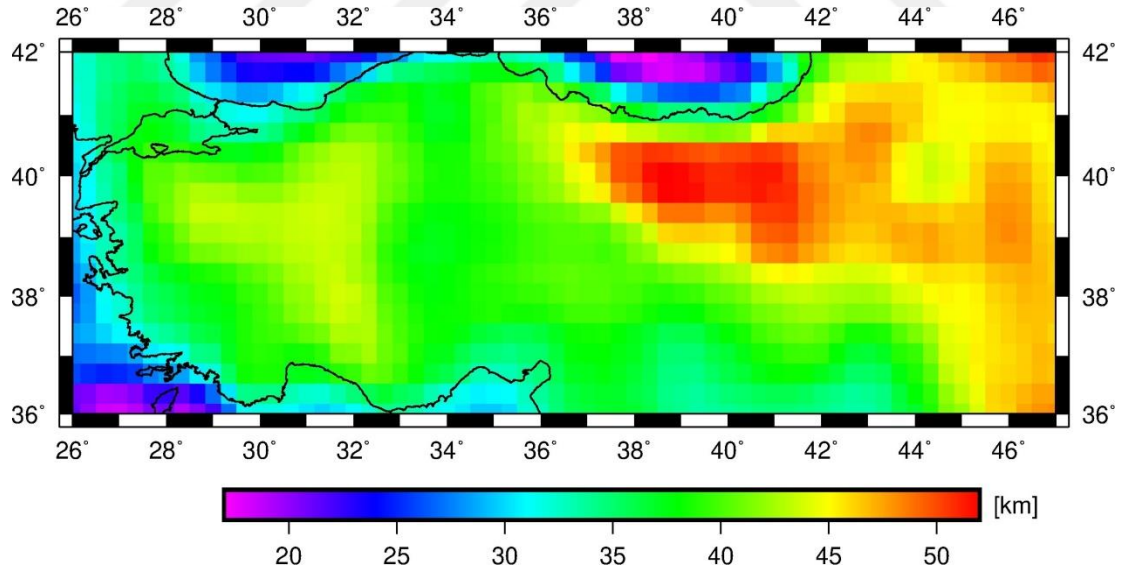
$$-1 < \nu \leq \frac{1}{2} \quad (3.18)$$

Poisson oranı mükemmel izotropik elastik bir malzeme için 0.25'tir. Bu çalışmada ν değeri tüm bölgeler için 0.25 alınmıştır (Bevis ve ark., 2005; Steckler ve ark., 2010; Chanard ve ark., 2014).

Young modülü (ya da elastisite modülü) E , malzemeye uygulanan gerilimin, uygulanan gerilmeden dolayı meydana gelen birim şekil değişimine oranıyla elde edilir. Bir malzemenin elastisite modülü ne kadar yüksekse şekil değişimine uğramadan dayanabileceği kuvvet o kadar yüksek veya elastik uzama oranı o kadar

düşüktür. Çalışmada her bir bölgenin düşey hareketlerini en iyi temsil eden E değerleri ampirik yaklaşımla ayrı ayrı belirlenmiştir (Chanard ve ark., 2014). Çalışmada kestirilen E değerleri 1., 2., 3., 4. ve 5. bölge için sırasıyla 80, 90, 60, 70 ve 50 GPa büyüklüğündedir. (3.17) eşitliğiyle elde edilen Δh^{Green} değeri, eşitlik (3.16)'da kullanılarak ΔH^{Green} fiziksel yükseklik değişimleri elde edilmiştir.

Terzaghi prensibinde kullanılan depolama katsayısı S_k ve Green fonksiyonunda kullanılan E Young modülünün kestirilmesiyle çalışma bölgesindeki her bir bölge için farklı değerler elde edilmesinin nedeni olarak, çalışma alanındaki Moho derinliğinin doğu-batı doğrultusunda değişken olması, kütle değişimlerinin, topografik ve jeofiziksel yapının bölgeden bölgeye değişiklik göstermesi düşünülebilir. Moho, yeryüzündeki kabuk ve manto arasındaki sınırdır ve sismik dalgaların hız değiştirdiği bir derinliği ifade etmektedir. Vanacore ve ark. (2013) Türkiye’de Moho derinliğinin doğu Anadolu’da ~55 km’ye ulaştığını, orta Anadolu’da ~37–47 km arasında değiştiğini, batı Anadolu’da ~30 km seviyesinde olduğunu belirtmiştir. Söz konusu çalışmada elde edilen Moho derinliği haritası Şekil 3.12’de gösterilmiştir (Vanacore ve ark., 2013).



Şekil 3.12. Türkiye’deki Moho derinliği

3.3.2. Fiziksel Yükseklik Değişimlerinin Analizi

Türkiye’de üç farklı yaklaşımla (GRACE global jeopotansiyel modelleri, Terzaghi Prensibi ve Green Fonksiyonu), Grönland’da tek yaklaşımla (GRACE global

jeopotansiyel modelleri) kestirilen fiziksel yükseklik değişimleri Mevsimsel Ayırışım ve PCA/EOF olmak üzere iki farklı yöntem ile analiz edilmiş ve modellenmiştir.

3.3.2.1. Mevsimsel Ayırışım Metodu

Bu yöntemdeki temel amaç, fiziksel yükseklik değişimlerinin zamansal analizini yapmak üzere bileşenlere ayrıştırılmasıdır. Mevsimsel ayırışım metoduna göre zaman serileri üç farklı bileşenle aşağıdaki biçimde ifade edilir (Makridakis ve ark., 1998):

$$\Delta H_i = T_i^D + S_i^D + E_i \quad (i = 1, 2, 3, \dots, 84) \quad (3.19)$$

Eşitlikte S_i^D mevsimsel bileşeni, T_i^D trend bileşenini, E_i modellenmeyen bileşeni ifade etmektedir. ΔH fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ayırışım analiziyle oluşturulan ΔH^{MA} modeli, mevsimsel ve trend bileşenlerinin toplamından oluşmaktadır:

$$\Delta H^{MA} = T + S \quad (3.20)$$

Bu yöntemin uygulama adımları şöyle tanımlanmaktadır:

- Adım 1: ΔH zaman serilerine, 12 aylık bir pencere kullanarak ortalamaları alan ve ay ay ilerleyen bir algoritma ile düzeltme getirilir ve yumuşatılmış fiziksel yükseklik değişimleri ΔH^S elde edilir.
- Adım 2: Adım 1’de hesaplanan ΔH^S değerleri, orijinal ΔH zaman serilerinden çıkarılır.
- Adım 3: Mevsimsel bileşen S^D Adım 2’deki $\Delta H - \Delta H^S$ ile elde edilen zaman serileri esas alınarak belirlenmiştir. S^D yıldan yıla sabit kabul edilir. Böylece her ay için tek bir değere ihtiyaç vardır. Örneğin, 2004 ile 2011 yılları arasında, Ocak ayları için hesaplanan $\Delta H - H^S$ değerlerinin ortalaması, Ocak ayı değeridir.

- Adım 4: S^D mevsimsel bileşenin ΔH zaman serilerinden çıkarılmasıyla elde edilen yeni zaman serileri 5 aylık hareketli pencere kullanılarak 1,2,3,2,1 şeklinde ağırlıklandırılır. Bu işlem sonucunda elde edilen yeni değerler uzun dönem/trend bileşenini T^D oluşturmaktadır.
- Adım 5: ΔH zaman serilerinden S^D ve T^D çıkarılmasıyla modellenmeyen E bileşeni elde edilir.

3.3.2.2. Temel Bileşenler Analizi/Ampirik Ortogonal Fonksiyon

Zaman serilerinde yer alan değişik periyotlu sinyalleri gürültüden ayırabilmek için kullanılan istatistiksel yöntemlerden bir tanesi de PCA/EOF metodudur. Bu yöntemin temel faydası, konumsal olarak dağılmış verilerin arasındaki ilişkiyi daha net bir şekilde ortaya çıkarabilmesidir. PCA/EOF analizi ile zaman serilerindeki konumsal ve zamana bağlı değişimler ortogonal fonksiyon veya istatistiksel bileşenlerle ortaya çıkarılabilmektedir. PCA/EOF'nin kullanım amacı,

- Verilerin boyutunu azaltmak,
- Tahmin ve kestirim yapmak,
- Veri setini daha ayrıntılı incelemek

şeklinde sıralanabilir.

Belirli sayıda zaman serisi için PCA/EOF hesabında iki yaklaşım mevcuttur. İlk yaklaşımda, zaman serilerinden kovaryans matrisi oluşturulur ve kovaryans matrisi özdeğer ve özvektörlerine ayrıştırılır. İkinci yaklaşımda ise kovaryans matrisi oluşturulmadan Tekil Değer Ayrışması (Singular Value Decomposition) tekniği ile özdeğerler, özvektörler ve zamansal vektörler (temel bileşenler) elde edilir. Yapılan çalışmada PCA/EOF metodu Matlab yazılımında “*pca*” (URL-4) fonksiyonu kullanılarak Tekil Değer Ayrışması (SVD) algoritması ile uygulanmıştır. Bu analizle,

ΔH_i ($i = 1,2,3, \dots, 84$) zaman serilerinin konumsal ve zamansal karakteri ortaya çıkarılmıştır. Zaman serilerinin oluşturduğu $\Delta \mathbf{H}$ matrisi, $\mathbf{T}$ ve $\mathbf{P}$ gibi iki farklı matris ile şöyle temsil edilir,

$$\Delta \mathbf{H} = \mathbf{T} \mathbf{P}^T + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (3.21)$$

Eşitlikte $\mathbf{T}$ matrisi temel bileşenlerden oluşmaktadır. $\mathbf{P}$ matrisi ise temel bileşenlerin zaman serilerindeki toplam değişkenliğe olan katkısını ifade etmektedir. $\boldsymbol{\varepsilon}$ ise ΔH zaman serilerinin modellenemeyen kısmını oluşturmaktadır.

PCA/EOF analizi $\mathbf{P}$ ve $\mathbf{T}$ matrislerinin belirlenmesine dayalıdır. Temel bileşenler j 'nin varyans değerleri aşağıdaki gibi elde edilmiştir:

$$\sigma_j = \frac{\lambda_j}{\Delta}, \quad (j=1,2,3,\dots,t) \quad (3.22)$$

Eşitlikte λ_j değeri $\Delta \mathbf{H}$ 'tan elde edilen özdeğerleri, t grid nokta sayıları, Δ ise fiziksel yükseklik değişimlerinin (ΔH) toplam varyansını ifade etmektedir. ΔH fiziksel yükseklik değişimlerinin PCA/EOF analiziyle oluşturulan $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli

$$\Delta H^{\text{PCA/EOF}} = \sum_{s=1}^k \text{PCA}_s \cdot \text{EOF}_s \quad (3.23)$$

eşitliğiyle elde edilmiştir. k değişkenliği en iyi açıklayabilen PCA bileşenleri (örn. varyans toplamı %95'in üzerinde olanlar) ve EOF modelinin sayısını belirtmektedir.

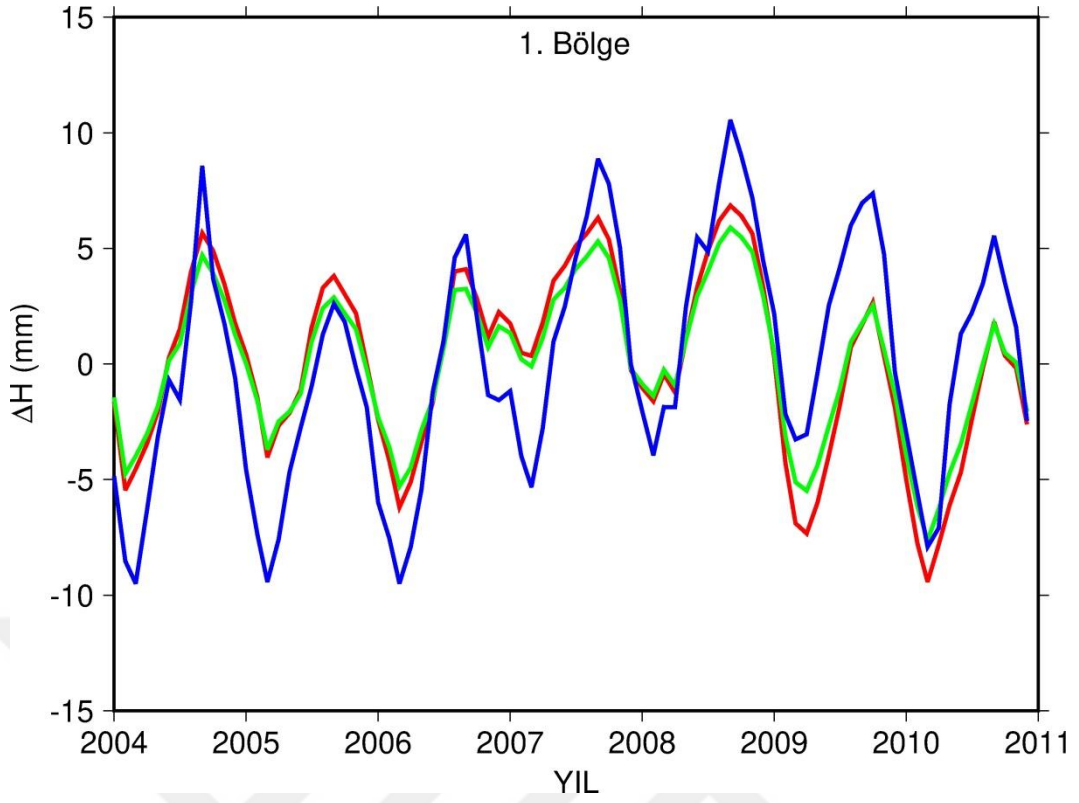
4. ARAŞTIRMA SONUÇLARI VE TARTIŞMA

Bu bölümde iki farklı araştırma bölgesinde fiziksel yükseklik değişimi sonuçları paylaşılmaktadır. İlk ve esas çalışma bölgesi olan Türkiye’de GRACE global jeopotansiyel modelleri, Terzaghi Prensibi ve Green Fonksiyonu olmak üzere üç farklı yaklaşımla fiziksel yükseklik değişimi sonuçları elde edilmiştir. Ardından elde edilen sonuçlar Mevsimsel Ayırışım ve PCA/EOF olmak üzere iki farklı analiz yöntemiyle irdelenerek modellenmiştir. İkinci çalışma bölgesi olan Grönland’da, fiziksel yükseklik değişimleri GRACE global jeopotansiyel modelleri yoluyla elde edilerek yine aynı iki analiz yöntemiyle modellenmiştir. Bölümde son olarak, çalışmanın sonunda zamana bağlı değişen jeoit yüksekliğini, Yer’in yüzeyindeki düşey yer değiştirmeleriyle fiziksel yükseklik değişimlerini, GRACE global jeopotansiyel modelleri ile pratik olarak hesaplayabilen ve zaman serilerini çizen PHCSOFT yazılımı açıklanmıştır.

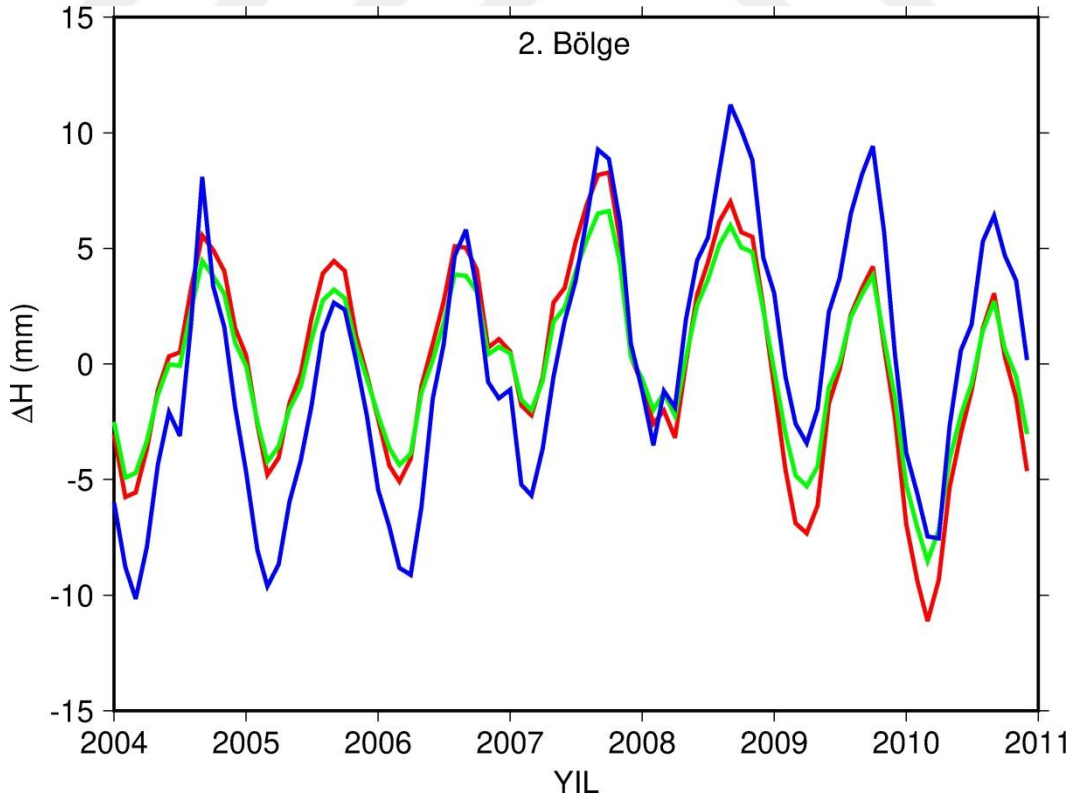
4.1. Türkiye’de Fiziksel Yükseklik Değişimi Sonuçları

İlk çalışma alanı Türkiye, GRACE JPL mascon çözümleri dikkate alınarak 5 farklı bölgeye ayrılmış ve bu bölgelerdeki fiziksel yükseklik değişimleri üç farklı yöntemle elde edilmiştir. Şekil 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 ve 4.5’te GRACE global jeopotansiyel modelleri, Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi kullanılarak beş farklı bölgede elde edilen ΔH zaman serileri görülmektedir.

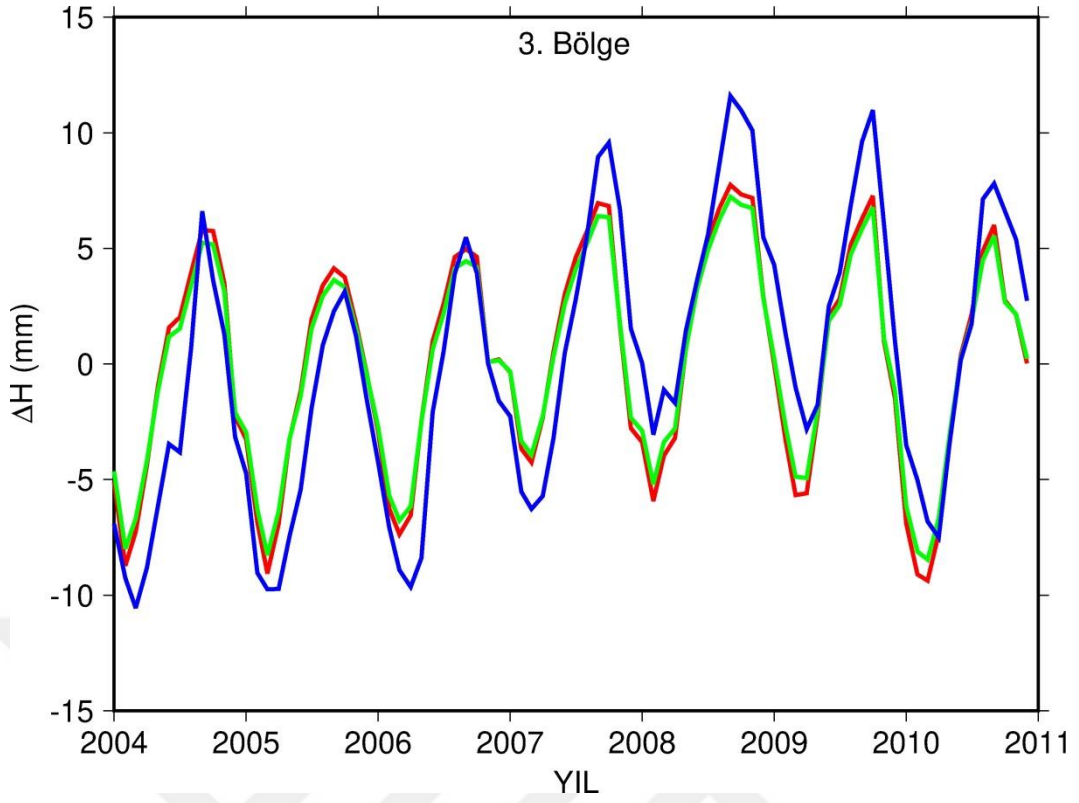
Şekil 4.1–4.5’teki Ocak 2004 ve Aralık 2010 ayları arasındaki değişimler incelendiğinde, 5. bölgede Mart 2006 ve Eylül 2008 ΔH^{GGM} ’lerinde olduğu gibi aynı bölge ve farklı epoklarda ΔH değeri ~ 25 mm’ye ulaşmaktadır. 1. ve 5. bölgelerdeki Aralık 2010 ΔH^{GGM} değerlerinin farkında gözlendiği gibi aynı epok ve farklı bölgelerde gözlenen ΔH değeri ise ~ 9 mm’yi bulmaktadır. Farklı yöntemlerle elde edilen ΔH değerleri genel olarak örtüşmekle beraber, aynı bölge ve epokta ~ 6 mm’yi bulan farklılıklar gözlenmektedir. ΔH^{Green} ve $\Delta H^{Terzaghi}$ değerlerinin ΔH^{GGM} ile korelasyonu çoğunlukla eşit ve 0.78 ile 0.91 arasında değişmektedir. Çizelge 4.1’de Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibiyle elde edilen ΔH değerleri ile GRACE global jeopotansiyel modelleriyle elde edilen ΔH değerleri fark istatistikleri verilmiştir. Çizelgede ayrıca ΔH^{GGM} ve ΔH^{Green} ile ΔH^{GGM} ve $\Delta H^{Terzaghi}$ arasındaki korelasyon katsayıları da görülmektedir.



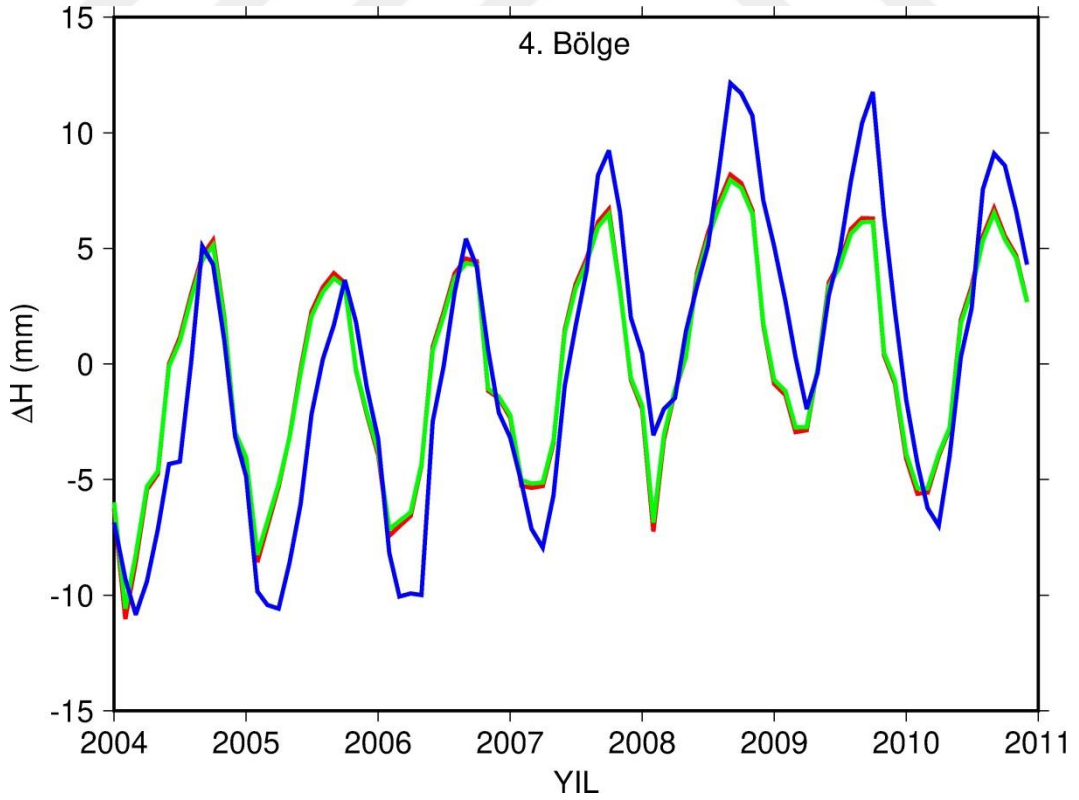
Şekil 4.1. Türkiye’de 1. bölgede belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri (mavi: GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile, yeşil: Green fonksiyonu ile, kırmızı: Terzaghi prensibi ile belirlenmiştir).



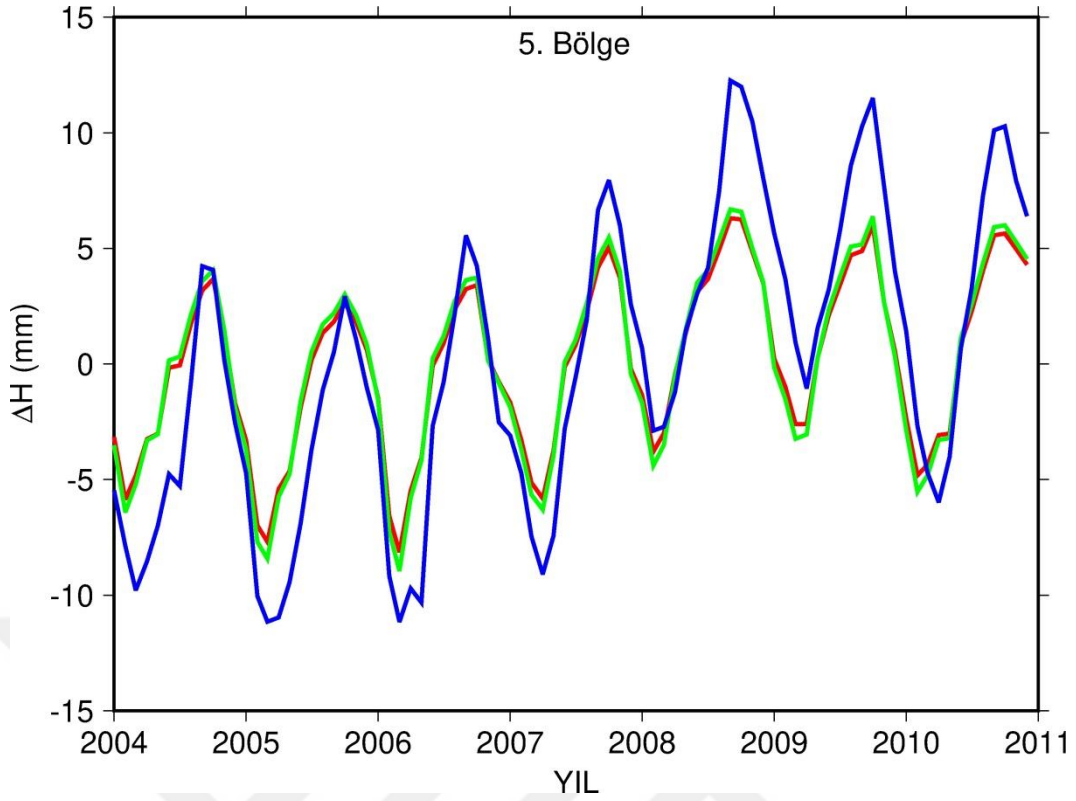
Şekil 4.2. Türkiye’de 2. bölgede belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri (mavi: GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile, yeşil: Green fonksiyonu ile, kırmızı: Terzaghi prensibi ile belirlenmiştir).



Şekil 4.3. Türkiye’de 3. bölgede belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri (mavi: GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile, yeşil: Green fonksiyonu ile, kırmızı: Terzaghi prensibi ile belirlenmiştir).



Şekil 4.4. Türkiye’de 4. bölgede belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri (mavi: GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile, yeşil: Green fonksiyonu ile, kırmızı: Terzaghi prensibi ile belirlenmiştir).



Şekil 4.5. Türkiye’de 5. bölgede belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri (mavi: GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile, yeşil: Green fonksiyonu ile, kırmızı: Terzaghi prensibi ile belirlenmiştir).

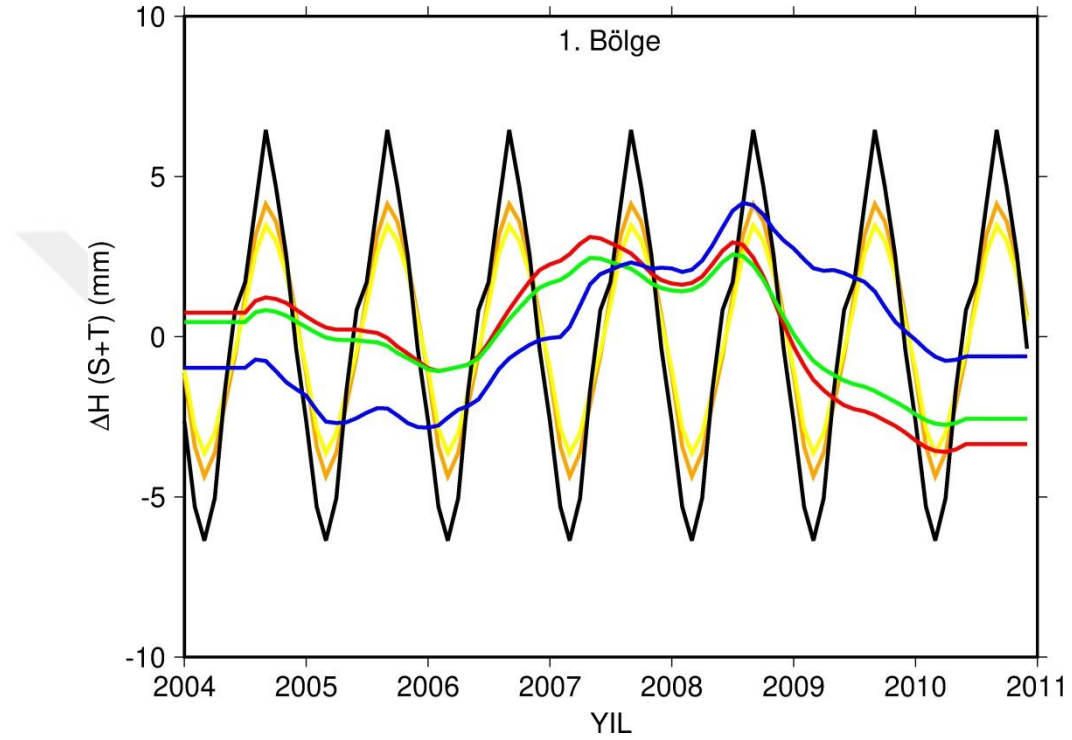
Çizelge 4.1. ΔH^{Green} ve $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ile ΔH^{GGM} farkı istatistikleri

İstatistikler (mm)	$\Delta H^{\text{GGM}} - \Delta H^{\text{Green}}$					$\Delta H^{\text{GGM}} - \Delta H^{\text{Terzaghi}}$				
	min	mak	ort	std	kor	min	mak	ort	std	kor
1. bölge	-5.7	5.2	0	3.0	0.80	-5.9	6.4	0	3.1	0.78
2. bölge	-5.5	5.5	0	3.0	0.83	-5.4	5.2	0	3.2	0.81
3. bölge	-5.9	4.9	0	2.7	0.88	-5.9	5.0	0	2.8	0.88
4. bölge	-5.6	5.9	0	2.8	0.90	-5.8	6.0	0	2.8	0.90
5. bölge	-6.1	5.8	0	3.1	0.91	-6.2	5.9	0	3.1	0.91

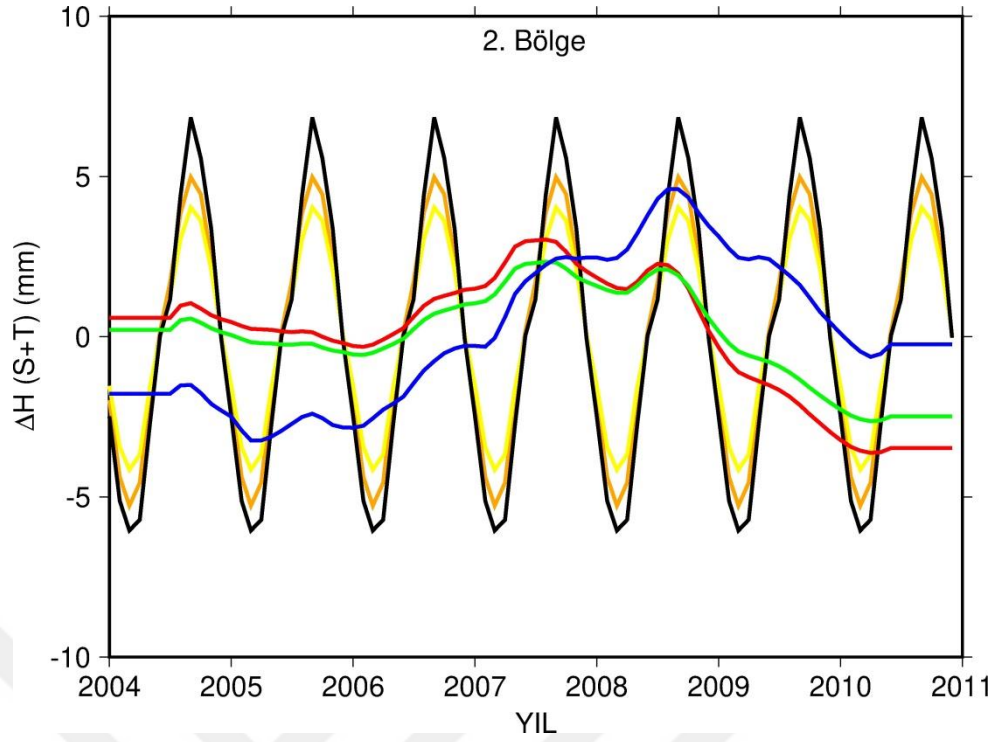
Çizelgedeki standart sapma değerleri incelendiğinde 1, 2 ve 3 bölgelerinde Green fonksiyonunun ΔH^{GGM} değerleri ile daha iyi örtüştüğü görülmektedir. Bununla birlikte 4 ve 5 bölgelerinde Terzaghi prensibi ve Green fonksiyonu aynı standart sapmalara sahiptir. 4 ve 5 bölgelerindeki 0.90 ve üzeri korelasyon değerlerinden anlaşıldığı üzere, artan yükselti ile birlikte korelasyon değerlerinde de artış görülmektedir. GRACE tabanlı global jeopotansiyel modelleri yaklaşımıyla elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri ile Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi yaklaşımlarına

dayanan fiziksel yükseklik değişimleri arasındaki tutarlılık farkların ortalama standart sapması anlamında 2.9 ± 0.8 mm civarındadır.

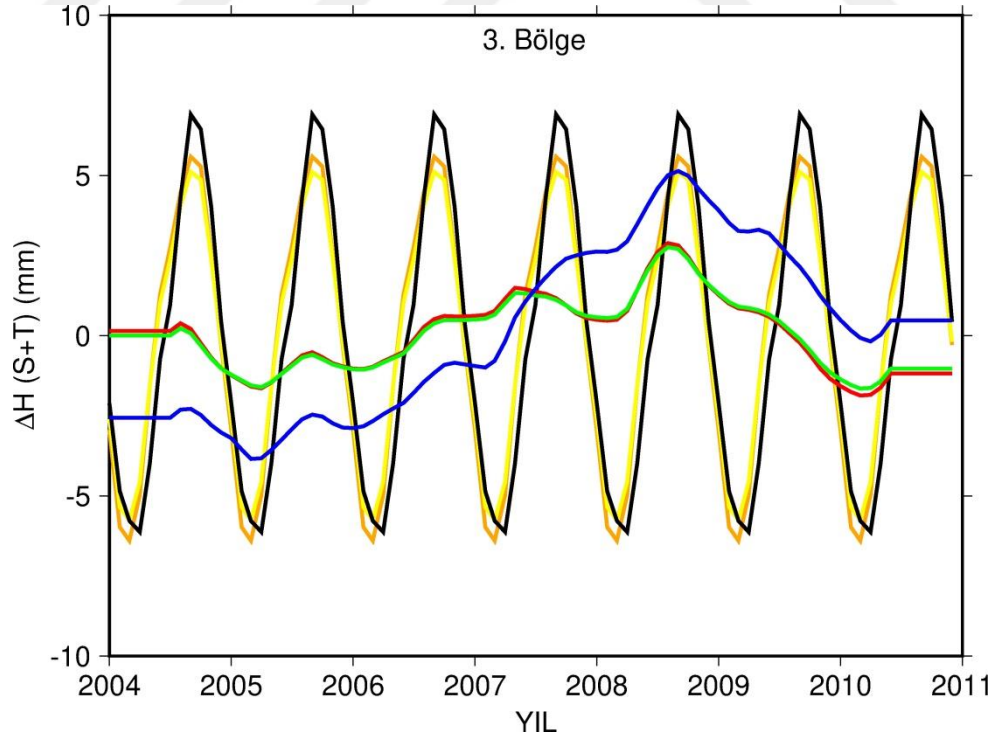
Fiziksel yükseklik değişimleri, iki farklı analiz yöntemiyle değerlendirilmiştir. Bunlardan ilki mevsimsel ayrışım yöntemidir. Şekil 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 ve 4.10’da beş farklı bölgede elde edilen mevsimsel ve trend bileşenleri görülmektedir.



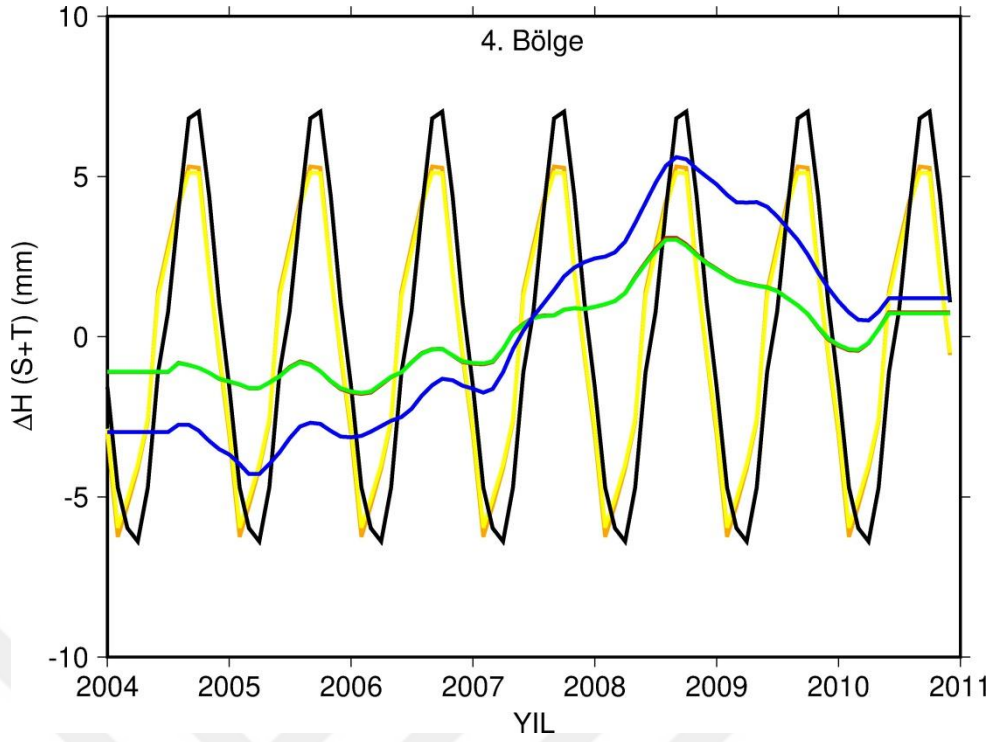
Şekil 4.6. Türkiye’de MA yöntemi ile 1. bölgede analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (siyah: GRACE-GGM S bileşeni, sarı: Green fonk. S bileşeni, turuncu: Terzaghi prens. S bileşeni, mavi: GRACE-GGM T bileşeni, yeşil: Green fonk. T bileşeni, kırmızı: Terzaghi prensb. T bileşeni).



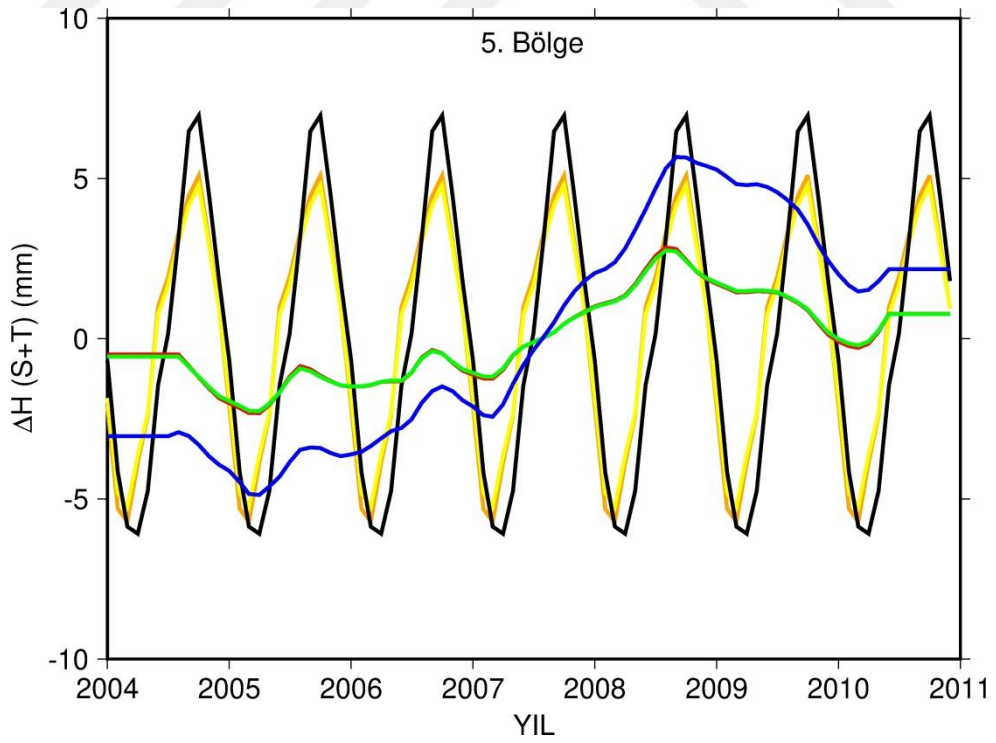
Şekil 4.7. Türkiye’de MA yöntemi ile 2. bölgede analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (siyah: GRACE-GGM S bileşeni, sarı: Green fonk. S bileşeni, turuncu: Terzaghi prens. S bileşeni, mavi: GRACE-GGM T bileşeni, yeşil: Green fonk. T bileşeni, kırmızı: Terzaghi prensb. T bileşeni).



Şekil 4.8. Türkiye’de MA yöntemi ile 3. bölgede analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (siyah: GRACE-GGM S bileşeni, sarı: Green fonk. S bileşeni, turuncu: Terzaghi prens. S bileşeni, mavi: GRACE-GGM T bileşeni, yeşil: Green fonk. T bileşeni, kırmızı: Terzaghi prensb. T bileşeni).

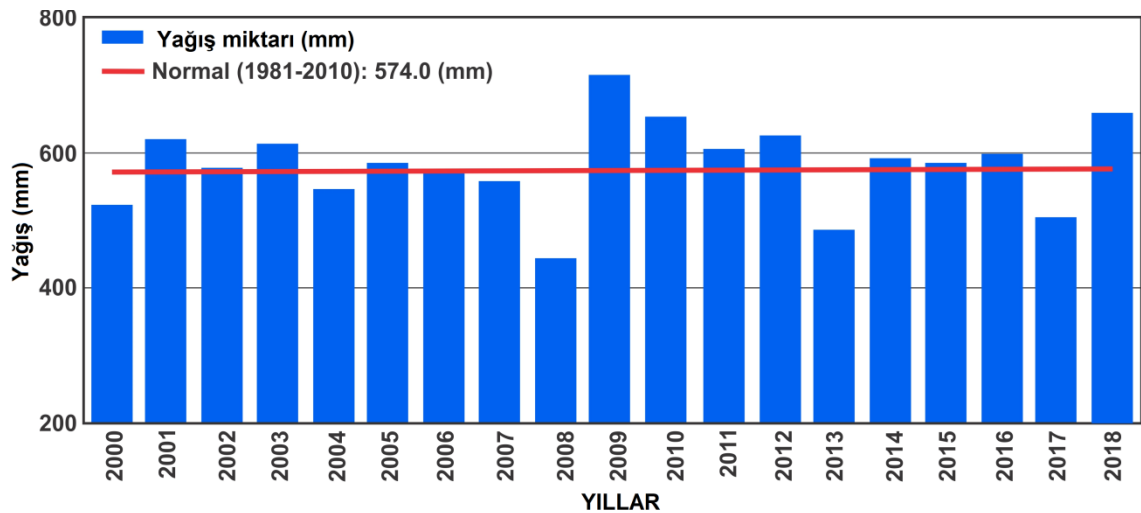


Şekil 4.9. Türkiye’de MA yöntemi ile 4. bölgede analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (siyah: GRACE-GGM S bileşeni, sarı: Green fonk. S bileşeni, turuncu: Terzaghi prens. S bileşeni, mavi: GRACE-GGM T bileşeni, yeşil: Green fonk. T bileşeni, kırmızı: Terzaghi prensb. T bileşeni).

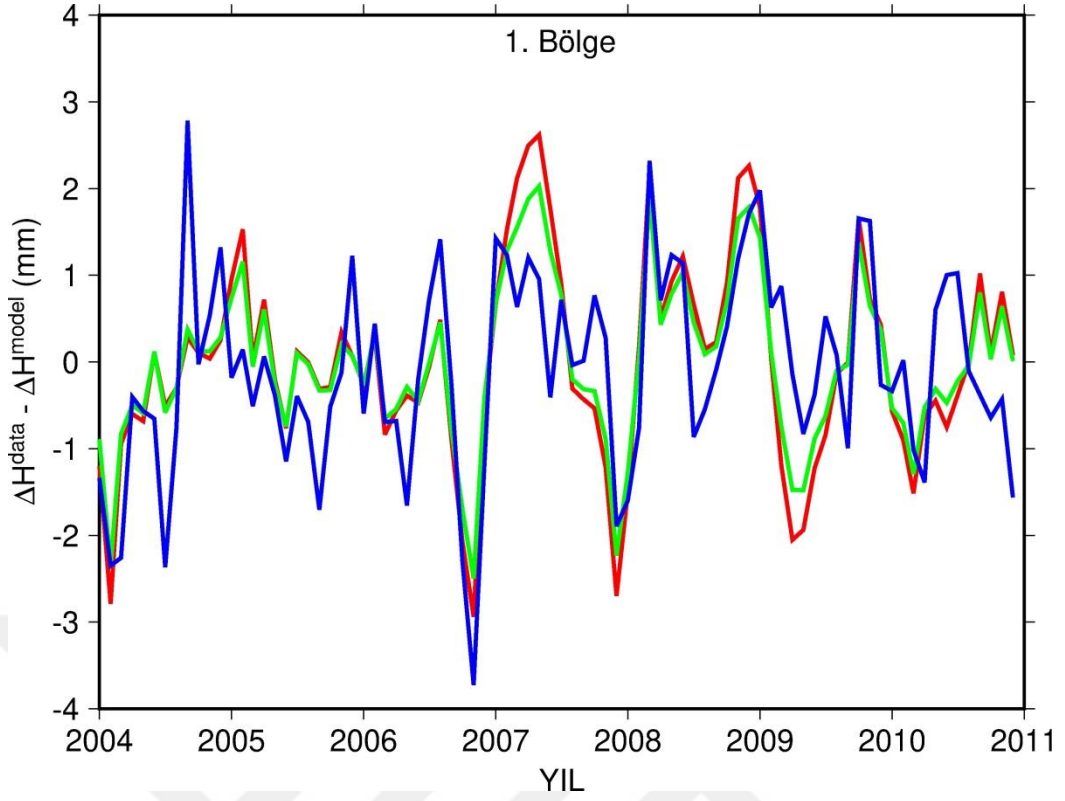


Şekil 4.10. Türkiye’de MA yöntemi ile 5. bölgede analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (siyah: GRACE-GGM S bileşeni, sarı: Green fonk. S bileşeni, turuncu: Terzaghi prens. S bileşeni, mavi: GRACE-GGM T bileşeni, yeşil: Green fonk. T bileşeni, kırmızı: Terzaghi prensb. T bileşeni).

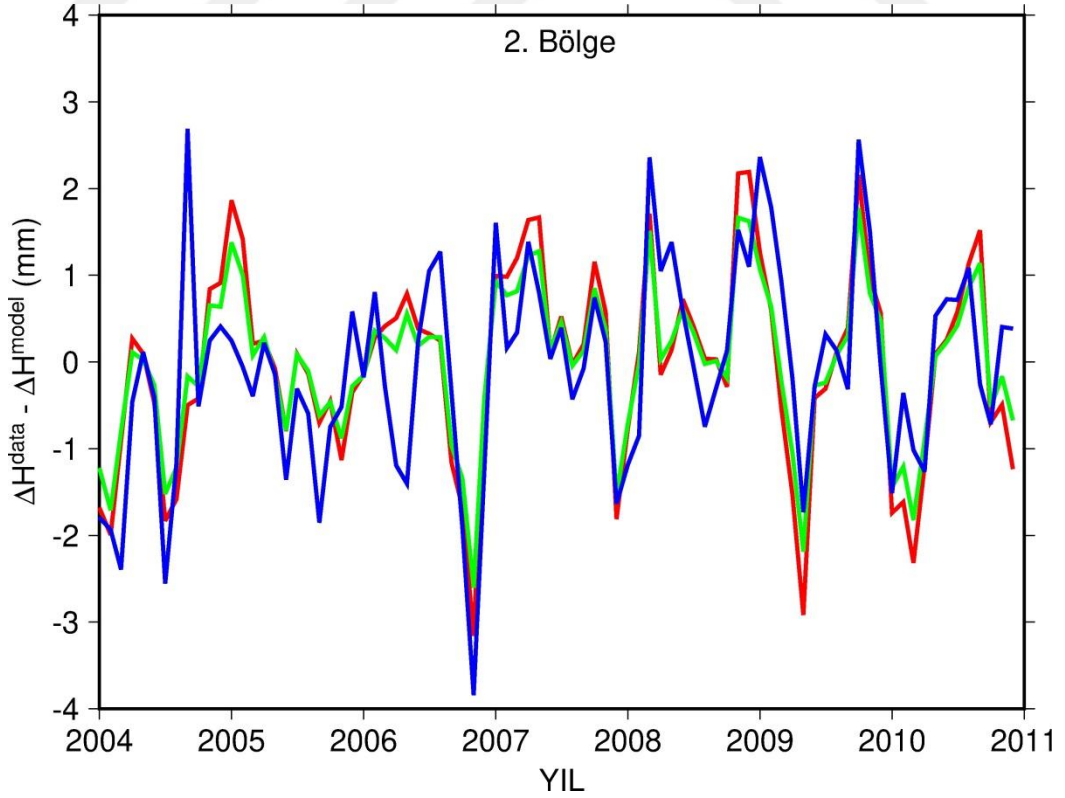
Şekil 4.6–4.10 incelendiğinde, üç farklı (GRACE-GGM, Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi yoluyla kestirilen) veri ile elde edilen mevsimsel ayrışım modelinin birbiriyle tutarlı olduğu görülmektedir. Ayrıca mevsimsel bileşenin ΔH zaman serilerine önemli oranda etkisi olmaktadır. Genliğin yılda yaklaşık 6.5 ± 0.5 mm olduğu mevsimsel bileşende, yüzeydeki kütle artışının en yoğun olduğu ilkbahar aylarında en düşük ΔH değerleri görülürken, yüzeydeki kütlenin en az olduğu yaz sonu ve sonbahar aylarında ise ΔH değerleri maksimum seviyelere ulaşmaktadır. Trend bileşeninde Ocak 2004 ile Ağustos 2008 ayları arasında yılda ~ 1 mm’lik artış sonrası, Ağustos 2008’den itibaren senede ~ 2.5 mm düşüş görülmüştür. Bu hareket, o yıllardaki toplam su kütlesi değişimleriyle (total water storage) ilişkilendirilebilir. Terzaghi prensibi ve Green fonksiyonuyla elde edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin modellenmesiyle elde edilen trend bileşeni, daha yumuşak bir eğriye sahiptir. Her iki modelin trendi, Ocak 2004 ve Eylül 2008 arasında yıllık ~ 0.4 mm’lik bir artış gösterirken Eylül 2008 sonrası yıllık ~ 2 mm’lik bir düşüş göstermiştir. Şekil 4.11’de Meteoroloji Genel Müdürlüğü’nden alınan Türkiye geneli yıllık alansal yağışları görülmektedir. Verilen grafikte 2004 ve 2011 yılları arası incelendiğinde, yağış miktarında 2008 yılında ciddi bir düşüş yaşanmıştır. Diğer yandan, 2009 yılında ise yağışların en yüksek seviyeye ulaştığı ve 2010’da yeniden düşüşe geçtiği görülmektedir. Mevsimsel ayrışım metodundaki trend bileşenleri de bu yağış grafiğine uyum göstermekte, beklendiği gibi yağış grafiğiyle ters yönde hareket etmektedir. Şekil 4.12-4.16’da mevsimsel ayrışma analiziyle modellenen ΔH^{MA} modeli ile ΔH^{Green} , $\Delta H^{Terzaghi}$ ve ΔH^{GGM} değerleri verilmiştir.



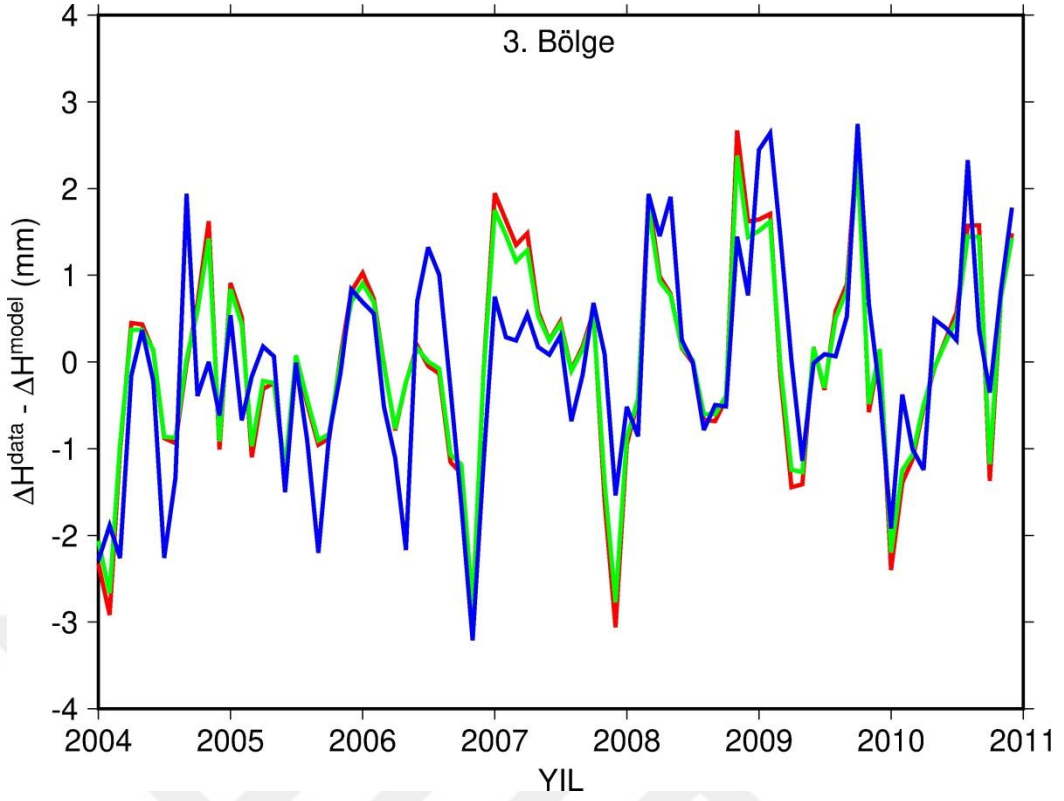
Şekil 4.11. Türkiye geneli yıllık alansal yağışları (URL-5)



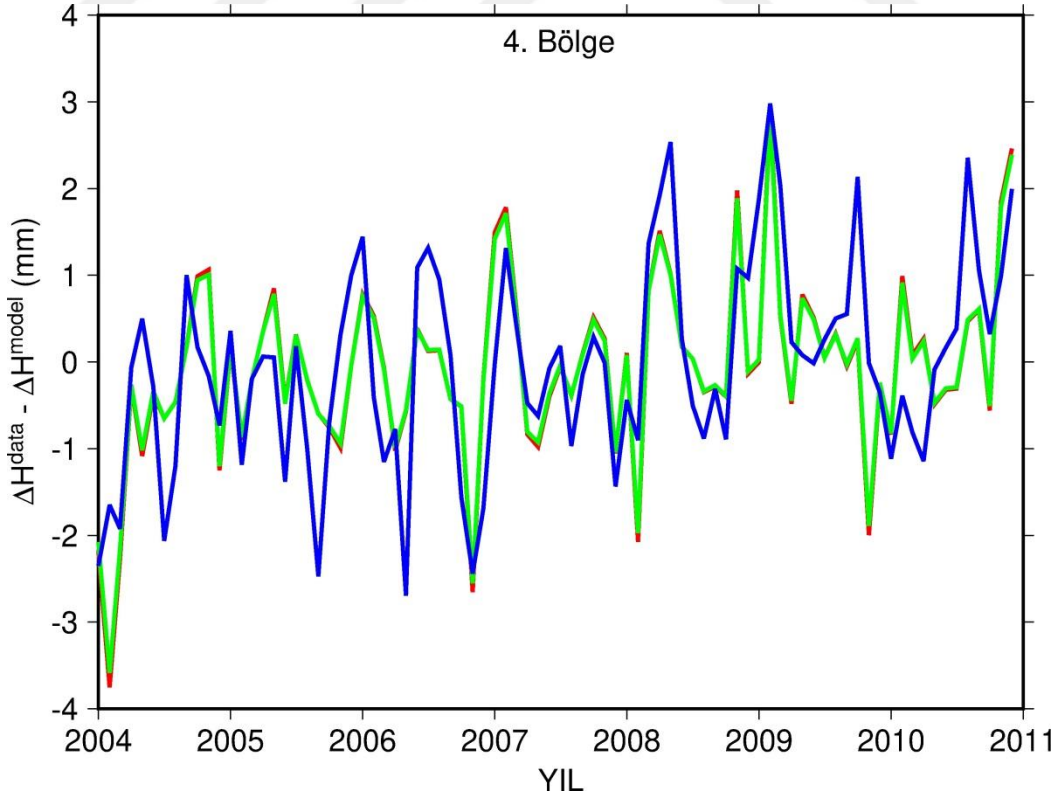
Şekil 4.12. Türkiye’de 1. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonksiyonu, kırmızı: Terzaghi prensibi).



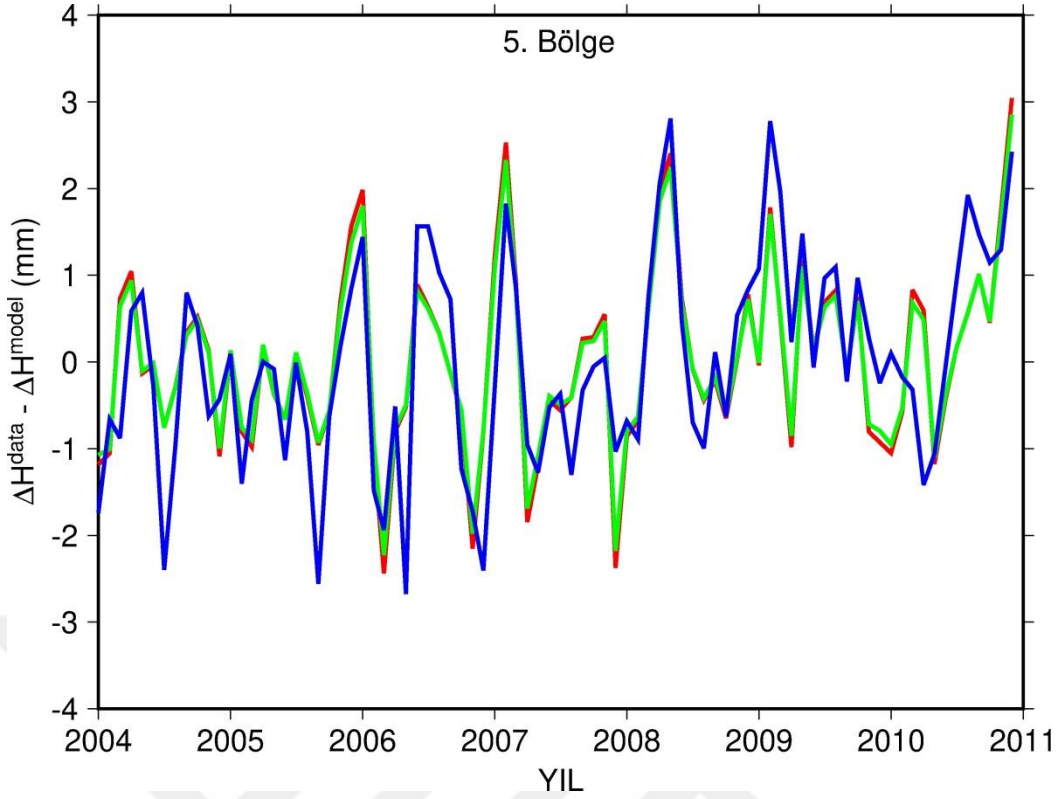
Şekil 4.13. Türkiye’de 2. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonksiyonu, kırmızı: Terzaghi prensibi).



Şekil 4.14. Türkiye’de 3. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonksiyonu, kırmızı: Terzaghi prensibi).



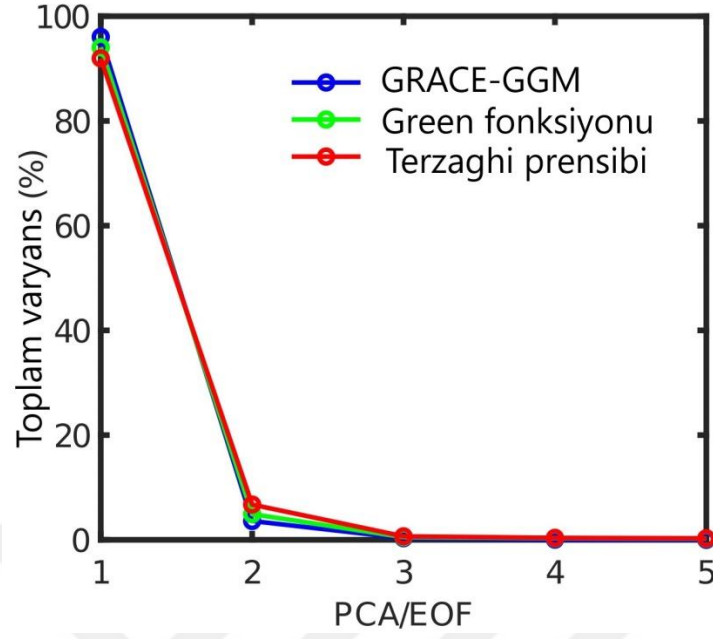
Şekil 4.15. Türkiye’de 4. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonksiyonu, kırmızı: Terzaghi prensibi).



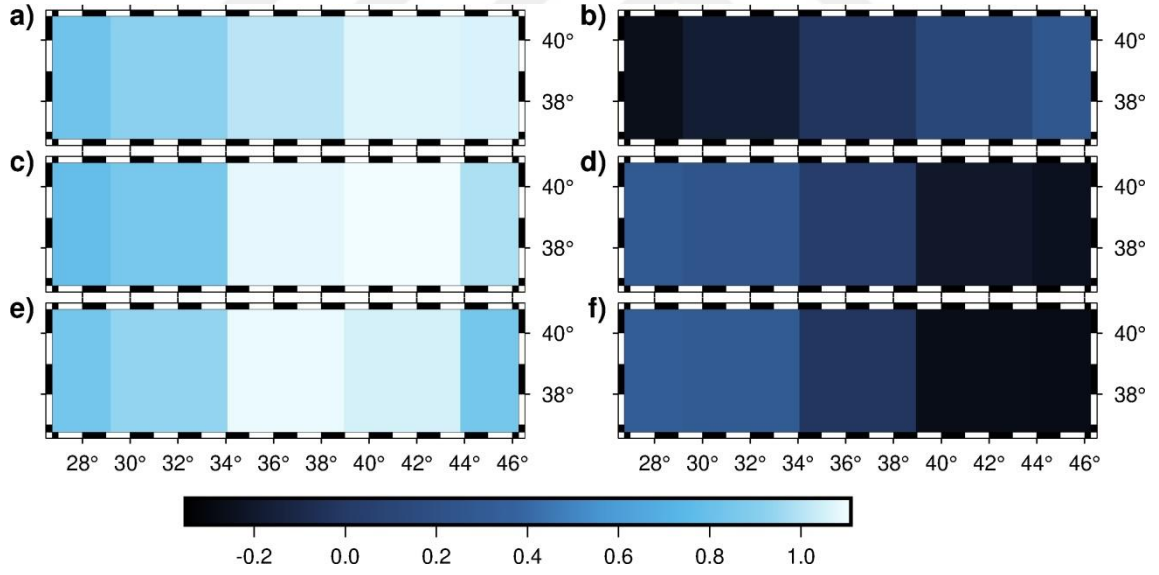
Şekil 4.16. Türkiye’de 4. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonksiyonu, kırmızı: Terzaghi prensibi).

Şekiller incelendiğinde model ile veriler arasındaki farklar -3.8 mm ile 3.0 mm arasında değişmektedir. Bazı noktalarda sıçrama görülse de genel olarak model ve veriler tutarlılık göstermektedir. Üç farklı yaklaşımla elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri ile mevsimsel ayrışım yöntemi ile elde edilen modelleri arasındaki korelasyon %95.7–%97.0 arasında değişmektedir. Ayrıca 4. ve 5. bölgede her üç veri grubu da diğer bölgelere göre daha yüksek oranda uyum göstermektedir.

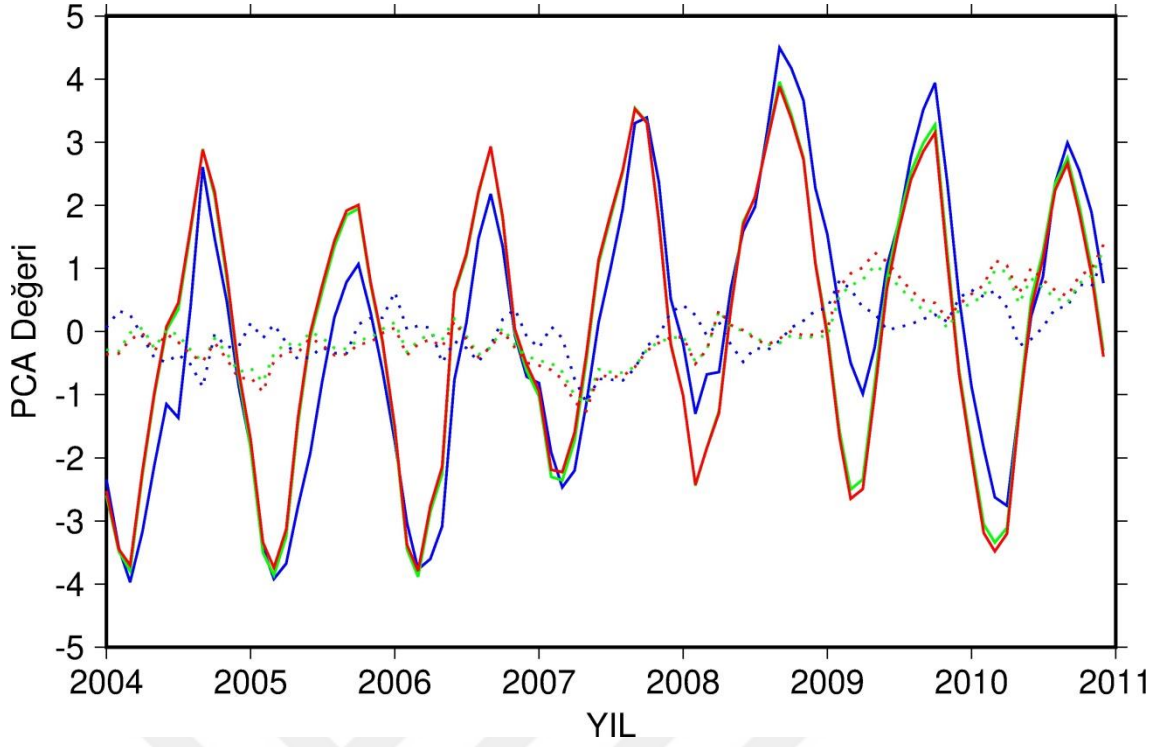
Fiziksel yükseklik değişimlerinin analiz edildiği bir diğer yöntem olan PCA/EOF sonuçları Şekil 4.17–4.24’te verilmiştir. Burada önemli olan, verilerin boyutunu azaltarak yansıtılabilirliği yüksek tutmaktır. İlk temel bileşen varyans yüzdeleri Terzaghi, Green ve GRACE-GGM yöntemleri için sırasıyla %86.9, %88.7 ve %96.0’dır. İlk iki bileşenin varyans yüzdeleri toplandığında Terzaghi, Green ve GRACE-GGM yöntemlerinin temel bileşen varyansları sırasıyla %97.9, %98.1 ve %99.6’dır. 5 farklı veri boyutunu 2 boyuta düşürerek sadece ilk iki bileşen sonuçlarını incelemek yeterlidir. Şekil 4.18 ve 4.19’da ilk ve ikinci PCA ve EOF değerleri gösterilmiştir.



Şekil 4.17. Türkiye için PCA/EOF varyans yüzdeleri



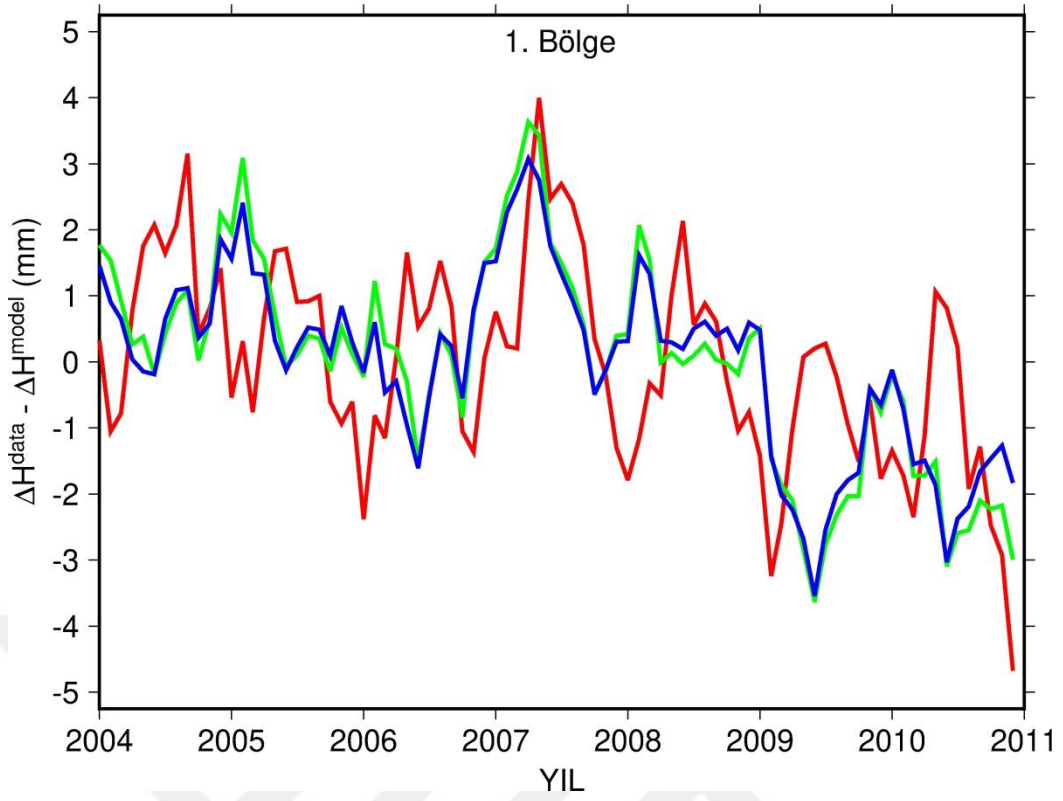
Şekil 4.18. GGM (a,b), Green fonksiyonu (c,d) ve Terzaghi prensibi (e,f) ile elde edilen ΔH için ilk iki EOF modeli



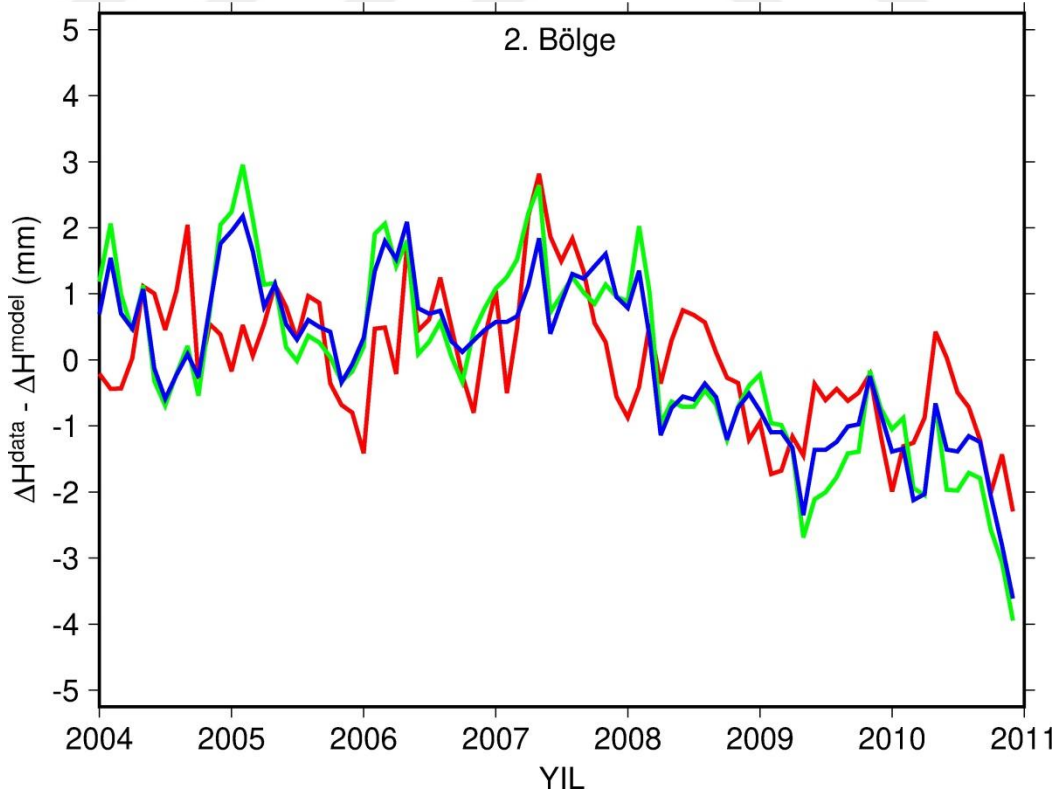
Şekil 4.19. 1. ve 2. Temel Bileşenler Zaman Serileri (mavi çizgi: GRACE-GGM PCA1 bileşeni, yeşil çizgi: Green fonk. PCA1 bileşeni, kırmızı çizgi: Terzaghi prens. PCA1 bileşeni, mavi nokta: GRACE-GGM PCA2 bileşeni, yeşil nokta: Green fonk. PCA2 bileşeni, kırmızı nokta: Terzaghi prensb. PCA2 bileşeni)

Şekil 4.18 ve 4.19 incelendiğinde doğuda gözlenen maksimum 1.05 ± 0.05 değeri ve batıda gözlenen minimum 0.75 ± 0.05 değeriyle ilk EOF'ların tümü fiziksel yükseklik değişimleri ile hemen hemen aynı yükleme modelini ortaya koymaktadır. ΔH sinyallerinin önemli bir oranı (%87) 1. temel bileşen ile kestirilebilir. İlk temel bileşen, Şubat-Nisan aylarındaki minimum değerler ve Temmuz-Eylül aylarındaki maksimum değerlerle çalışma bölgesindeki mevsimsel periyodu net bir biçimde yansıtmaktadır. Bu sonuçlar, fiziksel yükseklik değişimlerinin çoğunlukla yağışla ilişkili olduğunu göstermektedir. Buna ek olarak, ilk PCA bileşenindeki zaman serileri yüksek tutarlılık göstermektedir ki bu, benzer özellikte oldukları anlamına gelir. Fiziksel yükseklik değişimlerinin modellenmesi için kullanılan ikinci PCA bileşeni daha düşük bir genliğe sahiptir ve birinci PCA bileşeninden daha düzensizdir.

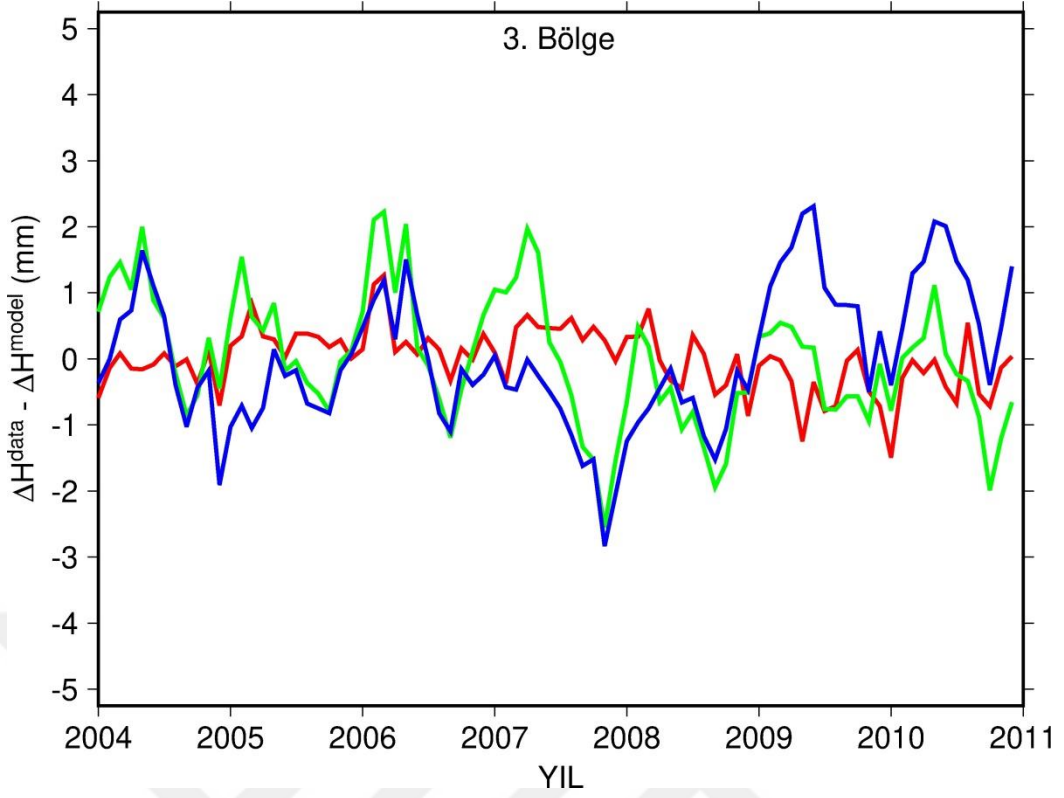
Şekil 4.20–4.24'te PCA/EOF analiziyle modellenen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli ile ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri farkları verilmiştir.



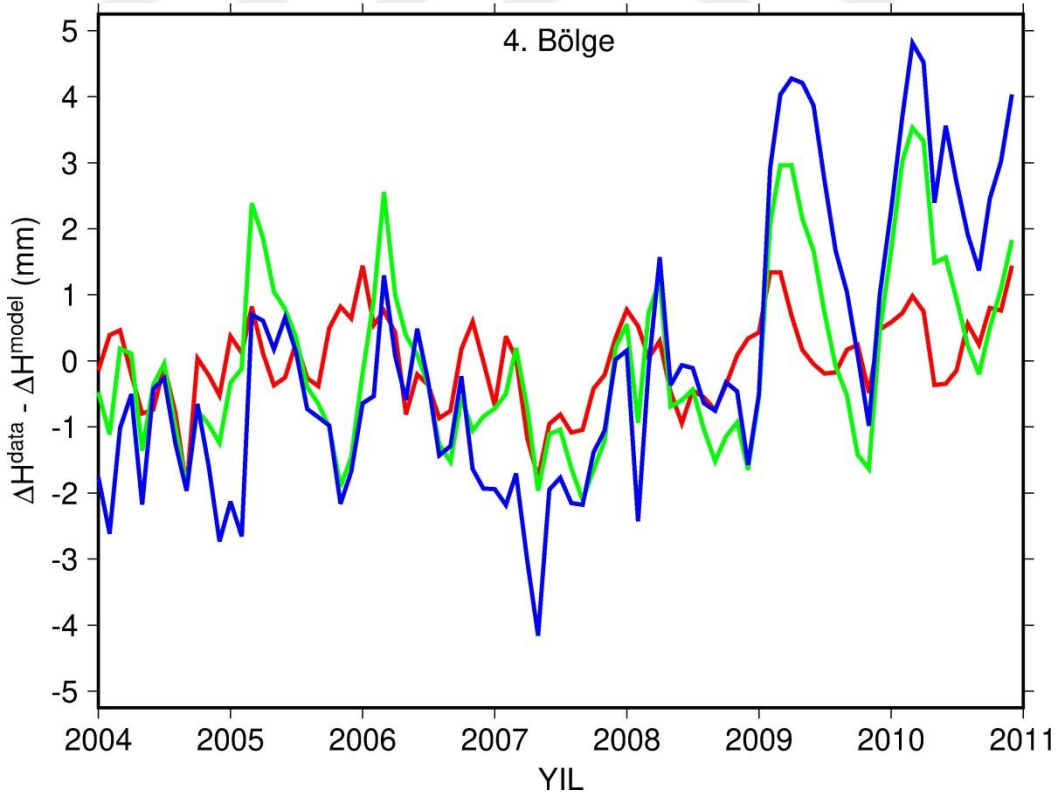
Şekil 4.20. Türkiye’de 1. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonk., kırmızı: Terzaghi prensb.).



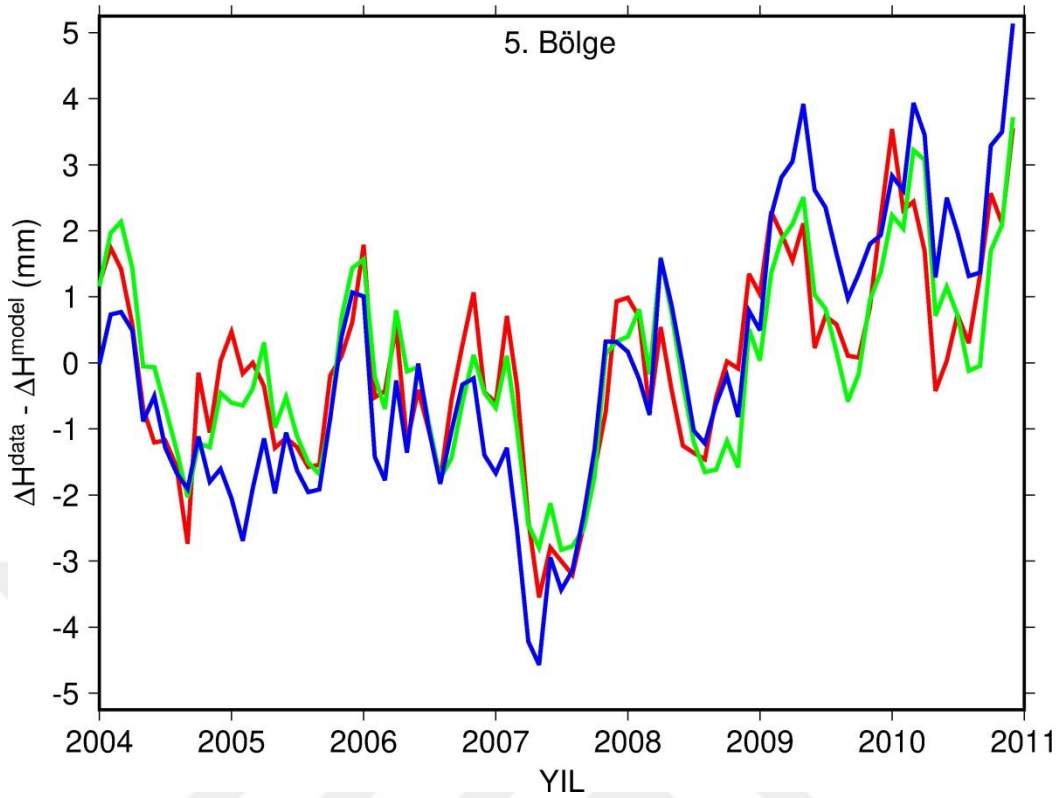
Şekil 4.21. Türkiye’de 2. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonk., kırmızı: Terzaghi prensb.).



Şekil 4.22. Türkiye’de 3. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonk., kırmızı: Terzaghi prensb.).



Şekil 4.23. Türkiye’de 4. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonk., kırmızı: Terzaghi prensb.).



Şekil 4.24. Türkiye’de 5. bölgede belirlenen ΔH^{Green} , $\Delta H^{\text{Terzaghi}}$ ve ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{\text{PCA/EOF}}$ modeli farkları (mavi: GRACE-GGM, yeşil: Green fonk., kırmızı: Terzaghi prensb.).

Model ve veriler arasındaki farklar incelendiğinde fiziksel yükseklik değişimi farkı değerleri -4.7 mm ile 5.1 mm arasında değişmektedir. PCA/EOF metodu ile elde edilen yükseklik farkı modelleri (ΔH^{PCA}), mevsimsel ayrışım metodu ile elde edilen modellere (ΔH^{MA}) kıyasla daha geniş bir aralıktadır. $\Delta H^{\text{data}} - \Delta H^{\text{MA}}$ farklarına benzer şekilde, değişkenliğin en büyük olduğu bölgeler 1 ve 2’dir. Üç farklı yaklaşımla elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri ve PCA/EOF modelleri arasındaki korelasyon %89.3 ile %97.4 arasında değişmektedir.

Çizelge 4.2’de görüldüğü gibi, fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ayrışım ve PCA/EOF yöntemleriyle modellenerek analiz edilmesi sonucunda mevsimsel ayrışım yöntemiyle ΔH farklarından elde edilen standart sapma değerleri 0.9 mm ile 1.2 mm aralığındayken, PCA/EOF analiziyle ΔH farklarından elde edilen standart sapma değerleri 0.5 mm ile 2.1 mm aralığındadır. Bu sonuçlar, mevsimsel ayrışım metodunun çalışma alanında 3 farklı yöntemi analiz etmede PCA/EOF yöntemine göre daha uygun olduğunu göstermektedir. Bunun yanı sıra, mevsimsel ayrışım metodu hemen her

bölgede benzer sonuçlar verirken, özellikle 3. bölgede PCA/EOF metoduyla elde edilen model ile kestirilen değerler birbirleriyle daha uyumlu sonuçlar vermiştir. Bunun nedeni, 3. bölge için ΔH zaman serisinin Türkiye'deki ortalama ΔH zaman serisine en yakın olması olabilir. Fiziksel yükseklikleri elde etmede GRACE-GGM'leri ve Terzaghi prensibine göre Green fonksiyonu daha etkin ve tutarlı değerlere sahiptir. Bununla birlikte, PCA/EOF analizi ile modellenen GRACE tabanlı GGM yaklaşımının genellikle en küçük standart sapma değerlerine sahip olduğu, ancak Green fonksiyonu ile elde edilen standart sapmalardaki tutarlılığı göstermediği de göz ardı edilmemelidir.

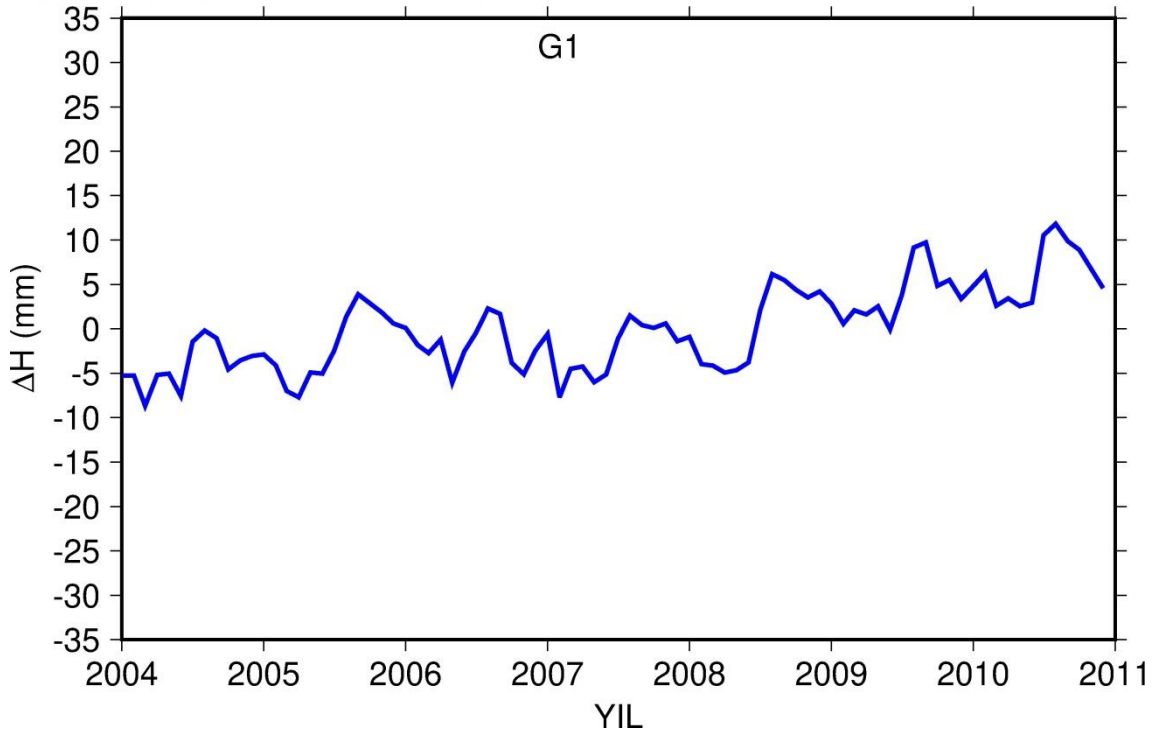
Çizelge 4.2: Kestirilen ΔH fiziksel yükseklik değişimleri ve bu değerlerden elde edilen ΔH^{MA} ve $\Delta H^{PCA/EOF}$ model farklarının standart sapmaları

İstatistikler (mm)	GRACE GGMs		Green fonksiyonu		Terzaghi prensibi	
	MA	PCA/EOF	MA	PCA/EOF	MA	PCA/EOF
1.bölge	1.2	1.5	0.9	1.4	1.1	1.3
2.bölge	1.2	1.0	0.9	1.4	1.1	1.2
3.bölge	1.2	0.5	1.1	1.0	1.2	1.0
4.bölge	1.2	0.7	1.0	1.4	1.1	2.1
5.bölge	1.2	1.5	1.0	1.5	1.1	2.0

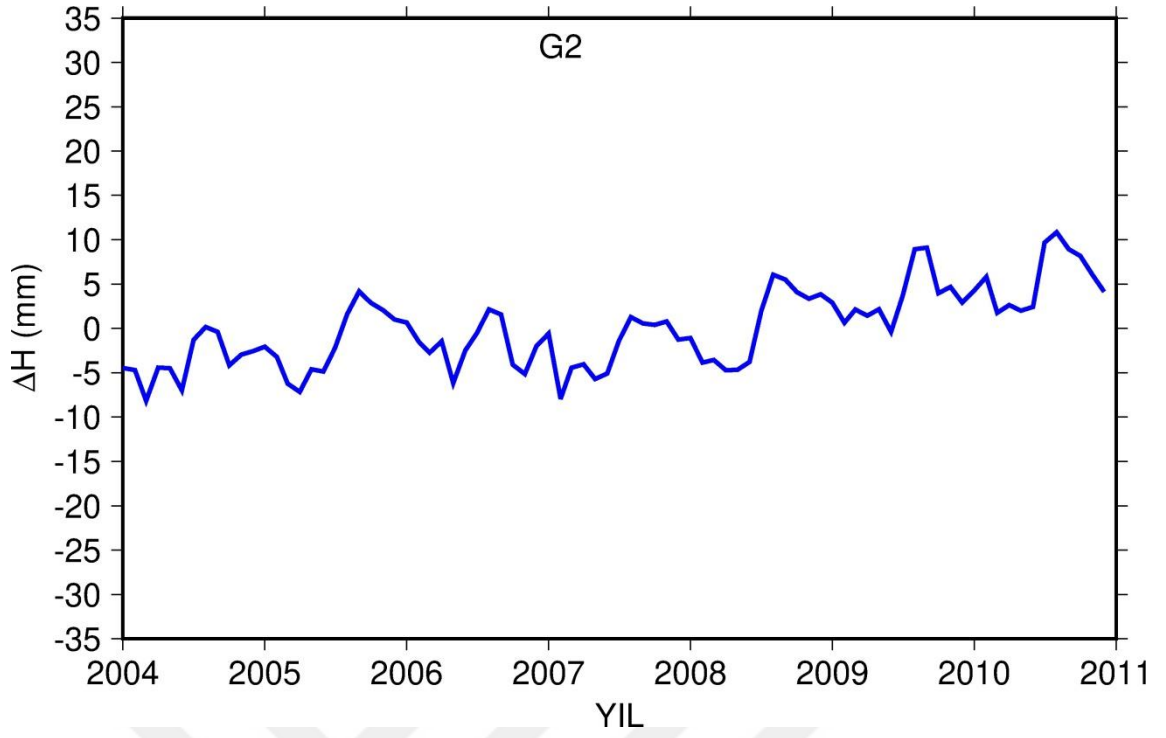
4.2. Grönland'da Fiziksel Yükseklik Değişimi Sonuçları

İkinci çalışma alanı Grönland, sahip olduğu topografya ve iklim özellikleriyle yeryüzünde kütle değişimlerinin en yoğun olarak görüldüğü bölgelerden biridir. Bu nedenle, hem Türkiye örneğini kıyaslamak hem de kullanılan analiz yöntemlerini test etmek amacıyla bu bölgede de zamana bağlı jeoit değişimleri, yüzey hareketleri ve fiziksel yükseklik değişimleri irdelenmiştir. Grönland, Türkiye örneğinde olduğu gibi GRACE JPL masconları dikkate alınarak yirmi beş farklı bölgeye ayrılmış ve bu bölgelerdeki fiziksel yükseklik değişimleri GRACE global jeopotansiyel modelleri yoluyla elde edilmiştir. Şekil 4.25–4.49'da GRACE global jeopotansiyel modelleri, Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi kullanılarak yirmi beş farklı bölgede elde edilen ΔH zaman serileri görülmektedir.

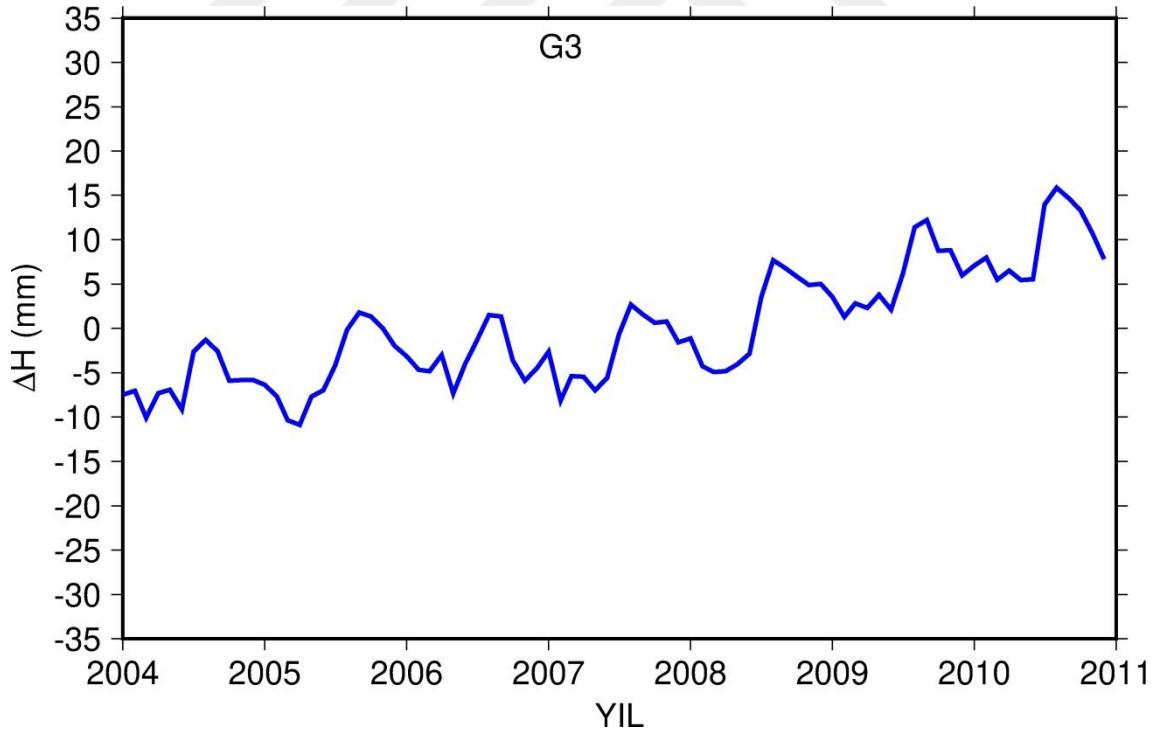
Sayısal sonuçlar göstermektedir ki mevsimsel etki ile Şubat–Nisan aylarında yükseklik değişim değerleri en düşük seviyelerindeyken Ağustos–Ekim aylarında ise bu değerler en yüksek seviyelerdedir. Ayrıca bölgede çalışma periyodu boyunca farklı epoklardaki minimum ve maksimum değerler arasındaki fark 60 mm’yi bulmaktadır. Grönland’ın güneyine gidildikçe minimum ve maksimum arasındaki farkın daha belirgin olduğu görülmektedir. Özellikle G22 noktasında bu fark diğer bölgelere göre daha yüksek değerlerde elde edilmiştir. Elde edilen değerler, güney bölgelerdeki buzullarda erime oranının daha yüksek olduğu göz önüne alındığında beklenen, tutarlı sonuçlardır.



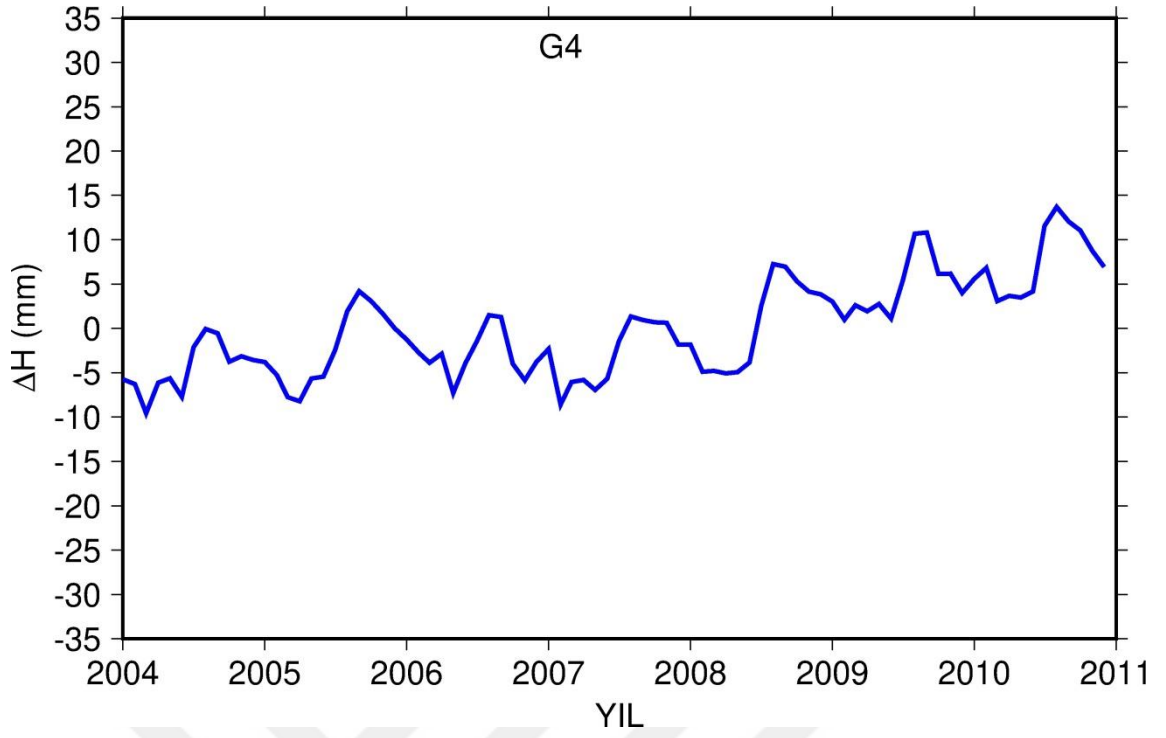
Şekil 4.25. Grönland’da G1 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



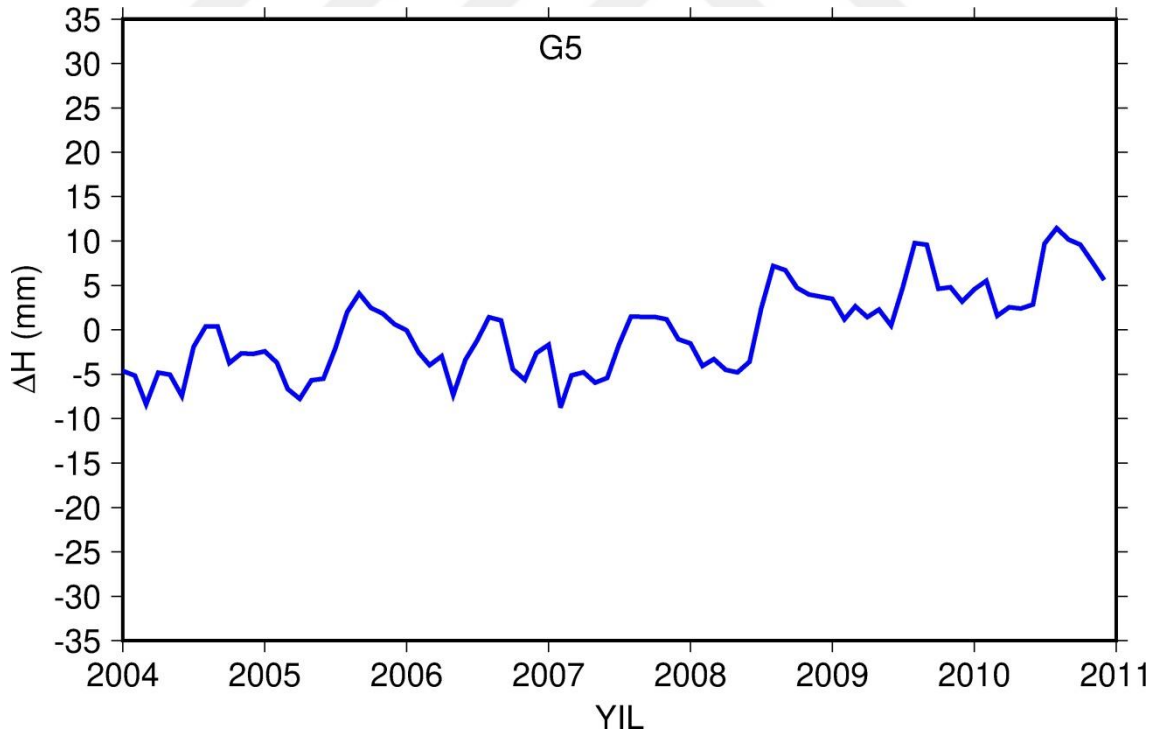
Şekil 4.26. Grönland'da G2 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



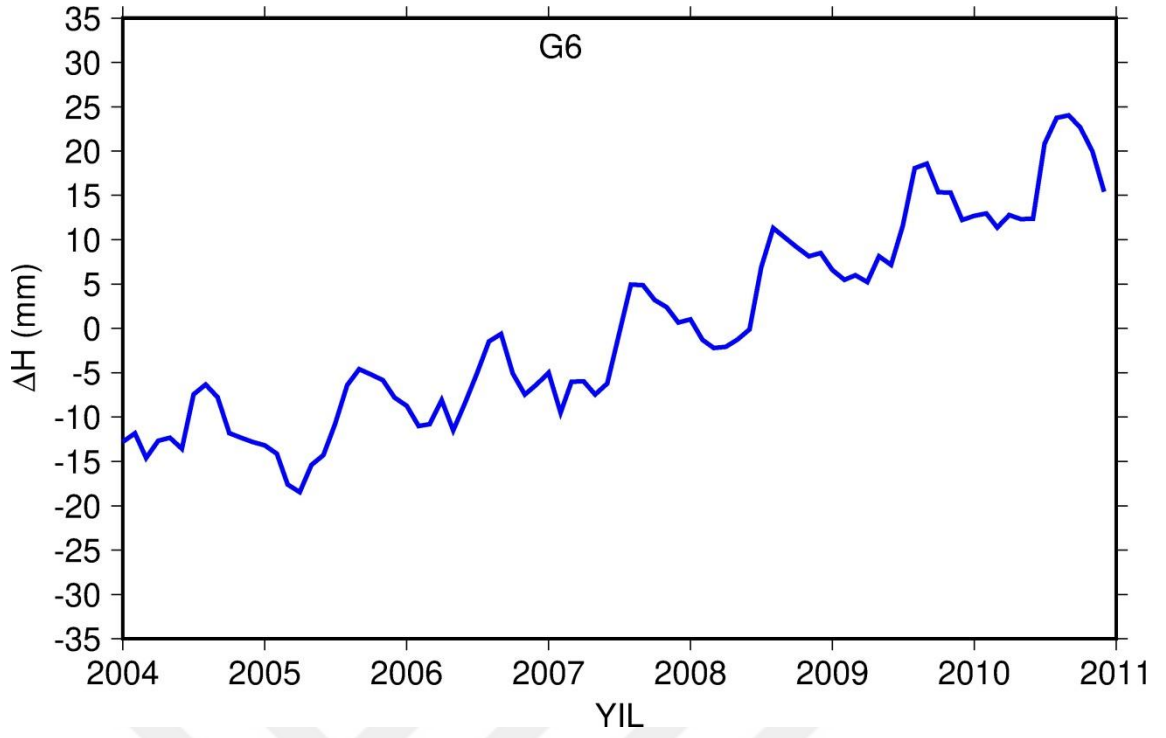
Şekil 4.27. Grönland'da G3 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



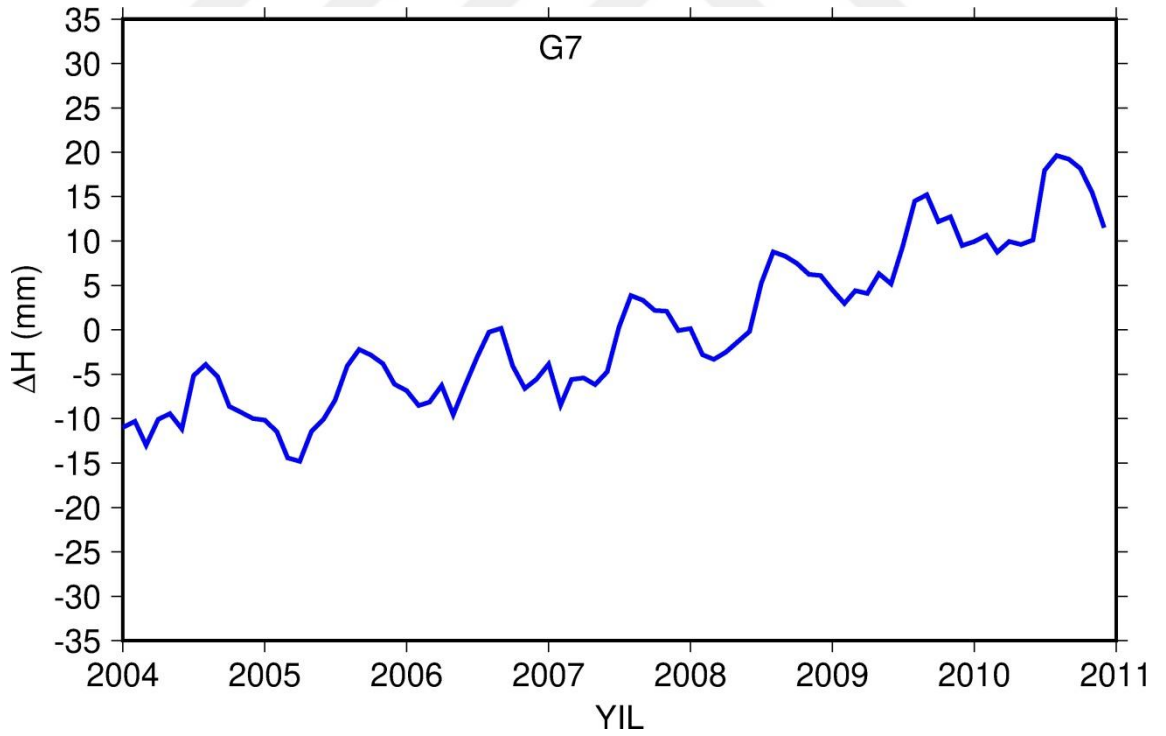
Şekil 4.28. Grönland'da G4 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



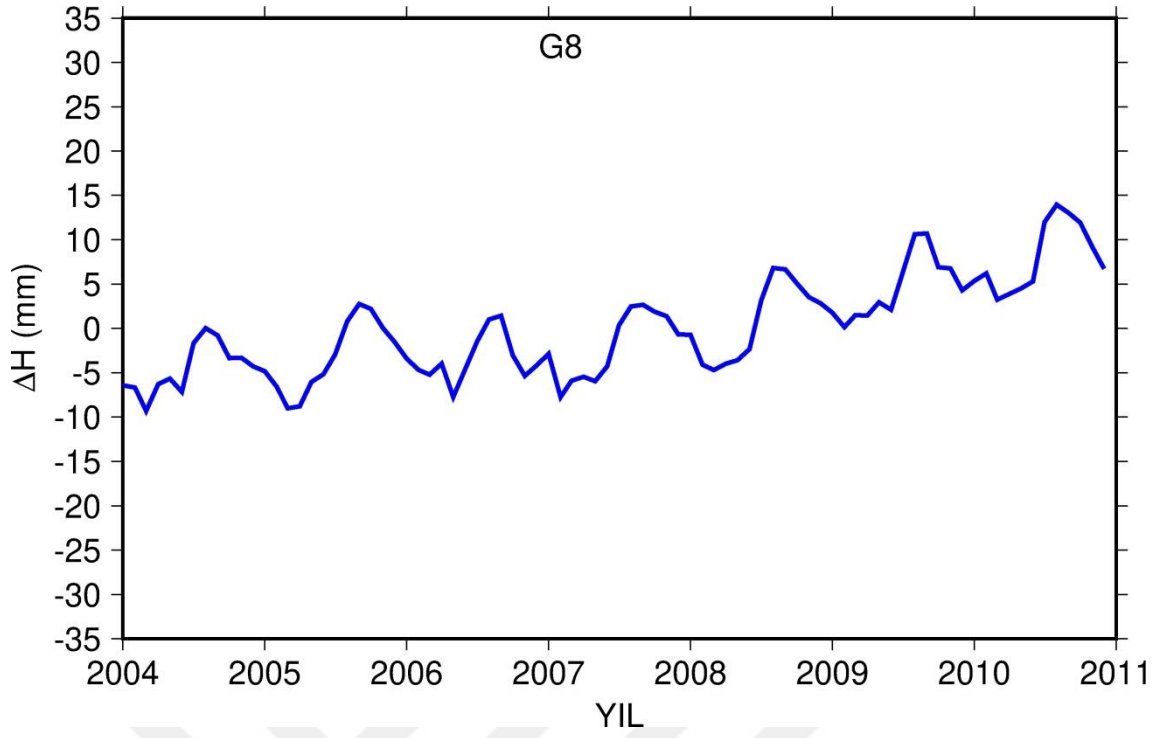
Şekil 4.29. Grönland'da G5 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



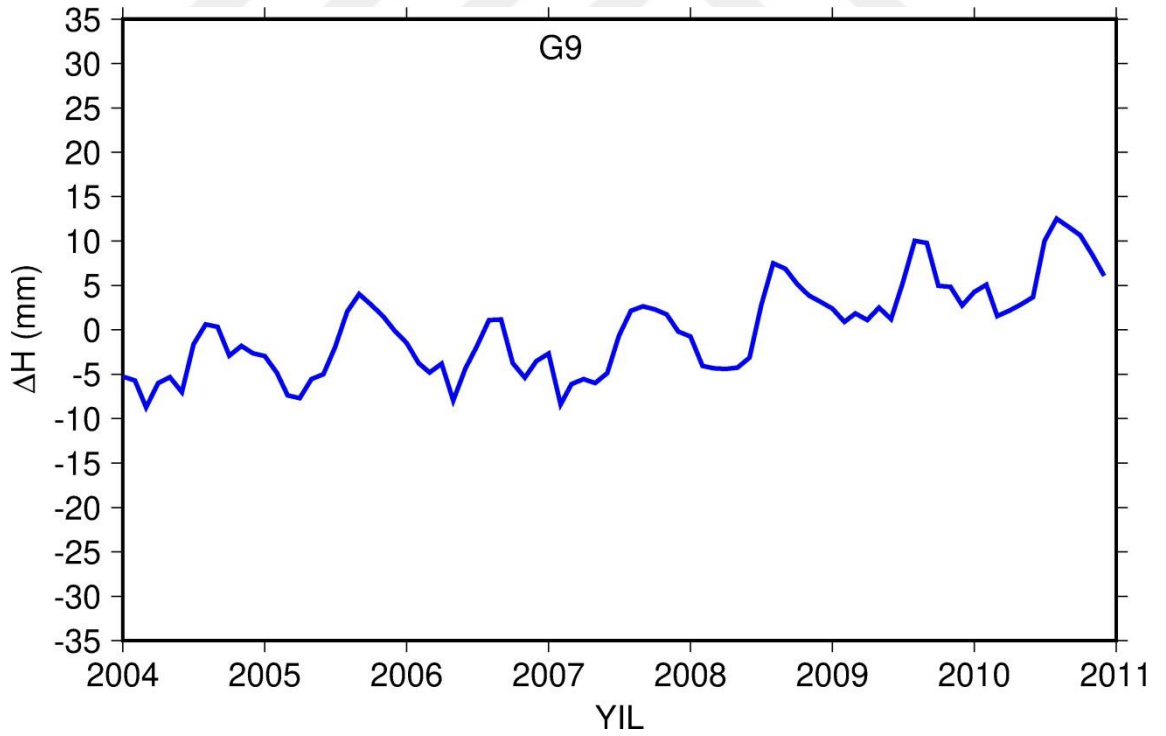
Şekil 4.30. Grönland'da G6 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



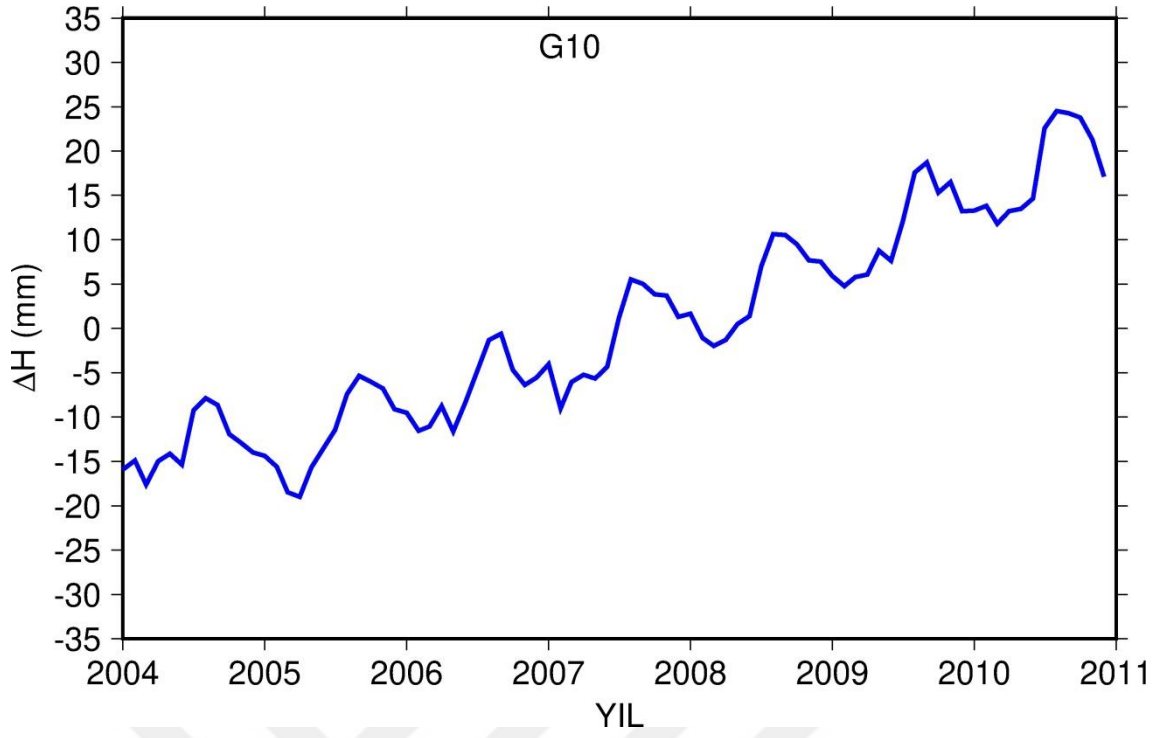
Şekil 4.31. Grönland'da G7 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



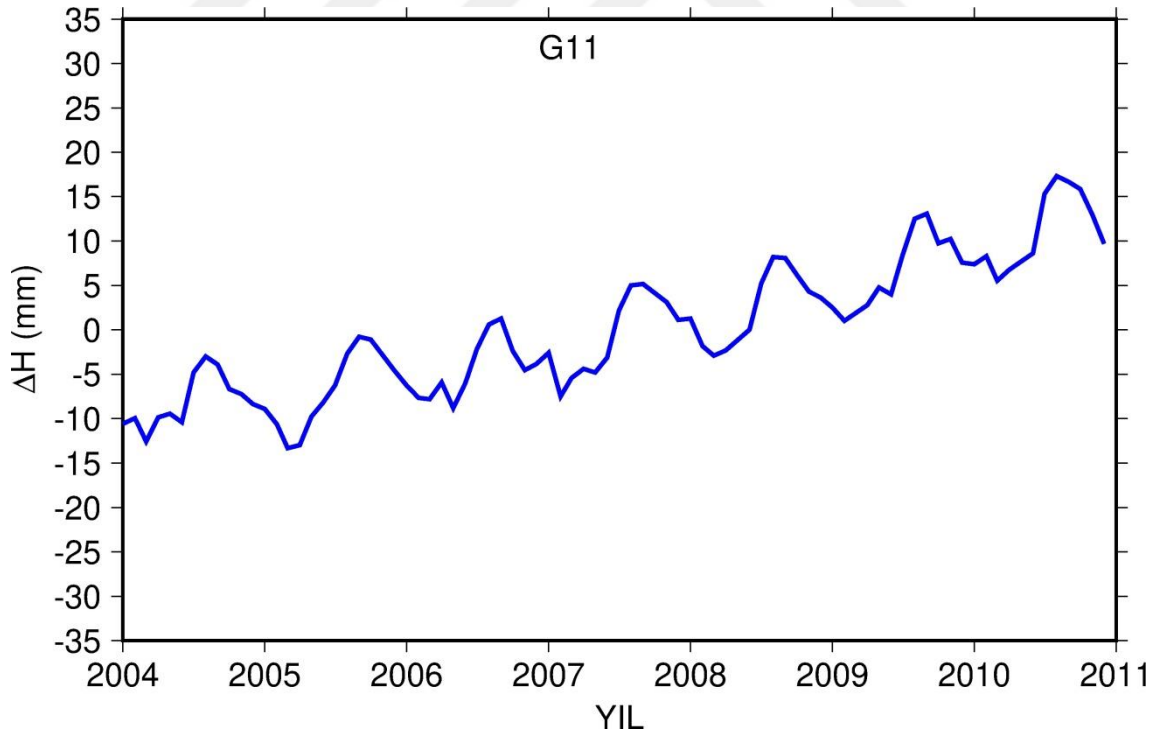
Şekil 4.32. Grönland'da G8 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



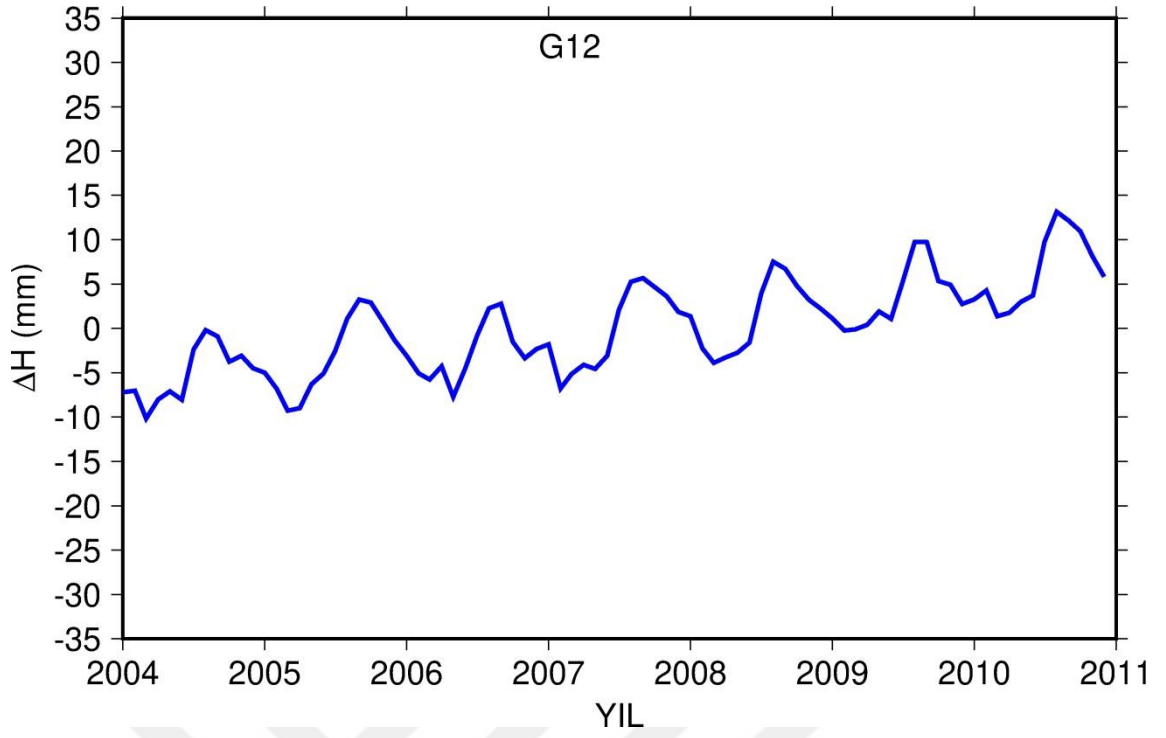
Şekil 4.33. Grönland'da G9 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



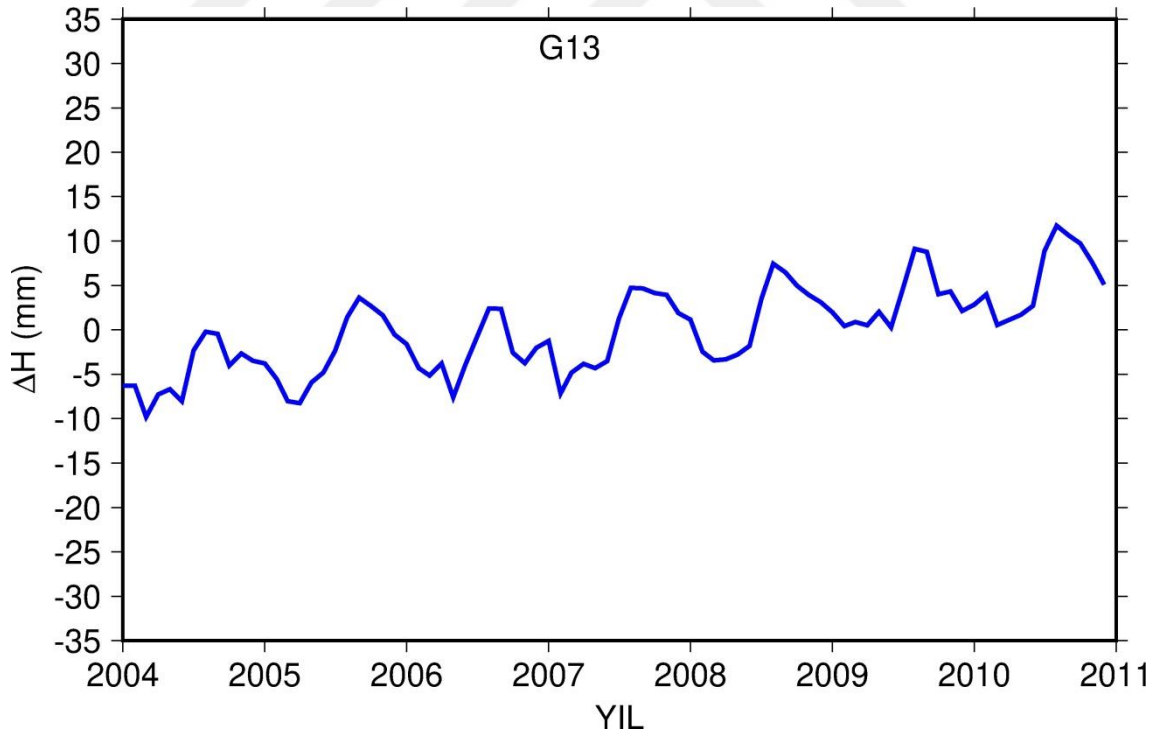
Şekil 4.34. Grönland'da G10 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



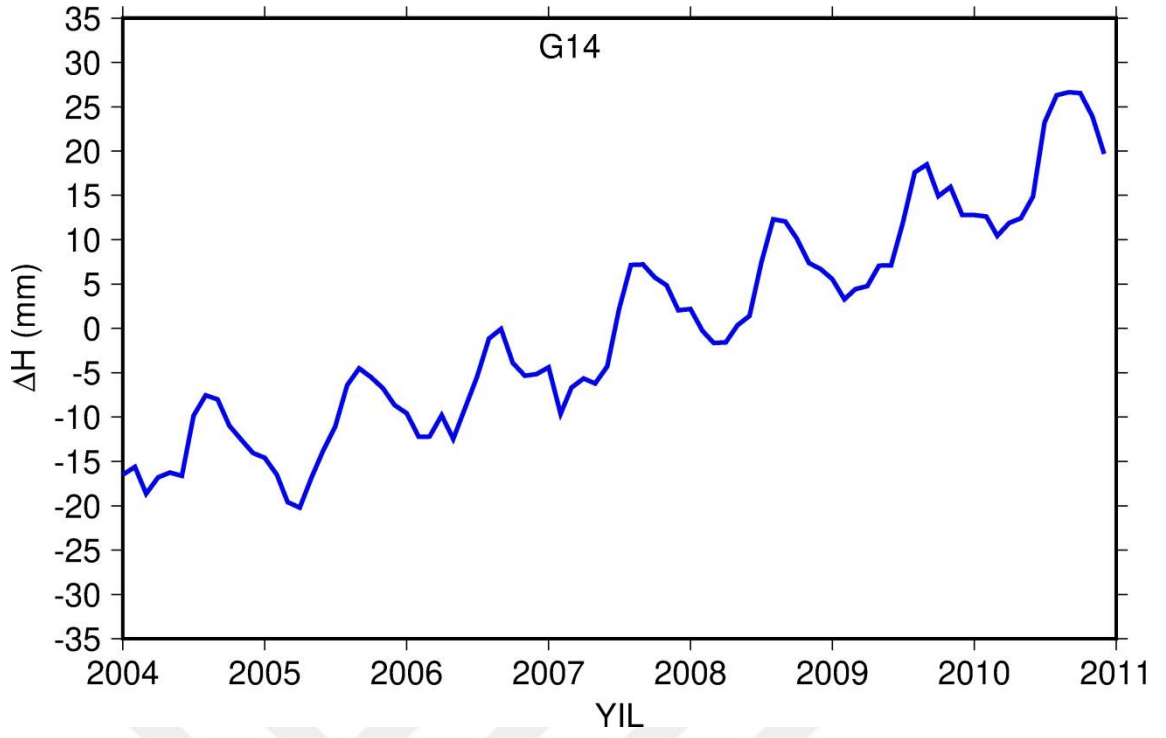
Şekil 4.35. Grönland'da G11 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



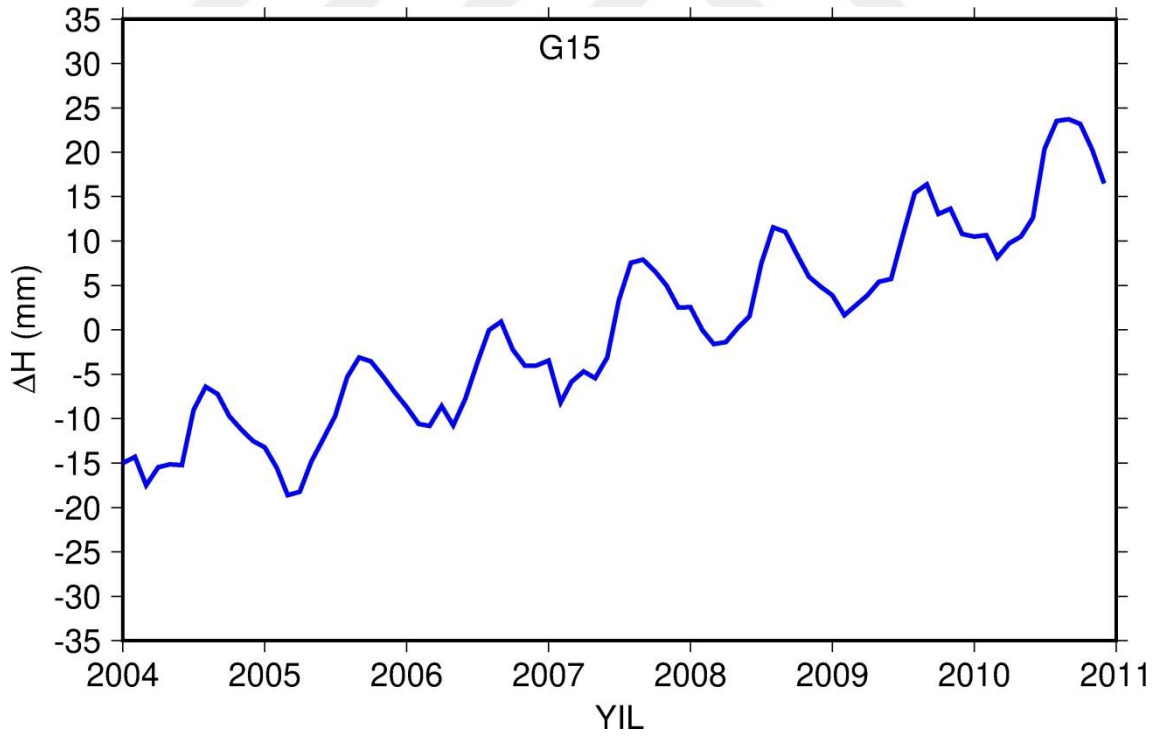
Şekil 4.36. Grönland'da G12 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



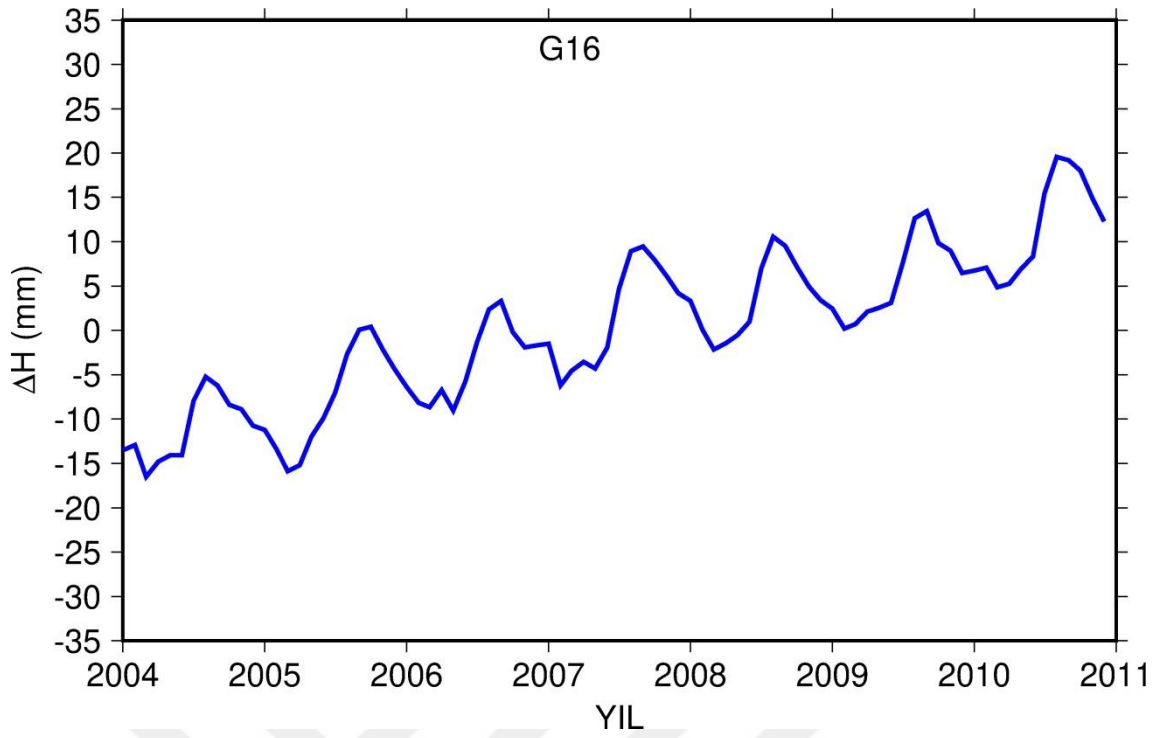
Şekil 4.37. Grönland'da G13 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



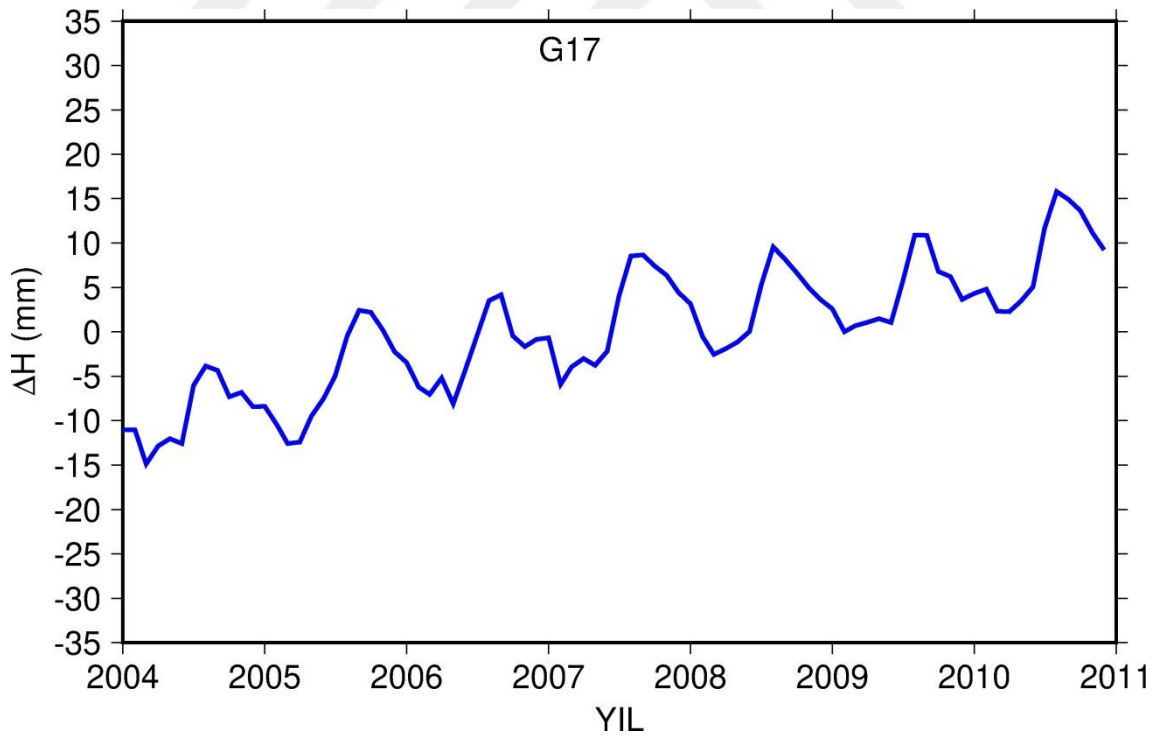
Şekil 4.38. Grönland'da G14 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



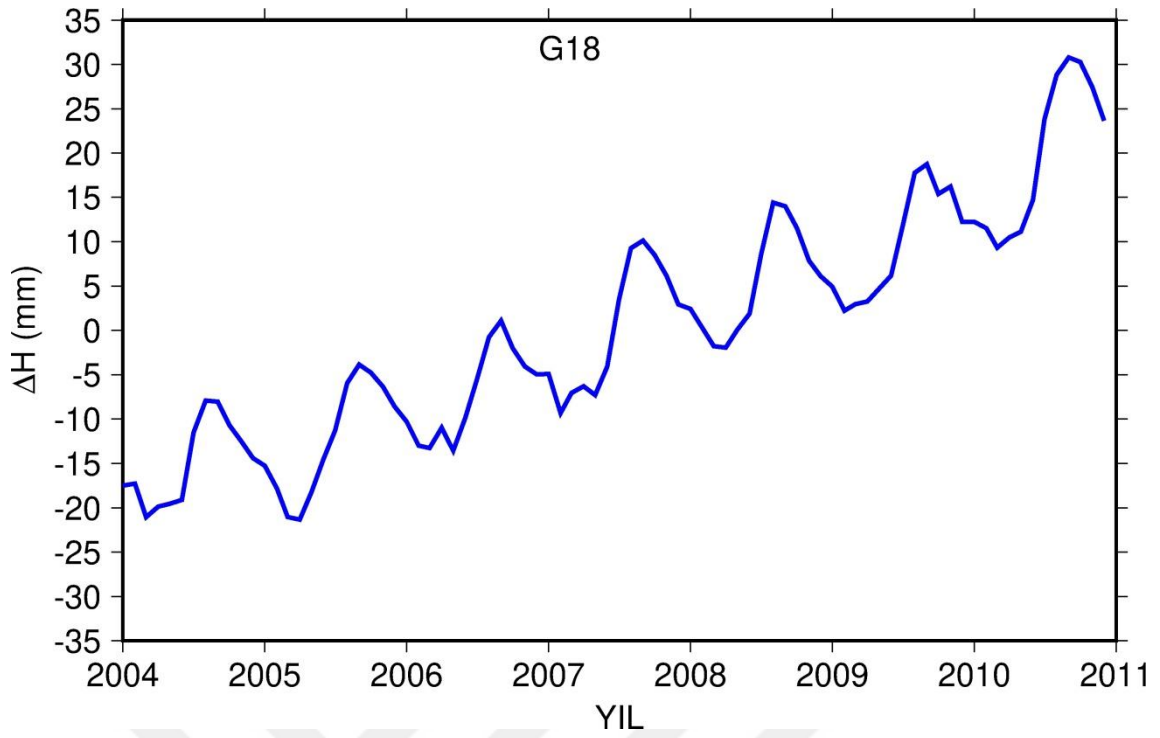
Şekil 4.39. Grönland'da G15 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



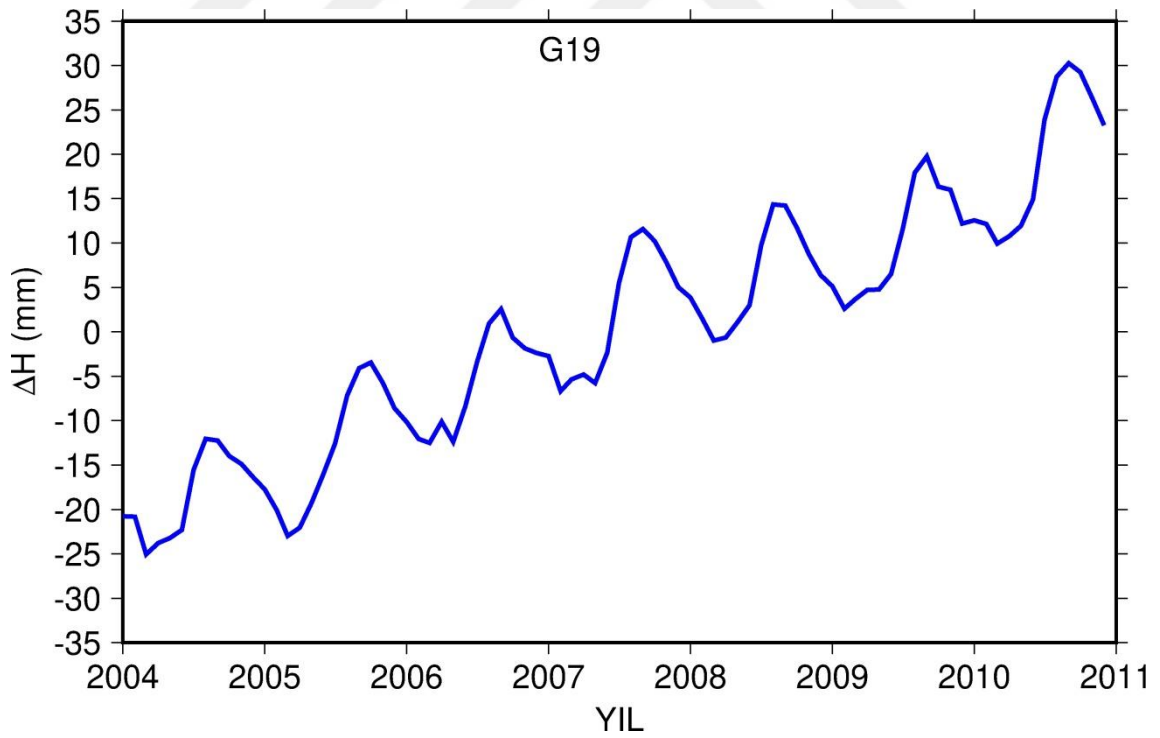
Şekil 4.40. Grönland'da G16 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



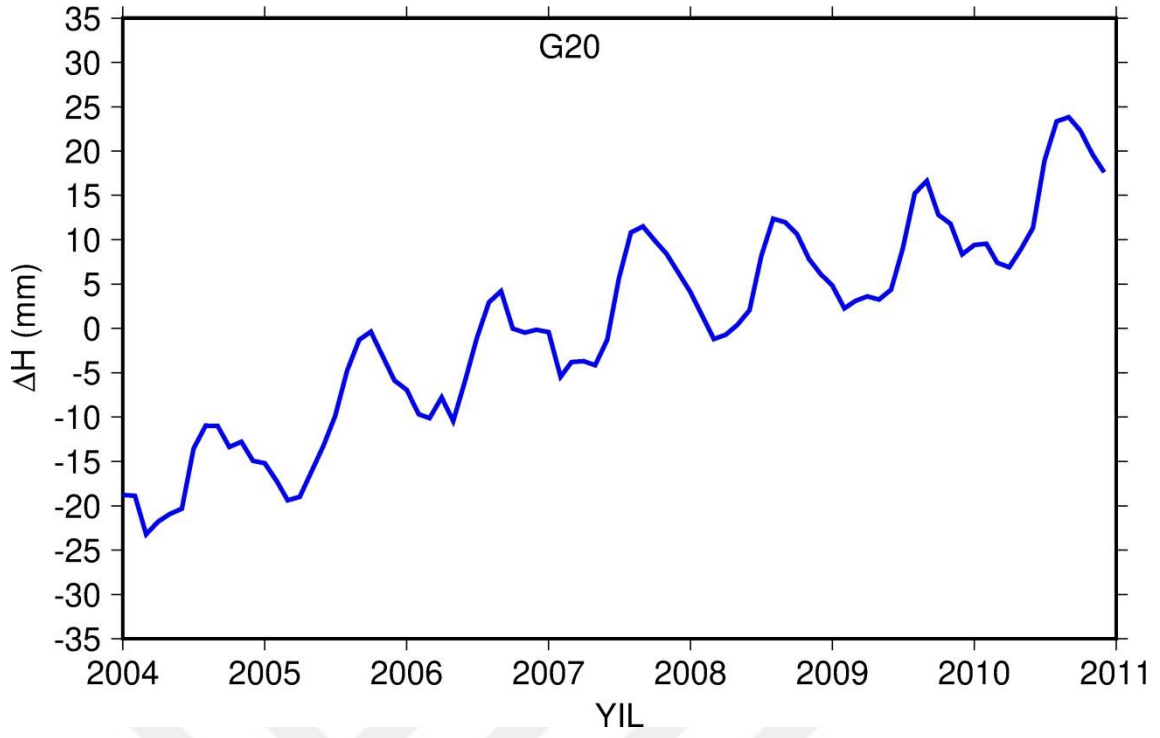
Şekil 4.41. Grönland'da G17 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



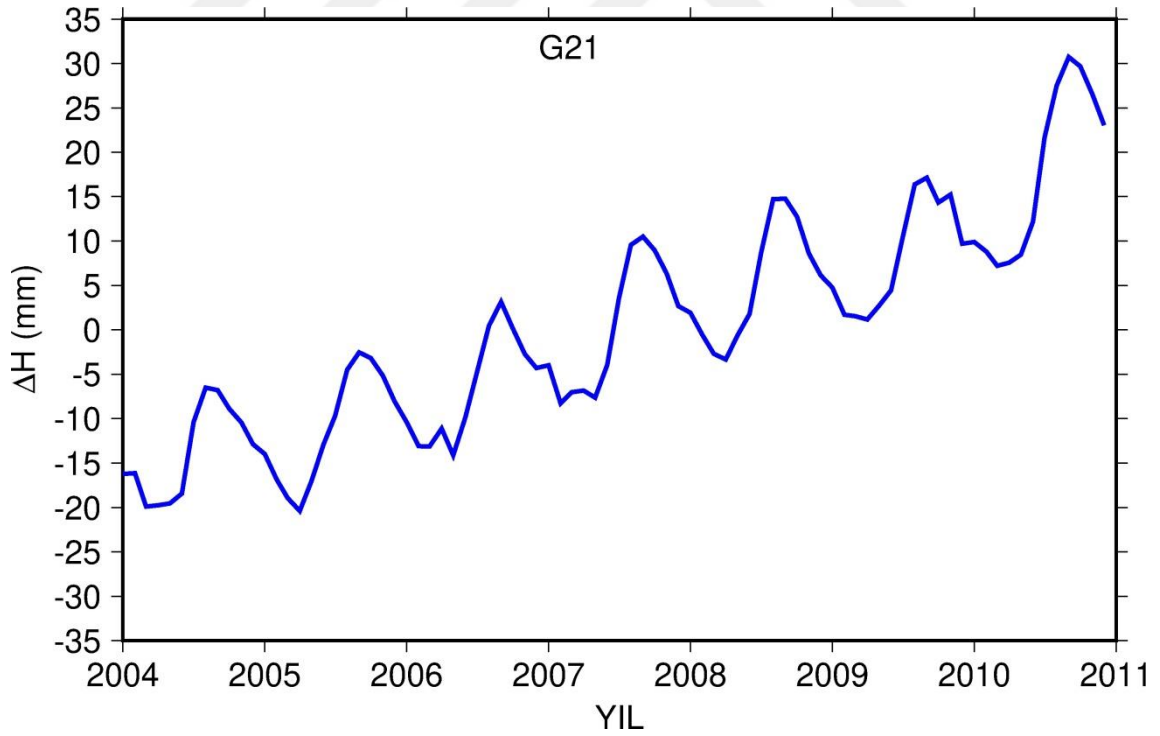
Şekil 4.42. Grönland'da G18 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



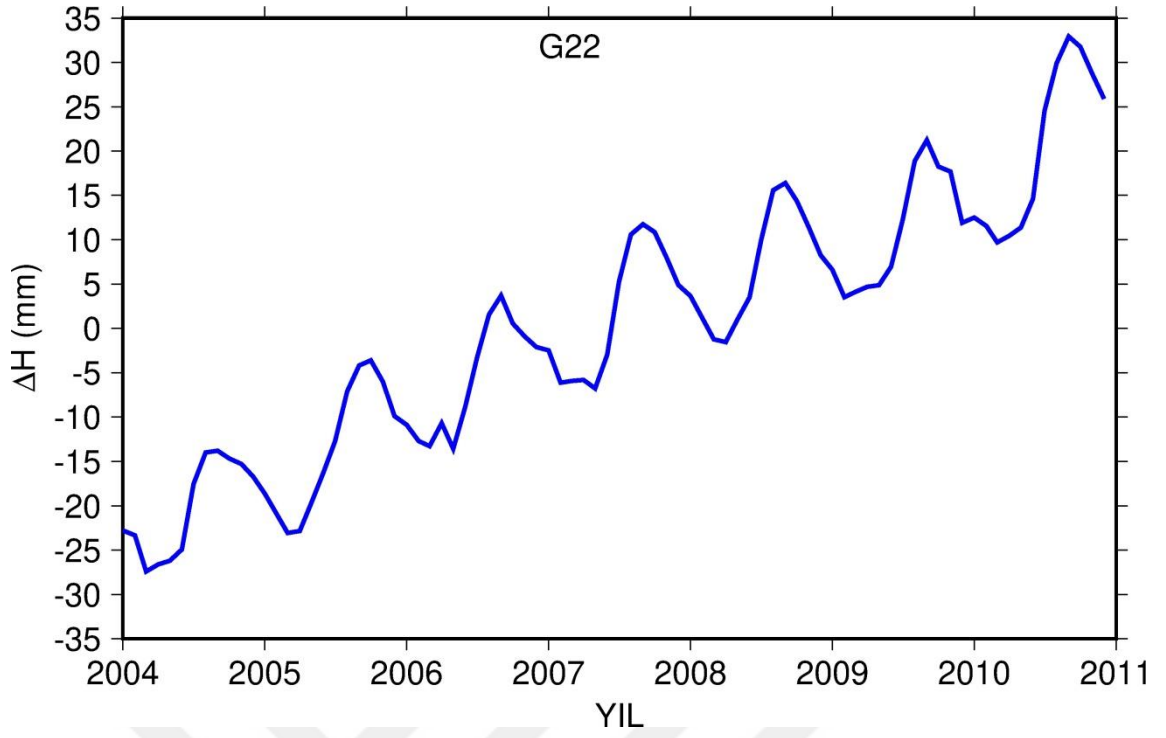
Şekil 4.43. Grönland'da G19 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



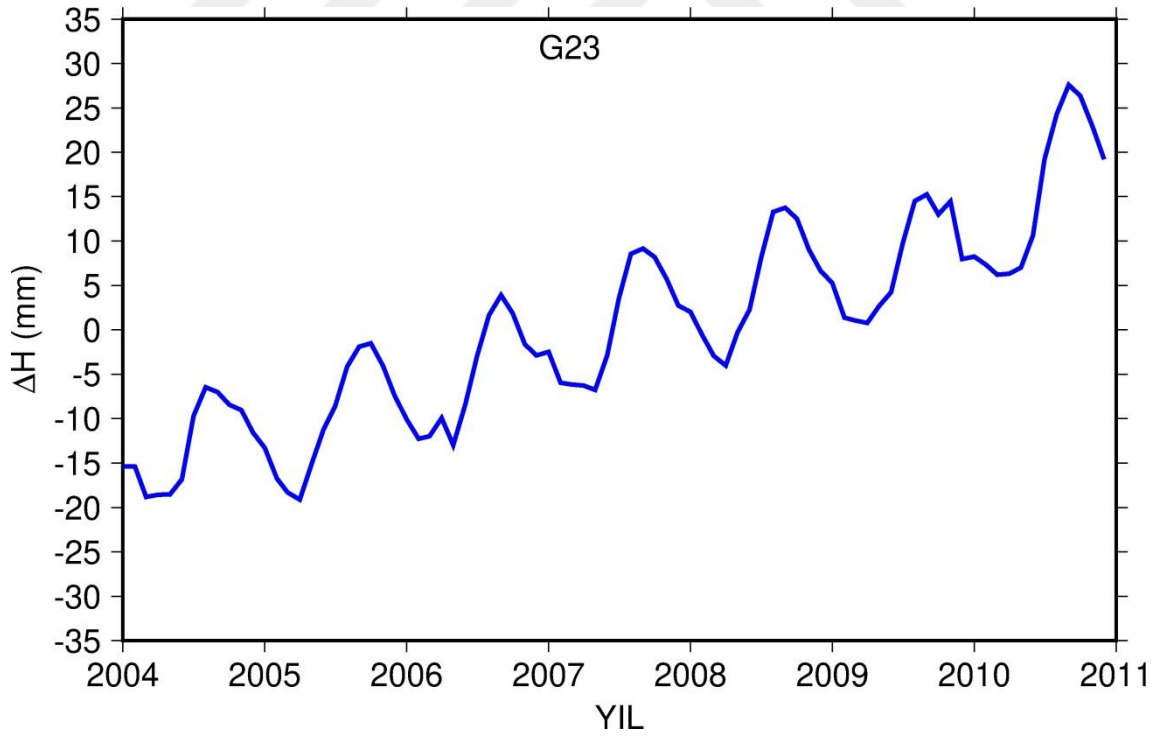
Şekil 4.44. Grönland'da G20 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



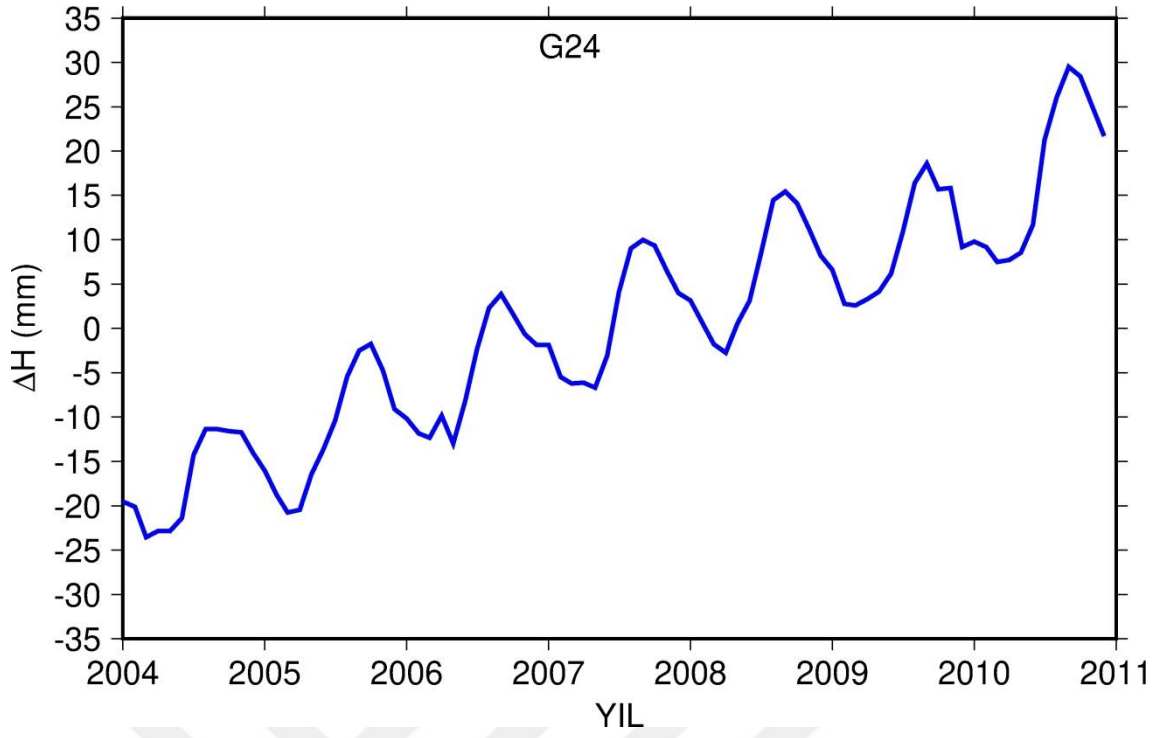
Şekil 4.45. Grönland'da G21 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



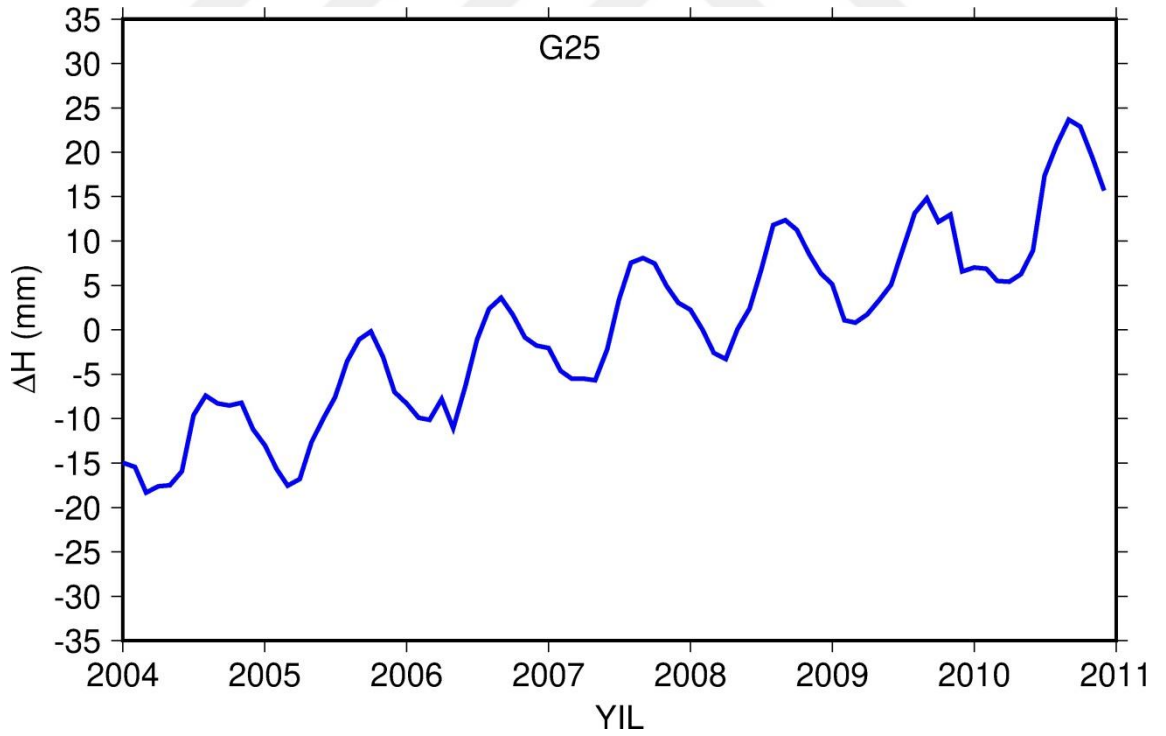
Şekil 4.46. Grönland'da G22 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri



Şekil 4.47. Grönland'da G23 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri

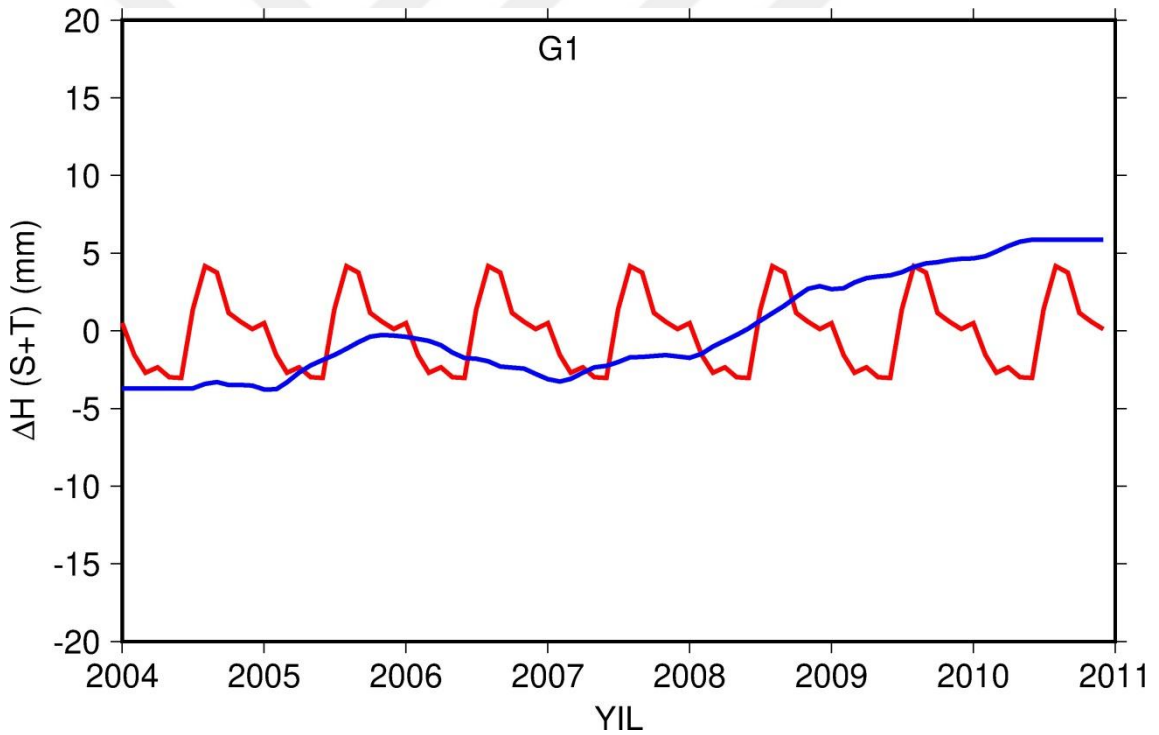


Şekil 4.48. Grönland'da G24 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri

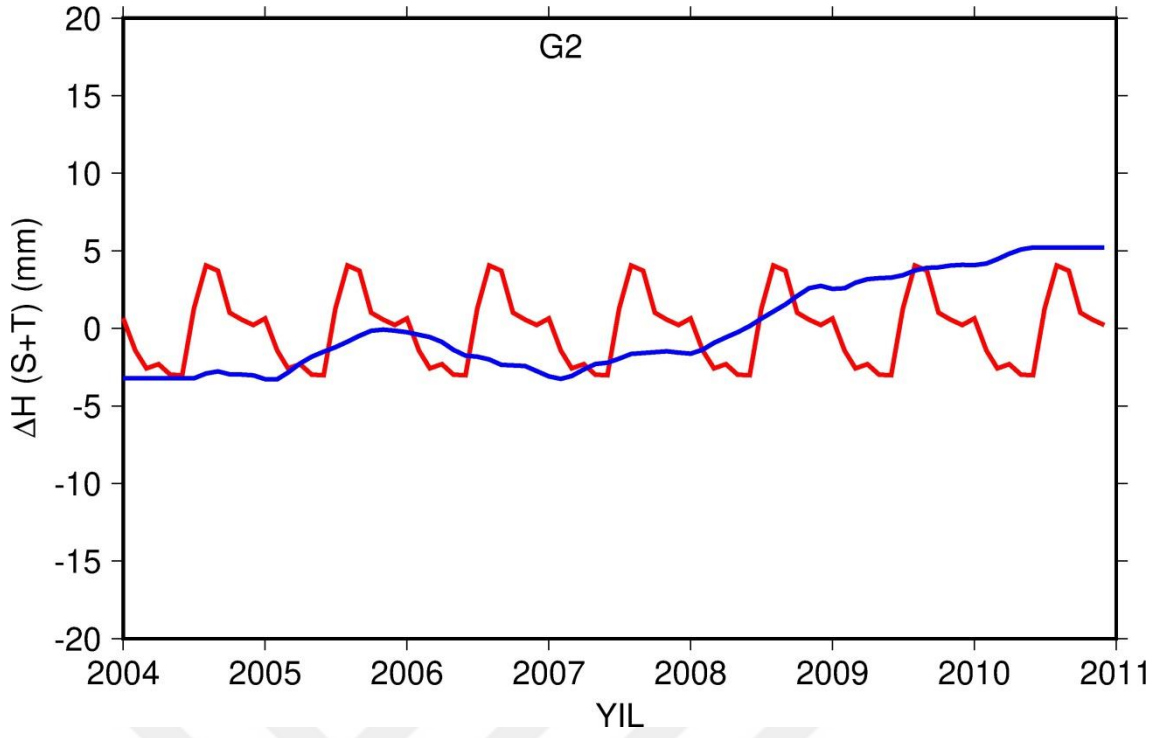


Şekil 4.49. Grönland'da G25 bölgesinde GRACE-global jeopotansiyel modelleri ile belirlenen fiziksel yükseklik değişimleri

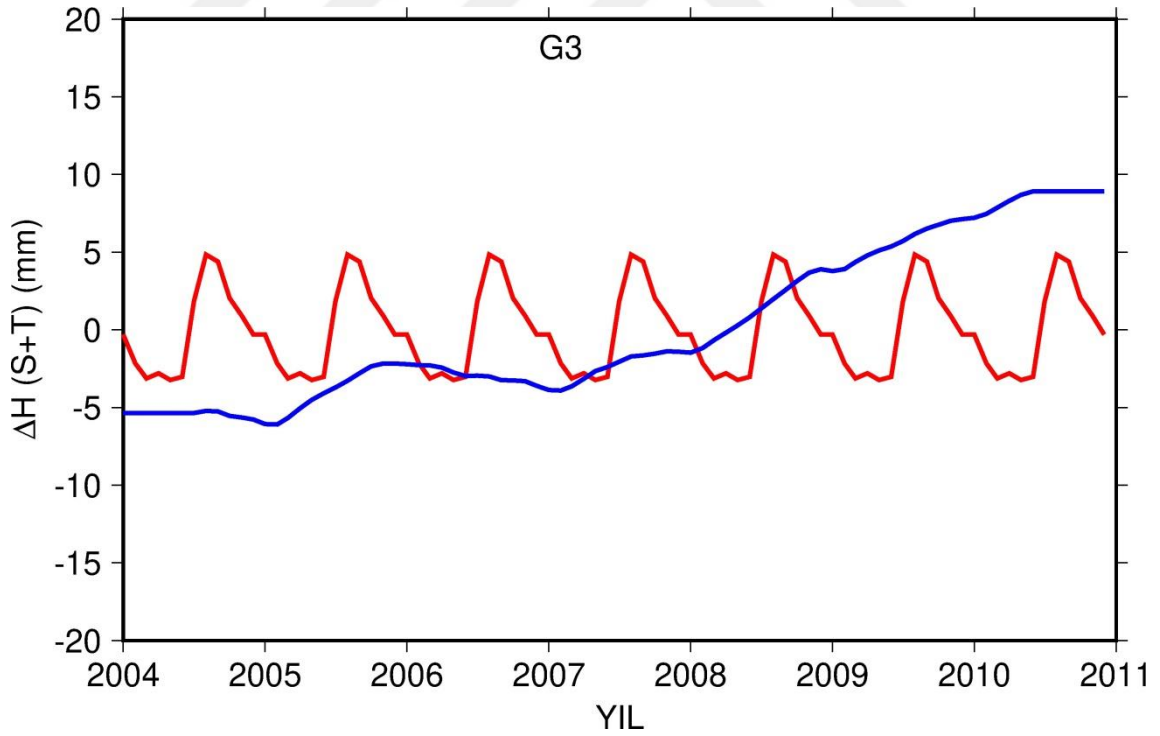
Fiziksel yükseklik değişimleri Türkiye örneğinde olduğu gibi iki farklı analiz yöntemiyle değerlendirilmiştir. Bunlardan ilki mevsimsel ayrışım (MA) yöntemidir. Şekil 4.50–4.74’te analiz sonucunda elde edilen mevsimsel ve trend bileşenleri görülmektedir. Buna göre G6, G10 ve G14–G25 bölgelerinde trend bileşeninin oldukça etkili olduğu görülmektedir. Bu durumda, bu bölgelerde yüzeydeki yükün azalmasına bağlı olarak kabuktaki düşey hareketlenmenin daha kuvvetli yaşandığı söylenebilir. Trend bileşeni yılda yaklaşık ~ 5.3 mm artış gösterirken, çalışma periyodu boyunca toplamda 37.0 mm artışın olduğu gözlenmiştir. Türkiye ile Grönland sonuçları arasındaki başka bir fark ise, mevsimsel etki değerleri Türkiye’deki çalışma alanlarında birbirine yakın iken, Grönland’da bölgeden bölgeye mevsimsel etkinin değişiklik göstermesidir. Çalışma alanında kuzey-güney uzantısının geniş olması ve drenajlar, buna neden olan unsurlardandır.



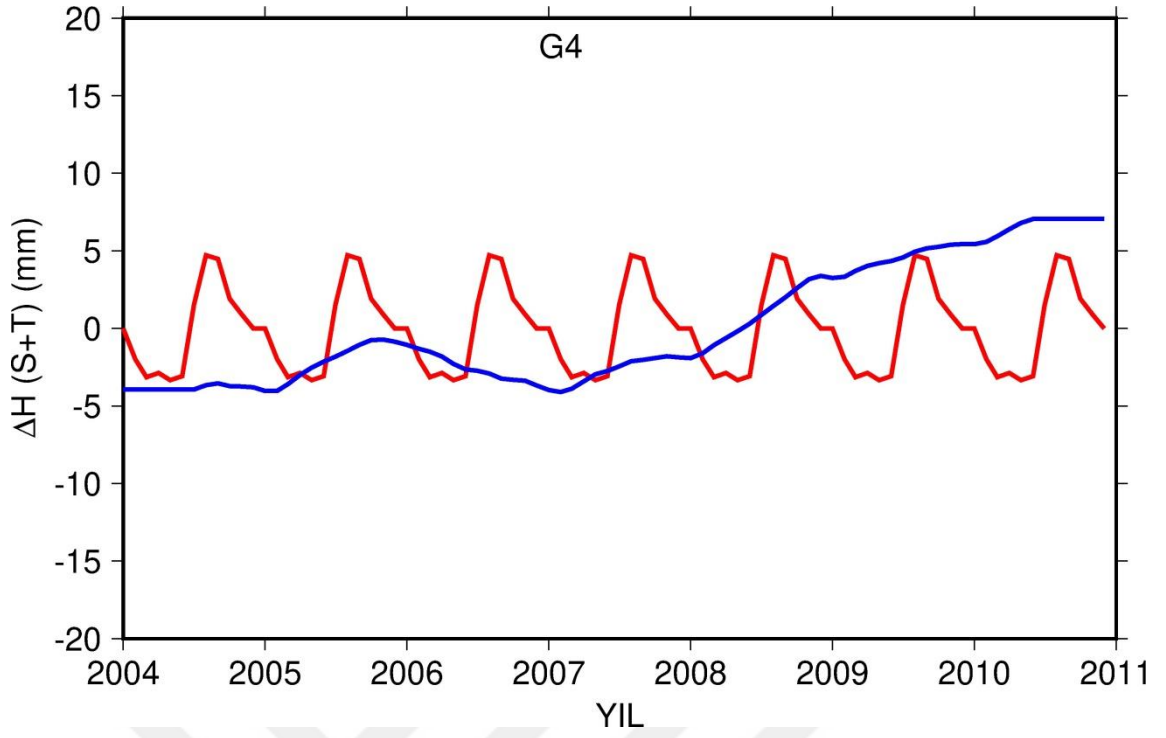
Şekil 4.50. Grönland’da MA yöntemi ile G1 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



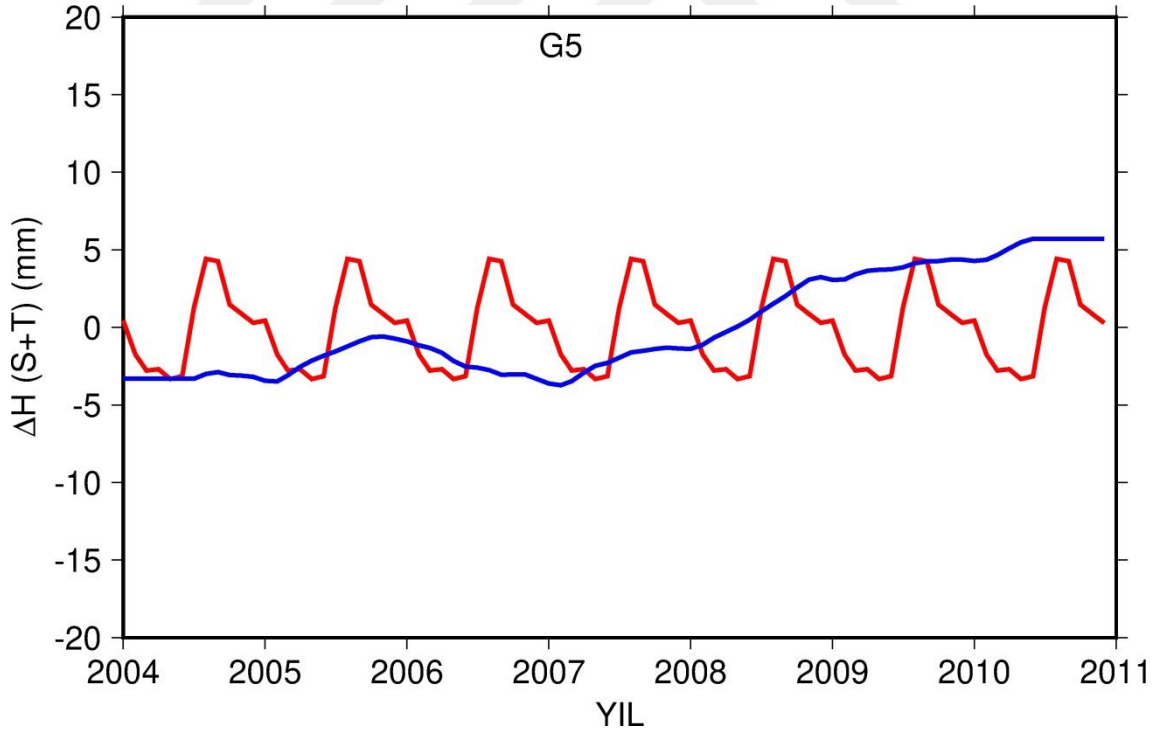
Şekil 4.51. Grönland'da MA yöntemi ile G2 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



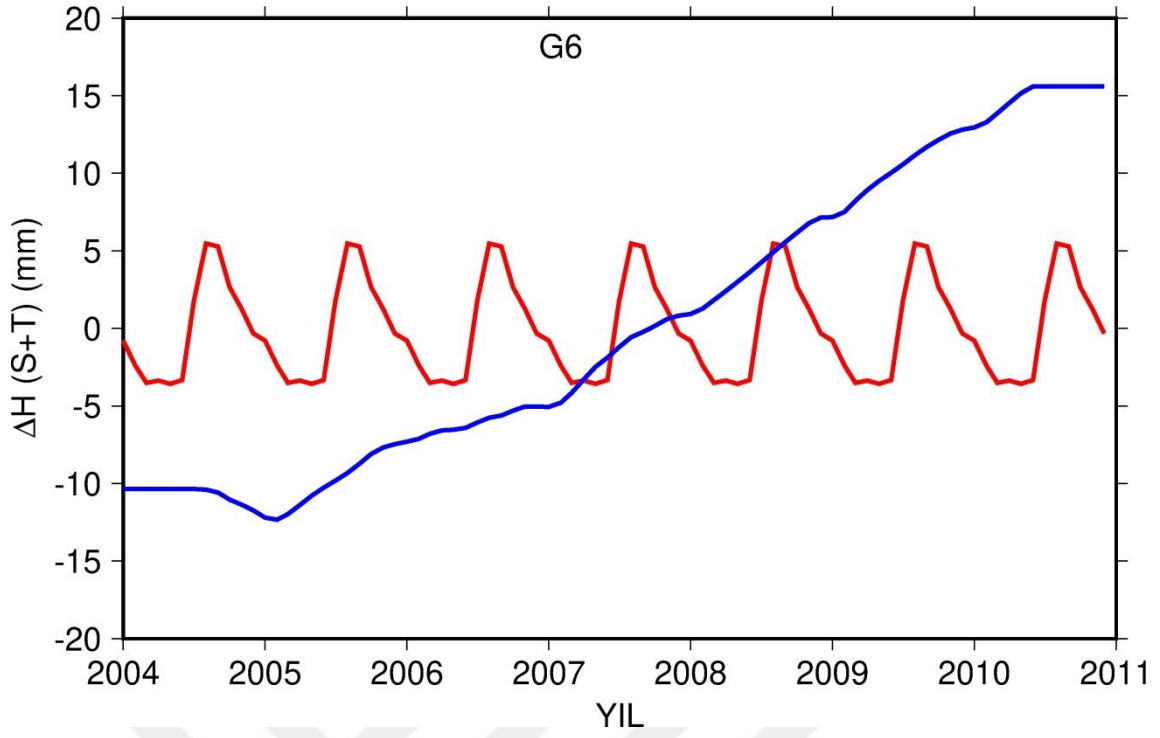
Şekil 4.52. Grönland'da MA yöntemi ile G3 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



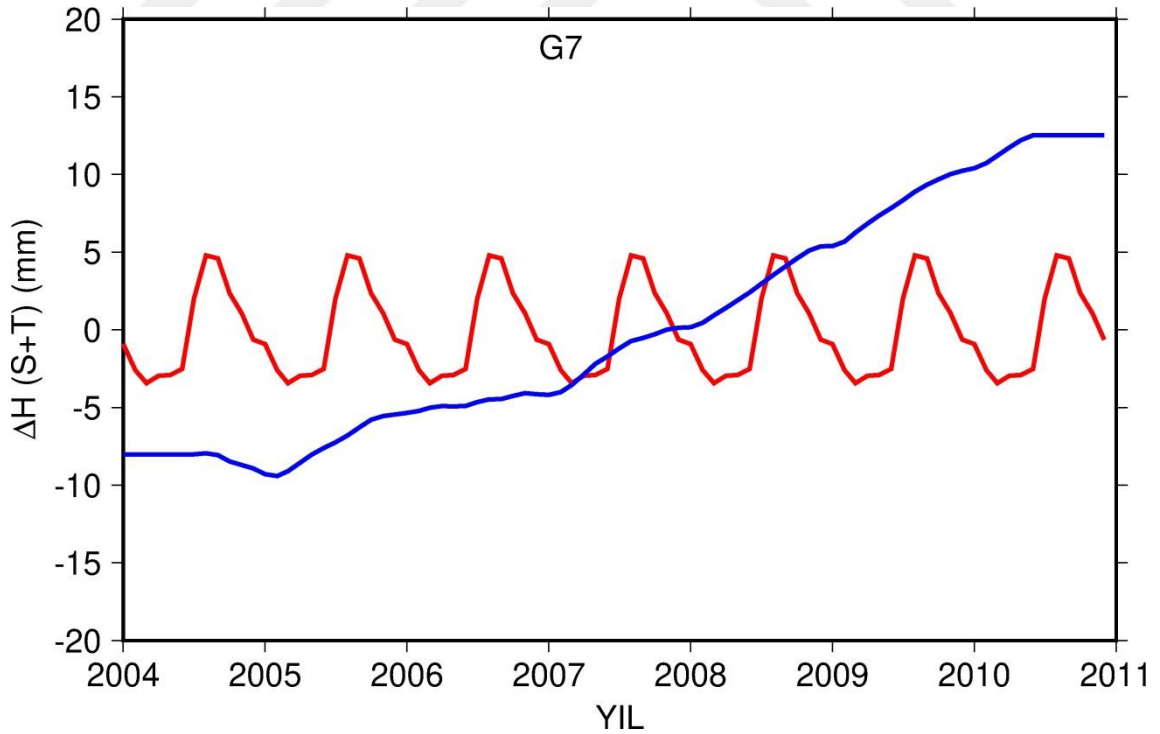
Şekil 4.53. Grönland'da MA yöntemi ile G4 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



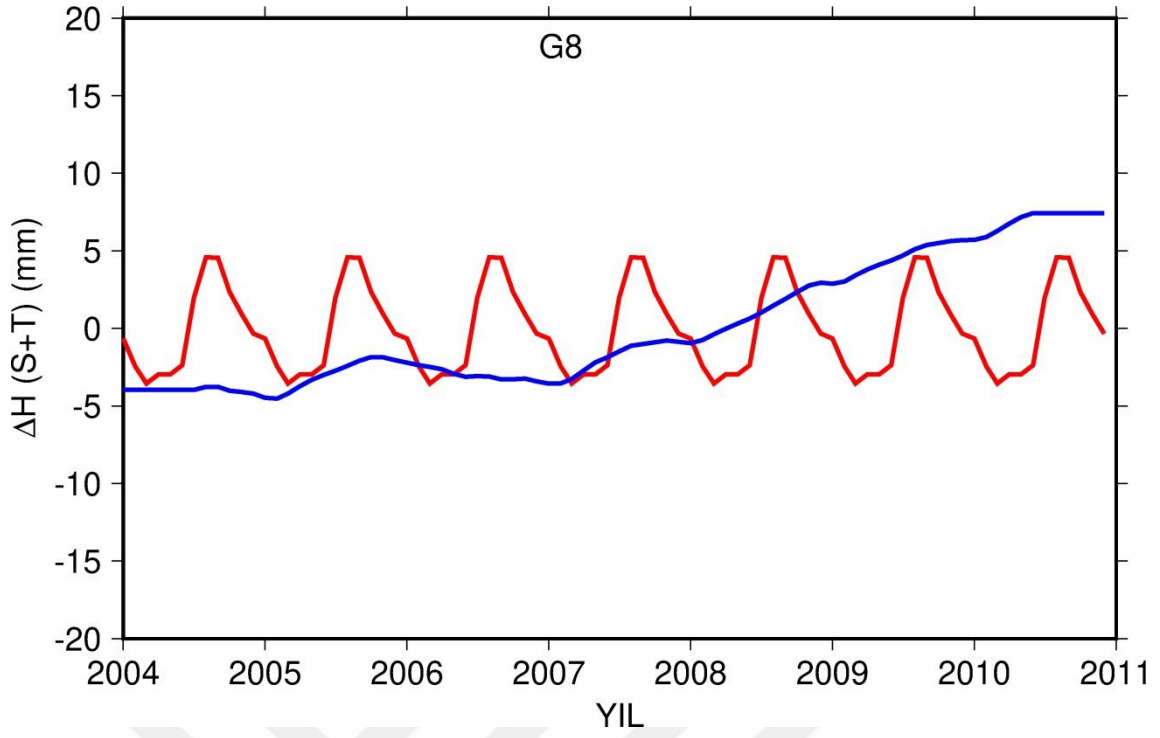
Şekil 4.54. Grönland'da MA yöntemi ile G5 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



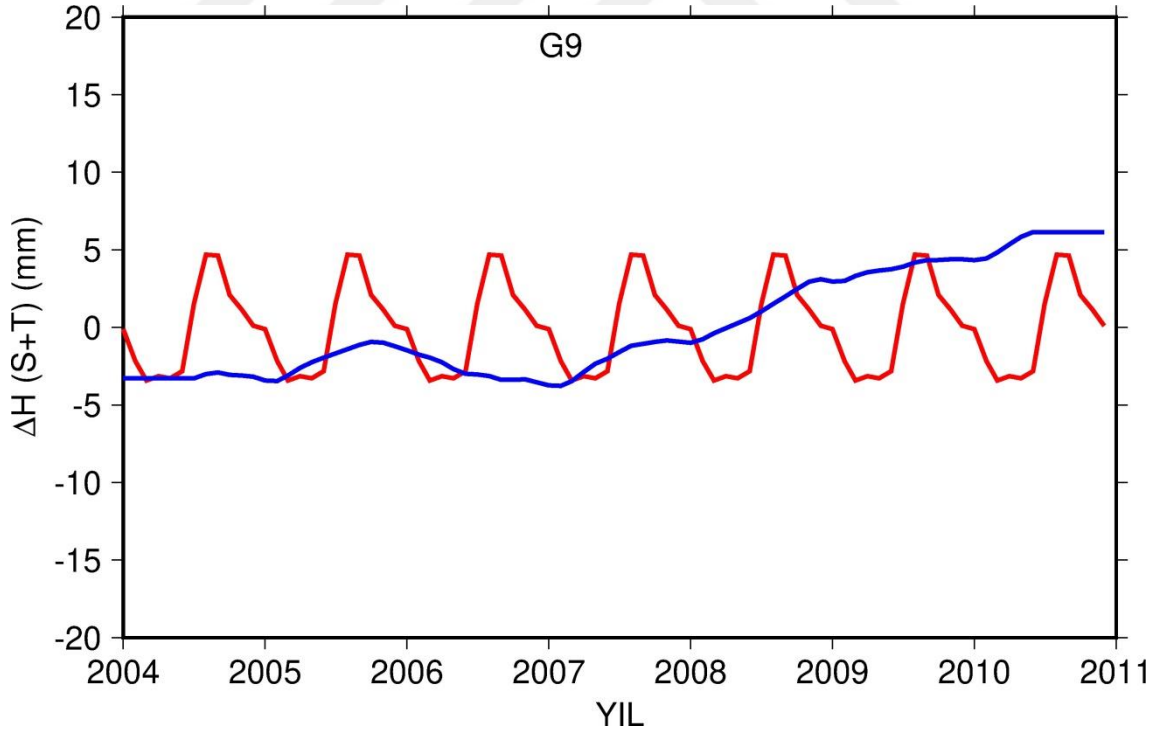
Şekil 4.55. Grönland'da MA yöntemi ile G6 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



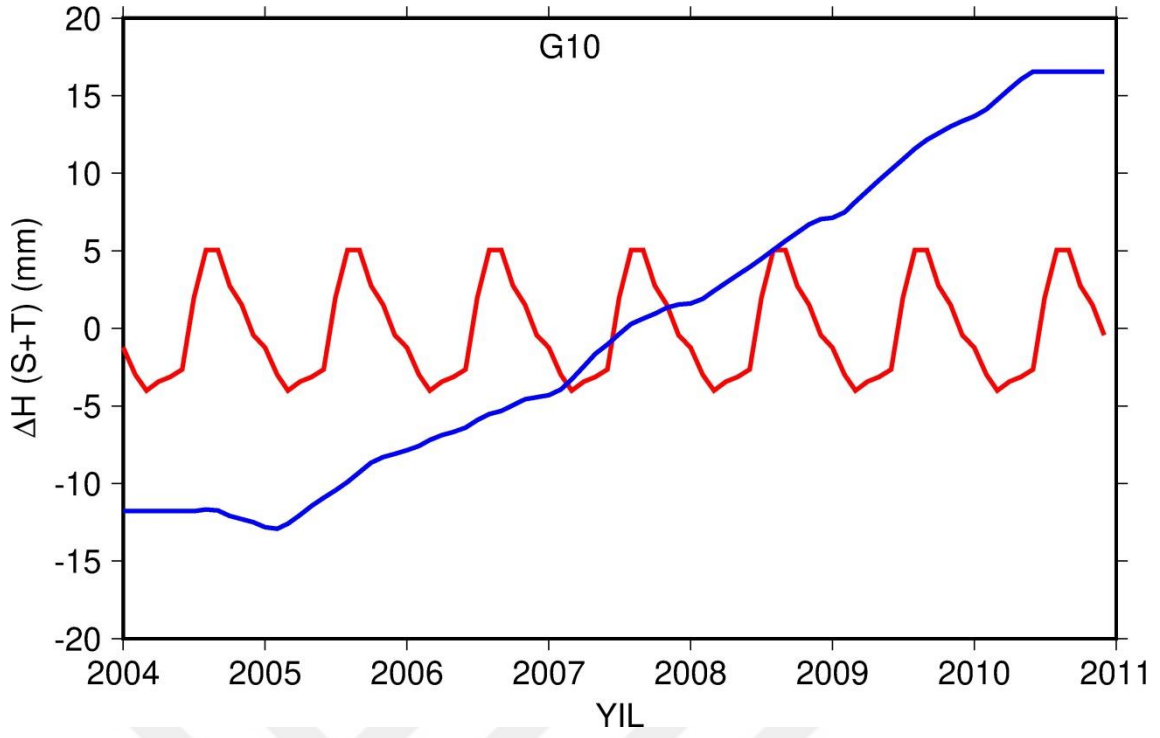
Şekil 4.56. Grönland'da MA yöntemi ile G7 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



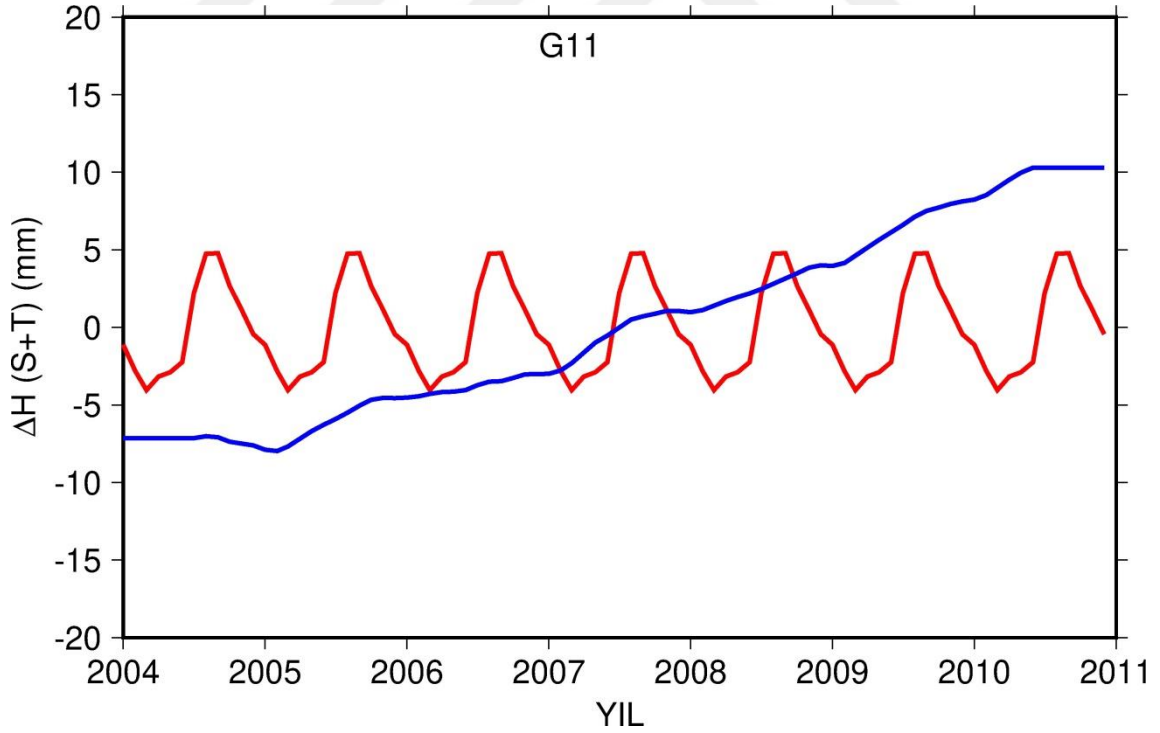
Şekil 4.57. Grönland'da MA yöntemi ile G8 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



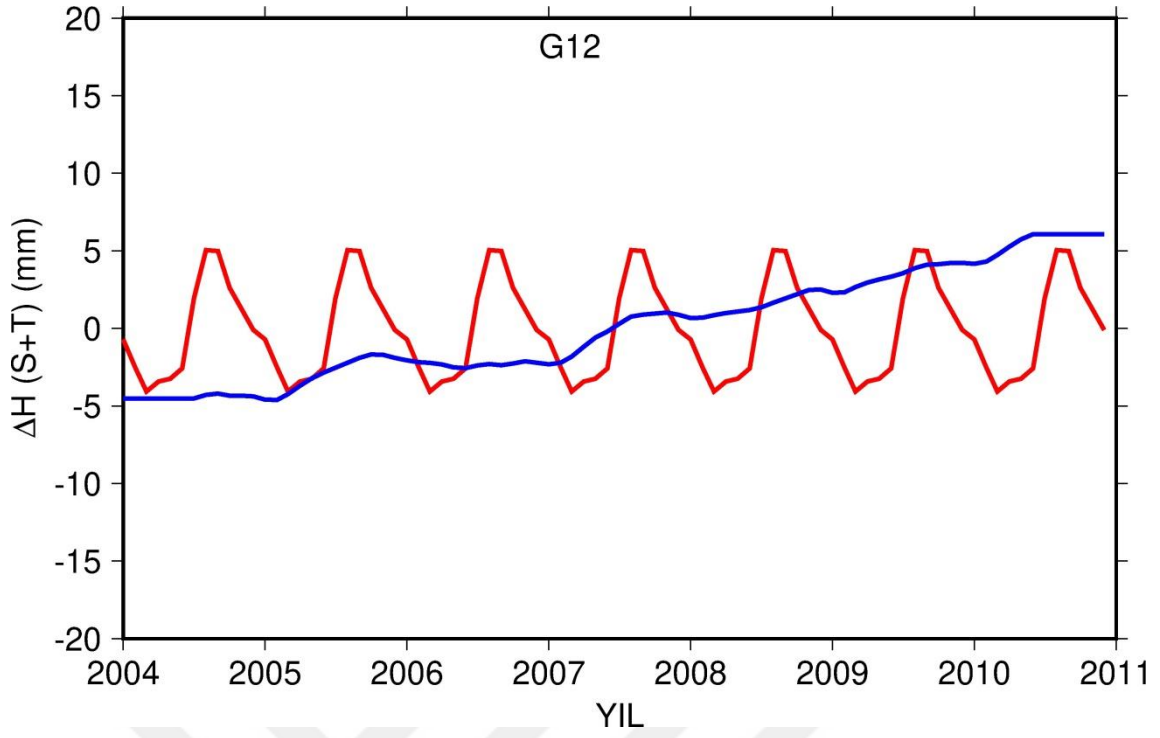
Şekil 4.58. Grönland'da MA yöntemi ile G9 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



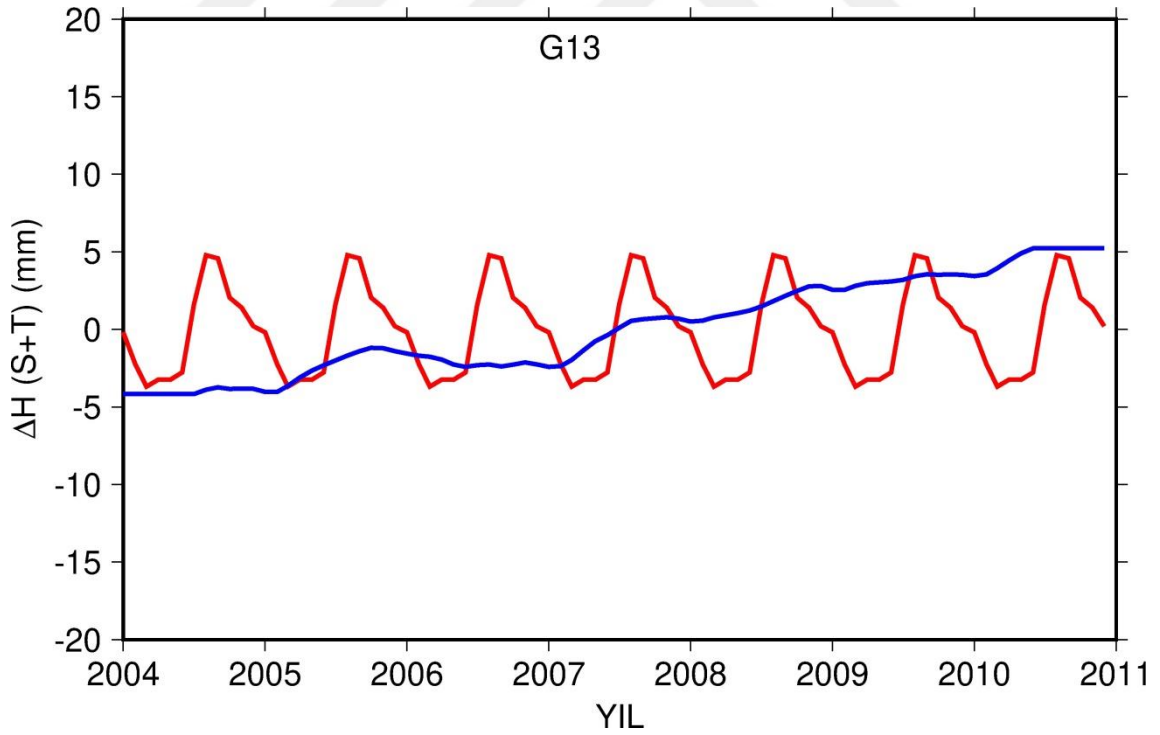
Şekil 4.59. Grönland'da MA yöntemi ile G10 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



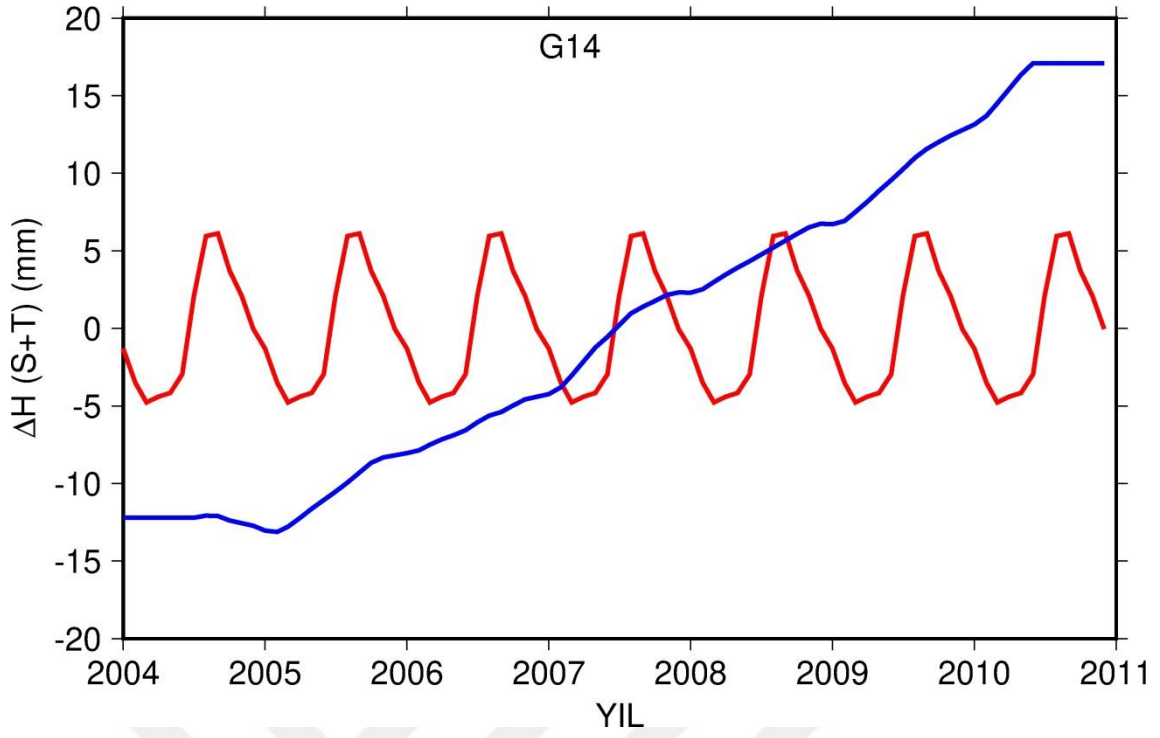
Şekil 4.60. Grönland'da MA yöntemi ile G11 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



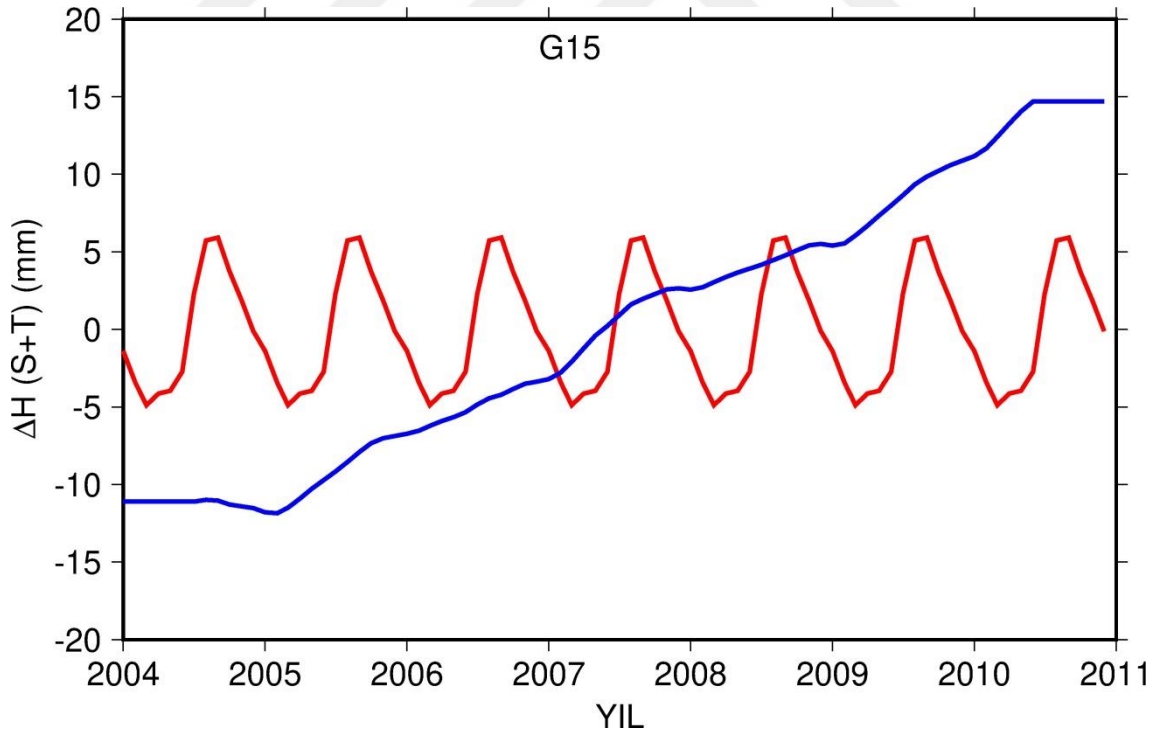
Şekil 4.61. Grönland'da MA yöntemi ile G12 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



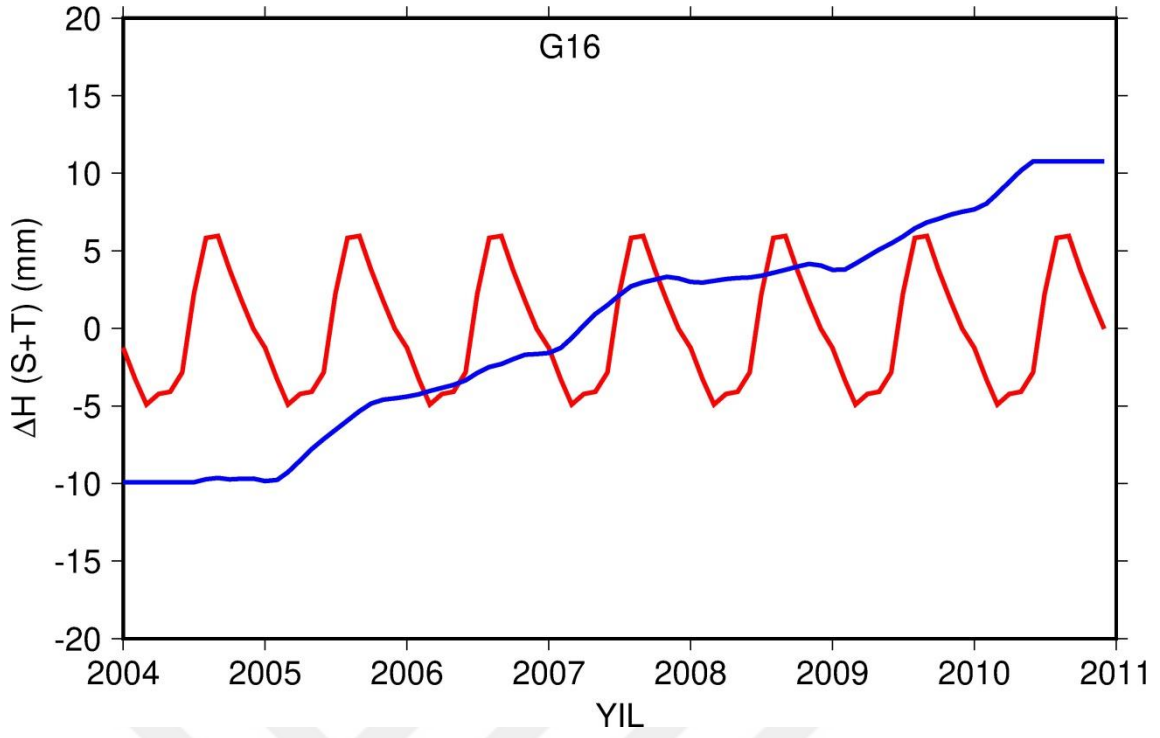
Şekil 4.62. Grönland'da MA yöntemi ile G13 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



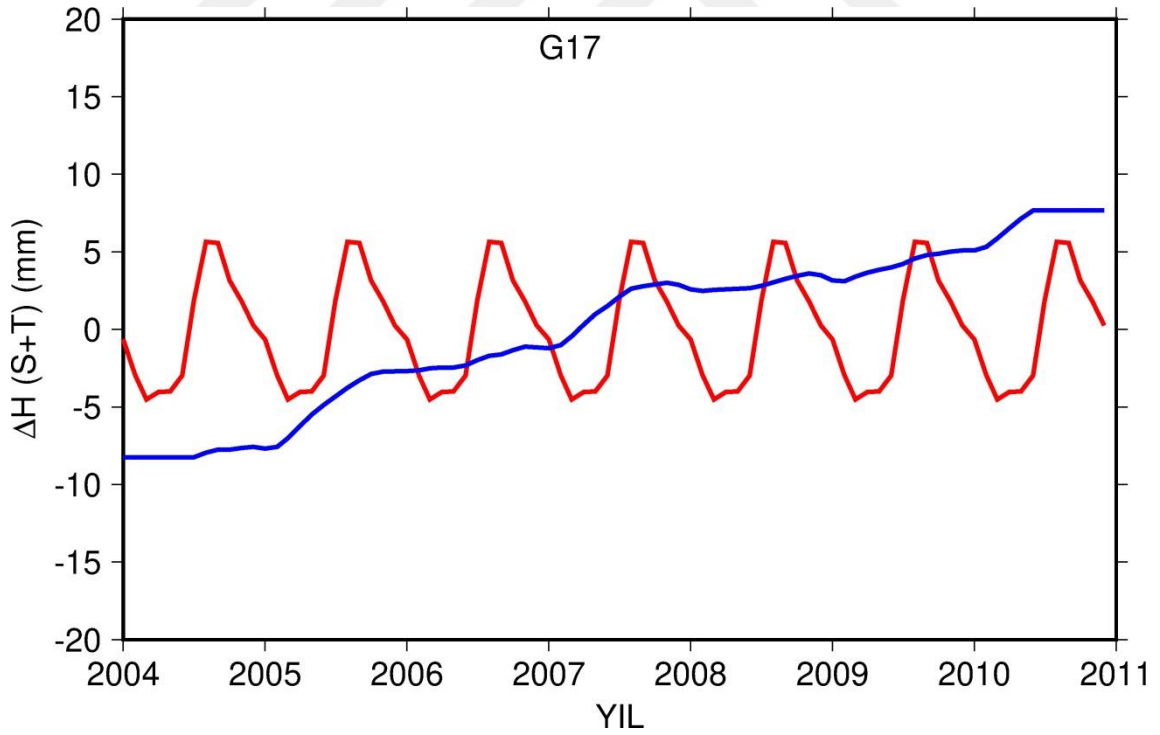
Şekil 4.63. Grönland'da MA yöntemi ile G14 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



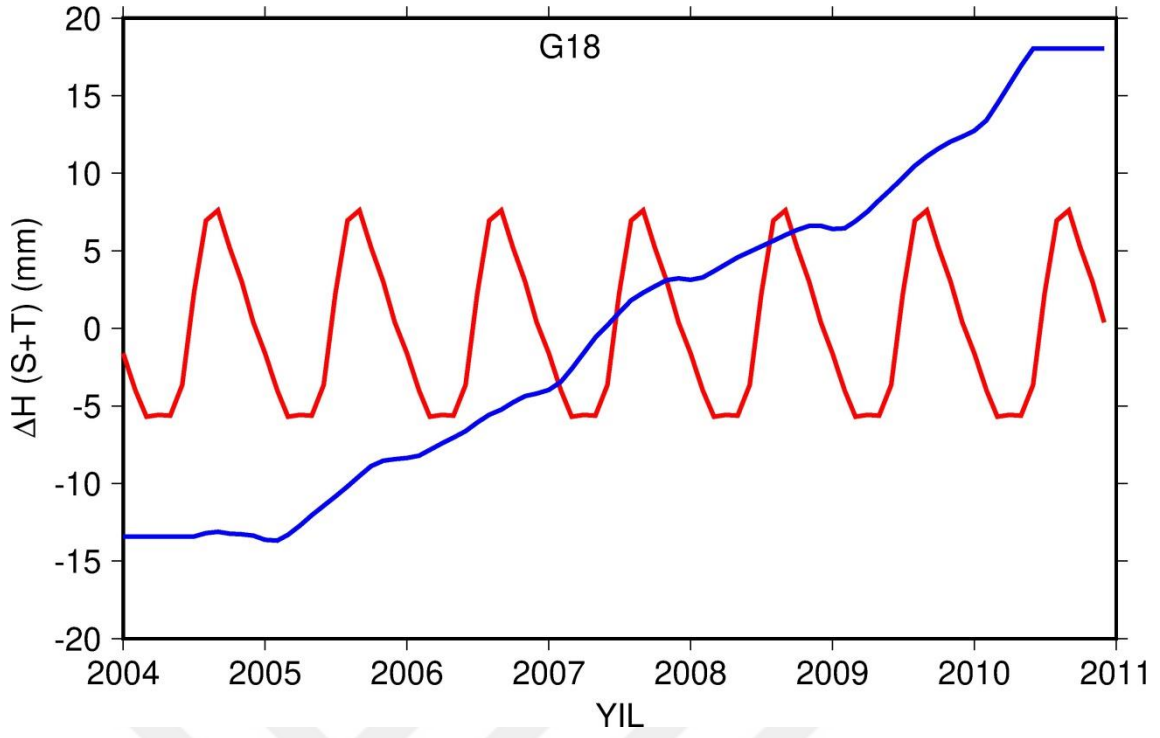
Şekil 4.64. Grönland'da MA yöntemi ile G15 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



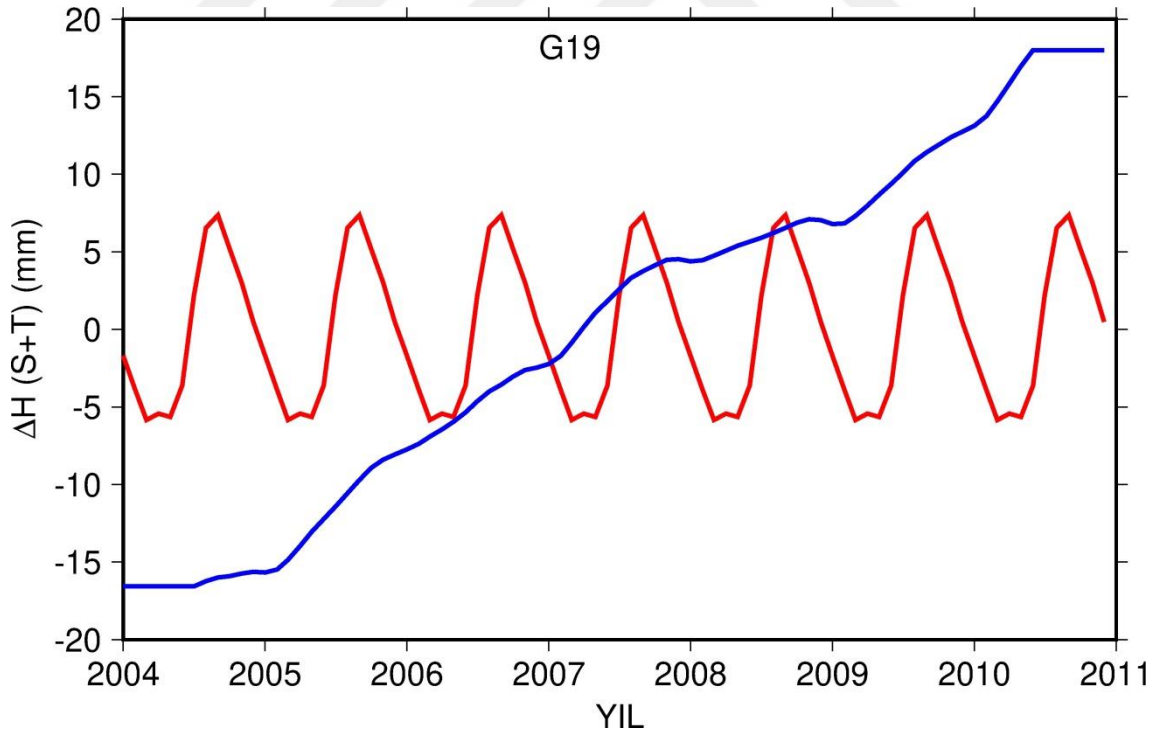
Şekil 4.65. Grönland'da MA yöntemi ile G16 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



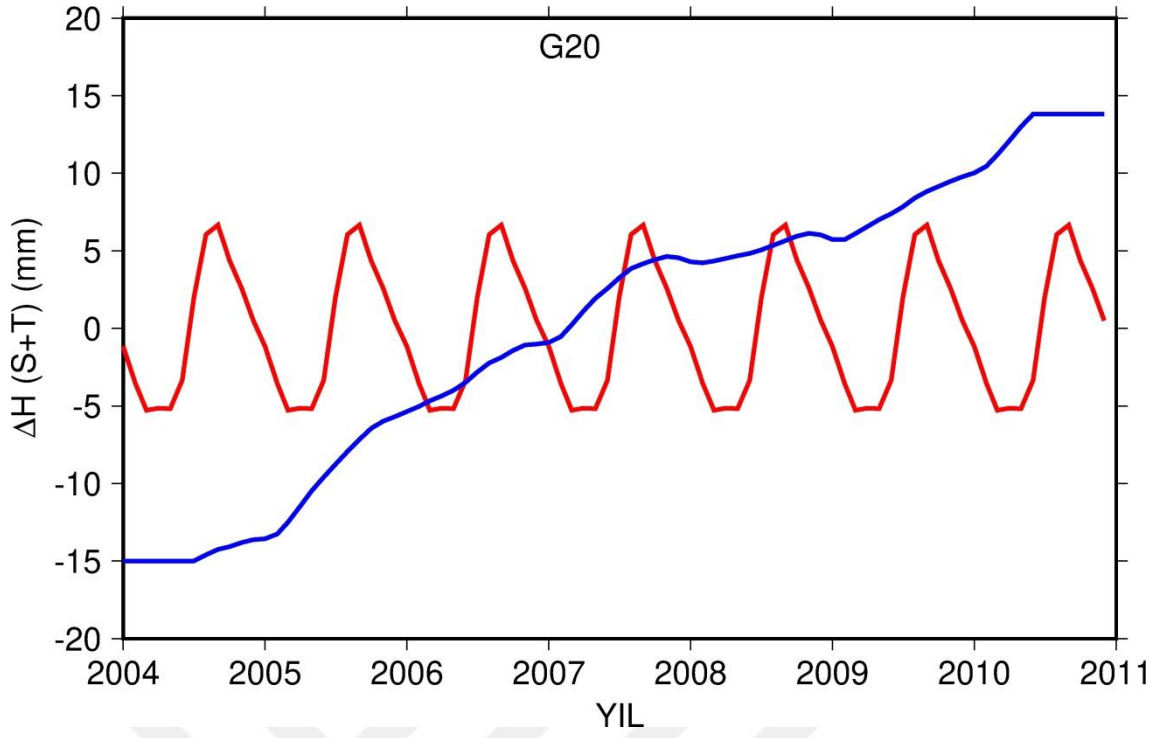
Şekil 4.66. Grönland'da MA yöntemi ile G17 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



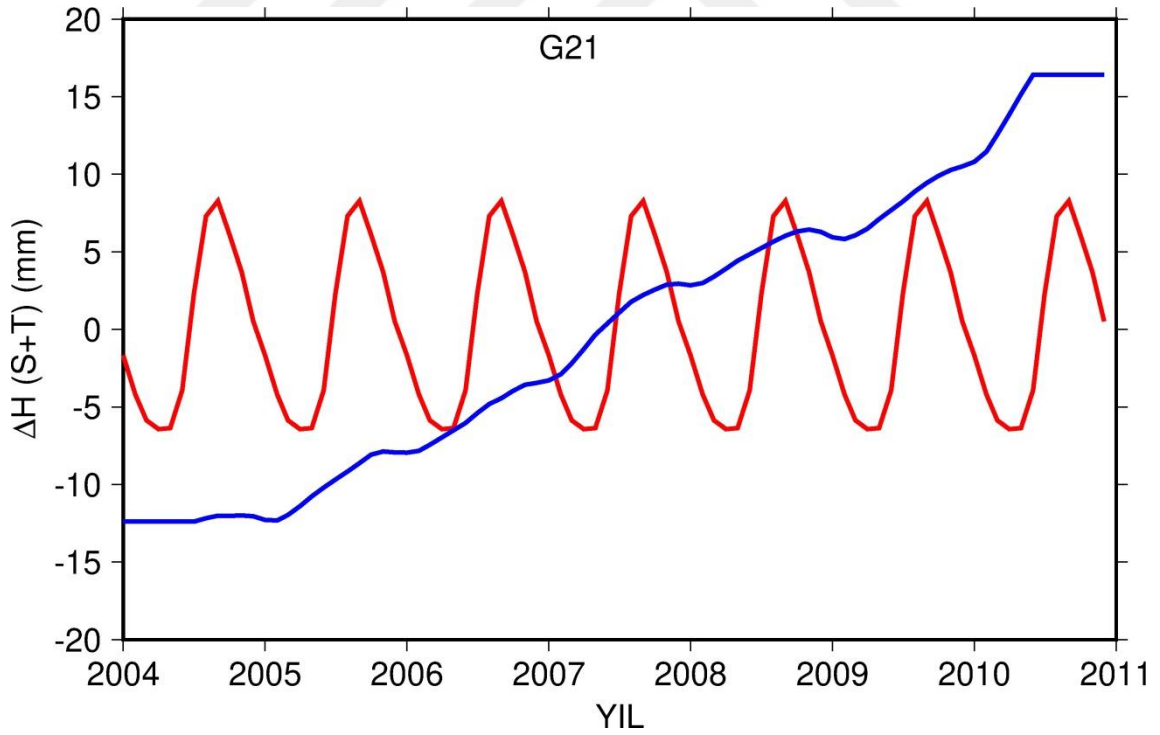
Şekil 4.67. Grönland'da MA yöntemi ile G18 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



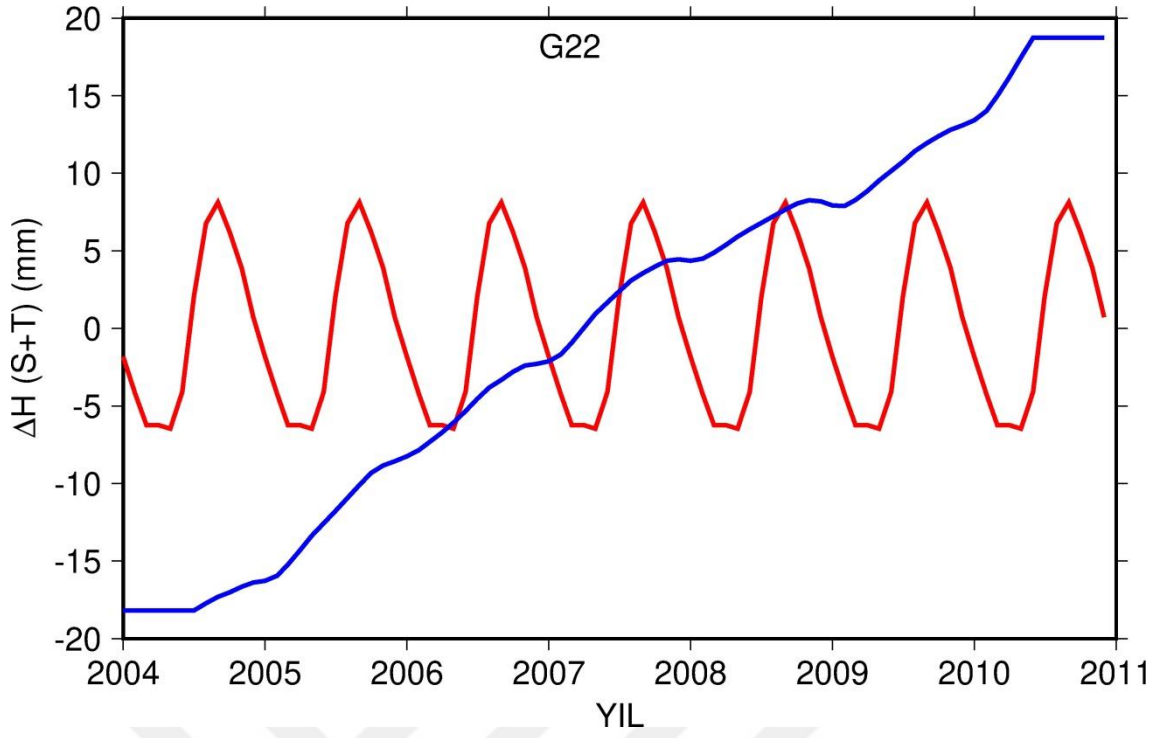
Şekil 4.68. Grönland'da MA yöntemi ile G19 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



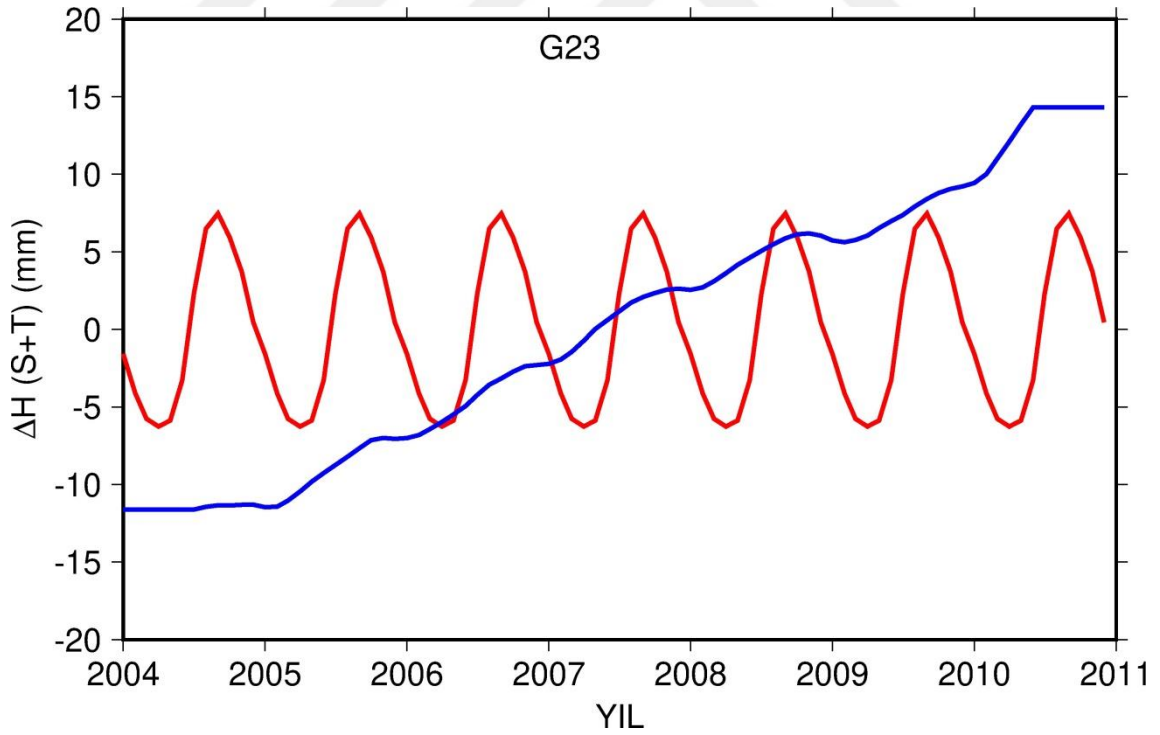
Şekil 4.69. Grönland'da MA yöntemi ile G20 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



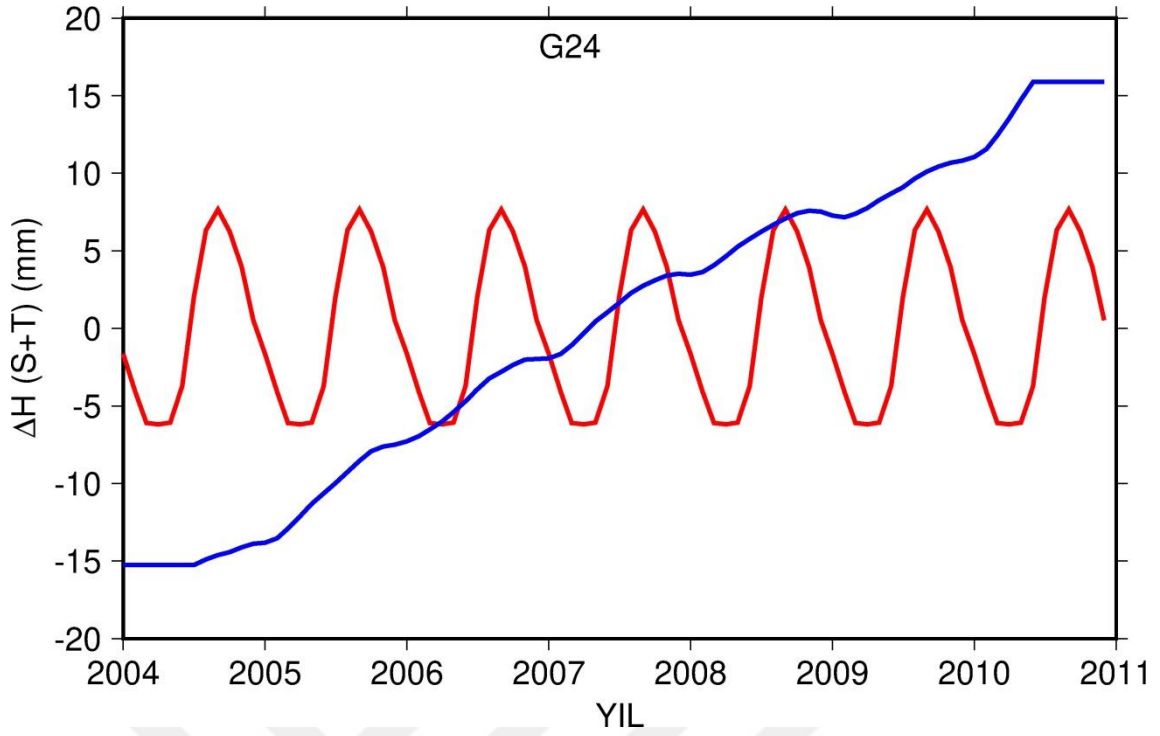
Şekil 4.70. Grönland'da MA yöntemi ile G21 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



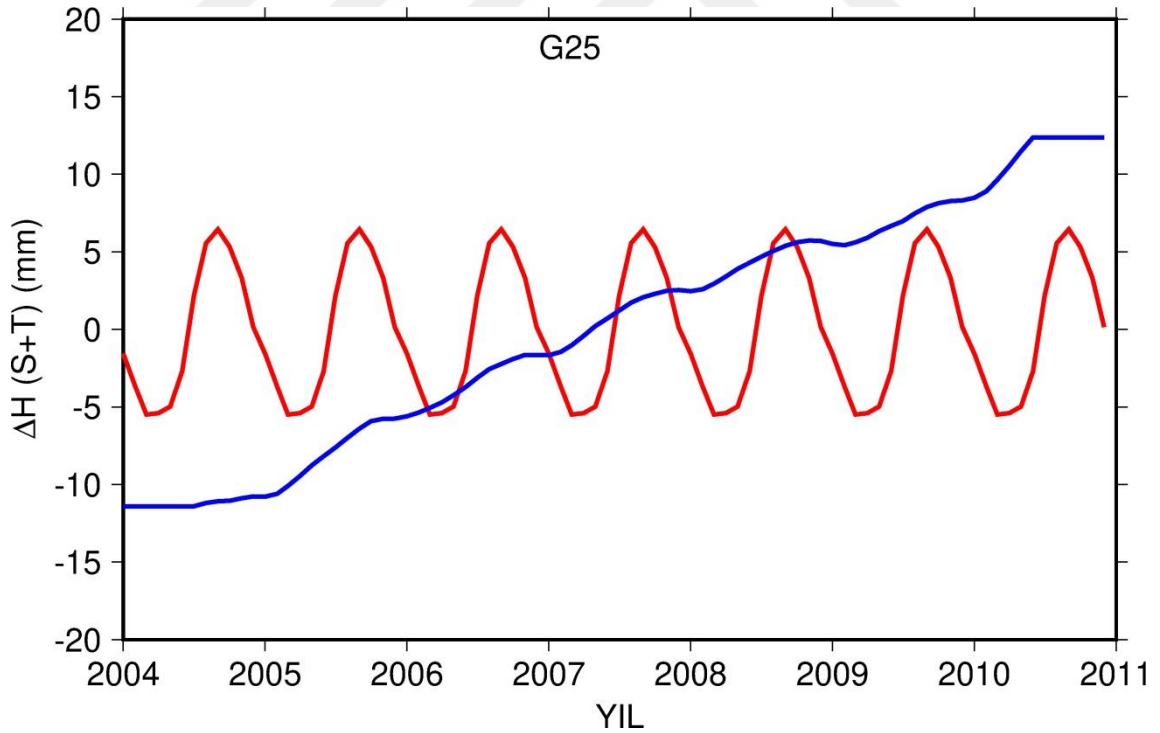
Şekil 4.71. Grönland'da MA yöntemi ile G22 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



Şekil 4.72. Grönland'da MA yöntemi ile G23 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



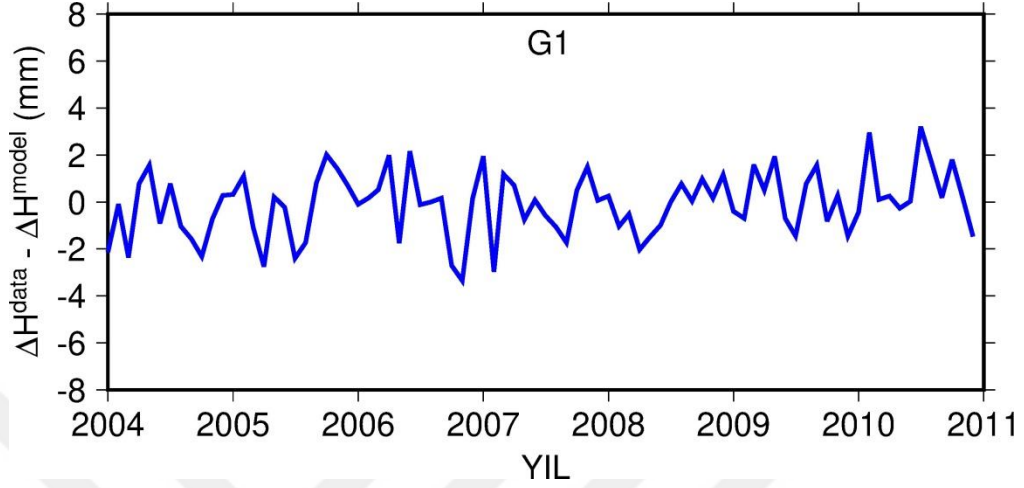
Şekil 4.73. Grönland'da MA yöntemi ile G24 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).



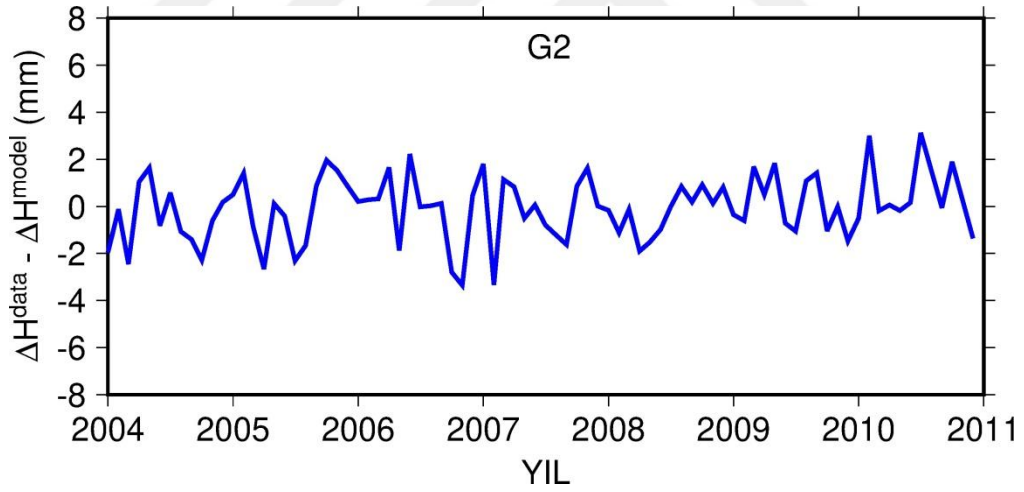
Şekil 4.74. Grönland'da MA yöntemi ile G25 bölgesinde analiz edilen fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ve trend bileşenleri (kırmızı: S bileşeni, mavi: T bileşeni).

ΔH değerleri ve buna karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları Şekil 4.75–4.99'da görülmektedir. Farklar incelendiğinde model ile veriler arasındaki fark -4.7 mm ile 6.7

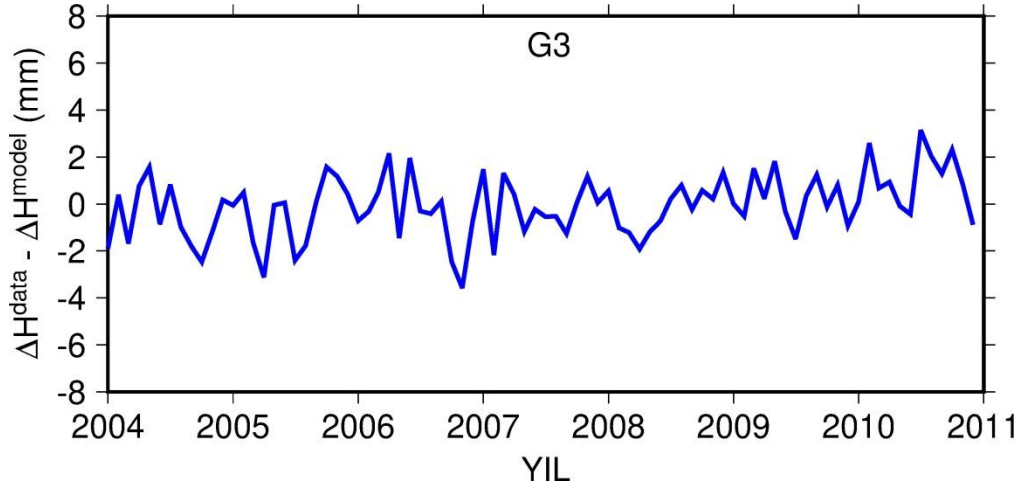
mm arasında değişmektedir. G18–G25 bölgelerinde son aylarda bir miktar sıçrama görülse de sifıra oldukça yakın sonuçlar, model ile verilerin tutarlılık gösterdiğini ifade eder.



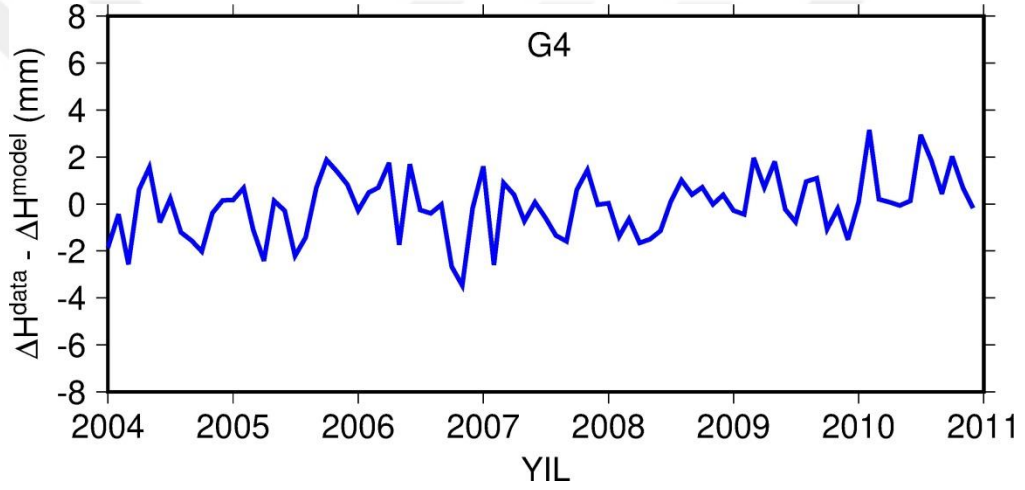
Şekil 4.75. Grönland’da G1 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



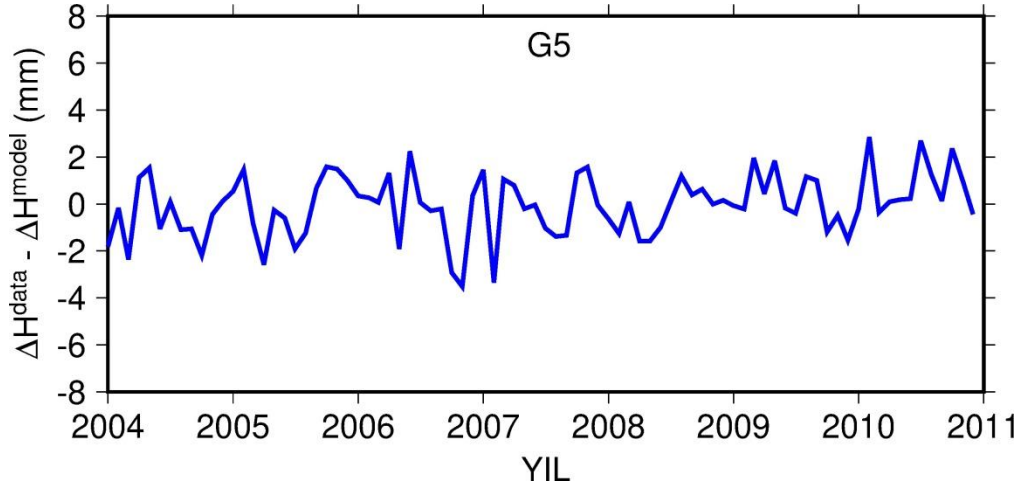
Şekil 4.76. Grönland’da G2 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



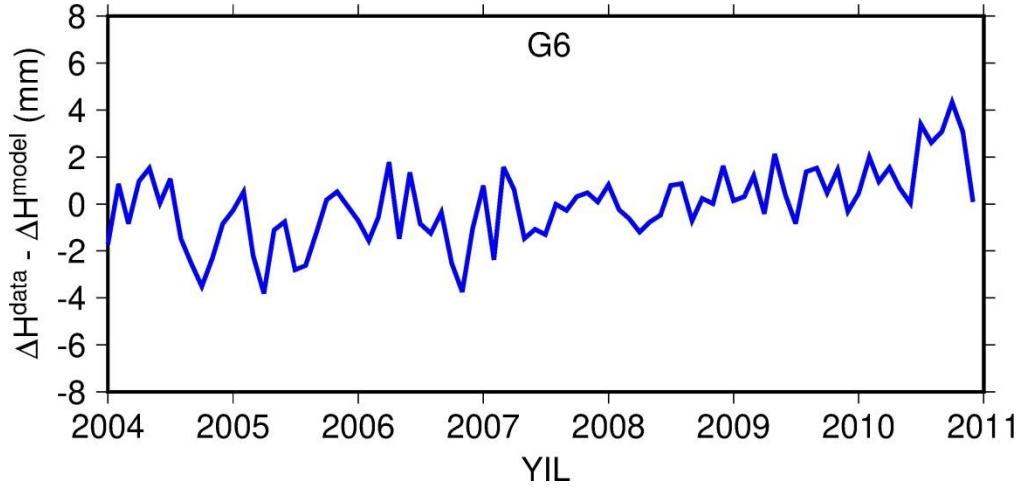
Şekil 4.77. Grönland'da G3 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



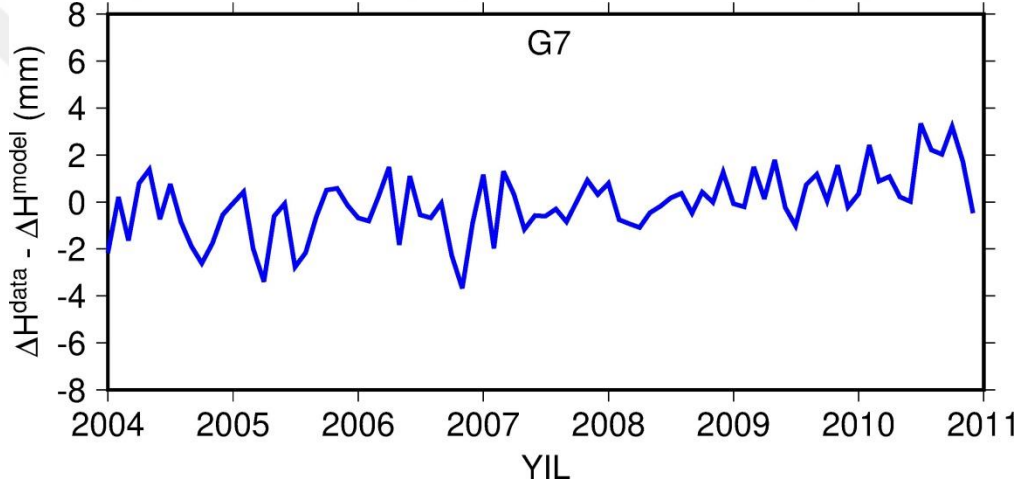
Şekil 4.78. Grönland'da G4 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



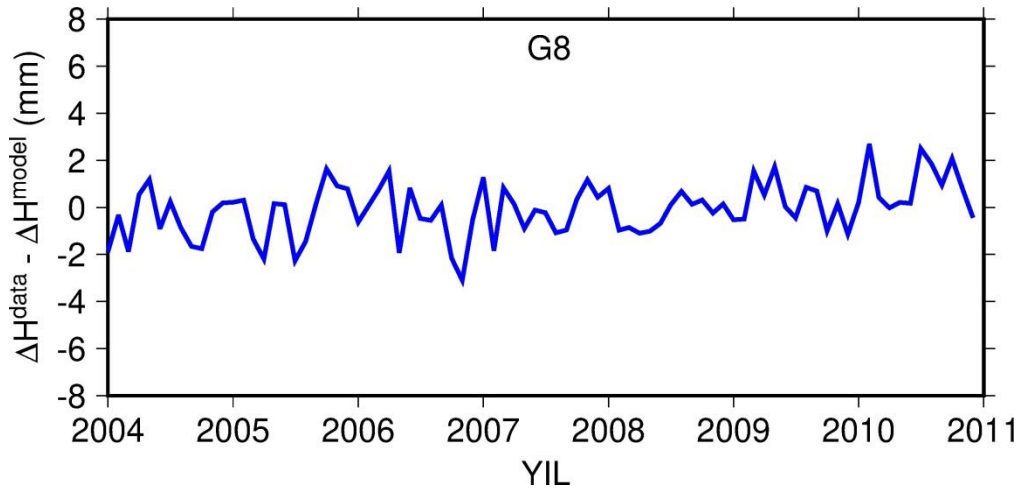
Şekil 4.79. Grönland'da G5 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



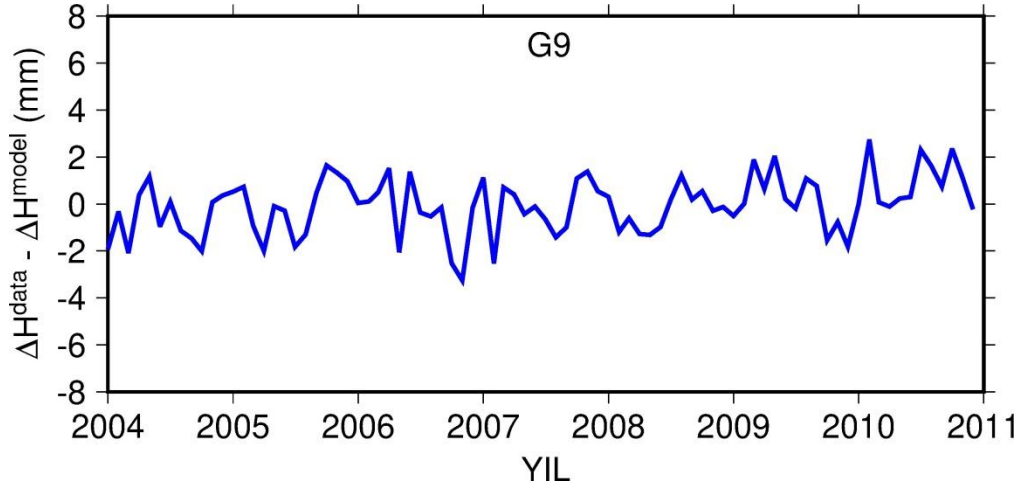
Şekil 4.80. Grönland'da G6 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



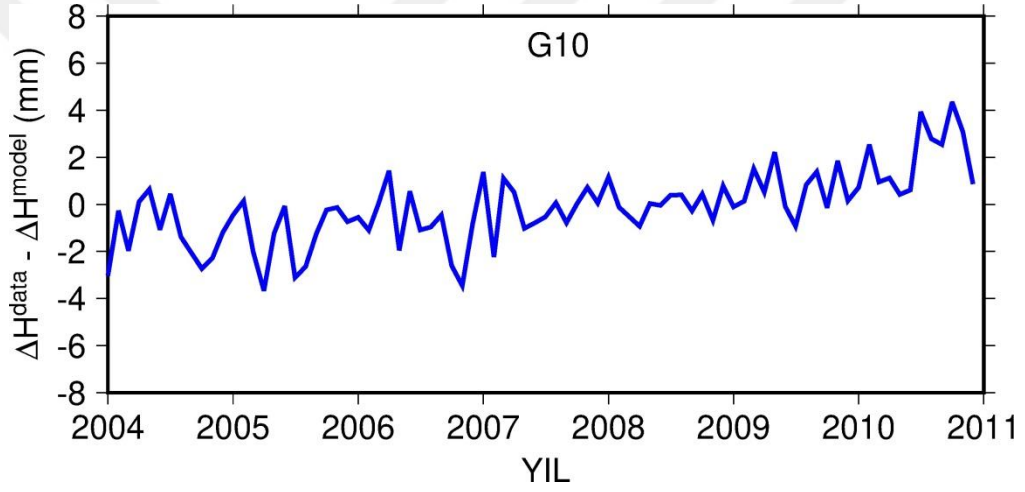
Şekil 4.81. Grönland'da G7 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



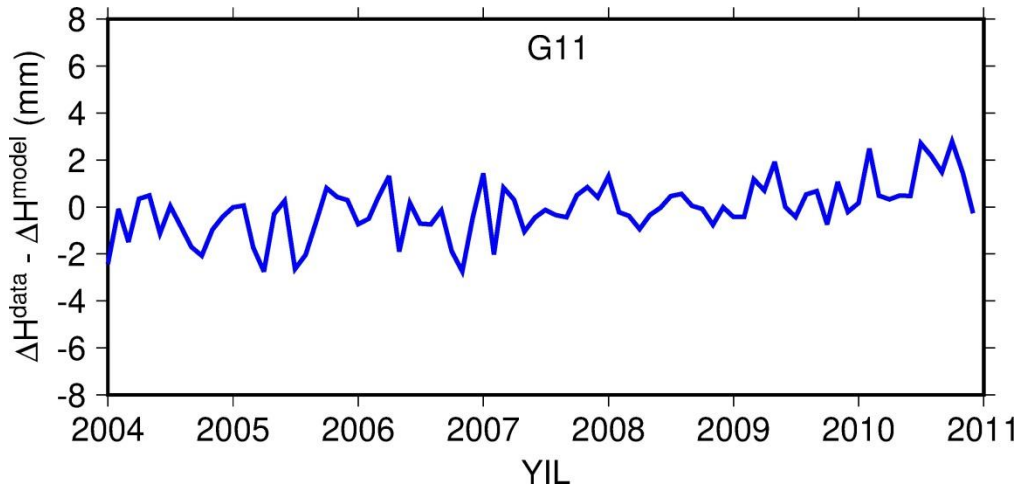
Şekil 4.82. Grönland'da G8 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



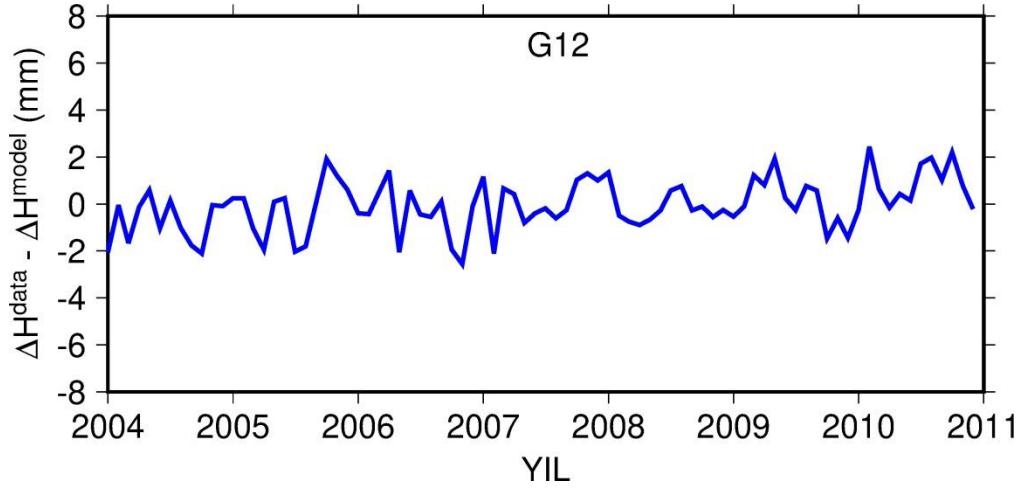
Şekil 4.83. Grönland'da G9 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



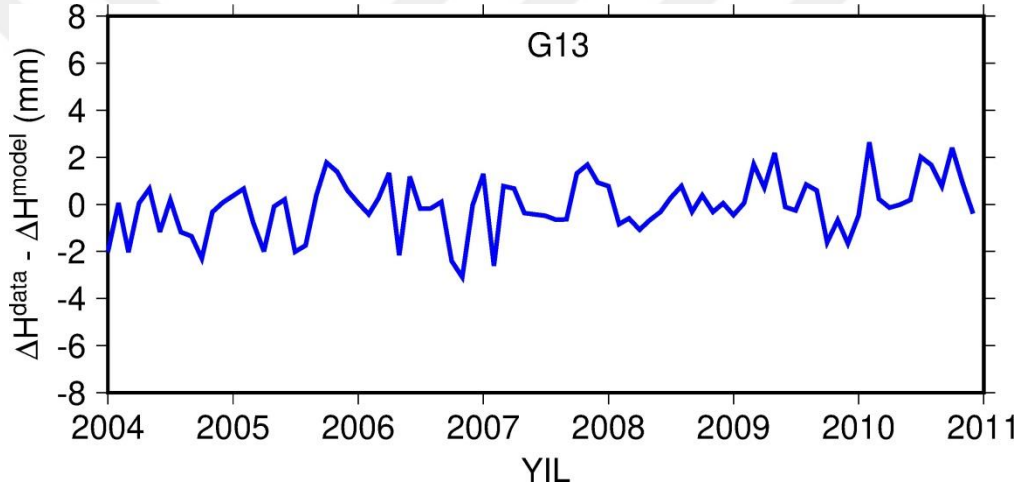
Şekil 4.84. Grönland'da G10 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



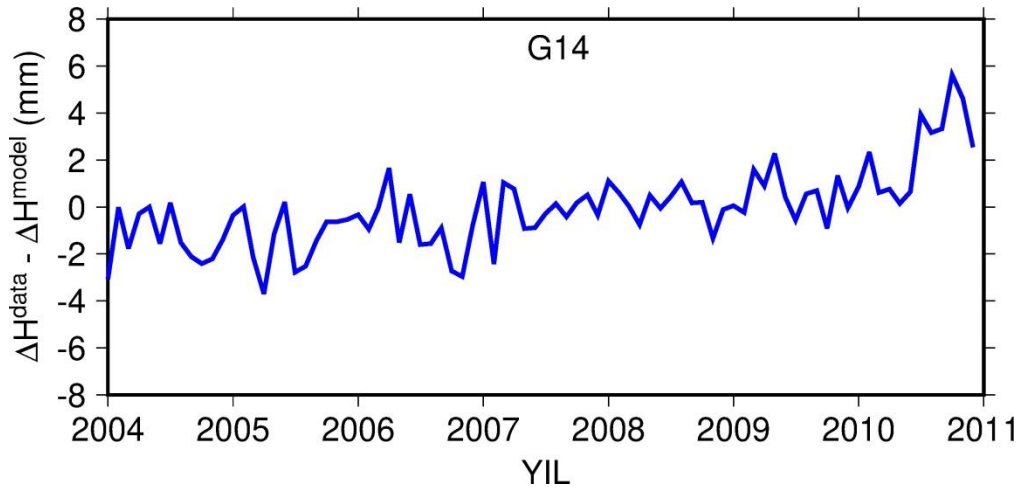
Şekil 4.85. Grönland'da G11 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



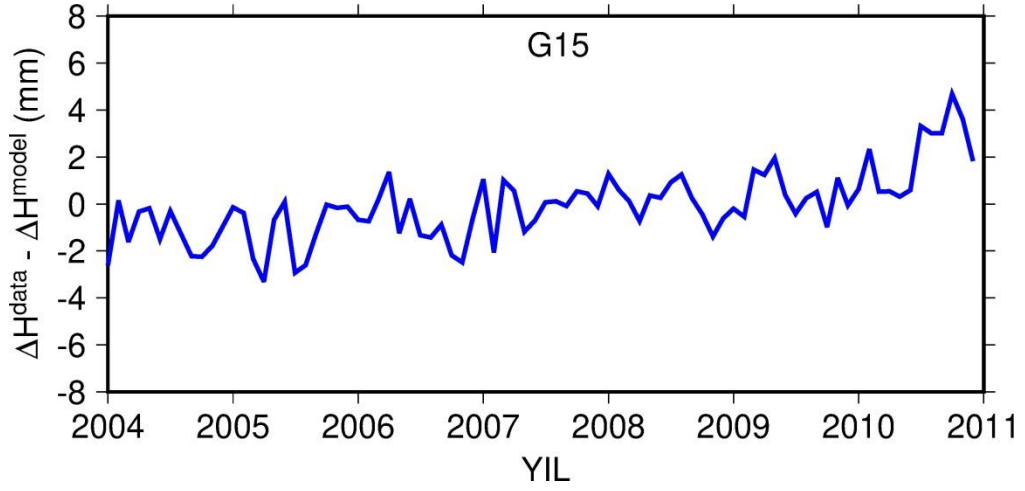
Şekil 4.86. Grönland’da G12 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



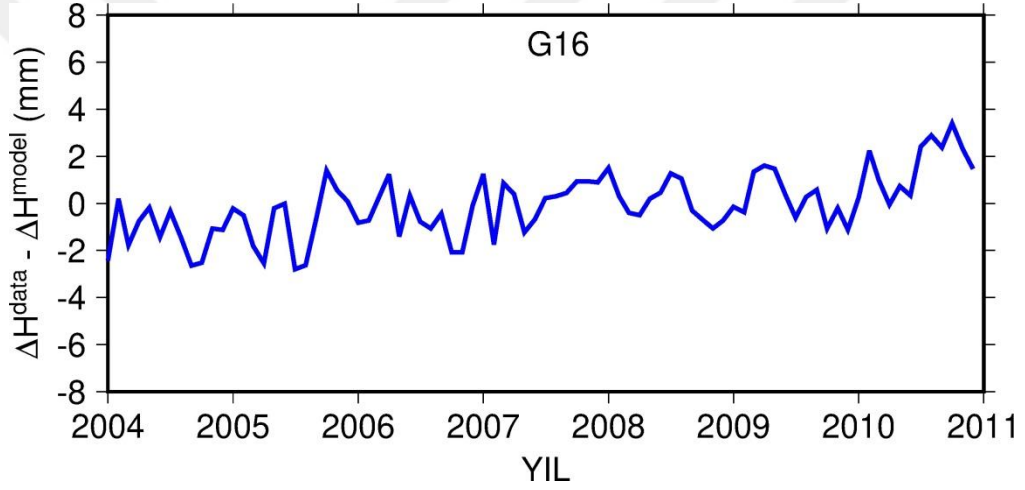
Şekil 4.87. Grönland’da G13 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



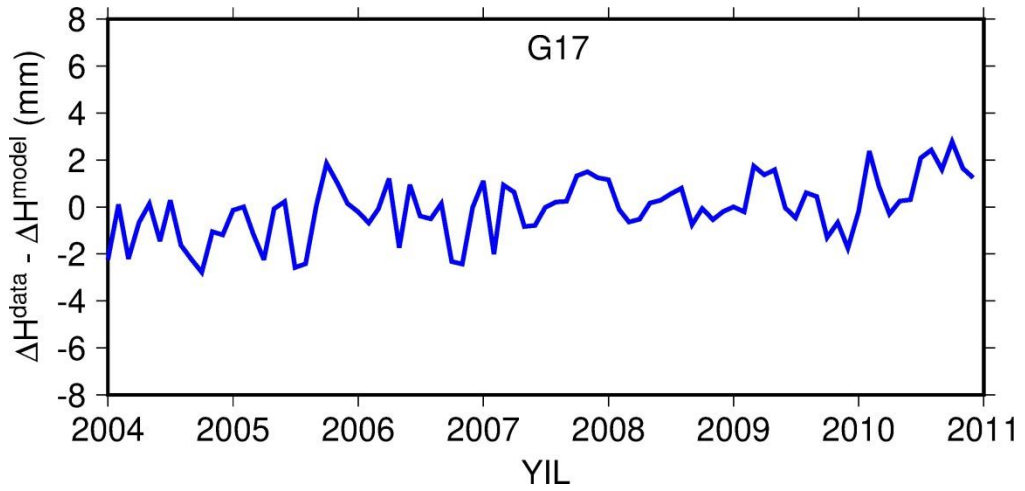
Şekil 4.88. Grönland’da G14 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



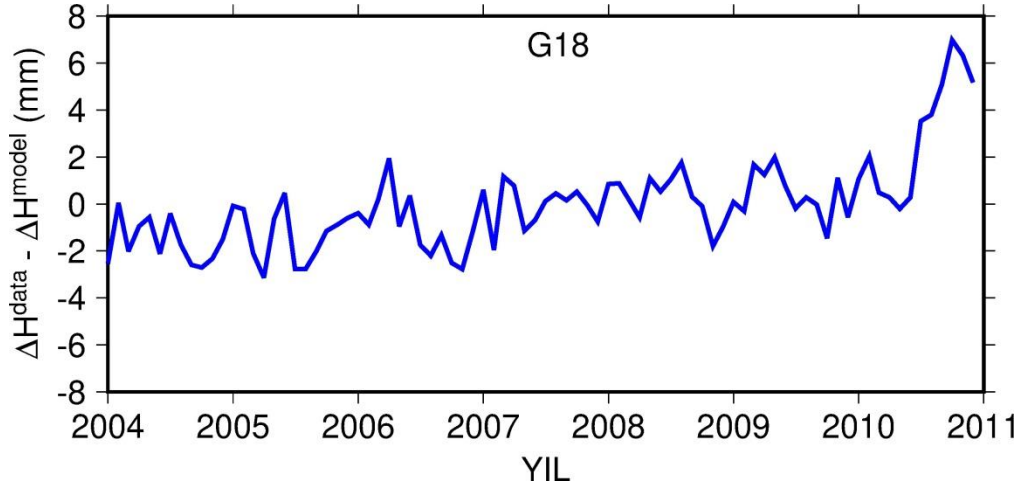
Şekil 4.89. Grönland'da G15 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



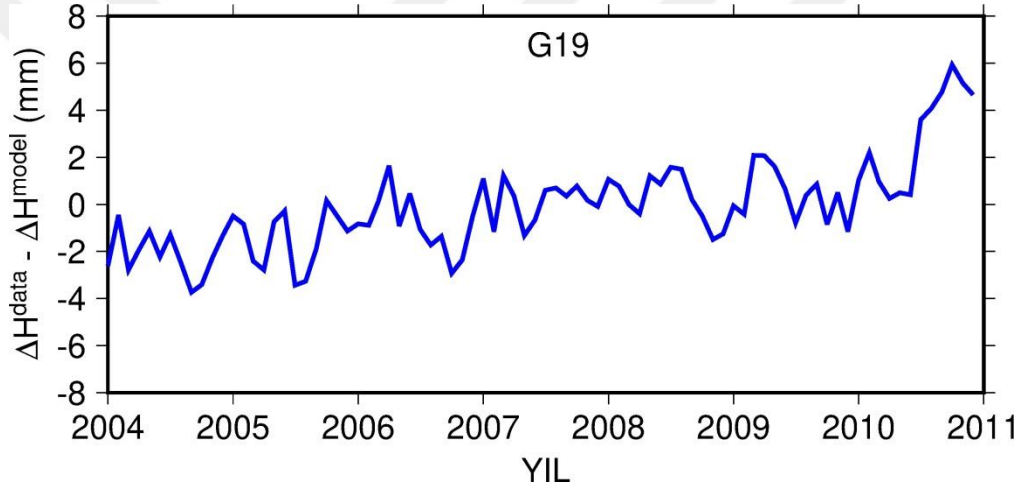
Şekil 4.90. Grönland'da G16 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



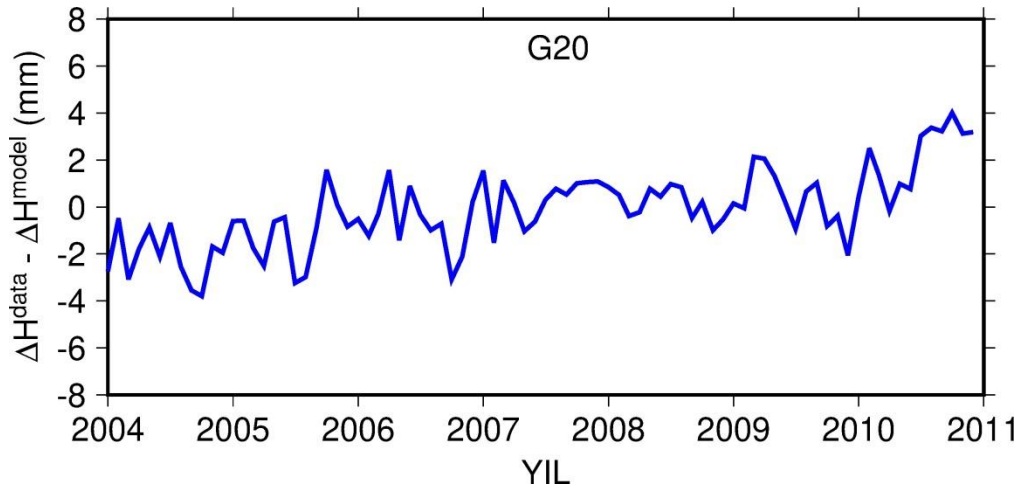
Şekil 4.91. Grönland'da G17 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



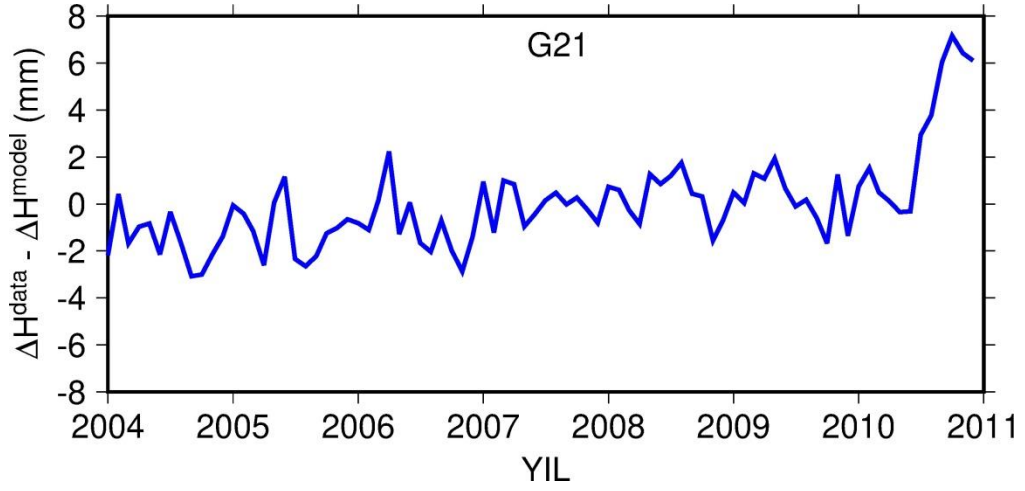
Şekil 4.92. Grönland'da G18 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



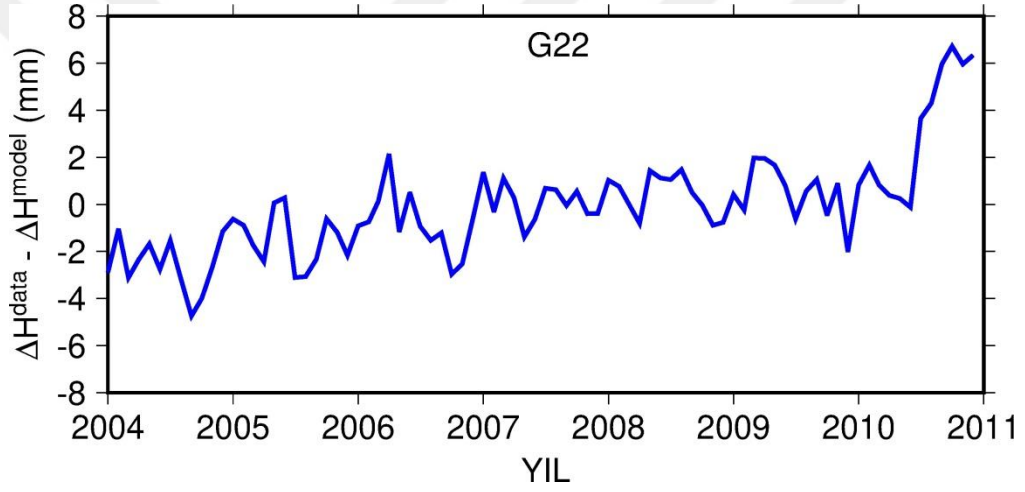
Şekil 4.93. Grönland'da G19 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



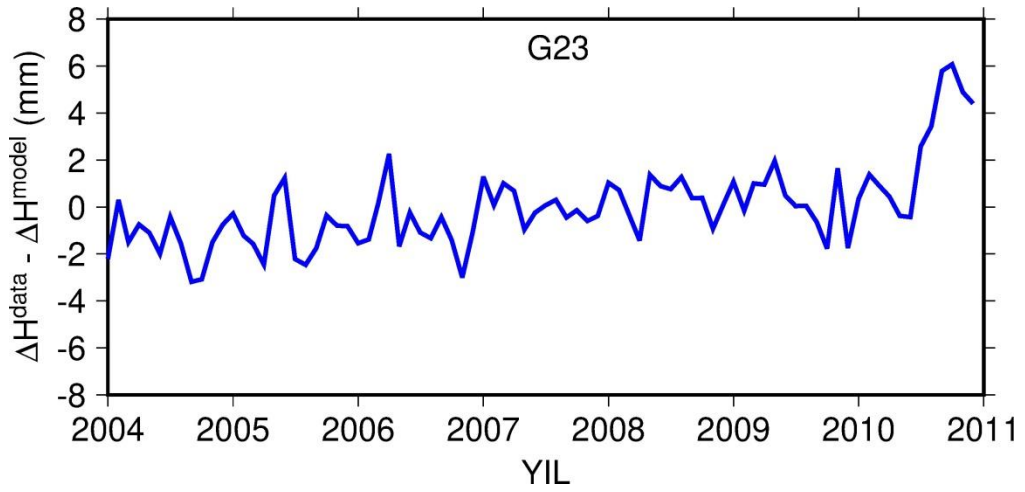
Şekil 4.94. Grönland'da G20 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



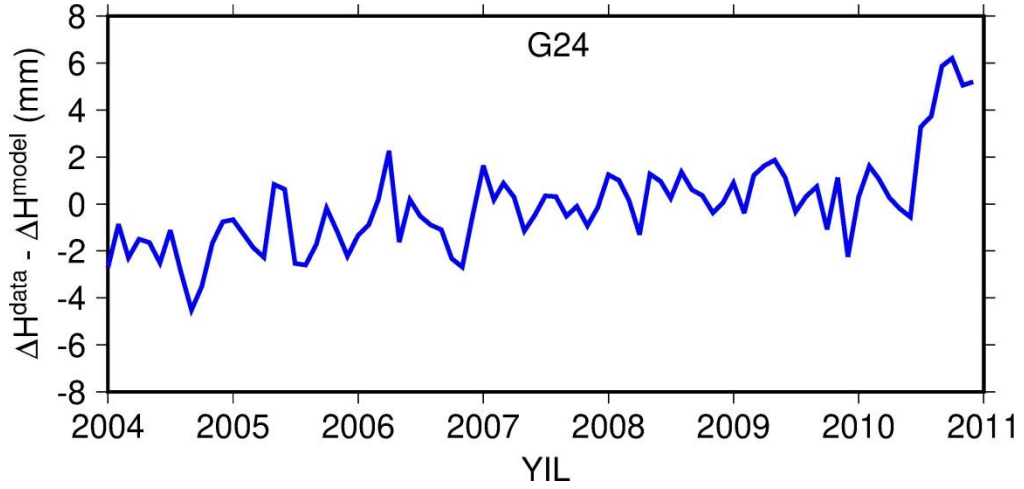
Şekil 4.95. Grönland’da G21 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



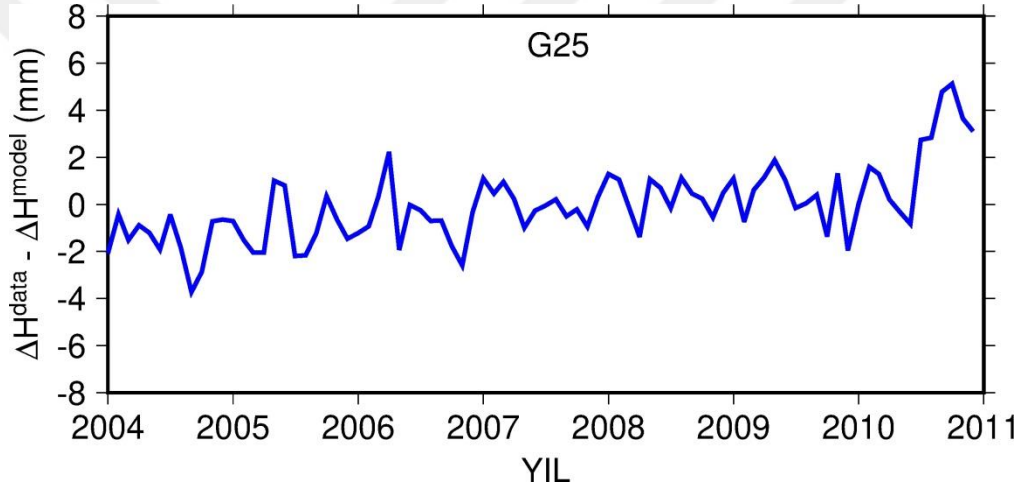
Şekil 4.96. Grönland’da G22 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



Şekil 4.97. Grönland’da G23 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



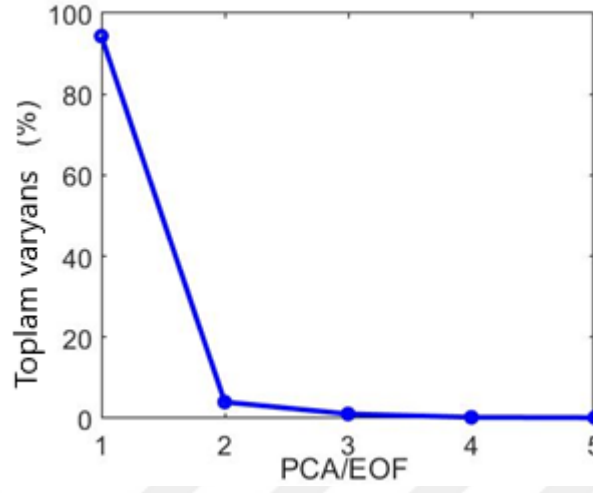
Şekil 4.98. Grönland’da G24 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları



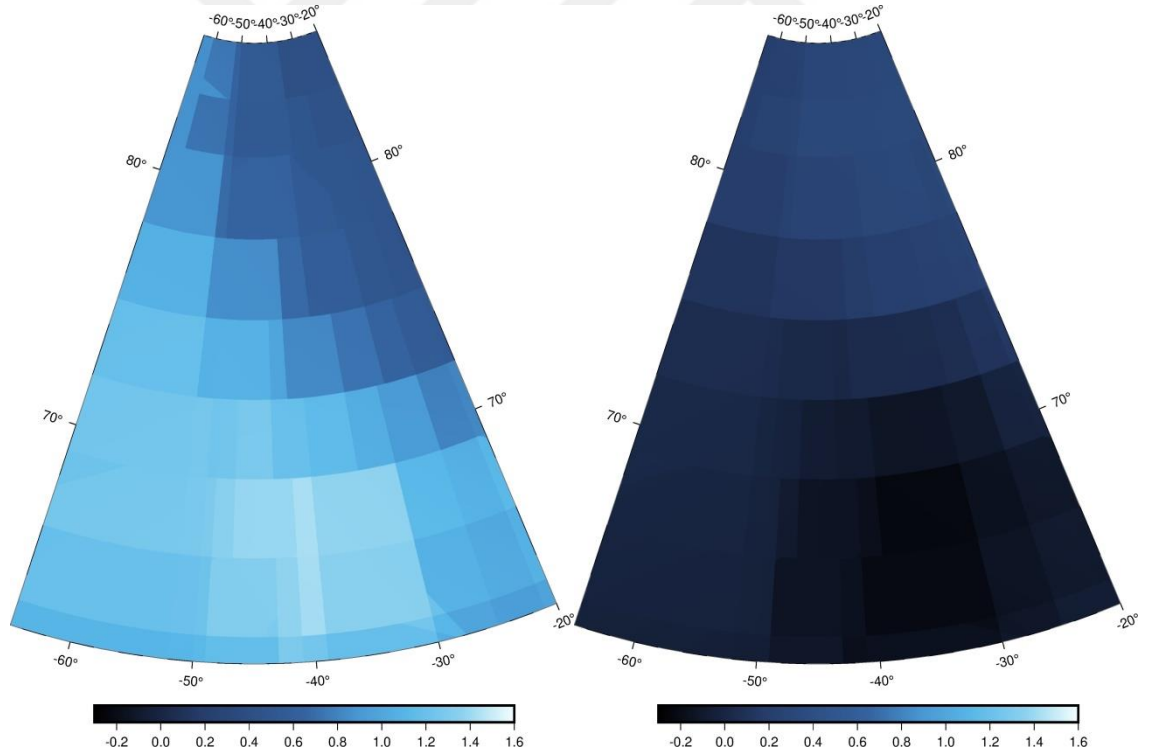
Şekil 4.99. Grönland’da G25 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen ΔH^{MA} modeli farkları

PCA/EOF sonuçları Şekil 4.100–4.127’de verilmiştir. Bu analizde önemli olan, verilerin boyutunu azaltarak yansıtılabilirliği yüksek tutmaktır. İlk temel bileşen varyans yüzdesi %94.3’tür. İlk iki bileşenin varyans yüzdeleri toplandığında temel bileşen varyansı sinyallerin neredeyse tamamına yakını denebilecek %98.3’ünü yansıtmaktadır. 5 farklı veri boyutunu 2 boyuta düşürerek sadece ilk iki bileşen sonuçlarını incelemek yeterlidir. Şekil 4.101’de ilk iki EOF değeri, Şekil 4.102’de ilk dört PCA değeri gösterilmiştir. Şekil 4.102 incelendiğinde mevsimsel bileşen ve trend bileşenin önemli bir kısmının ilk PCA tarafından yansıtıldığı gözlemlenmektedir. İlk temel bileşen, Şubat–Nisan aylarındaki minimum değerler ve Ağustos–Ekim aylarındaki maksimum değerlerle çalışma bölgesindeki mevsimsel periyodu net bir biçimde yansıtmaktadır. İkinci temel bileşen, ilkinde kıyasla daha yatay bir karakter

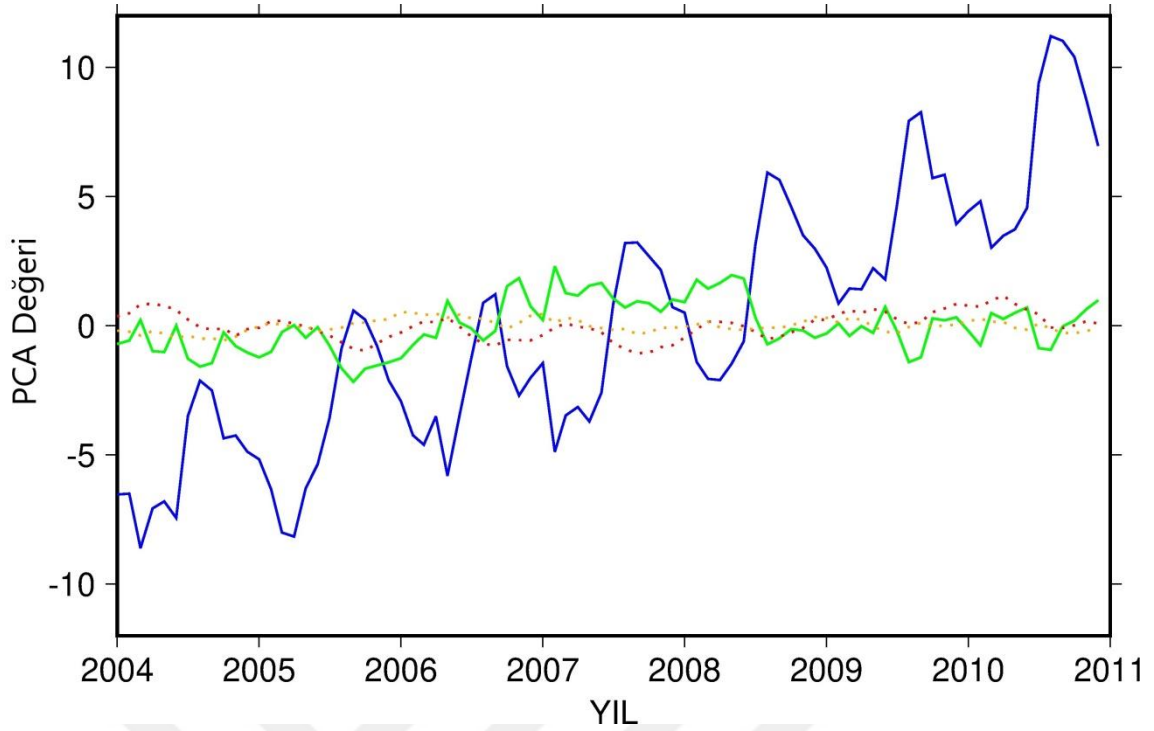
gösterip trend izlerini daha az taşısa da modellemede daha çok sinyal oranı yansıtılması amacıyla kullanılmıştır.



Şekil 4.100. Grönland için PCA/EOF varyans yüzdeleri

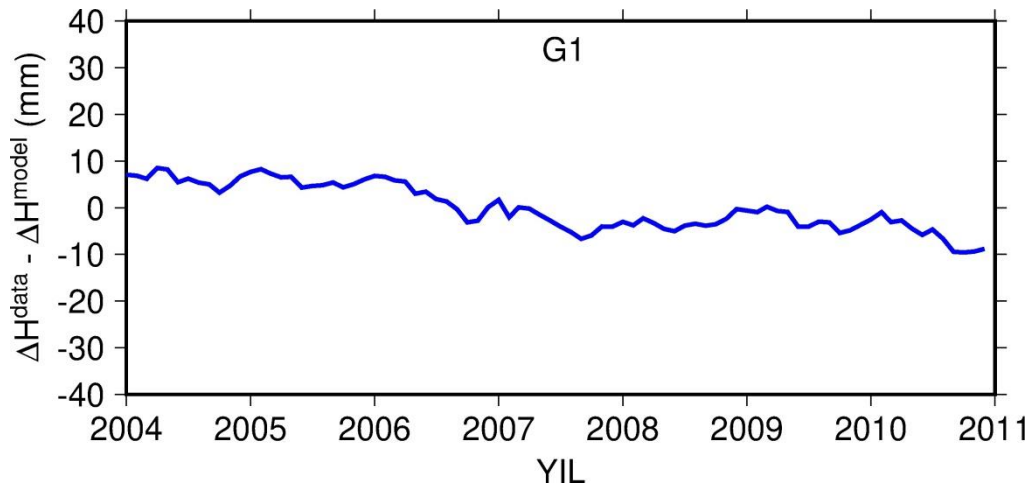


Şekil 4.101. GGM ile elde edilen ΔH için ilk iki EOF modeli

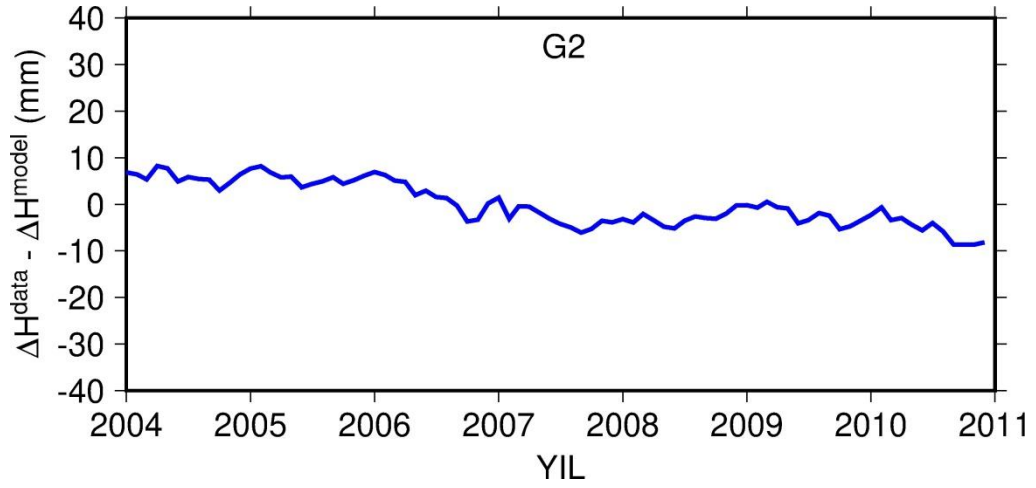


Şekil 4.102. 1. (mavi çizgi), 2. (yeşil çizgi), 3. (kırmızı nokta çizgi) ve 4. (turuncu nokta çizgi) Temel Bileşenler zaman serileri

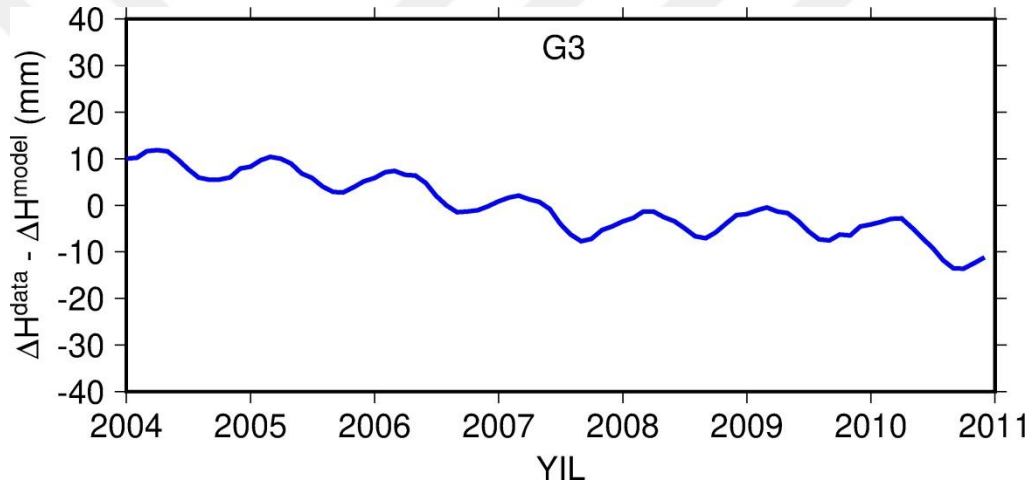
ΔH değerleri ve buna karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları Şekil 4.103–127’de görülmektedir. Model ve veriler arasındaki farklar incelendiğinde değerler -39.5 mm ile 27.0 mm arasında değişmektedir. PCA metodu ile elde edilen yükseklik farkı modelleri (ΔH^{PCA}), mevsimsel ayrışım metodu ile elde edilen modellere (ΔH^{MA}) kıyasla daha geniş bir aralıktadır.



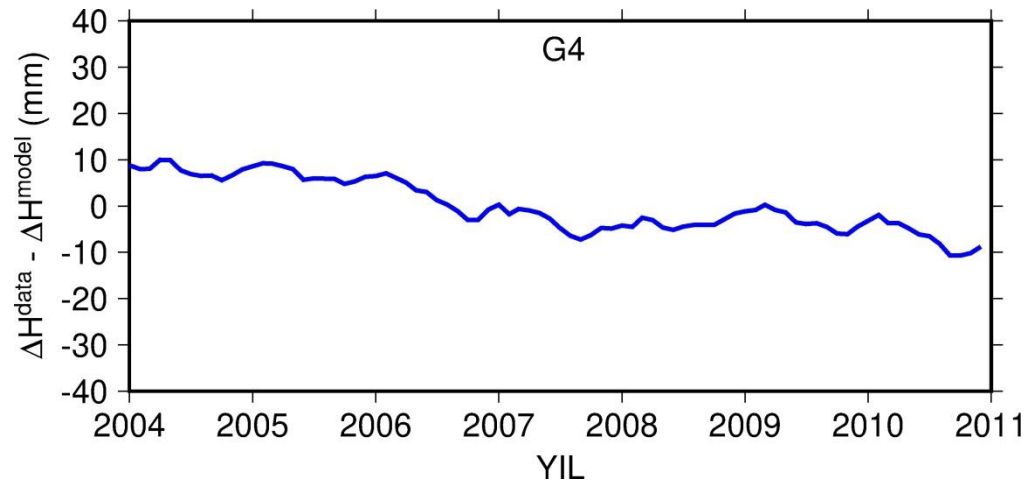
Şekil 4.103. Grönland’da G1 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



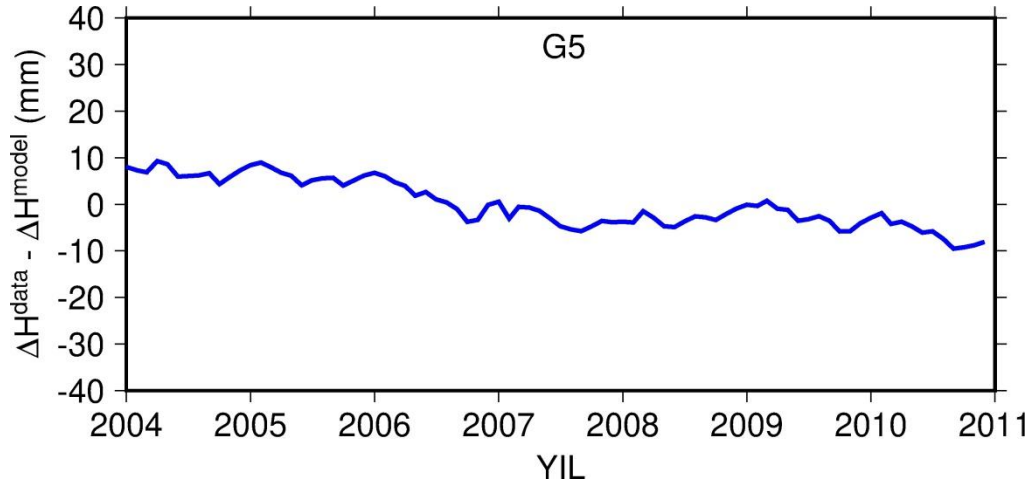
Şekil 4.104. Grönland'da G2 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



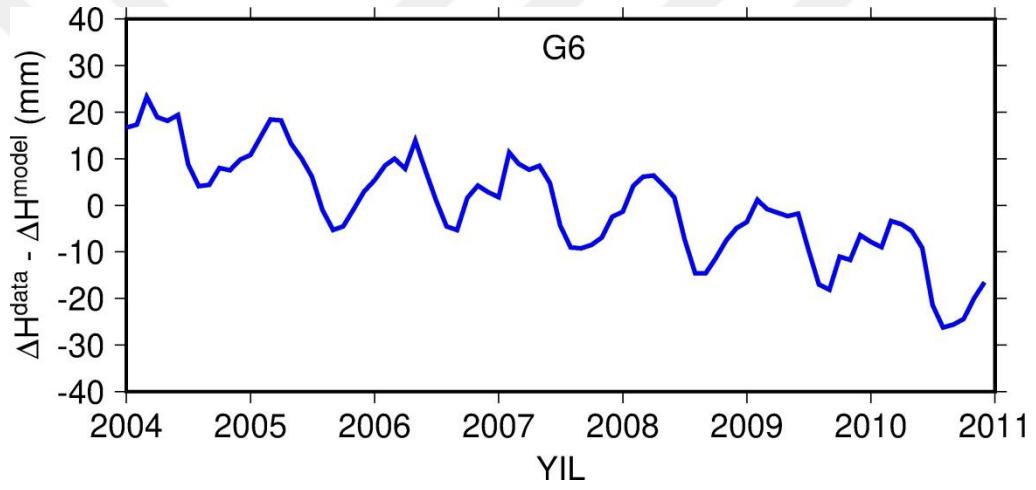
Şekil 4.105. Grönland'da G3 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



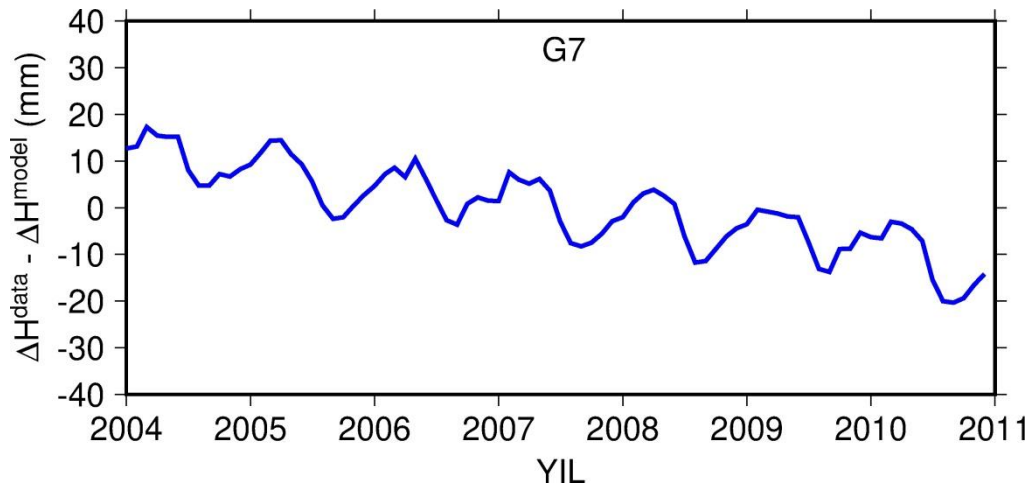
Şekil 4.106. Grönland'da G4 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



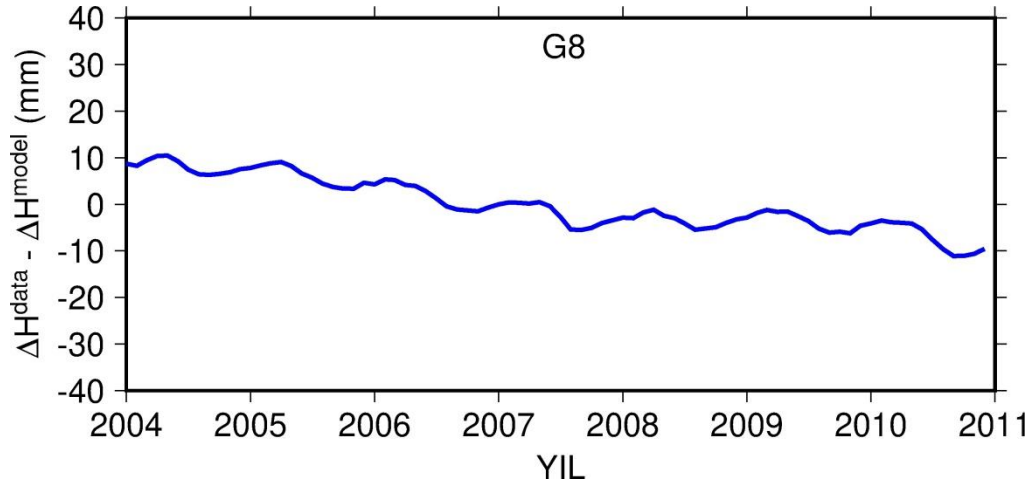
Şekil 4.107. Grönland'da G5 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



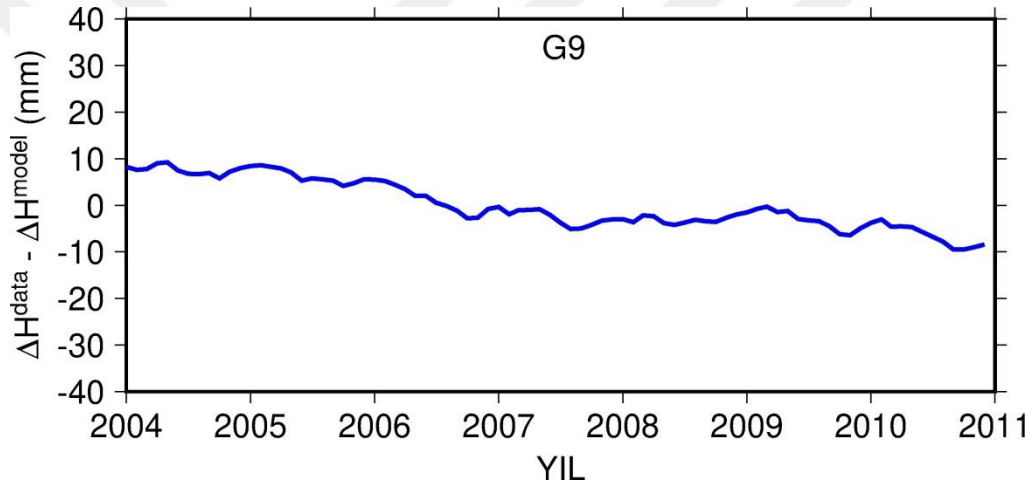
Şekil 4.108. Grönland'da G6 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



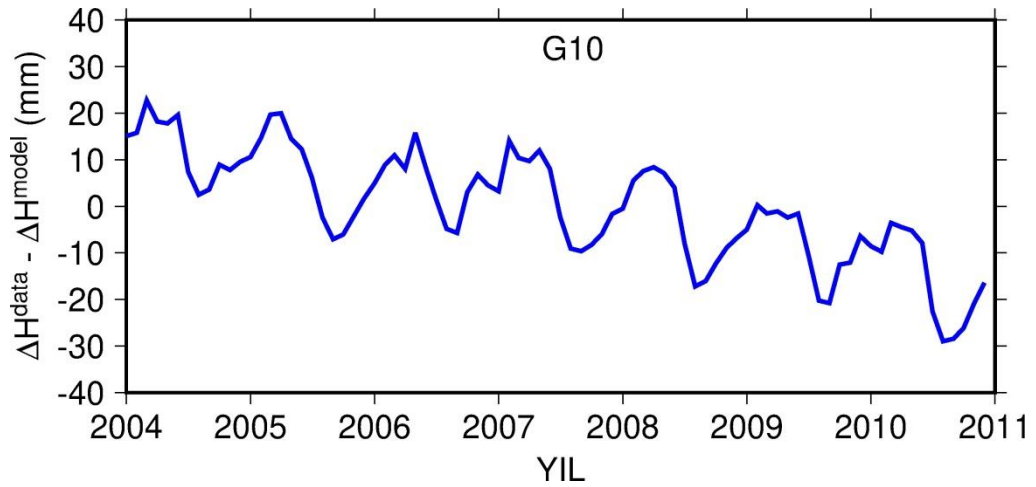
Şekil 4.109. Grönland'da G7 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



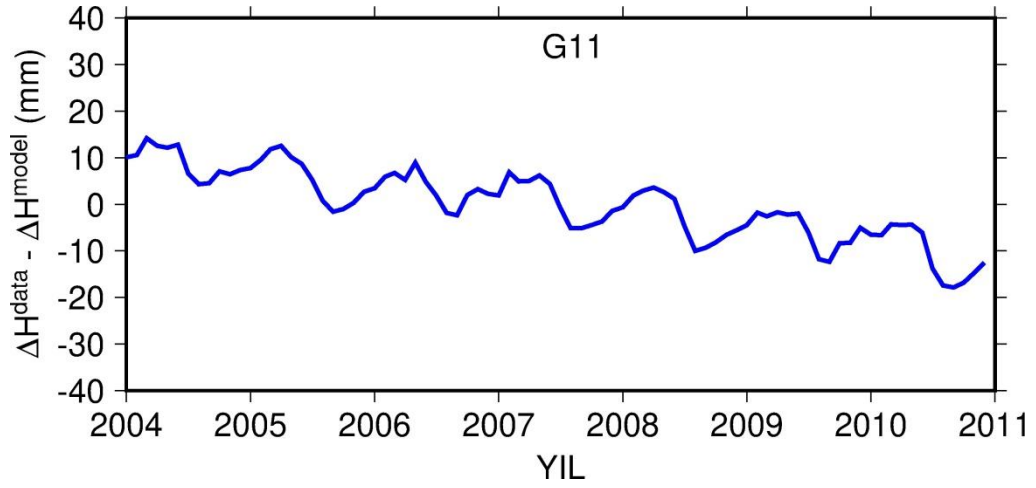
Şekil 4.110. Grönland'da G8 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



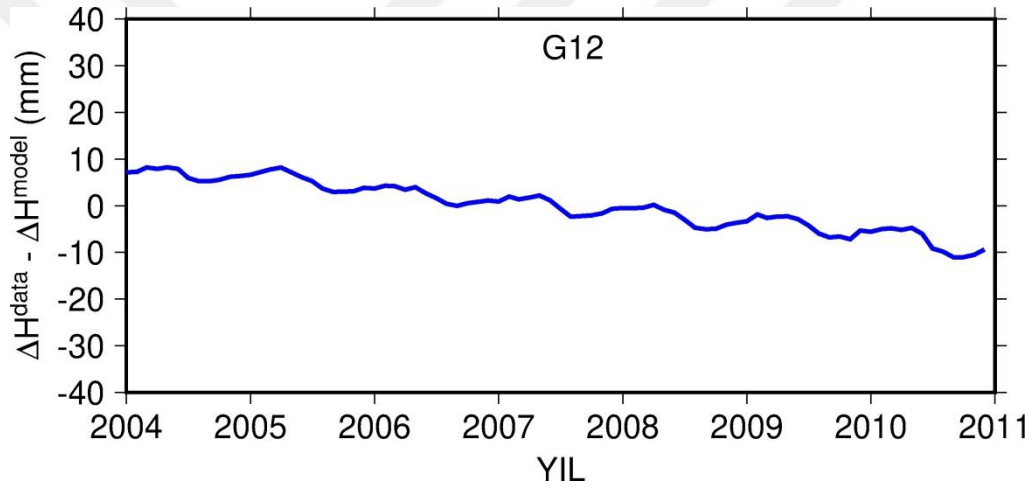
Şekil 4.111. Grönland'da G9 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



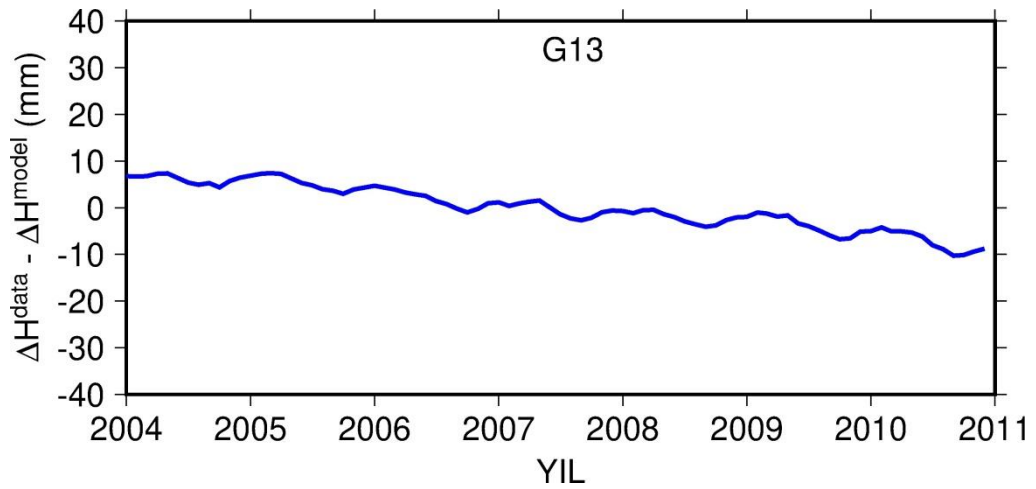
Şekil 4.112. Grönland'da G10 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



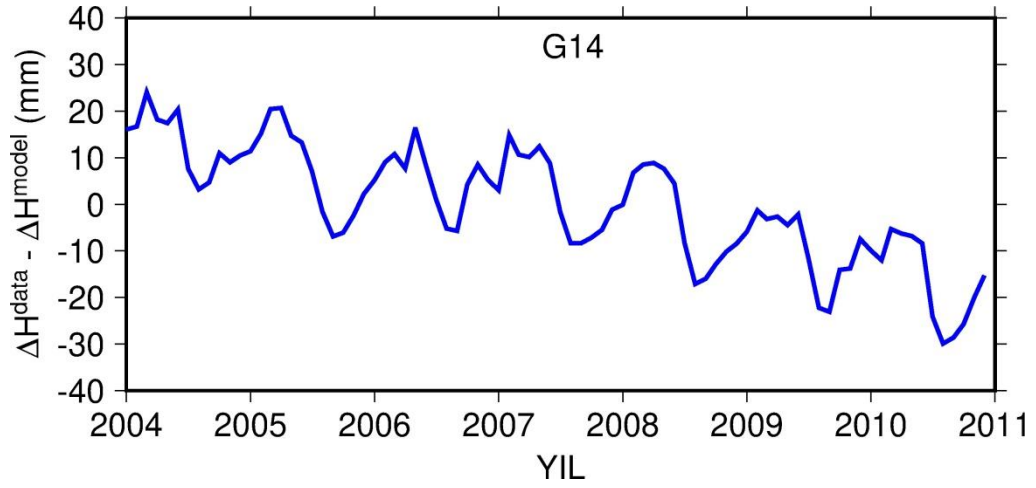
Şekil 4.113. Grönland'da G11 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



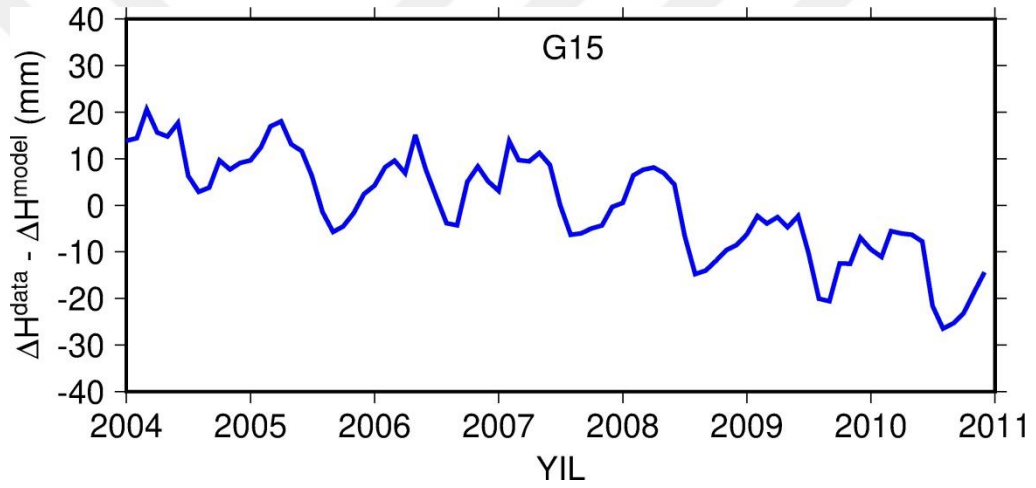
Şekil 4.114. Grönland'da G12 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



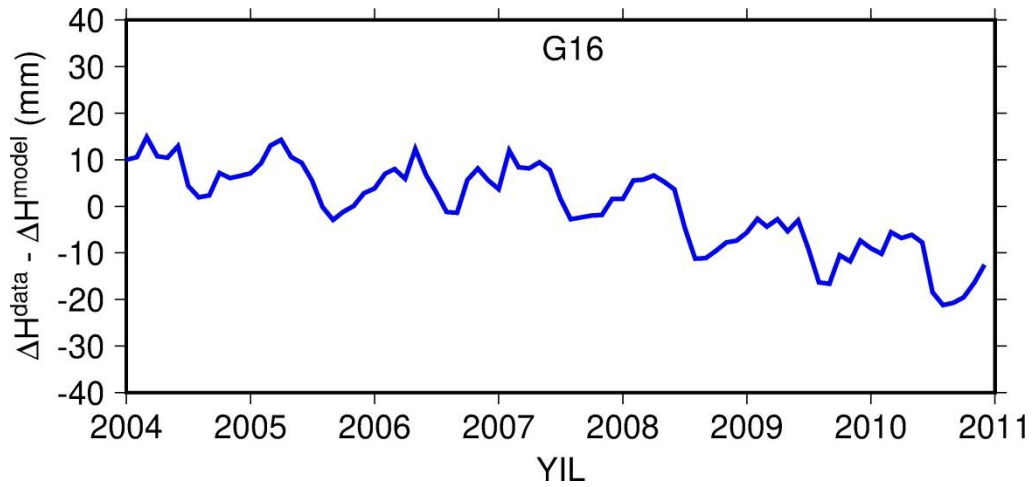
Şekil 4.115. Grönland'da G13 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



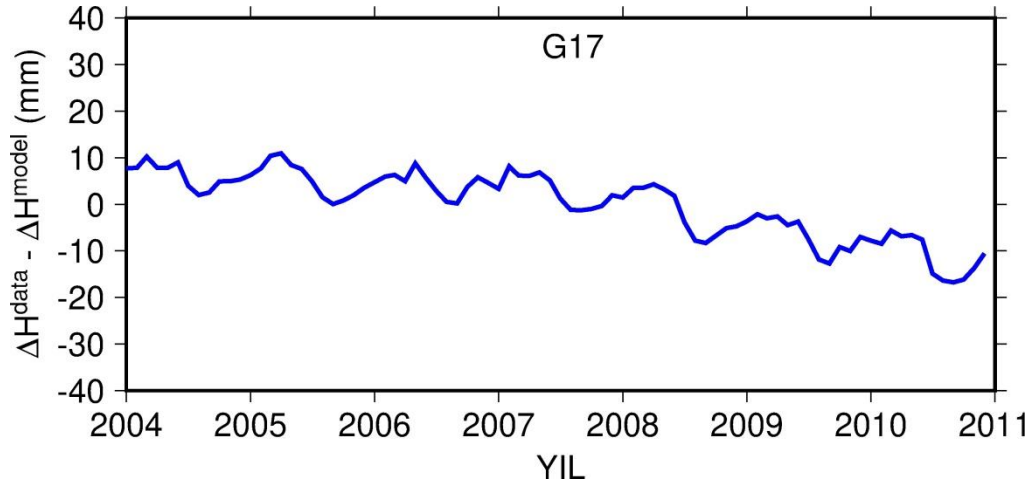
Şekil 4.116. Grönland'da G14 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



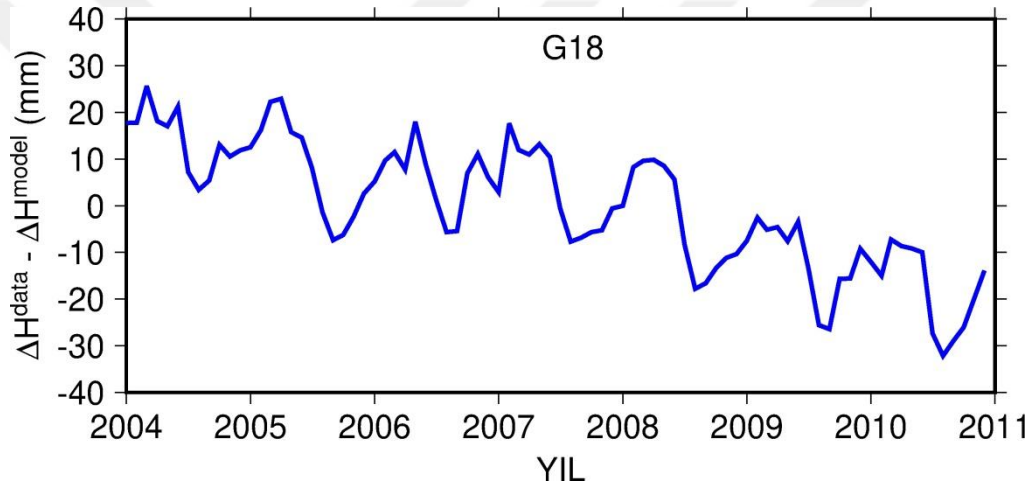
Şekil 4.117. Grönland'da G15 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



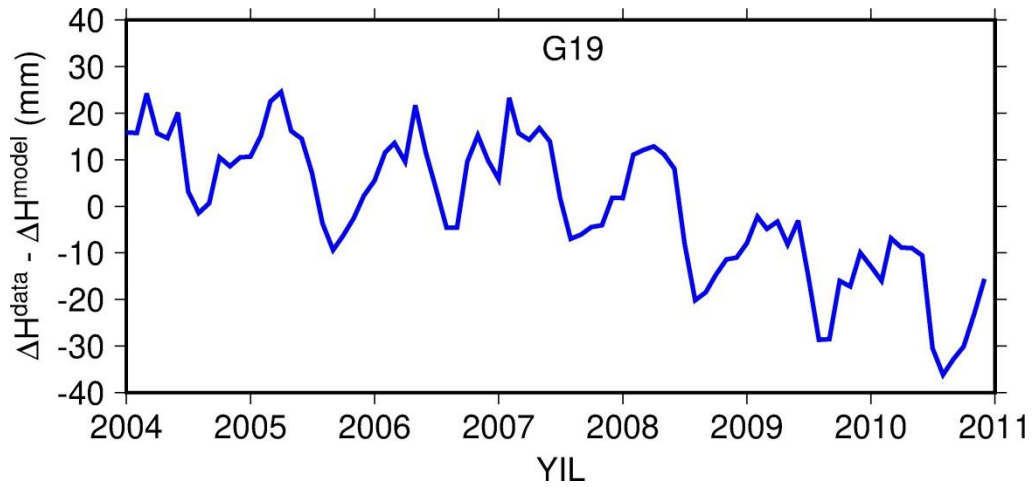
Şekil 4.118. Grönland'da G16 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



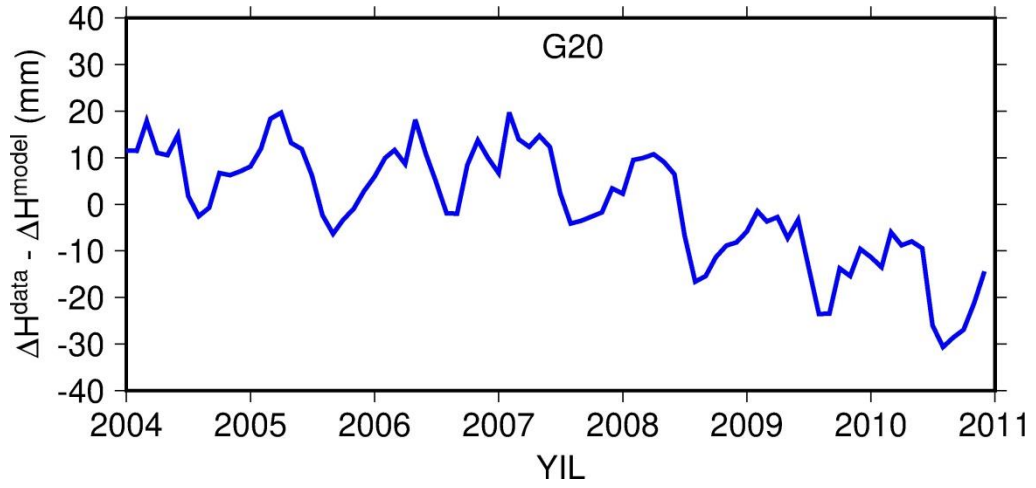
Şekil 4.119. Grönland'da G17 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



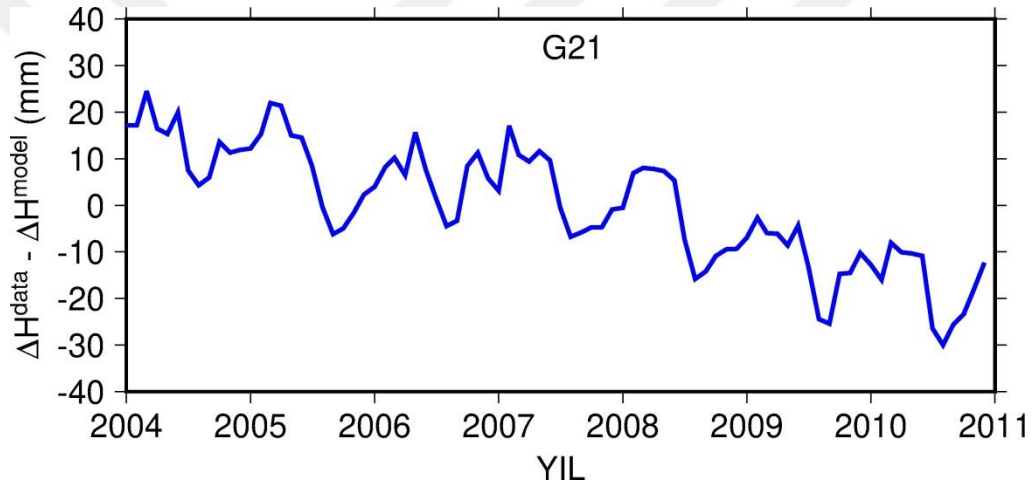
Şekil 4.120. Grönland'da G18 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



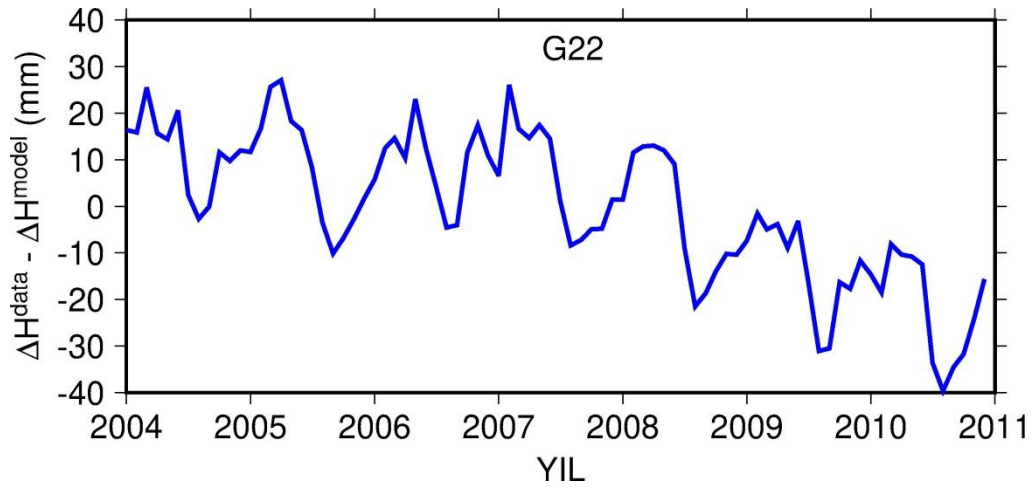
Şekil 4.121. Grönland'da G19 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



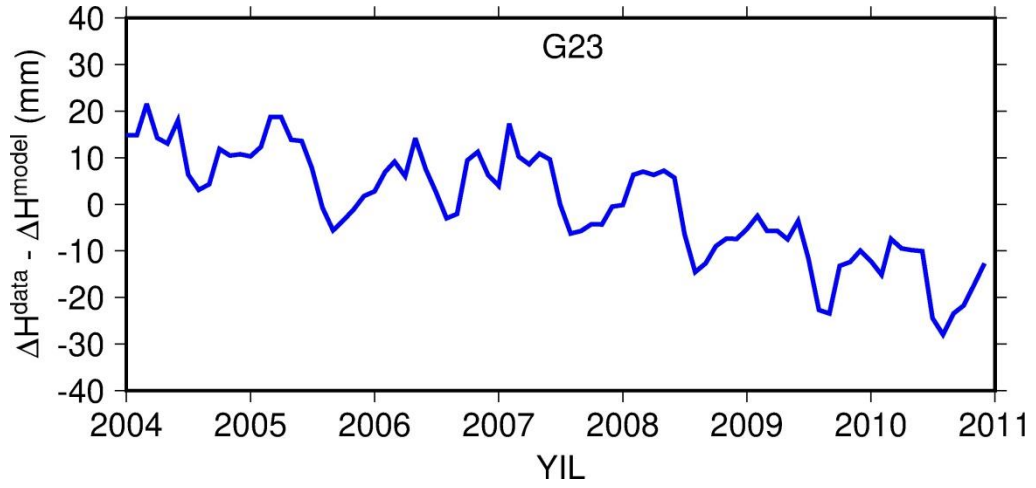
Şekil 4.122. Grönland'da G20 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



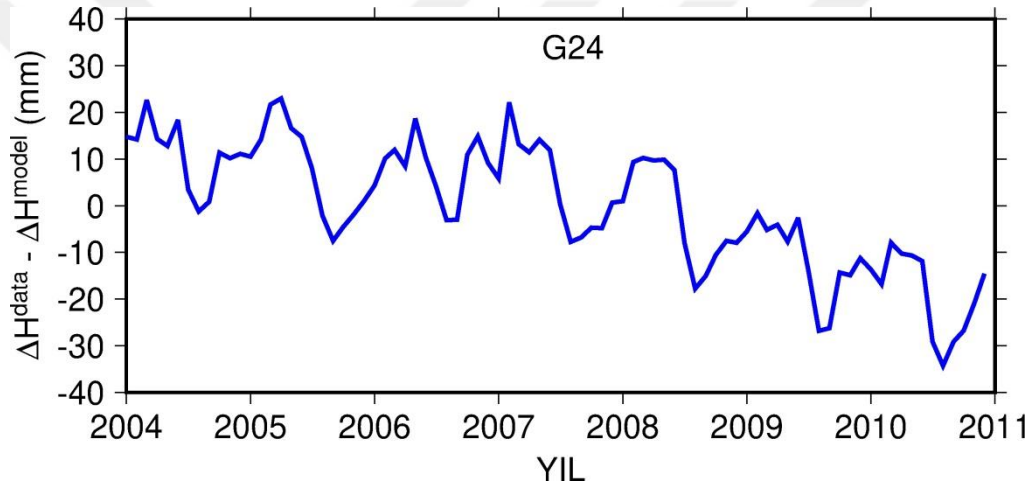
Şekil 4.123. Grönland'da G21 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



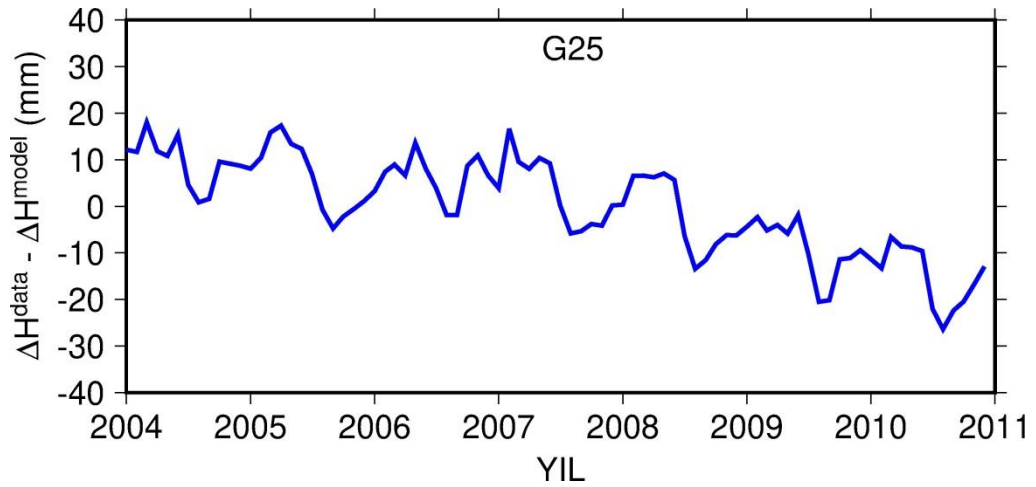
Şekil 4.124. Grönland'da G22 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



Şekil 4.125. Grönland'da G23 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



Şekil 4.126. Grönland'da G24 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları



Şekil 4.127. Grönland'da G25 bölgesinde belirlenen ΔH^{GGM} değerleri ile bunlara karşılık gelen $\Delta H^{PCA/EOF}$ modeli farkları

Çizelge 4.3'te görüldüğü gibi, fiziksel yükseklik değişimlerinin mevsimsel ayrışım ve PCA/EOF yöntemleriyle modellenerek analiz edilmesi sonucunda mevsimsel ayrışım yöntemiyle ΔH farklarından elde edilen standart sapma değerleri 1.1 mm ile 2.2 mm aralığındayken, PCA/EOF yöntemiyle ΔH farklarından elde edilen standart sapma değerleri 4.7 mm ile 15.7 mm aralığındadır. Bu sonuçlar, mevsimsel ayrışım metodunun çalışma bölgesindeki fiziksel yükseklik değişimlerinin analizinde PCA/EOF yöntemine göre daha güvenilir sonuçlar verdiğini göstermektedir. Bunun yanı sıra, her iki analiz yöntemi de en yüksek standart sapma değerlerini G22 alanında vermiş ve her iki yöntemin de güneye gidildikçe çoğunlukla standart sapma değerleri yükselmiştir.

Türkiye örneğinde elde edilen $\Delta H - \Delta H^{MA}$ ve $\Delta H - \Delta H^{PCA/EOF}$ istatistikleri hatırlanacak olursa, -4.7 mm ile 5.1 mm arasında değişen fark değerlerinin standart sapmalarına bakıldığında, $\Delta H - \Delta H^{MA}$ model farklarının standart sapmaları ortalama 1.2 mm iken $\Delta H - \Delta H^{PCA/EOF}$ model farklarının standart sapmaları 0.5 ile 1.5 mm arasında değişmekteydi. Grönland'daki sonuçlar, bu bölgedeki kütle değişimlerindeki trend bileşeninin Türkiye'deki trend bileşenine göre çok daha etkili ve büyük genlikte olduğunu göstermektedir. Bunun sebebi yukarıda açıklandığı gibi Grönland'daki kütle değişimlerinin buzul erimelerinden dolayı çok daha yoğun ve büyük olmasıdır.

Çizelge 4.3: Grönland’da kestirilen ΔH fiziksel yükseklik değişimleri ve bu değerlerden elde edilen ΔH^{MA} ve ΔH^{PCA} model farklarının standart sapmaları

Bölgeler	$\Delta H - \Delta H^{MA}$				$\Delta H - \Delta H^{PCA/EOF}$			
	min	mak	ort.	std.	min	mak	ort.	std.
G1	-3.3	3.2	0	1.4	-9.6	8.5	0	5.0
G2	-3.3	3.1	0	1.4	-8.7	8.2	0	4.7
G3	-3.6	3.1	0	1.3	-13.6	11.8	0	6.5
G4	-3.5	3.1	0	1.3	-10.7	10	0	5.7
G5	-3.5	2.9	0	1.3	-9.5	9.2	0	5.1
G6	-3.8	4.3	0	1.6	-26.3	23.3	0	11.2
G7	-3.7	3.3	0	1.3	-20.3	17.3	0	8.8
G8	-3.1	2.7	0	1.1	-11.0	10.5	0	5.6
G9	-3.3	2.7	0	1.2	-9.5	9.2	0	5.2
G10	-3.7	4.3	0	1.5	-28.9	22.7	0	11.9
G11	-2.7	2.8	0	1.2	-17.8	14.2	0	7.6
G12	-2.5	2.4	0	1.1	-11.0	8.2	0	5.2
G13	-3.1	2.6	0	1.2	-10.3	7.4	0	4.8
G14	-3.7	5.6	0	1.7	-29.9	24.0	0	12.5
G15	-3.3	4.6	0	1.5	-26.4	20.6	0	11.1
G16	-2.8	3.4	0	1.3	-21.2	14.9	0	9.0
G17	-2.8	2.8	0	1.3	-16.7	10.9	0	7.1
G18	-3.1	7.0	0	1.9	-32.1	25.6	0	13.5
G19	-3.7	5.9	0	1.9	-36.1	24.5	0	14.7
G20	-3.8	4.0	0	1.7	-30.6	19.7	0	12.3
G21	-3.1	7.1	0	2.0	-30.0	24.5	0	12.7
G22	-4.7	6.7	0	2.2	-39.6	27.0	0	15.7
G23	-3.2	6.1	0	1.8	-28.0	21.6	0	11.6
G24	-4.5	6.2	0	1.9	-34.3	22.9	0	13.5
G25	-3.7	5.1	0	1.6	-26.4	18.0	0	10.5

Grönland bölgesinde yapılan çalışma ile GRACE uydu misyonu verileri kullanılarak yükseklik değişimleri kestirimlerinin ne derecede yapılabilirliği ve kullanılan analiz yöntemlerinin güvenilirliği ikinci bir çalışma bölgesiyle test edilmiştir. Sayısal sonuçlar, GRACE ve devamı niteliğinde olan GRACE-FO misyonunun

sağladığı yüksek çözünürlüklü verilerin yakın gelecekte yapılabilecek düşey referans sisteminin modernizasyonunda ya da kinematik/dinamik yükseklik sistemlerinin tanımlanmasında etkin bir rol üstleneceğini göstermektedir.

4.3. Pratik Fiziksel Yükseklik Değişimi Kestirimleri İçin Yeni Bir Yazılım: PHCSOFT

GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellerden zamansal yerçekimi değişikliklerinin hızlı, doğru ve maliyetsiz bir şekilde belirlenmesi teknik ve bilimsel amaçlar için önem arz etmektedir. Son yıllarda Python (Nielsen ve ark., 2012), MATLAB (Bucha ve Janák, 2013; Godah, 2019) ve FORTRAN (Rapp, 1982; Tscherning ve ark., 1983; Holmes ve Pavlis, 2006) gibi farklı programlama dillerinde yerçekimi/kütle işlevlerini hesaplayan çeşitli yazılım paketleri geliştirilmiştir. Ayrıca, global jeopotansiyel modellerden aynı işlevleri hesaplayan çevrim içi araçlar da mevcuttur. Colorado Üniversitesi GRACE Veri Portalı (URL-6), Avustralya Ulusal Üniversitesi GRACE görselleştirme internet portalı (Darbeheshti ve ark., 2013; URL-7), Uluslararası Global Yer Modelleri Merkezi (ICGEM; Barthelmes, 2016; URL-2) bunlardan birkaçıdır. Bununla birlikte, tüm bu katkılar ticari yazılım veya internet gerektirir, ayrıca zaman zaman kullanıcının hesaplama adımlarına müdahale etmesi gerektiğinde bu mümkün olmayabilir. Örneğin, bir kullanıcının herhangi bir ay için GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellerin ikinci derece (C_{20}) harmonik katsayılarını değiştirmesi gerekebilir.

Bu sınırlamalar göz önünde bulundurularak, C/C++ programlama dilinde “PHCSOFT” adı verilen kullanıcı dostu, kompakt, pratik ve ücretsiz bir yazılım paketi geliştirilmiştir. Bu bilimsel yazılım, kullanıcıların fiziksel yükseklik değişimlerini, jeoit yükseklik değişimlerini ve yüzeydeki deformasyonların zamansal değişimlerini tahmin etmelerini ve zaman serilerini çizmelerini sağlar. Yazılımın kaynak kodları <https://github.com/ezozturk/PHCSOFT> adresinde mevcuttur.

4.3.1. Kullanılan Girdi Veri Setleri

PHCSOFT'da, girdi verileri olarak GRACE uydu misyonunun SDS merkezleri olan GFZ, JPL ve CSR merkezlerinden elde edilen aylık RL06 GRACE tabanlı global

jeopotansiyel modeller belirlenmiştir. C_{20} küresel harmonik katsayıları SLR C_{20} katsayıları ile değiştirilmiştir (Ayrıntılı bilgi için, GRACE Teknik Not – 11’e bakılabilir). Yüzey yer değiştirmelerinin modellenenebilmesi için PREM’e ait Yer’in yapısal parametreleri kullanılarak hesaplanan Love sayıları kullanılmaktadır.

4.3.2. Yöntem

Programda kullanılan yöntem, GRACE global jeopotansiyel modellerinin kullanımına yönelik olduğundan, Bölüm 3.3.1 ve 3.3.1.1’de açıklanan (3.6), (3.7), (3.8), (3.9), (3.10) ve (3.11) eşitlikleri programda kullanılan eşitliklerdir. Bu eşitlikler yoluyla kullanıcı tarafından belirlenen herhangi bir noktada ΔN , Δh , ve ΔH değerleri hesaplanmaktadır.

4.3.3. PHCSOFT Yazılımına Genel Bakış

C/C++ platformunda kodlanan PHCSOFT (Physical Height Changes SOFTWARE) yazılımı bir ana (*main*) işlev ve *pl2tr*, *legendre* ve *help* olmak üzere üç alt işlev içerir. Tüm işlevlerin detayları aşağıdaki gibidir:

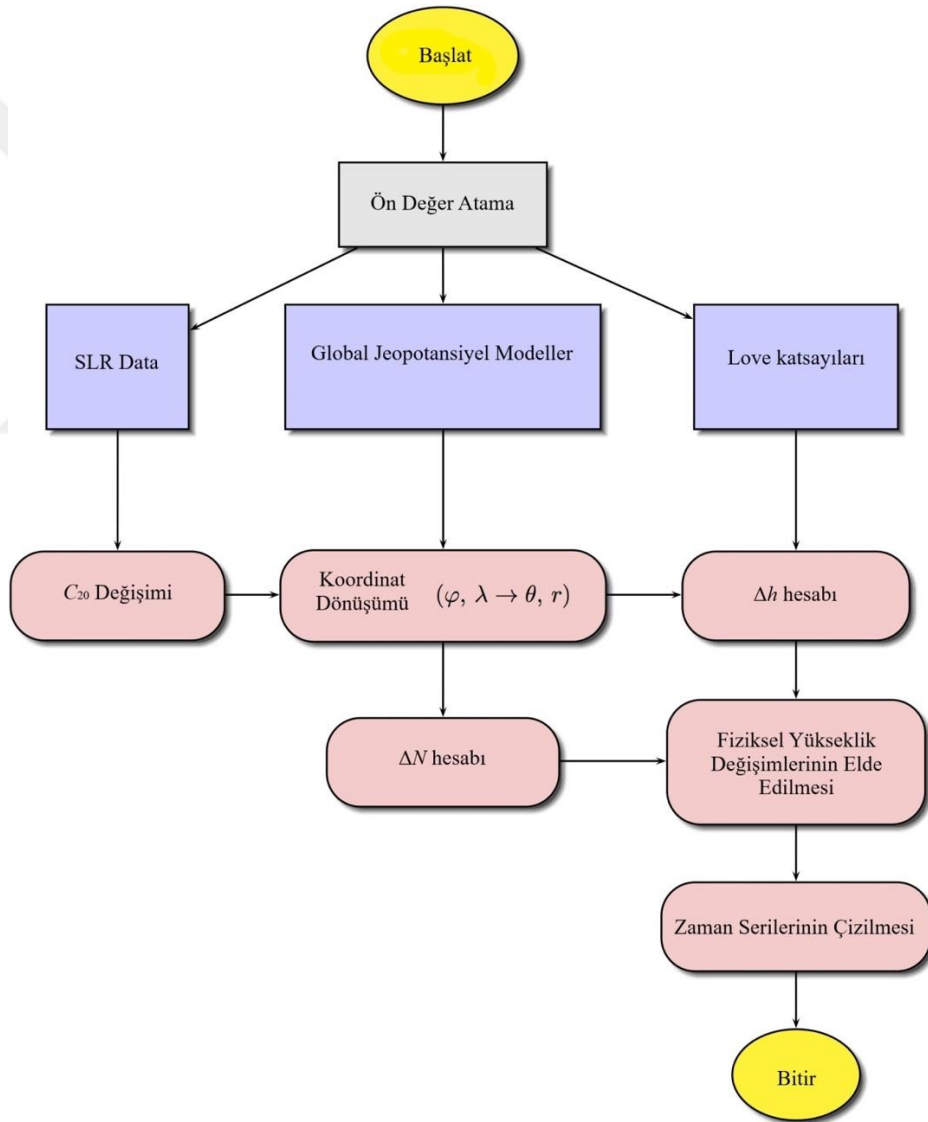
main: Bu fonksiyon komut satırından hesaplanacak noktanın enlem ve boylamını, veri dosyalarının adlarını ve hesaplamada kullanılan global jeopotansiyel modelinin maksimum açılımını alır. Bu bağlamda, GGM, SLR ve Love katsayıları olmak üzere üç veri dosyası olmalıdır. GRACE uydu misyonunun resmi üç SDS merkezi (JPL, CSR, GFZ) tarafından yayınlanan GGM’ler yazılımda mevcuttur. Kullanıcı başka bir GGM kullanmak isterse, veri dosyaları ICGEM internet sitesinde (URL-2) erişime açıktır. Yazılım, 2. derece (C_{20}) harmonik katsayı değerlerini değiştirmek amacıyla SLR dosyası içerir. Yüzey yer değiştirmelerinin modellenenebilmesi için Love katsayılarının bulunduğu dosya da yazılımda mevcuttur. Opsiyona bağlı değerler kullanıcı tarafından girildikten sonra, hesaplamalar yukarıda verilen yöntemlere göre tamamlanır. PHCSOFT yazılımını gösteren akış diyagramı Şekil 4.127’de verilmiştir.

pl2tr: Bu fonksiyon, kullanıcı tarafından girilen jeodezik enlem ve boylam değerlerini küresel koordinatlara dönüştürür.

legendre: Bu fonksiyon, l ve m derecelerinin ilgili Legendre polinomlarını hesaplar. Fonksiyonun parametreleri, polinomun maksimum derecesi ve küresel enlemdir.

help: Bu fonksiyon, yazılımın kullanımı hakkında genel bilgi verir. Beklenmedik seçenekler girildiğinde veya “-H” komutu girildiğinde yardım işlevi etkinleşir.

Yazılım, Linux işletim sistemli bilgisayar veya sunucuda ya da Windows işletim sistemindeki ücretsiz Linux platformları aracılığıyla derlenebilir.



Şekil 4.127. PHCSOFT akış diyagramı

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Yer'in zamana bağlı değişen ancak gelgitsel olmayan gravite alanı kısa zaman aralığında önemli değişimlerin yaşandığı dinamik bir bileşen olup, çoğunlukla okyanus, hidroloji, kriyosfer ve atmosferdeki kütle yerdeğiştirmelerinden kaynaklanır. Diğer bir deyişle aylık periyotlarla değişim gösteren gravite alanı verilerinde, atmosfer, yeryüzünde bulunan su havzaları, deniz ve okyanuslar, büyük kar kütleleri ve yeraltı suları arasında gerçekleşen su döngüsünün büyük etkisi vardır. Bu gravite alanındaki değişimlerin izlenerek yerküre sisteminde gerçekleşen kütle dağılımları üzerinde çalışmak yakın geçmişte oldukça zor ve teferruatlı görünmekteydi. Özellikle gravite değişimleri ve iklim tahminleri gibi çalışmalar için üretilen GRACE uydu misyonu ile birlikte zamana bağlı gravite değişimlerinin hızlı ve kolay bir şekilde elde edilmesi mümkün olmuş, kütle dağılımları ve zamana bağlı değişimi hakkında bilgi edinmek çok daha pratik hale gelmiştir.

Son yıllarda yapılan çalışmalar dünyanın belli bölgelerinde büyük kütle değişimlerinin yaşandığını göstermektedir. Özellikle küresel ısınma ve mevsim değişikliklerinin neden olduğu yerküre üzerindeki bu yoğun kütle değişimi hareketi, gravite alanıyla birlikte fiziksel yüzeyi de etkilemektedir. Jeoit doğruluğunun cm'nin de altında hesaplanabildiği günümüzde, bu doğal süreçlerin bir sonucu olan fiziksel yükseklik değişimlerinin periyodik olarak modellenip gelecek kestirimlerinin yapılması oldukça önem kazanmıştır. Ne var ki birbirinden bağımsız yapılan gravite değişimleri ve fonksiyonlarına bağlı kütle değişimleri çalışmalarında tek bir yöntem olmadığı gibi, elde edilen sonuçlar da birbirinden farklı olabilmektedir. Bu durumda literatürde uygulanan ve istatistiksel olarak tutarlı sonuçlar veren yöntemler hassasiyetle seçilmeli, bölgesel olarak uygulanabilirliği araştırılmalıdır.

Bu çalışmada ilk araştırmanın yapıldığı ve Türkiye'nin de içinde olduğu 36.75° ve 40.75° kuzey enlemleri ile 26.75° ve 46.25° doğu boylamları arasında yer alan 5 ayrı bölgeye bölünmüş ve fiziksel yükseklik değişimleri araştırılmıştır. GRACE tabanlı global jeopotansiyel modellere, Green fonksiyonuna ve Terzaghi prensibine dayanan üç farklı yaklaşım kullanılmıştır. Fiziksel yükseklik değişimlerinin belirlenmesi için çözümlemeler 60 dereceye kadar yapılmış ve araştırma bölgesinde ön çalışma yapılarak seçilen DDK3 filtreli CSR RL06 GRACE tabanlı global jeopotansiyel modeller,

WaterGAP Küresel Hidroloji Modeli (WGHM) verileri ve Başlangıç Referans Yeryuvarı Modeli (PREM) kullanılmıştır. Ocak 2004 ile Aralık 2010 arasındaki dönem için jeoit yükseklik değişimleri ve düşey yer değişimlerinin birlikte değerlendirilmesiyle, 25 mm'ye ulaşan fiziksel yükseklik değişimleri tespit edilmiştir. GRACE tabanlı global jeopotansiyel modeller yaklaşımıyla elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri ile Green fonksiyonu ve Terzaghi prensibi yaklaşımlarına dayanan fiziksel yükseklik değişimleri arasındaki tutarlılık farkların standart sapmalarına dayanılarak 2.9 ± 0.8 mm civarında elde edilmiştir. Green fonksiyonu yaklaşımının, incelenen alan için daha makul sonuçlar vererek bölgedeki fiziksel yüksekliklerin belirlenmesinde Terzaghi prensibi yöntemine kıyasla daha uygun olduğu görülmektedir. Fiziksel yükseklik değişimleri mevsimsel ayrışım (MA) ve Temel Bileşenler Analizi/Ampirik Ortogonal Fonksiyon (PCA/EOF) yöntemleri kullanılarak analiz edilmiş ve modellenmiştir. Fiziksel yükseklik değişimlerinde yıllık periyodik etkilerin oldukça baskın olduğu, özellikle ilkbahar aylarında minimum değerlere ve sonbaharda maksimum değerlere ulaştığı tespit edilmiştir. Tüm bölgelerde, fiziksel yükseklik değişimlerinin trend bileşeni 2008 yılına kadar yükselme eğilimindedir. Meteoroloji verilerinden anlaşıldığı üzere 2009 yılından itibaren Türkiye'deki yağışların artmasıyla yükseklik değişimlerinin trend bileşeninde azalma eğilimi görülmektedir. Üç farklı yaklaşımla elde edilen fiziksel yükseklik değişimleri ve PCA/EOF modelleri arasındaki korelasyon %89.3 ile %97.4 arasında değişirken mevsimsel ayrışım yöntemi ile elde edilen model ile aralarındaki korelasyon %95.7 ile %97.0 arasında değişmektedir. Sonuçlar, bölgede fiziksel yükseklik değişimlerinin analizi ve modellenmesinde mevsimsel ayrışım yönteminin PCA/EOF yöntemine kıyasla çok daha başarılı olduğunu ortaya koymaktadır.

Son yıllarda kütle değişimlerinde çok büyük oranlara sahip olan ikinci araştırma bölgesi 60° – 85° kuzey enlemleri ve 70° – 15° doğu boylamları arasında yer alan Grönland adasıdır. Grönland'ın büyük bir kısmını kaplayan bu alan yirmi beş bölgeye ayrılmış, her bir bölgedeki jeoit değişimi ve düşey yer değiştirmeler hesaplanarak fiziksel yükseklik değişimleri araştırılmıştır. Türkiye örneğinde olduğu gibi DDK3 filtreli CSR RL06 GRACE tabanlı global jeopotansiyel modeller 60 dereceye kadar kullanılmış ve aynı zaman periyodunda çalışılmıştır. Sonuçlar, bölgedeki fiziksel yükseklik değişimlerinin bu periyotta maksimum 60 mm'yi bulduğunu ve değişimlerin Grönland'ın güneyine doğru arttığını ortaya koymaktadır. Bu bölgede mevsimsel etkiler

yükseklik değişimlerinde Şubat–Nisan arasında minimum değerlere ve Ağustos–Ekim aylarında da maksimum değerlere neden olmaktadır. Sonuçlar bu yönüyle Türkiye’ye benzerlik göstermektedir. Özellikle 22 nolu bölgede fiziksel yükseklik değişimlerinde görülen büyük artış her iki analiz yöntemiyle de doğrulanmıştır. Türkiye örneğinde görüldüğü gibi bu bölgede de fiziksel yükseklik değişimlerinin analizinde sahip olduğu düşük standart sapma değerleriyle mevsimsel ayrışım yöntemi ön plana çıkmaktadır.

Çalışmada GNU C/C++ platformunda geliştirilen PHCSOFT yazılımı, kullanıcılara ücretsiz ve hızlı bir alternatif sunarak fiziksel yükseklik değişimlerini pratik olarak hesaplamakta ve zaman serileri çizimlerini gerçekleştirmektedir. GRACE/GRACE-FO verilerinin kullanıldığı, C_{20} katsayılarının ve düşey yer değişimlerinde kullanılan referans yeryuvarı modelinin değiştirilebildiği ve istenen noktada kullanıcının değişiklik yaparak geliştirebileceği program, pek çok bilimsel çalışmaya katkı sağlayacaktır. Yazılımın kaynak kodları <https://github.com/ezozturk/PHCSOFT> adresinden edinilebilir.

Genel olarak değerlendirildiğinde, GRACE uydu misyonu verileri kullanılarak hesaplanan fiziksel yükseklik değişimlerinin, yükseklik sisteminin modernizasyonu için önemli bir rol üstleneceği görülmektedir. GRACE uydu misyonunun işlevini tamamlamasıyla görevi devralan GRACE-FO uydu misyonunun sağladığı eşsiz verilerin, kütle değişimleri ve ilişkili yüzey hareketleri araştırmalarına daha uzun yıllar ışık tutacağı bir gerçektir. Küresel ısınma ve iklim değişiklikleri, bu araştırmaların daha da önem kazanmasına neden olmakta ve gelecekteki değişimlerin simüle edilmesini zorunlu kılmaktadır. Gelecek araştırmalarda, irdelenen çalışma alanlarında farklı bir dinamik ortometrik yükseklik ile yeni bir çalışma sağlanabilir. Ayrıca, GNSS (Global Navigasyon Uydu Sistemi) verilerinden elde edilen elipsoit yükseklikleri kullanılarak yüzeydeki aylık düşey yer değişimlerinin belirlenmesi ile ilgili araştırmalar da gelecek çalışmalar için önerilebilir.

KAYNAKLAR

- Akyılmaz, O., Üstün, A., Aydın, C., Arslan, N., Yağcı, O., Doğanalp, S., Güney, C., 2016, Yakın Yer Uyduları Yardımıyla Yüksek Çözünürlüklü Gravite Alanı Belirleme ve Bölgesel Kütle Değişimlerinin İzlenmesi, *TÜBİTAK ARDEB 1001 Araştırma Projeleri*, Proje No: 113Y155, Proje Sonuç Raporu, Ocak 2016.
- Barthelmes, F., 2016, International centre for global earth models (ICGEM), *J Geodesy Geod Handbook* 90(10):1177–1180.
- Bawden G., Thatcher, W., Stein, R., Hudnut, K., Peltzer, G., 2001, Tectonic contraction across Los Angeles after removal of groundwater pumping effects, *Nature*, 412:812.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L., Forsberg, B., Jr., R. S., Becker, J., 2005, Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response, *Geophysical Research Letters*, 32, L16308.
- Bettadpur, S., 2007, Gravity Recovery and Climate Experiment Product Specification Document, *GRACE 327-720 CSR-GR-03-02*, Rev.4.5.
- Bettadpur, S., 2012, UTCSR Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 0005, *GRACE 327-742, CSR Publ. GR-12- xx*, Rev. 4.0, University of Texas at Austin, pp. 16.
- Bucha, B., Janák, J., 2013, A MATLAB-based graphical user interface program for computing functionals of the geopotential up to ultra-high degrees and orders, *Comput. Geosci.* 56, 186–196.
- Cazenave, A., Mercier, F., Bouille, F., Lemoine, J.M, 1999, Global-scale interactions between the solid Earth and its fluid envelopes at the seasonal time scale, *Earth Planet Sci. Lett.*, 171, 549-559.
- Chanard, K., Avouac J.P., Ramillien, G., Genrich, J., 2014, Modeling deformation induced by seasonal variations of continental water in the Himalaya region: Sensitivity to Earth elastic structure, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 5097–5113.
- Cheng, M., Tapley, B.D, 1999, Seasonal variations in low degree zonal harmonics of the Earth's gravity field from satellite laser ranging observations, *J. Geophys. Res.*, 104, 2667-2681.
- Dahle, C., Flechtner, F., Gruber, C., König, D., König, R., Michalak, G., Neumayer, K.H., 2014, “GFZ RL05: an improved time-series of monthly GRACE gravity field solutions” In *Observation of the System Earth from Space – CHAMP, GRACE, GOCE and future missions*, pp. 29-39. Springer, Berlin, Heidelberg, 2014.

- Dahle, C., Flechtner, F., Murböck, M., Michalak, G., Neumayer, K., Abrykosov, O., König, R., 2018, GRACE 327-743 (Gravity Recovery and Climate Experiment): GFZ Level-2 Processing Standards Document for Level-2 Product Release 06.
- Darbeheshti, N., Zhou, L., Tregoning, P., McClusky, S., Purcell, A., 2013, The ANU GRACE visualisation web portal, *Comput. Geosci.* 52, 227–233.
- Dickey, J. O., Bentley, C. R., Bilham, R., Carton, J. A., Eanes, R. J., Herring, T. A., Van Den Dool, H. M., 1997, Satellite Gravity and the Geosphere, *National Research Council Report. Nat. Acad.* Washington DC.
- Ditmar, P., Da Encarnação, J.T., Farahani, H.H., 2012, Understanding data noise in gravity field recovery on the basis of inter-satellite ranging measurements acquired by the satellite gravimetry mission GRACE, *Journal of Geodesy*, 86(6), 441-465.
- Döll, P., Kaspar, F., Lehner, B., 2003, A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation, *Journal of Hydrology*, 270 (1-2), 105-134.
- Drewes, H., Kuglitsch, F., Adám, J., Rózsa, S., 2016, The geodesist's handbook 2016, *Journal of Geodesy*, 90:907.
- Dziewonski, A., Anderson, D., 1981, Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25:297–356.
- Galloway, D., Hudnut, K., Ingebritsen, S., Phillips, S., Peltzer, G., Rogez, F., Rosen, P., 1998, Detection of aquifer system compaction and land subsidence using interferometric synthetic aperture radar, Antelope Valley, Mojave Desert, California, *Water Resources Research*, 34:2573–2585.
- Geirsson, H., Árnadóttir, T., Völksen, C., Jiang, W., Sturkell, E., Villemin, T., ... , Stefánsson, R., 2006, Current plate movements across the Mid-Atlantic Ridge determined from 5 years of continuous GPS measurements in Iceland, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Godah, W., Szelachowska, M., Krynski, J., 2015, On the selection of GRACE-based GGMs and a filtering method for estimating mass variations in the Earth system over Poland, *Geoinformation Issues*, 7(1), 5-14.
- Godah, W., Szelachowska, M., Krynski, J., 2017a, Investigation of geoid height variations and vertical displacements of the Earth surface in the context of the realization of a modern vertical reference system: A case study for Poland, *In International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems*, 2016, 135–141.

- Godah, W., Szelachowska, M., Krynski, J., 2017b, On the estimation of physical height changes using GRACE satellite mission data—A case study of Central Europe, *Geodesy and Cartography*, 66, 211–226.
- Godah, W., 2018, Contribution of dedicated gravity satellite missions to geoid modelling and the realization of the vertical reference system, Technical Note, *Committee on Geodesy of the Polish Academy of Sciences, the 10th plenary meeting*, 30 October 2018, Warsaw.
- Godah, W., 2019, IGiK–TVGMF: A MATLAB package for computing and analysing temporal variations of gravity/mass functionals from GRACE satellite based global geopotential models, *Computers & Geosciences*, 123:47–58.
- GRACE Teknik Not – 11, https://podaac-tools.jpl.nasa.gov/drive/files/allData/grace/docs/TN-11_C20_SLR.txt (Erişim tarihi: 13.07.2020).
- Hall, D.K., Williams Jr.R.S., Luthcke S.B., Digirolamo N.E., 2008, Greenland ice sheet surface temperature, melt and mass loss: 2000–2006, *J. Glaciol.*, 54 (184), 81-93.
- Holmes, S.A., Pavlis, N.K., 2006, A FORTRAN program for very-high-degree harmonic synthesis, version 05/01, 2006. https://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/new_egm/new_egm.html (Erişim tarihi: 09.07.2020).
- King, N., Argus, D., Langbein, J., Agnew, D., Bawden, G., Dollar, R., Barseghian, D. 2007, Space geodetic observation of expansion of the San Gabriel Valley, California, aquifer system, during heavy rainfall in winter 2004-2005, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112, B03409.
- Krabill W., Hanna E., Huybrechts P., Abdalati W., Cappelen J., Csatho B., Frederick E., Manizade S., Martin C., Sonntag J., Swift R., Thomas R., Yungel J., 2004, Greenland ice sheet: increased coastal thinning, *Geophys. Res. Lett.*, 31, p. L24402.
- Krynski, J., Kloch-Glowka, G., Szelachowska, M., 2014, Analysis of time variations of the gravity field over Europe obtained from GRACE data in terms of geoid height and mass variation, *In Earth on the Edge: Science for a Sustainable Planet*, 365–370. Springer.
- Kusche J., Schmidt R., Petrovic S., Rietbroek R., 2009, Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model, *J. Geod.* 83(10): pp. 903–913.
- Makridakis, S., Wheelwright, S., Hyndman, R., 1998, Forecasting methods and applications, third ed. Wiley, New York ISBN 978-0-471-53233-0.

- Nerem, R.S., Eanes, R.J., Thompson, P.F., Chen J.L., 2000, Observations of annual variations of the Earth's gravitational field using satellite laser ranging and geophysical models, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1783-1786.
- Nielsen, J., Tscherning, C.C., Jansson, T.R.N., Forsberg, R., 2012, Development and user testing of a Python interface to the GRAVSOF gravity field programs, *Geodesy for Planet Earth Springer*, Berlin, Heidelberg, 443-449.
- Rangelova, E., Sideris, M., 2008, Contributions of terrestrial and GRACE data to the study of the secular geoid changes in North America, *Journal of Geodynamics*, 46:131–143.
- Rapp, R.H., 1982, A Fortran Program for the Computation of Gravimetric Quantities from High Degree Spherical Harmonic Expansions, Report 334. *Department of Geodetic Science and Surveying*, The Ohio State University, Columbus.
- Sarmiento, C. J. S., Rizos, C., Roberts, C., 2018, Time-variable satellite gravity models application for the development of an archipelagic geoid-based height system, *In Signal Processing Its Applications CSPA, IEEE 14th International Colloquium* on 203–208.
- Save, H., Tapley, B., Bettadpur S., 2018, GRACE RL06 reprocessing and results from CSR. *In EGU General Assembly Conference Abstracts*, 20, 10697.
- Simav, M., Yıldız, H., Arslan, E., 2013, GRACE uydu verileri ile yer sistemi içerisindeki kütle değişimlerinin izlenmesi, *Harita Dergisi*, 149, 15-27.
- Sošnica, K., Jäggi, A., Meyer, U., Thaller, D., Maier, A., Beutler, G., Dach, R., 2015, Temporal Earth's gravity field variations from SLR observations, In: *Swiss National Report on the Geodetic Activities in the years 2011 to 2015*, 84-87 Zürich: *Swiss Geodetic Commission*.
- Steckler, M., Nooner, S., Akhter, S., Chowdhury, S., Bettadpur, S., Seeber, L., Kogan, M., 2010, Modeling Earth deformation from monsoonal flooding in Bangladesh using hydrographic, GPS, and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115.
- Tan W., Dongb D., Chena J., Wua B., 2016, Analysis of systematic differences from GPS measured and GRACE-modeled deformation in Central Valley, California. *Advances in Space Research*, 57,1, 19–29.
- Tapley B.D., Bettadpur S., Ries J.C., Thompson P.F., Watkins M., 2004a, GRACE measurements of mass variability in the Earth system, *Science*, 305, 503-505.
- Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C., 2004b, The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09607.

- Tapley, B.D., Watkins, M.M., Flechtner, F., Reigber, C., Bettadpur, S., Rodell, M., Reager, J.T., 2019, Contributions of GRACE to understanding climate change, *Nature Climate Change*, 9,5, 358-369.
- Terzaghi, K, 1951, Theoretical Soil Mechanics. Chapman And Hall, Limited, London.
- Torge, W., 1989, Gravimetry, *de Gruyter*, Berlin, Almanya.
- Tscherning, C.C., Rapp, R.H., Goad, C., 1983, A comparison of methods for computing gravimetric quantities from high degree spherical harmonic expansions, *Manuscr Geod*, 8, 249-272.
- URL-1 <https://ccar.colorado.edu/grace/jpl.html>, (Erişim tarihi: 02.08.2018).
- URL-2 <http://icgem.gfz-potsdam.de/home>, (Erişim tarihi: 05.01.2020).
- URL-3 <https://www.quora.com/Poissons-ratio-of-a-material-is-0-4-What-does-it-mean>, (Erişim tarihi: 04.12.2018).
- URL-4 <https://www.mathworks.com/help/stats/pca.html>, (Erişim tarihi: 27.01.2019).
- URL-5 <https://mgm.gov.tr/veridegerlendirme/yillik-toplam-yagisverileri.aspx>, (Erişim tarihi: 23.09.2019).
- URL-6 <http://geoid.colorado.edu/grace/>, (Erişim tarihi: 12.02.2020).
- URL-7 <http://grace.anu.edu.au/evasph.php>, (Erişim tarihi: 12.02.2019).
- van Dam, T., Wahr, J., Lavallée, D., 2007, A comparison of annual vertical crustal displacements from GPS and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) over Europe, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112, B03404.
- van den Broeke M., Bamber J., Ettema J., Rignot E., Schrama E., van den Berg W. J., van Meijgaard E., Velicogna I., Wouters B., 2009, Partitioning recent Greenland mass loss, *Science*, 326, 984-986.
- Vanacore, E.A., Taymaz, T., Saygin, E., 2013, Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 193, 1, 329–337.
- Velicogna, I., Wahr, J., 2006, Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004, *Nature*, 443, 7109, 329.
- Velicogna, I, 2009, Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19503.
- Wahr J., Molenaar M., Bryan F., 1998, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, *J. Geophys. Res.*, 103, B12, 30205–30229.

- Wahr, J., 2007, Time-variable gravity from satellites, *Treatise on Geophysics*, 3, 213-237.
- Wang, H., Xiang, L., Jia, L., Jiang, L., Wang, L., Hu, Z., Gao, P., 2012, Load Love numbers and Green's functions for elastic Earth models PREM, iasp91, ak135, and modified models with refined crustal structure from Crust 2.0, *Computers & Geosciences*, 49:190–199.
- Watkins, M.M., Gruber T., Bettadpur, S., 2000, Science Data System Development Plan Revision: C, GRACE 327-710.
- Watkins, M.M., Yuan, D.N., 2014, GRACE: JPL Level-2 processing standards document for Level-2 product release 05.1, GRACE 327–744 (v5.1), Jet Propulsion Laboratory, *California Institute of Technology*, 14.
- Watkins, M., Wiese, D., Yuan, D., Boening, C., Landerer, F., 2015, Improved methods for observing Earth's time variable mass distribution with GRACE using spherical cap mascons, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120:2648–2671.
- Wouters, B., Chambers D., Schrama, E.J.O., 2008, GRACE observes small-scale mass loss in Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20501.
- Yuan, D.N., 2018, JPL level-2 processing standards document for level-2 product release 06 (Rev. 6.0, June 1, 2018). GRACE Publication 327–744. 2018. <ftp://isdcftp.gfz-potsdam.de/grace/DOCUMENTS/Level-2/> (Erişim tarihi 09.07.2020).
- Zhang, X., Jin, S., Lu, X., 2017, Global surface mass variations from continuous GPS observations and satellite altimetry data, *Remote Sensing*, 9(10), 1000.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Emel ZERAY ÖZTÜRK
Uyruğu : T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Konya - 26.05.1990
Telefon : 0(332) 205 16 65
Faks : 0(332) 241 06 35
E-Posta : ezozturk@ktun.edu.tr

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Bitirme Yılı
Lise	: Dolapoğlu Anadolu Lisesi, Selçuklu, Konya	2008
Üniversite	: Selçuk Ü., Harita Mühendisliği, Selçuklu, Konya	2012
Yüksek Lisans	: Selçuk Ü., Harita Müh. ABD. Selçuklu, Konya	2015

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2012-2013	VARYAP	Harita Mühendisi
2013-2018	Selçuk Ü., Harita Müh., Jeodezi ABD.	Araştırma Görevlisi
2019-...	Konya Teknik Ü.	Araştırma Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Harita Mühendisliği, Fiziksel Jeodezi

YABANCI DİLLER

İngilizce (YDS: 81.25)

Almanca (Temel Seviye)

YAYINLAR

(SCI, SCI-Expanded)

- 1) Üstün A., Abbak R.A., Zeray Öztürk, E., 2018, Height biases of SRTM DEM related to EGM96: from a global perspective to regional practice, *Survey Review*, 50(538), 26-35 (Yüksek Lisans tezinden yapılmıştır).
- 2) Zeray Öztürk E., Godah W., Abbak R.A., 2020, Estimation of physical height changes from GRACE satellite mission data and WGHM over Turkey, *Acta Geodaetica et Geophysica*, 55, 301–317. DOI: 10.1007/s40328-020-00294-5 (Doktora tezinden yapılmıştır).

- 3) Zeray Öztürk E., Abbak R.A., (Hakem incelemesinde), A study on the evaluation of physical height changes using GRACE-based GGMs over Greenland, *Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata* (Doktora tezinden yapılmıştır).
- 4) Zeray Öztürk E., Abbak R.A., PHCSOFT: A Software package for computing physical height changes from GRACE based global geopotential models, *Earth Science Informatics*, (Basım aşamasında), DOI: 10.1007/s12145-020-00490-5 (Doktora tezinden yapılmıştır).

Tebliğ (Bildiri)

- 1) Zeray Öztürk E., Abbak R.A., Can SRTM Digital Elevation Model Be Improved With EGM08?, 2015. *2nd International Conference on Innovation Trends in Multidisciplinary Academic Research (ITMAR)*, Istanbul, Turkey (Yüksek Lisans tezinden yapılmıştır).
- 2) Zeray Öztürk E., Godah W., Abbak R.A., 2018, Evaluation of RL05 GRACE Based Global Geopotential Models on a Regional Scale: A case study of Turkey. *EGU General Assembly Conference Abstracts* 20, 2141, Vienna, Austria (Doktora tezinden yapılmıştır).
- 3) Zeray Öztürk E., Godah W., Abbak R.A., 2018, Analysis of De-Correlation Filters Performance for Estimating Temporal Mass Variations Determined from GRACE-Based GGMS over Konya Basin. *FIG Congress 2018. Embracing our smart world where the continents connect: enhancing the geospatial maturity of societies. Technical Programme and Proceedings*, Istanbul, Turkey (Doktora tezinden yapılmıştır).
- 4) Zeray Öztürk E., Abbak R.A., 2019, Physical Height Changes Estimated by GRACE Data: A Case Study over Greenland. *XXIX International Symposium on "Modern Technologies, Education and Professional Practice in Geodesy and Related Fields"*, Istanbul, Turkey (Doktora tezinden yapılmıştır).