

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

UYDU VE YER ÖLÇÜMLERİ İLE ELDE EDİLEN
VERİLERİN ANALİZİ VE JEOFİZİK
YORUMLAMALARI

Fikret DOĞRU

Haziran, 2020
İZMİR

**UYDU VE YER ÖLÇÜMLERİ İLE ELDE EDİLEN
VERİLERİN ANALİZİ VE JEOFİZİK
YORUMLAMALARI**

**Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Doktora Tezi
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

Fikret DOĞRU

**Haziran, 2020
İZMİR**

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

FİKRET DOĞRU, tarafından **PROF. DR. OYA PAMUKÇU** yönetiminde hazırlanan “**UYDU VE YER ÖLÇÜMLERİ İLE ELDE EDİLEN VERİLERİN ANALİZİ VE JEOFİZİK YORUMLAMALARI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Oya PAMUKÇU

Yönetici

Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Doç. Dr. Cem KINCAL

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. Abdullah ATEŞ

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mustafa Nuri DOLMAZ

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Özgür ÖZÇELİK

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

BaŐta tez konumu öneren, bilgi birikiminden her zaman yararlandığım, önerilerini esirgemeyen danışmanım Sayın Prof. Dr. Oya PAMUKÇU'ya ve tez çalışmamın aşamalarını sürekli takip eden ve gelişmesinde katkıda bulunan tez izleme komitesi üyeleri Sayın Doç. Dr. Tolga GÖNENÇ'e ve Doç. Dr. Cem KINCAL'a,

Tez çalışmalarım sırasında beni yönlendiren ve destekleyen Sayın Doç. Dr. Albay Hasan YILDIZ'a

Topoğrafik potansiyel modelleri konusundaki katkılarından dolayı Dr. Cristian Hirt'e ve kişisel görüşmeler ile katkılarından dolayı Prof. Dr. Bülent Oruç'a teşekkür ederim.

Doktora tez aşamasında Bristol Üniversitesi'nde sağladığı desteklerden ötürü Dr. Fabien Albino ve Prof. Dr. Juliet Biggs'e teşekkür ederim. Tez sürecinde YÖK'ün Araştırma Görevlileri İçin Yurt Dışı Araştırma Bursları (YUDAB) desteği ile Bristol Üniversitesi'nde 6 ay eğitim alınmıştır.

Yoğun çalışmalarım sırasında göstermiş olduğu sevgi, sabır ve manevi desteklerinden dolayı eşim Cansu DOĞRU'ya ve tüm hayatım boyunca desteklerini esirgemeyen aileme teşekkür ederim.

Bu tez çalışması 2018-2020 yılları arasında yürütölen Dokuz Eylül Üniversitesi 2018.KB.FEN.013 Bilimsel Araştırma Projeleri ile desteklenmiştir. Yersel gravite verileri olarak, 108Y285 ve 106G159 No'lu Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Projesi kapsamında toplanan veriler kullanılmıştır.

Fikret DOĞRU

UYDU VE YER ÖLÇÜMLERİ İLE ELDE EDİLEN VERİLERİN ANALİZİ VE JEOFİZİK YORUMLAMALARI

ÖZ

Bu çalışma kapsamında Batı Anadolu, Ege Denizi ve Doğu Akdeniz'i içine alan ve daha sonra doğu Avrupa'dan Hazar Denizi'nin doğusuna kadar olan kısımda uydu gravite model verileri kullanılarak matematiksel yaklaşımlar ile uygulamalar yapılmıştır. Çalışmadaki temel amaçlardan ilki uydu gravite verisi kullanarak çalışma alanının kabuk yapısı hakkında bilgi edinmek ve ikincisi ise büyük ölçekli yapısal elemanların yatay ve düşey yöndeki devamlılığı ve fiziksel özellikleri ile ilgili bilgileri elde etmektir.

Bu çalışma kapsamında ilk olarak uydu gravite modellerinden elde edilen küresel serbest hava gravite anomalileri ile yersel serbest hava gravite anomalileri karşılaştırılmıştır. Bu sayede yer verisi ile uydu modellerinden elde edilen anomaliler arasındaki en iyi uyumu sunan GOCE modeli, DIR-R4 modeli olarak belirlenmiştir. Sonrasında GOCE modeli ile GRACE uydusundan türetilmiş EGM2008 modeli belli seviyelerde birleştirilerek çalışma alanı için gerekli olan anomaliler hesaplanmıştır.

Bu tez çalışmasının ikinci aşamasında Batı Anadolu ve Ege Bölgesi'ne ait yapısal zonları (başlıca süreksizlikleri) belirleyebilmek amacıyla bölgenin gravite bozukluk (gravite disturbance) verisi kullanılmıştır. Bu bölge, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi içerisinde kalan D-B yönlü birçok fay zonunu ve Hellenik Dalma Batma zonu gibi önemli tektonik elemanları içermektedir. Bu çalışma kapsamında, bölgede son zamanlarda büyük depremler gözlenen fayların olduğu zonlardan kesitler olarak süreksizliklerin derinlikleri konusunda gravite bozukluk verisinin denemesi yapılmıştır. Bunlara ek olarak tilt açısı, teta haritası, analitik sinyal ve toplam yatay türev gibi sınır analizi operatörleri de sonuçları karşılaştırmak amacıyla kullanılmıştır.

Tez kapsamında ayrıca Dokuz Eylül Üniversitesi'nin Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP No 2018.KB.FEN.013) desteği ile belirtilen yöntemler Avrupa'yı da içine alacak şekilde çok geniş bir alanda uygulanmıştır.

Anahtar kelimeler: GOCE, GRACE, serbest hava anomalisi, gravite bozukluk, Moho



ANALYSIS AND GEOPHYSICAL INTERPRETATIONS OF DATA OBTAINED FROM SATELLITE AND GROUND SURVEY

ABSTRACT

Within the scope of this study, mathematical approaches have been applied by using satellite gravity model data in the western Anatolian, Aegean and Eastern Mediterranean regions and then from eastern Europe to the east of Caspian Sea. The first objective of the study is to obtain information about the crust structure of the study area by using satellite gravity data and the second is to obtain information about the horizontal and vertical continuity and physical properties of large-scale structural elements.

In this study, firstly, spherical free-air gravity anomalies obtained from satellite gravity models and terrestrial free-air gravity anomalies were compared. In this way, GOCE model, which provides the best fit between anomalies obtained from ground data and satellite models, was determined as DIR-R4 model. Then the GOCE model and the EGM2008 model derived from the GRACE satellite were combined at certain levels and the anomalies required for the study area were calculated.

In the second stage of this study, gravity disturbance data was used to determine the structural discontinuities of Western Anatolia and Aegean Region. This region includes many faults in the D-B direction within the Western Anatolia Expansion Area and important tectonic elements such as the Hellenic Subduction Zone. Within the scope of the study, in the area where recent big earthquakes occurred, cross-sections have been taken and the gravity disturbance data has been tested to estimate depths of discontinuities. In addition, border analysis operators such as tilt angle, theta map, analytical signal and total horizontal derivative were used to compare the results.

Within the scope of the thesis, the mentioned methods have been applied in a wide area including Europe with the support of Dokuz Eylul University's Scientific

Research Projects (BAP No 2018.KB.FEN.013). First, spherical free-air gravity anomaly of the area was calculated by using satellite models. Then, gravity tensors, Moho (Mohorovicic) and LAB (Lithosphere-Asthenosphere Boundary) depth maps were obtained. Moho depth values were found to be consistent with the results of previous studies. Moho depth values were obtained between 10 and 50 km and LAB depth values were obtained between 80 and 180 km. In addition, firstly magnetic data obtained from MTA and free-air gravity anomalies were examined along with profiles. Along with the same profiles, gravity and magnetic anomalies were associated with the tectonic and geological units of the region. Positive magnetic anomaly and negative gravity anomaly areas are thought to be associated with thick crust or high magnetization, while negative magnetic and positive gravity anomaly areas may be related to thin-crust or high-density units and high heat flux.

Keywords: GOCE, GRACE, free-air gravity anomaly, gravity disturbance, Moho

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	x
TABLolar LİSTESİ.....	xvi

BÖLÜM BİR - UYDU MODELLERİ 1

1.1 Giriş.....	1
1.2 Uydu Modelleri	2
1.2.1 CHAMP Uydusu.....	2
1.2.2 GRACE Uydusu	3
1.2.3 GOCE Uydusu	4
1.2.4 Birleşik Modeller	6
1.2.5 Topoğrafik Modeller.....	7

BÖLÜM İKİ - GOCE TABANLI GRAVİTE ALAN MODELLERİ KULLANARAK BATI ANADOLU VE EGE DENİZİ'NİN LİTOSFERİK YAPISI..... 8

2.1 Giriş.....	8
2.2 Veri ve Yöntem	12
2.2.1 Küresel Gravite Modellerinin Değerlendirilmesi	12
2.3 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde Litosferin Yapısının Belirlenmesi İçin Jeofizik Parametrelerin Kestirimi.....	19
2.3.1 Moho ve LAS Derinliklerinin Belirlenmesi	19
2.3.2 Parker-Oldenburg Ters Çözümü.....	21
2.3.3 Etkinlikli Elastik Kalınlık (T_e) ve Rijitlik Hesabı.....	26
2.3.4 İzostatik Moho ve Yoğunluk Değişimleri	28
2.3.5 LAS Sıcaklıkları	31

2.4 Tartışma ve Sonuç	32
BÖLÜM ÜÇ - EGE DENİZİ VE BATI ANADOLU'DA SINIR YAPILARI İÇİN GRAVİTE BOZUKLUĞUNUN ANALİZİ	40
3.1 Giriş.....	40
3.2 Yöntemler.....	43
3.2.1 Gravite Bozukluğu ve Yerel Kuzey-Yönelimli Referans Çerçevesinde Gravite Tensörleri	43
3.2.2 Logaritmik Güç Spektrum Yöntemi	44
3.2.3 Gradyan Tensör Matrisinin Değişmezleri.....	45
3.2.4 Jeolojik Sınır Analizi	46
3.3 Uygulamalar	47
3.3.1 Teorik Uygulamalar.....	47
3.3.2 Örnek Uygulama.....	55
3.4 Tartışma.....	60
BÖLÜM DÖRT- HAVADAN REJYONEL MANYETİK VERİLER İLE UYDU GRAVİTE VERİSİ SONUÇLARININ BİRLİKTE İRDELENMESİ	63
4.1 Giriş.....	63
4.2 Havadan Rejyonel Manyetik Verisinin Sayısallaştırılması ve Sunumu.....	64
4.3 Küresel Serbest Hava Anomalisi.....	68
4.4 Korelasyon Analizi.....	71
4.5 Büyük Ölçekli Bölge İçin Sonuçlar	85
BÖLÜM BEŞ - GENEL SONUÇLAR.....	96
KAYNAKLAR.....	98

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 CHAMP uydusunun önden görünümü ve ekipmanları.....	3
Şekil 1.2 GRACE uydu sisteminin görünümü.....	4
Şekil 1.3 GOCE uydusunun görünümü.....	5
Şekil 2.1 a) Türkiye'nin genel tektonik haritası, b) çalışma alanının ana hatları.....	9
Şekil 2.2 GOCE modellerinin doğrulanması için kullanılan istasyonların dağılımı..	15
Şekil 2.3 GOCE-DIR Release 4 ve EGM2008 arasındaki (d/o 240'a kadar) serbest hava gravite anomalileri farkı ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler.....	18
Şekil 2.4 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin GOCE-DIR Release 4 ve EGM2008 modellerinin kullanılarak (n= 2-2190'a kadar) hesaplanan küresel Bouguer anomalisi ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler.....	19
Şekil 2.5 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin radyal ortalama genlik spektrumu.....	21
Şekil 2.6 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmesi ile elde edilen Moho anomalisinin ters çözümünden elde edilen Moho derinlik haritası. Karagianni ve diğer., (2005) çalışmasındaki Moho derinlikleri ile karşılaştırılması alınan üç profil ve diğer çalışmalar ile nokta bazında karşılaştırmak için belirlenen A-B-C-D-E noktaları.....	23
Şekil 2.7 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmesi ile elde edilen LAS anomalisinin ters çözümünden elde edilen LAS derinlik haritası.....	24
Şekil 2.8 Karagianni ve diğer., (2005) tarafından yapılan Rayleigh dalga tomografisi ile elde edilen Moho derinlikleri ve bu çalışmadan küresel Bouguer anomalisinin ters çözümünden elde edilen Moho derinliklerinin (kesik çizgili) karşılaştırılması.....	25
Şekil 2.9 Eşdeğer topoğrafya haritası, kıta ve deniz kısımlarını içeren topoğrafya, çalışma alanında -3000 ila 3500 m arasında değişmektedir.....	27
Şekil 2.10 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisi kullanılarak hesaplanan çalışma alanına ait Te kalınlıkları değişimi ve çalışma alanındaki COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler.....	28

Şekil 2.11 Kaban ve diğer., (2016)'nin çalışmalarındaki yaklaşım ile elde edilen Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin İzostatik Moho derinlik haritası ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler.....	30
Şekil 2.12 İzostatik denge için gerekli üst mantodaki ek yoğunluk değişimleri ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler.....	31
Şekil 2.13 Chapman (1986), Wang (1999) ve Zang ve diğer., (2002) tarafından önerilen formüllerden üst ve alt sınırlarının ortalaması kullanılarak elde edilen LAS derinliğindeki sıcaklık değişimleri. K-G yönlü profil Şekil 2.14'te kullanılan sıcaklık değişimini gösterir.	32
Şekil 2.14 Profiller: a) Te kalınlığı; b) küresel Bouguer anomalisi ve Moho derinliği; c) LAS derinliği ve LAS sıcaklıkları (°C); d) Datma-batma zonu ile ilişkili deprem dağılımları (koyu mavi noktalar) (alt kısımdaki kesikli çizgi bölgeler nispeten göreceli sıcak ve soğuk bölgelerdir). Depremler USGS deprem kataloğundan alınmıştır	39
Şekil 3.1 Bölgenin genel tektonik haritası	41
Şekil 3.2 Kürenin teorik gravite anomalisi ve potansiyeli: a) teorik gravite anomalisi ve b) a'nın potansiyel anomalisi.	47
Şekil 3.3 Kürenin teorik gravite anomalisi, teorik anomaliden alınan profili ve profilin güç spektrumu: a) teorik gravite anomalisi, b) A-A' profilinin anomalisi ve c) A-A' profilinin güç spektrumu sonucu.....	48
Şekil 3.4 Teorik küre anomalisinin tensör sonuçları: a) Txx, b) Txy, c) Txz, d) Tyy, e) Tyz ve f) Tzz.	49
Şekil 3.5 I1 ve I2 değişmezlerinin sonuçları: a) I1 değişmezi ve b) I2 değişmezi. ...	50
Şekil 3.6 Teorik küre anomalisinin sınır analizi sonuçları: a) THDR (Açıkmavi) (teorik küre anomalisi üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) Tilt açısı ve d) Teta haritası sonuçları.....	50
Şekil 3.7 Yatay silindir, küre ve düşey silindir (soldan sağa doğru sırayla) olan üç modelin teorik toplam gravite anomalisi sırasıyla 45 km, 40 km ve 50 km derinlikleri (sırasıyla yarıçaplar 10, 12 ve 15 km'dir) ve gravite	

anomalisinin potansiyeli a) teorik toplam gravite anomalisi ve b) potansiyel anomalisi.	51
Şekil 3.8 Teorik toplam gravite anomalisi, anomaliden alınan AA' profili ve profilin güç spektrumu: a) teorik toplam gravite anomalisi, b) AA' profili ve c) AA' profilinin güç spektrumu sonucu.	52
Şekil 3.9 Üç modelden elde edilen teorik toplam gravite anomalisinin tensör sonuçları: a) Txx, b) Txy, c) Txz, d) Tyy, e) Tyz ve f) Tzz.	53
Şekil 3.10 I1 ve I2 değişmezlerinin sonuçları: a) I1 değişmezi ve b) I2 değişmezi sonucu.	54
Şekil 3.11 Üç modelden elde edilen teorik toplam gravite anomalisinin sınır analizi sonuçları: a) THDR (Açık mavi) (teorik küre anomalisinin üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) Tilt açısı ve d) Teta haritasının sonuçları.	54
Şekil 3.12 Çalışma alanının Bouguer gravite bozukluk haritası	55
Şekil 3.13 Şekil 3.12'den alınan profiller ve profillerin güç spektrumu sonuçları: a) AA' profilinin anomalisi, b) AA' profilinin güç spektrumu sonucu, c) BB' profilinin anomalisi, d) BB' profilinin güç spektrumu sonucu, e) CC' profilinin anomalisi, f) CC' profilinin güç spektrumu sonucu, g) DD' profilinin anomalisi ve h) DD' profilinin güç spektrumu sonucu.	56
Şekil 3.14 Bouguer gravite bozukluk verisinin tensör sonuçları: a) Txx, b) Txy, c) Txz, d) Tyy, e) Tyz ve f) Tzz.	57
Şekil 3.15 Çalışma alanının I1 ve I2 değişmezlerinin sonuçları ve 1980 ile 2018 yılları arasındaki deprem odak derinliği dağılımı ($M_w \geq 3.5$): a) I1 değişmezi, b) I2 değişmezi ve c) deprem dağılımı	58
Şekil 3.16 Sınır analizi sonuçları: a) THDR (Bouguer gravite bozukluk haritasının üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) tilt açısının ve d) teta haritasının sonuçları.	59
Şekil 3.17 Tyy, Tyz ve Tzz bileşenlerinin yukarı (20 km) uzanım sonuçları: a) Tyy, b) Tyz ve c) Tzz.	59
Şekil 4.1 MTA'dan alınan 25 paftanın birleştirilmesi ile elde edilen havadan rejyonel manyetik anomali haritası.	65
Şekil 4.2 IGRF 1982.5 değerleri giderilmiş manyetik anomali haritası.	65
Şekil 4.3 1. dereceden trend giderilmiş manyetik anomali sonucu.	66

Şekil 4.4 Trend giderilmiş manyetik anomalinin alçak geçişli filtre uygulanmış sonucu.....	66
Şekil 4.5 Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası.....	67
Şekil 4.6 Kutba indirgenmiş manyetik anomalinin 4km yukarı uzanım uygulanmış sonucu (Serbest hava ve Moho sonuçları ile karşılaştırılma yapılan 8 adet profilin yönleri gösterilmiştir).....	67
Şekil 4.7 Bölgenin topoğrafik yükseklik haritası.....	68
Şekil 4.8 Küresel serbest hava gravite anomali haritası.....	69
Şekil 4.9 1. türev uygulanması ile elde edilen anomali haritası.....	70
Şekil 4.10 1. türev anomalisine 4 km yukarı uzanım uygulanması sonucu.....	70
Şekil 4.11 Bölgenin jeoloji haritası ve aktif tektonik elemanları.....	71
Şekil 4.12 Korelasyon katsayıları haritası.....	72
Şekil 4.13 Eğim ($\Delta m/\Delta \sigma$) haritası.....	73
Şekil 4.14 Profil 1'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	74
Şekil 4.15 Profil 2'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	76
Şekil 4.16 Profil 3'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	77
Şekil 4.17 Profil 4'ten alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	79
Şekil 4.18 Profil 5'ten alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden	

türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	80
Şekil 4.19 Profil 6'dan alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	82
Şekil 4.20 Profil 7'den alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	83
Şekil 4.21 Profil 8'den alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler.....	84
Şekil 4.22 Projedeki çalışma alanı	85
Şekil 4.23 Bölgeye ait küresel serbest hava gravite anomalisi.	86
Şekil 4.24 Bölgeye ait küresel Bouguer gravite anomalisi.	86
Şekil 4.25 Bölgeye ait EGM2008 Txx tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	88
Şekil 4.26 Bölgeye ait EGM2008 Txy tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	88
Şekil 4.27 Bölgeye ait EGM2008 Txz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	89
Şekil 4.28 Bölgeye ait EGM2008 Tyy tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	89
Şekil 4.29 Bölgeye ait EGM2008 Tyz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	90
Şekil 4.30 Bölgeye ait EGM2008 Tzz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır).	90
Şekil 4.31 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 Txx tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	91

Şekil 4.32 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{xy} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	91
Şekil 4.33 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{xz} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	92
Şekil 4.34 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{yy} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	92
Şekil 4.35 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{yz} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	93
Şekil 4.36 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{zz} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır).	93
Şekil 4.37 Çalışma alanına ait Moho derinlik haritası.	94
Şekil 4.38 Çalışma alanına ait LAS derinlik haritası.	95

TABLULAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 1.1 CHAMP, GRACE ve GOCE uydu misyonları ile ilgili detaylı bilgiler.....	6
Tablo 2.1 Çalışmada kullanılan GGM'leri.....	13
Tablo 2.2 Yersel gravite verileri ile GGM'lerden hesaplanan serbest hava gravite anomali farklılıklarının istatistikleri ve ihmal hataları için EGM2008/ERTM modelleri ekli ve ekli değilken değerlendirilmesi.....	16
Tablo 2.3 Seçilen beş noktada farklı çalışma ve yöntemlerden elde edilen Moho derinliklerinin karşılaştırılması.	25
Tablo 2.4 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde yapılan önceki çalışmaların ve bu çalışmadan elde edilen Moho derinliği sonuçları.....	26
Tablo 2.5 Te ters çözümünde kullanılan parametreler.....	27
Tablo 2.6 Jeofiziksel parametrelerin belirlenmesi için kullanılan, yersel gravite verileriyle karşılaştırması sonucu en yüksek RMS değerini veren sadece EGM2008 modeli ve en düşük RMS değerini veren GOCE-DIR Release 4 ile EGM2008 birleşik modeli sonuçlarının karşılaştırılması.....	33

BÖLÜMBİR

UYDU MODELLERİ

1.1 Giriş

Uydu verileriyle global gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri hesaplanabilmektedir. Uydudan toplanan veri sayısı arttıkça ve verilerin homojen dağılımı sağlandığında harmonik serinin derecesi ve elde edilen anomalinin konumsal çözünürlüğü artmaktadır. Günümüzde en yüksek mekansal çözünürlük Dünya Gravite Haritası 2012 (WGM2012) modelinden yaklaşık 4 km mekansal çözünürlük olarak elde edilmiştir. CHAMP, GRACE ve GOCE uydularının 250-500 km arasında değişen yüksekliklerde uçması, global anlamda homojen ve detaylı bir gravite alanı haritası çıkartmak için yeterlidir. Ancak mekansal çözünürlüğü artırmak amacıyla yeni uyduların gönderilmesi için projeler yürütülmektedir. Gravite alanının ve jeoidin çözünürlüğünün ve doğruluğunun artırılması bu konularda çalışmalar yürüten özellikle yerbilimcileri çok yakından ilgilendirmektedir. Uydu modellerinden elde edilen anomaliler ile kabuk araştırmaları, okyanus sirkülasyonlarının ve jeoid yüksekliklerinin belirlenmesi, buzul hareketleri ile birlikte büyük depremler sonrası kütle hareketlerinin tespiti gibi farklı konular çalışılmaktadır. Veri toplamaya müsait olmayan bölgelerde uydu modellerinden elde edilen anomalilerle deniz ve karadan alınan veriler birleştirilerek çalışılan alanda olabildiğince veri noktaları homojen dağıtılmaya çalışılmaktadır. Ayrıca yer verileri ile kıyaslandığında birleşik modellerden elde edilen anomaliler çok düşük (yaklaşık 8,5 mGal) fark gösterdiğinden çalışma alanı daha da genişletilip bölgesel çalışma imkanı sağlamaktadır. Jeofizik modellemelerde bu farkın çok büyük etki yaratmadığı gözlenmektedir. Ayrıca dünyanın herhangi bir yerinde istediğiniz alanda bölgenin kabuk yapısı, yapısal süreksizlikleri vb. konuda çalışma imkanınız bu modeller sayesinde bulunmaktadır.

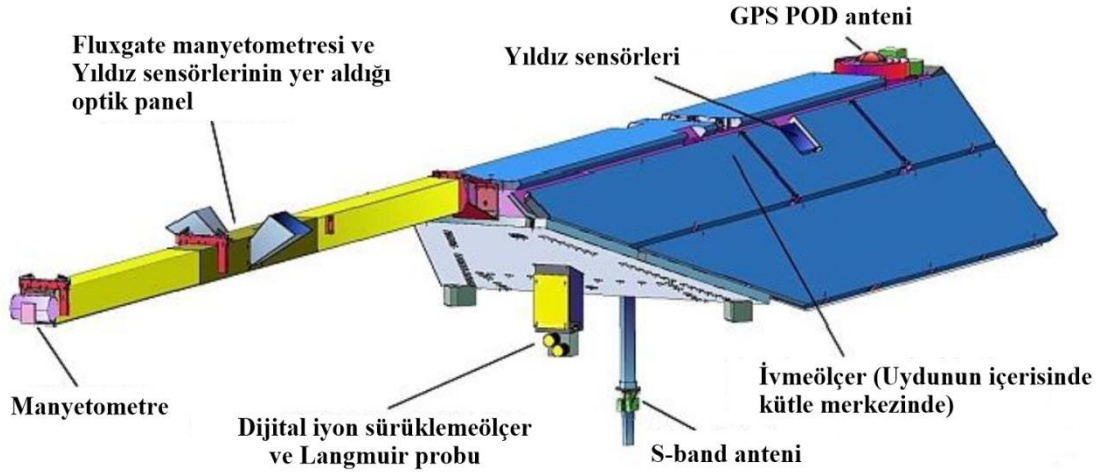
Bu tez çalışması kapsamında farklı uydu modelleri kullanılarak yerden toplanan veri ile en iyi uyumu sağlayan birleşik model elde edilmeye çalışılmıştır. Bu bağlamda GRACE ve GOCE uydularından elde edilen anomaliler farklı derece ve

sırada birleştirilerek denemeler yapılmış, istatistiksel çalışmalar yapılarak sonuçlar irdelenmiştir. Ek olarak topoğrafik modeller anomalilerin düzeltme aşamasında kullanılmıştır. GOCE modelleri arasında direkt, zamana bağlı (time-wise) ve uzaysal (space-wise) modeller değerlendirilmiştir. GRACE uydusundan ise genellikle EGM2008 modeli kullanılmıştır. Küresel serbest hava gravite, küresel Bouguer gravite, küresel tam gravite anomalisine ek olarak gravite bozukluk haritası süreksizlikleri değerlendirmek için kullanılmıştır.

1.2 Uydu Modelleri

1.2.1 CHAMP Uydusu

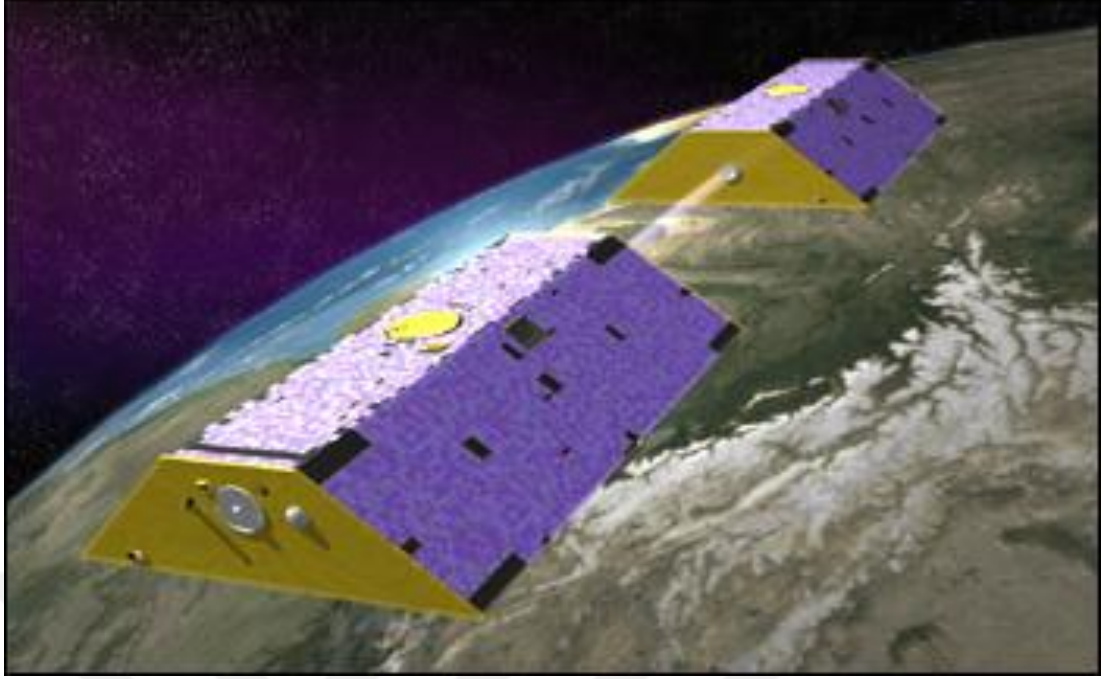
Alman uydusu olan CHAMP (*CHALLENGING Minisatellite Payload*) görevine 2000 yılında GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) tarafından başlatılmıştır ve Alman Hava-Uzay Merkezi (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)) tarafından işletilmektedir. Uzayda bir GPS alıcısını taşıyan ve ilk düşük dünya yörüngeli (low Earth orbiter (LEO)) gravite alan misyonudur (Şekil 1.1). Başlıca ölçümler içinde uydudan uyduya izleme (Satellite-to-Satellite (SST)) olarak adlandırılan GPS uydularından CHAMP uydusuna yapılan gözlemler yer almaktadır. Gravite alan modeli kinematik yörünge pozisyonları kullanılarak Enerji Dengesi Yaklaşımı ile hesaplanmaktadır. Bu potansiyel ve kinetik enerjinin toplamının konservatif bir kuvvet alanında sabit olduğunu belirten enerji korunumu yasasına dayanmaktadır. Kinetik enerji, yörünge konumlarından yörünge hızları vasıtasıyla hesaplanmaktadır. Ekonomik bir misyon olmasına rağmen, 550 km'nin üzerindeki dalga boyları için gravite alan modellerini önemli ölçüde geliştirmiştir. Ayrıca o zamandan beri geliştirilen GRACE ve GOCE uydularında da kullanılan yeni teknolojilerin test edilmesine yardımcı olmuştur. Gravite alan hesabının yanında CHAMP uydusunun iki bilimsel amacı daha vardır. Bunlardan birincisi dünyanın manyetik alanının iki adet manyetometre ile ölçümü, ikincisi ise radyo okültasyon yöntemiyle GPS alıcılarını kullanarak atmosfer sesini kaydetmektir.



Şekil 1.1 CHAMP uydusunun önden görünümü ve ekipmanları (GFZ-Potsdam, 2000)

1.2.2 GRACE Uydusu

Gravite İyileştirme ve İklim Deneyi (GRACE: The Gravity Recovery ve Climate Experiment) 2002 yılında Ulusal Amerikan Uzay Ajansı (NASA), Alman Havacılık ve Uzay Merkezi (DLR), Teksas Üniversitesi, Uzay Araştırma Merkezi (CSR) ve Geo-ForschungsZentrum Potsdam (GFZ) tarafından başlatılmıştır ve 2020 yılı itibariyle halen yürütülmektedir. Görev yaklaşık 500 km yükseklikte birbirine 220 km mesafedeki aynı yörüngede (yaklaşık 89.5° eğim) birbirini takip eden neredeyse aynı iki adet uydudan oluşmaktadır. İki uydu uzaklıklarını μm seviyesinde ölçen K-band mikrodalga bağlantısı ile senkronizedirler (Dunn ve diğer., 2003). Her iki uydu da GPS alıcılarıyla birlikte yüksek hassasiyetli bir ivmeölçer ile donatılmıştır (Touboul ve diğer., 1999). GRACE'nin temel amacı Dünya'nın çekim alanı nedeniyle uyduların hareketini izole edebilmek olduğundan ivmeölçerler gereklidir. İvmeölçerler sayesinde verilerin toplamında uydulara etki eden tüm konservatif etkilerin (atmosferik sürüklenme, güneş radyasyon basıncı, toprak radyasyon basıncı vb.) ölçülmesi ve giderilmesi sağlanır. Alçak-düşük uydudan uyduya izleme, yüksek-düşük-uydudan uyduya izlemeye göre (CHAMP) çok daha yüksek bir gravite çözünürlüğüne izin verir ve bu sayede 300 km'ye kadar olan dalga boyları için gravite alan modelleri belirlenebilir. GRACE uydularının görüntüsü Şekil 1.2'de verilmiştir.



Şekil 1.2 GRACE uydu sisteminin görünümü (Earthobservatory, 2002)

1.2.3 GOCE Uydusu

Gravite Alanı ve Okyanus Sirkülasyon Kaşifi (GOCE: The Gravity field ve steady-state Ocean Circulation Explorer) uydusu 2009'un başlarında Avrupa Uzay Ajansı (ESA: European Space Agency) tarafından fırlatılmıştır. GOCE uydusu altı bileşenli gradyometre ölçümleri alabilen ilk uydudur (Şekil 1.3). Çözünürlüğü arttırmak için, uydu yaklaşık 250 km yükseklikte uçacak şekilde tasarlanmıştır. Bu yükseklikte, dünya atmosferinden kaynaklı önemli miktarda hava sürüklenmesi olduğundan, uyduyu yörüngede tutmak için hava sürtünmesi iticiler tarafından dengelenmesi gerçekleştirilmiştir. Aynı zamanda, bu durum uydudaki dış ivmelerin etkisini de büyük ölçüde ortadan kaldırmaktadır. Düşük irtifalı yörünge boyunca ölçülen ikinci türevler sayesinde, CHAMP ve GRACE uydularından daha yüksek çözünürlüğe sahip global bir gravite alan çözümü yaklaşık 100 km'ye kadar olan dalga boyları için hesaplanmaktadır. CHAMP, GRACE ve GOCE uyduları hakkında daha detaylı bilgiler Tablo 1.1'de verilmiştir.

GOCE Level 2 verilerinden elde edilen üç adet GOCE gravite alan çözümü mevcuttur. Bu çözümler; Doğrudan çözüm (Direct Solution) (Bruinsma ve diğer., 2010), Uzaysal çözüm (Space-wise Solution) (Migliaccio ve diğer., 2011) ve Zamansal çözüm (Time-wise Solution) (Pail ve diğer., 2010)'dür. Doğrudan çözüm, bir önceki gravite alanı modellerinden birinin referans alınması ile oluşturulmuştur. Önceki gravite alan modeli, GRACE, LAGEOS, karasal gravimetri ve uydu altimetrisinin bir birleşimi olan EIGEN5C'dir (Foerste ve diğer., 2008). Doğrudan çözüm, uzay ortamında en küçük kareler ile oluşturulmuştur (Pail ve Plank, 2002). Uzaysal çözüm, derece varyans modellemesi ve belirlenen hatların gravitasyonel potansiyelin hata kalibrasyonunu yapabilmek için EGM2008'in referans gravite bilgilerini içermektedir. Zamansal çözüm ise referans modeli veya derece varyans modellemesi için herhangi bir önceki gravite alan modeli kullanmamaktadır. Tekrarlanan hatlardaki konum hatasının giderilmesi için birkaç yinleme ile gözlem dizisini toplu katsayılara dönüştürmek için Hızlı Fourier Tekniği kullanılmıştır (Sünkel, 2001).



Şekil 1.3 GOCE uydusunun görünümü (ESA, 2009)

Tablo 1.1 CHAMP, GRACE ve GOCE uydu görevleri ile ilgili detaylı bilgiler

	CHAMP	GRACE	GOCE
Fırlatılma Tarihi	15.7.2000	17.3.2002	17.3.2009
Uydu Sayısı	1	2	1
Yörünge Yüksekliği (km)	450-350	450-350	250-235
Ağırlık (kg)	400	432	1050
Uydu İnklinasyonu (°)	87,3	89,5	96,7
İvmeölçer Hassasiyeti (m/s²)	3,10 ⁻⁹	1,10 ⁻¹⁰	1,10 ⁻¹²
Görev Tanımı	Teknoloji	Gravitasyonel Bilim	Gravitasyonel Araştırmalar
Maliyet	55M AM	127M \$	350M €
Görev Süresi (Planlanan)	5 yıl	5 yıl	20 yıl
Görev Süresi (Gerçekleşen)	10 yıl	15 yıl, 7 ay, 9 gün	4 yıl, 7 ay, 3 gün
Görev Bitiş Tarihi	19.9.2010	27.10.2017	21.10.2013
Operatör	DLR	NASA/DLR	ESA

1.2.4 Birleşik Modeller

1.2.4.1 Statik Modeller

Icgem websitesinde şu ana kadar farklı araştırmacılar tarafından elde edilen 169 adet model bulunmaktadır. Bu modeller sadece tek bir uydu modelinden, iki uydu verilerinin birleştirilmesinden ya da yükseklik ve yersel gravite verileri ile uydu verilerinin birleştirilmesinden oluşmaktadır. Yersel gravite verilerinin içerisine karadan, havadan ve denizden alınan ölçümler girmektedir. Bu modeller icgem sitesinde sırasıyla verilmektedir (ICGEM, 2013).

1.2.4.2 Zamana Bağlı Modeller

GRACE uydusuna ait aylık, haftalık ve günlük çözümler yine icgem websitesinde (ICGEM, 2013) yer almaktadır. Örneğin; ITSG-Grace2018 (Mayer-Gürr ve diğer., 2018) modeline ait hem aylık hem günlük çözümler mevcuttur. Haftalık çözümler sadece GFZ Release 05 (Dahle ve diğer., 2012) modelinden elde edilmektedir.

1.2.5 Topoğrafik Modeller

Topoğrafik modellerde gravite, topoğrafik kütlelerin modeline yani dünya topoğrafyasının şeklini tanımlayan bir dijital yükseklik modeline ve topoğrafya içindeki kütle yoğunluklarının varsayımlarına dayanarak hesaplanır. Topoğrafik kütleler terimi genel olarak dünyanın topoğrafyasının ihtiva ettiği tüm katı maddeleri (kayaçlar, kum, bazaltlar, vb.) ifade etmesinin yanısıra aynı zamanda okyanus suyu, göl suyu ve buz tabakalarını da içerir. Bu topoğrafik modeller genel olarak:

- Arazi veya topoğrafya gravite indirgemesinde,
- Gravite ölçümlerinin yumuşatılmasında,
- İhmal hatası (omission error) modellemesinde,
- Bouguer gravite modellemesinde,
- Yüksek çözünürlüklü gravite modellemesinde,
- Uydu tabanlı gravite alan modellerinin bağımsız olarak değerlendirilmesinde,

kullanılmaktadır (ICGEM, 2014).

BÖLÜM İKİ

GOCE TABANLI GRAVİTE ALAN MODELLERİ KULLANARAK BATI ANADOLU VE EGE DENİZİ'NİN LİTOSFERİK YAPISI

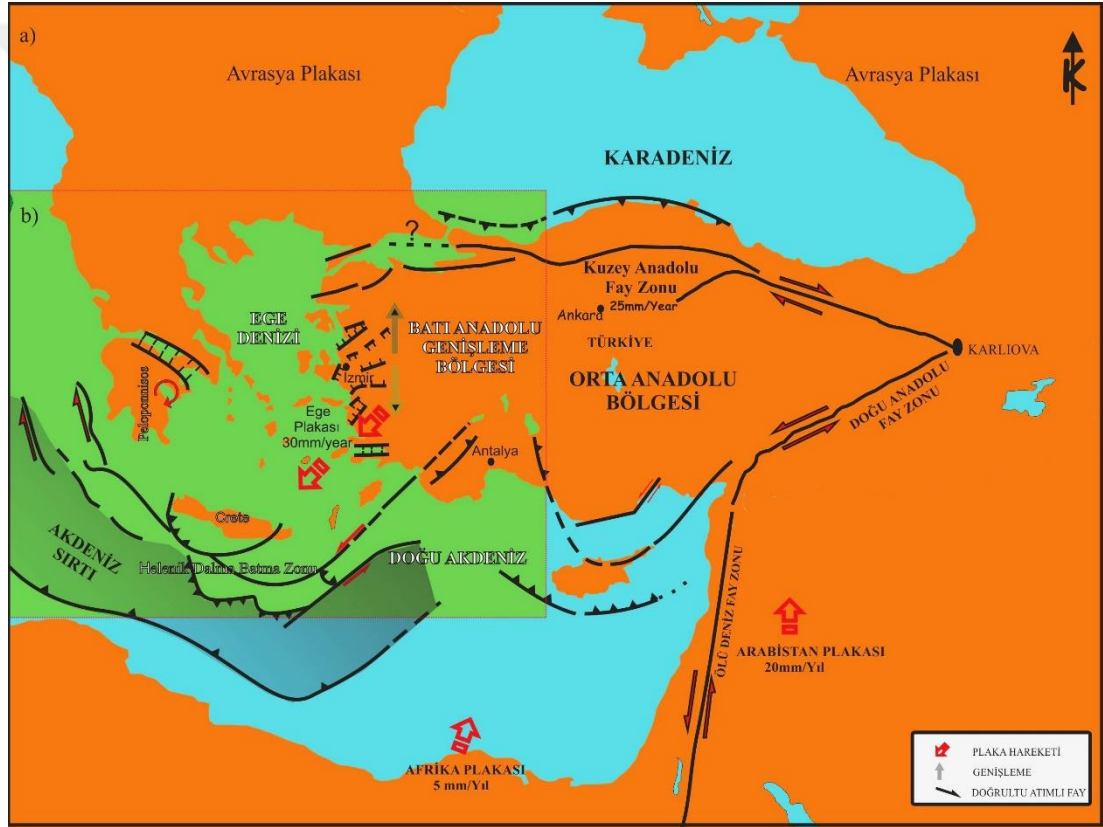
2.1 Giriş

Anadolu Levhasının jeodinamik davranışı; Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının birbirlerine göre hareketleriyle şekillenmektedir. Bu süreçte Anadolu Levhasının doğusunda kıtasal çarpışma, yitim zonları, Doğu Akdeniz'de güney ve güneybatı boyunca (Girit ve çevresinde) geriye çekilme mekanizmaları ve Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca batıya kaçması en etken faktörlerdir (Şekil 2.1). Bu faktörler arasında, KAF hattı, Doğu Anadolu Fay (DAF) hattı ve Ölü Deniz Fay Zonu Anadolu Plakasının şekillenmesinde etkili olan ana doğrultu atımlı fay sistemleridir. Çalışma alanı, ağırlıklı olarak Batı Anadolu açılma tektoniği ve Anadolu plakasının batı kesimindeki Hellenik Yitim Zonu etkili kuvvetlerinin karmaşık jeodinamik etkisi ile şekillenen Batı Anadolu'dur. Batı Anadolu tektoniğinin genişleme mekanizması, literatürdeki dört farklı modelle açıklanmıştır:

- a) Tektonik kaçış modeli, geç dönem Serravaliyen'den itibaren Anadolu Bloğunun batıya doğru KAF Bölgesi ve DAF Bölgesi boyunca ekstrüzyonu olarak tanımlanmaktadır (12 my (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979, 1985, 1987; Görür ve diğer., 1995));
- b) Post-orojenik çöküş modeli (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991);
- c) Ark yayılım modeli [Ege Trenç Sistemi'nin G-GB doğrultusuna çökmesinden kaynaklanan sırt yay gerilmesinin kökeni (McKenzie, 1972; Le Pichon ve Angelier, 1979) ve bu modeldeki hendek sürecinin çöküşünün başlangıcı konusunda bir fikir birliği olmamakla birlikte öneriler 60 ile 5 milyon yıl arasında değişmektedir (McKenzie, 1972; Le Pichon ve Angelier, 1979; Kissel ve Laj, 1988; Meulenkamp ve diğer., 1988);
- d) Epizodik grabenleşme modeli, yani iki aşamalı graben oluşum modeli:
 - Miyosen-Erken Pliyosen birinci evre orojenik çöküşüne bağlı graben formasyonu;

- Plio-Kuvaterner ikinci evresi, Anadolu bloğunun batıya kaçmasıyla gerilen K-G doğrultusu olarak tanımlanmaktadır. Bu modele göre, Batı Anadolu'daki grabenleşme, daha önce Ege için önerilen iki farklı traksiyon tektoniği rejimi altında gelişmiştir (Westaway, 1994; Kocyiğit ve Yusufoglu, 1999; Bozkurt, 2000; Koçyiğit ve Ali, 2000; Yilmaz ve Karacik, 2001).

Morfolojik olarak, tüm batı Anadolu genişleme bölgesi alanlarındaki dağ formasyonları ve ana faylar D-B doğrultusunda yer alırken, genişleme rejimi K-G yönündedir (Dewey ve Şengör, 1979; Bozkurt, 2001).



Şekil 2.1 a) Türkiye'nin genel tektonik haritası (Makris ve Stobbe, 1984; McClusky ve diğer., 2000; Bozkurt, 2001; Gönenç ve Akgün, 2012'den değiştirilerek alınmıştır), b) çalışma alanının ana hatları

Batı Anadolu bölgesi geçmişte farklı çalışmalarla yoğun olarak araştırılmıştır. Jeolojik ve sismolojik bilgilerin yanı sıra GPS çalışmaları, Anadolu Levhasının KAF boyunca batıya kaçtığını ve Batı Anadolu'daki büyük ölçekli deformasyonun Hellenik Yitim Zonunda oluşan geriye çekilme sistemi ile ilişkili olduğunu ortaya

koymuştur (Armijo ve diğer., 2004; Flerit ve diğer., 2004). Gessner ve diğer., (2013) Batı Anadolu'nun kabuksal deformasyonu ve incelmesini sıcak astenosferin yükselmesiyle ilişkilendirerek modellemiştir. Çırmık ve Pamukçu (2017), Batı Anadolu hakkında yaptıkları çalışmada Gessner ve diğer., (2013) tarafından araştırılan deformasyon bölgesini incelemişlerdir ve benzer GPS hız yönelimlerini elde etmişlerdir. Ayrıca Kearey ve diğer., (2013) Ege Denizi'nin litosferi için ince, sıcak ve zayıf, riftlerin stresi genişleyerek yayabildiği yüzlerce kilometre boyunca geniş alanlar oluşturma eğiliminde olduğu önerisinde bulunmuşlardır. Bununla birlikte küçük ölçekli gravite verilerinin bulunmamasından ötürü, Batı Anadolu'nun tektonik yapıları ve Ege Denizi'ndeki süreksizlikler için 3B Litosfer-Astenosfer Sınır (LAS) derinlikleri ve etkili elastik kalınlıklar (T_e) şimdiye kadar birlikte incelenmemiştir.

Son zamanlarda, EGM2008 (Pavlis ve diğer., 2008) ve GOCE tabanlı gravite alan modellerinin kullanılmasıyla, karasal gravite verilerinin mevcut olmadığı veya sınırlı olduğu alanlarda jeofizik araştırmaların sayısı artmıştır. Oruç ve diğer., (2017) EGM2008 modelini kullanarak Doğu Anadolu'da Moho derinliğini, LAS derinliğini ve efektif elastik kalınlığını hesaplamıştır. GOCE verilerini, Reguzzoni ve Sampietro (2010) kabuk modellemesi için, Fielding ve McKenzie (2012) Tibet'in doğu sınırındaki litosferik bükülme kalınlığının belirlenmesinde, Tenze ve diğer., (2014) Himalayalar'daki Moho derinliğinin hesaplanmasında ve McKenzie ve diğer., (2014) efektif elastik kalınlıkların araştırılmasında kullanmışlardır. Bununla birlikte, çalışma alanı için en iyi modelin belirlenmesi amacıyla, karadan toplanan gravite verileriyle birlikte GOCE gravite alan modellerinin değerlendirilmesi gereklidir. Bu bağlamda, şu çalışmalara da değinmek gerekir: Amos ve Featherstone (2003), küresel gravite modelini karasal gravite verileriyle karşılaştırmalı olarak incelemiştir. Bouman (2004), GOCE verilerini kalibre etmiştir. Ihde ve diğer., (2010) uydu gravite alan modelleri ile bölgesel karasal gravite verilerini karşılaştırmalı olarak incelenmiştir. Hirt ve diğer., (2011) yer verilerini kullanarak ilk statik GOCE gravite alan modellerini değerlendirmiştir. Doğru ve Pamukçu (2016) EGM2008 modelini karasal gravite verileriyle karşılaştırmıştır.

Girit adasının ortasındaki kabuk kalınlığı, Brocher (2005) tarafından 32-34 km olarak belirlenmiştir. Snopek ve diğer., (2007) Girit çevresinde kabuk kalınlığını 30 km ve Ege Denizi'nin iç kısımlarında 20 km olarak hesaplamıştır. Girit adasının güneyinde yer alan bölge, Delibasis ve diğer., (1999) ve Meier ve diğer., (2004a) çalışmalarında 20-40 km derinlikte büyük sismik aktiviteye sahiptir. Meier ve diğer., (2004b) çalışması, Girit'in altında 25 km derinliğe kadar olan segmentlerin Ege kabuğu olarak tanımlanabileceğini ve bu sonuçların bulgularımızla uyumlu olduğunu göstermiştir. Ayrıca Berk Biryol ve diğer., (2011) P-dalga tomografi kullanarak Ege levhasının sınırını tespit etmişlerdir. Ateş ve diğer., (1999) Anadolu Levhasını yersel gravite ve manyetik verilerini kullanarak incelemişlerdir. Ek olarak, Ateş ve diğer., (2012) Türkiye'nin kabuk kalınlığını havadan manyetik, gravite ve derin sismik yansıma verilerini kullanarak 23-43 km arasında hesaplamış ve Batı Anadolu'nun kabuk kalınlığını 23-33 km arasında elde etmişlerdir. Bilim ve diğer., (2016b) bölgesel gravite anomalisi kullanılarak Batı Anadolu'nun kabuk kalınlığı 26-32 km arasında elde etmişlerdir. Bu çalışmada hem kara hem de deniz alanlarında küresel Bouguer gravite anomalilerinin kullanılmasından dolayı, yersel gravite verisinden hesaplanan düzlemsel Bouguer gravite anomalilerini kullanan Batı Anadolu bölgesindeki jeofizik çalışmalardan, Bouguer hesaplanırken kullanılan yöntem farklılığından dolayı farklılık göstermektedir (Ateş ve diğer., 1999, 2012; Hisarlı ve Orbay, 2000; Horasan ve diğer., 2002; Tezel ve diğer., 2010; Pamukçu ve diğer., 2014; Altınoğlu ve diğer., 2015).

Öncelikle, Batı Anadolu'nun en batı bölgesinde yer alan bir değerlendirme alanı olarak ele alınan İzmir ili ve çevresinde, GOCE gravite alan modellerinin doğrulanmasında, yerden toplanan düzeltmeleri yapılmış gravite verileri kullanılmıştır. Daha sonra, tüm Batı Anadolu ve Ege Denizi için Küresel Bouguer anomalileri, EGM2008 ile en uygun GOCE gravite alan modeli (DIR Release 4) birleştirilmiş ve düzeltmeler için en güncel küresel topoğrafya/batimetri modeli (Earth2014) (Rexer ve diğer., 2016) kullanılarak hesaplanmıştır. Daha sonra, Moho ve LAS derinliklerini kontrol eden radyal dalga sayıları (k_r), Küresel Bouguer gravite anomalisine radyal güç spektrumu uygulanarak belirlenmiştir. Bu çalışmada, Moho ve LAS derinliklerinin ortalama derinliğini bulmak için, uydu kaynaklı gravite

anomalisine radyal güç spektrumu yöntemi uygulanmıştır. Hatların eğimlerinden, ara yüz sınırlarının ortalama derinlikleri $z_1=136$ km (LAS), $z_2=29,8$ km (~ 30 km Moho) olarak hesaplanmıştır. Daha sonra filtrelenmiş anomalilere Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemi uygulanmıştır. Moho ve LAS derinlikleri, kr değerleri kullanılarak uygulanan bant geçiren filtreleme sonucunda elde edilen Bouguer anomalileri (Moho ve LAS) kullanılarak Parker-Oldenburg ters çözüm yöntemi ile hesaplanmıştır (Parker, 1972; Oldenburg, 1974). Moho derinliği 25 ile 41 km arasında ve LAS derinliği 129 ile 145 km arasında elde edilmiştir. Daha sonra, LithoFLEX yazılımı (Braitenberg ve diğer., 2007) kullanılarak 4 ile 20 km aralığındaki T_e değerleri Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin izostatik özelliklerini araştırmak için hesaplanmıştır. Litosferik yapıyı kontrol eden bir diğer parametre, LAS derinliğinin sıcaklık değişimleri de (1309°C - 1316°C) deneysel denklemler kullanılarak hesaplanmıştır (Chapman, 1986; Wang, 1999; Zang ve diğer., 2002). Son olarak, özellikle çalışma alanında kullanılan birleşik model ile elde edilen sonuçlar ve sadece EGM2008 modelini kullanarak elde edilen sonuçlar, GOCE-tabanlı gravite alan modellerinin kullanılmasının sağladığı katkıyı belirlemek için karşılaştırılmıştır.

2.2 Veri ve Yöntem

2.2.1 Küresel Gravite Modellerinin Değerlendirilmesi

Bu tez çalışması kapsamında çeşitli Global Gravite Modelleri (GGM) kullanılmıştır. Bunlar; EGM2008 (Pavlis ve diğer., 2008), GOCE direkt modelleri (DIR Releases 1, 2, 3, 4 ve 5) (Bruinsma ve diğer., 2010, 2013), GOCE zamansal (time-wise) modelleri (TIM Releases 2, 3, 4 ve 5) (Pail ve diğer., 2010, 2011; Brockmann ve diğer., 2014), ve GOCE uzaysal (space-wise) modelleri (SPW Releases 2 ve 4) (Migliaccio ve diğer., 2011; Gatti ve diğer., 2014). Bu modeller Uluslararası Global Dünya Modelleri Merkezi'nde mevcuttur (ICGEM) (Barthelmes, 2014). Bu çalışmada kullanılan GGM'lerinin bir listesi Tablo 2.1'de gösterilmiştir. Tüm bu modeller aynı derece/sıraya (degree/order: 240) kadar kullanılmıştır.

Tablo 2.1 Çalışmada kullanılan GGM'leri

Modelin Adı	Maximum derece	Veri	Referanslar
EGM2008	2190	GRACE, gravite anomalileri ve uydu altimetrisi	Pavlis ve diğer., (2008)
EIGEN-6C4	2190	GOCE, GRACE, LAGEOS gravite anomalileri ve uydu altimetrisi	Forste ve diğer., (2015)
GECO	2190	GOCE ve EGM2008	Gilardoni ve diğer., (2015)
DIR-R1	240	GOCE ve EIGEN-5C	Bruinsma ve diğer., (2010)
DIR-R2	240	GOCE	Bruinsma ve diğer., (2010)
DIR-R3	240	GOCE, GRACE ve LAGEOS	Bruinsma ve diğer., (2010)
DIR-R4	260	GOCE, GRACE ve LAGEOS	Bruinsma ve diğer., (2013)
DIR-R5	300	GOCE, GRACE ve LAGEOS	Bruinsma ve diğer., (2013)
TIM-R2	250	GOCE	Pail ve diğer., (2011)
TIM-R3	250	GOCE	Pail ve diğer., (2011)
TIM-R4	250	GOCE	Pail ve diğer., (2011)
TIM-R5	280	GOCE	Brockmann ve diğer., (2014)
SPW_R2	240	GOCE	Migliaccio ve diğer., (2011)
SPW_R4	280	GOCE	Gatti ve diğer., (2014)

Serbest hava gravite anomalileri (2.1) eşitliği ile GrafLAB yazılımı (Bucha ve Janák, 2013) kullanılarak hesaplanmıştır:

$$\Delta g_{sa}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{\partial T(r, \varphi, \lambda)}{\partial r} - \frac{2}{r}T(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n - 1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{n,m} \cos m \lambda + \Delta \bar{S}_{n,m} \sin m \lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) \quad (2.1)$$

Bu formüldeki r , φ ve λ küresel yarıçap, enlem ve boylamı; n , m küresel harmonik derece ve sırayı (degree and order); n_{min} ve n_{max} minimum ve maksimum küresel harmonik açılımın derecesini; $\bar{P}_{n,m}(\sin\varphi)$ ise Legendre fonksiyon ile ilişkili 4π tam normalleştirilmeyi; GM ve R yermerkezi gravite sabiti ve referans kürenin yarıçapını temsil etmektedir. $\bar{C}_{n,m}$ ve $\bar{S}_{n,m}$ 4π tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılarını, $\Delta\bar{C}_{n,m}$ ve $\Delta\bar{S}_{n,m}$ ise gravite modelindeki harmonik katsayılar ile normal gravite alanının harmonik katsayılarının farkını temsil etmektedir (Bucha ve Janák, 2013). Bölgedeki topoğrafik yükseklikler, Shuttle Radar Topoğrafya Misyonu (SRTM+30) küresel topoğrafik verilerinden serbest hava gravite anomalilerini hesaplamak için 9 km aralıklarla elde edilmiştir.

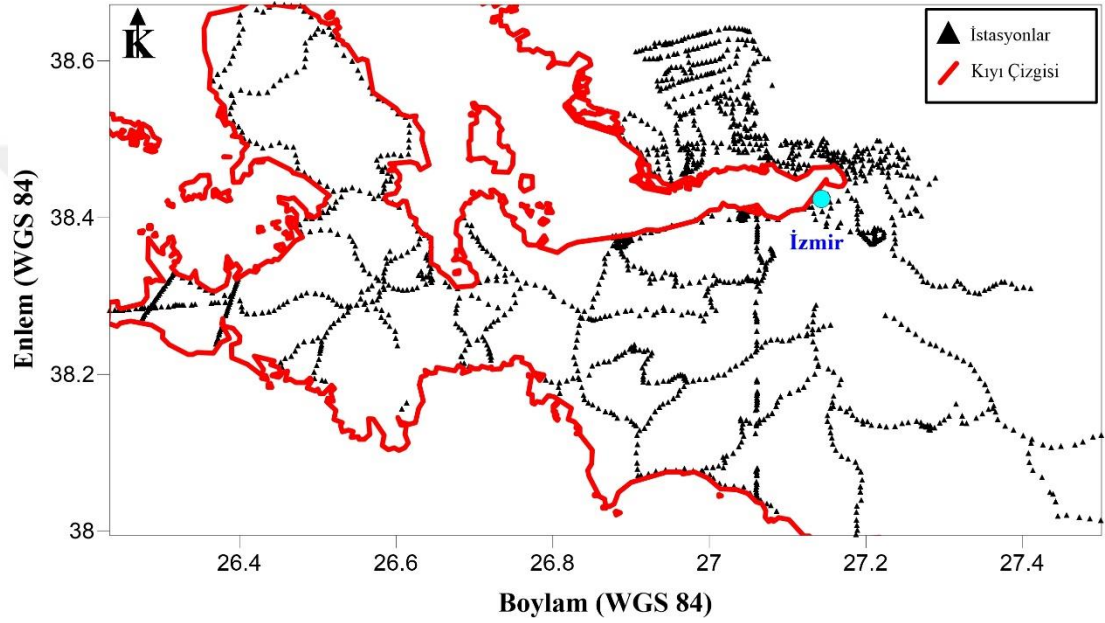
Yersel gravite veri seti, CG-5 gravimetre cihazı ile 1662 istasyonda ölçülerek toplanmıştır. Şekil 2.2, Tablo 2.1'de listelenen küresel gravite modellerinin doğrulanması için yersel gravite verileri olarak kullanılan İzmir bölgesindeki gravite istasyonlarının dağılımını göstermektedir. Yersel gravite istasyonlarının sayısı sınırlı ve tüm alanı temsil etmek için veri dağılımı homojen değildir. Serbest hava gravite anomalilerinin maksimum, minimum, ortalama ve standart sapması sırasıyla 113,39, 2,71, 36 ve 21,47 mGal'dir.

GOCE gravite alan modellerinin doğrulanması aşağıdaki adımları izleyerek gerçekleştirilmiştir:

1. Yersel gravite istasyonlarının yerlerinde maksimum dereceye kadar ve n_{max} sırasındaki küresel modelden serbest hava gravite anomalileri GrafLAB yazılımı kullanılarak hesaplanmıştır (Bucha ve Janák, 2013);
2. GrafLAB yazılımı kullanılarak, EGM2008 gravite anomalisi spektral pencerelerle $n_{max}+1$ 'den 2190'a kadar hesaplanmıştır (Bucha ve Janák, 2013);
3. ~ 2190 'ın ötesindeki kısa ölçekli gravite sinyali için sayısal yaklaşımlar ile gravite istasyonlarının yerlerinde ücretsiz mevcut ERTM2160 modelinden enterpole yoluyla elde edilmektedir (Hirt ve diğer., 2014). İyi bir yaklaşımla, ERTM2160 kısa-ölçekli yerçekimi değerleri ~ 10 km ile ~ 250 m (veya harmonik derece ~ 2190 ile ~ 86400) arasındaki mekansal ölçeklerde spektral

enerji içerir ve ~2190 ötesindeki GOCE / EGM2008 değerlerinde bir artış sağlar.

- 1'den 3'e kadar olan basamaklardaki hesaplanan gravite değerleri toplanır ve standart sapma değerleri serbest hava gravite anomalilerinin "gözlem ile model farkı" farklarından hesaplanır. Tüm hesaplamalar, gravite alanının harmonik olduğu topoğrafya yüzeyinde yapılır.



Şekil 2.2 GOCE modellerinin doğrulanması için kullanılan gravite istasyonlarının dağılımı

Tablo 2.2'de yersel gravite verileri ile GGM'lerden hesaplanan serbest hava gravite anomali farklılıklarının istatistiklerini göstermektedir. Ayrıca GGM'lerindeki ihmal hatalarını (omission error) EGM2008/ERTM modelleri ekli veya yokken incelenmiştir. En düşük karakök ortalama hataya (root mean square- RMS) sahip olan model 8.51 mGal standart sapma ile GOCE DIR Release 4 olarak bulunmuştur. EGM2008 ve ERTM2160 modelleri kullanılarak sadece EGM2008'in (n= 2-2190) kullanımına göre %46'lık bir iyileşme sağladığı ve ihmal hatasının azaldığı görülmüştür.

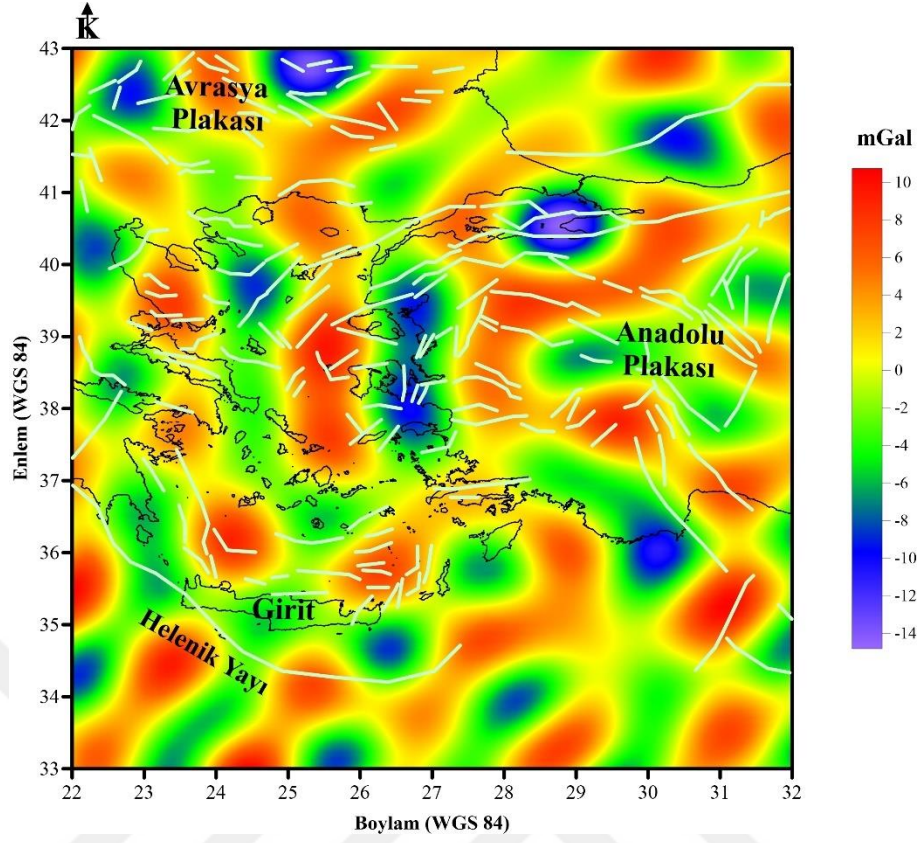
Tablo 2.2 Yersel gravite verileri ile GGM'lerden hesaplanan serbest hava gravite anomali farklılıklarının istatistikleri ve ihmal hataları için EGM2008/ERTM modelleri ekli ve ekli değilken değerlendirilmesi

Model İsmi (Maximum derecesi)	İhmal Hatası İçin Kullanılan Model	İstatistikler (mGal)			
		Max	Min	Ort	RMS (mGal)
EGM2008 (2190)	-	47,38	-32,11	16,12	19,74
EGM2008 (2190)	ERTM(2160)	27,54	-19,63	10,97	12,60
EIGEN-6c4 (2190)	-	44,31	-33,85	13,33	17,50
EIGEN-6c4 (2190)	ERTM(2160)	24,92	-19,63	8,18	10,20
GECO (2190)	-	44,46	-34,35	13,26	17,78
GECO (2190)	ERTM(2160)	27,28	-20,64	8,11	10,50
DIR_R1 (240)	-	50,42	-56,08	18,15	26,76
DIR_R1 (240)	EGM2008(241-2190)	44,82	-34,32	14,35	18,42
DIR_R1 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	24,82	-16,66	9,20	11,22
DIR_R2 (240)	-	49,94	-62,84	15,88	26,05
DIR_R2 (240)	EGM2008(241-2190)	49,40	-40,89	12,08	17,40
DIR_R2 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	24,72	-21,24	6,93	10,40
DIR_R3 (240)	-	48,82	-62,18	14,12	25,24
DIR_R3 (240)	EGM2008(241-2190)	48,57	-39,51	10,32	16,11
DIR_R3 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	23,15	-20,45	5,17	9,21
DIR_R4 (240)	-	47,28	-60,01	14,39	24,57
DIR_R4 (240)	EGM2008(241-2190)	45,54	-37,35	10,59	15,76
DIR_R4 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	20,29	-18,38	5,44	8,51
DIR_R5 (240)	-	48,18	-57,84	15,99	25,44
DIR_R5 (240)	EGM2008(241-2190)	44,73	-35,60	12,20	16,80
DIR_R5 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	22,14	-17,25	7,04	9,51
SPW_R2 (240)	-	42,72	-72,71	6,13	22,69
SPW_R2 (240)	EGM2008(241-2190)	42,36	-50,02	2,33	12,84
SPW_R2 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	15,13	-30,89	-2,82	8,64
SPW_R4 (240)	-	46,82	-56,85	15,25	24,52
SPW_R4 (240)	EGM2008(241-2190)	43,00	-34,36	11,45	16,09
SPW_R4 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	21,41	-19,16	6,30	8,71
TIM_R2 (240)	-	48,67	-67,58	13,32	24,91
TIM_R2 (240)	EGM2008(241-2190)	48,99	-45,41	9,52	15,97
TIM_R2 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	23,28	-26,03	4,37	9,30
TIM_R3 (240)	-	49,99	-62,72	13,37	24,04
TIM_R3 (240)	EGM2008(241-2190)	48,10	-39,75	9,57	15,64

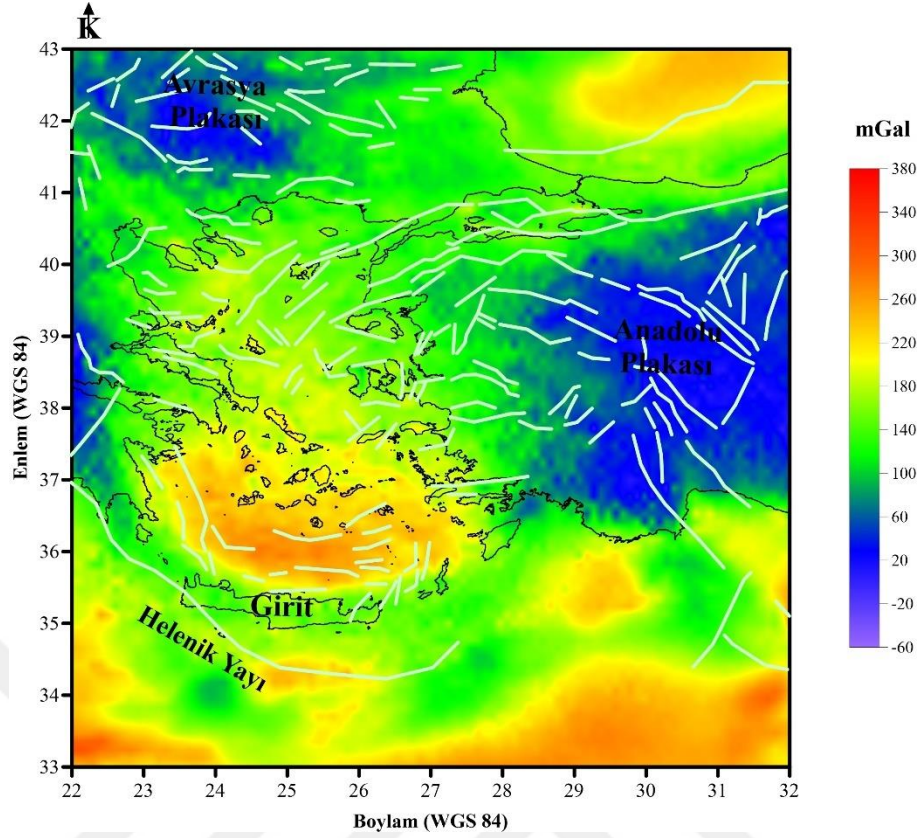
Tablo 2.2 devamı

TIM_R3 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	23,80	-21,06	4,42	8,61
TIM_R4 (240)	-	49,05	-56,91	17,11	26,00
TIM_R4 (240)	EGM2008(241-2190)	45,25	-34,80	13,31	17,63
TIM_R4 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	23,67	-16,40	8,16	10,36
TIM_R5 (240)	-	47,33	-56,64	15,70	24,79
TIM_R5 (240)	EGM2008(241-2190)	43,43	-34,38	11,90	16,42
TIM_R5 (240)	EGM2008(241-2190)+ERTM(2160)	22,14	-19,38	6,75	9,03

GOCE-DIR Release 4 ile EGM2008 arasındaki farklar (d/o 240) 24 mGal'e kadar ulaşmaktadır (Şekil 2.3) ve bu GOCE verilerinin EGM2008'i orta dalga boyuna kadar düzelttiği alanları gösterir (n= 2-240). Serbest hava gravite anomalileri, GOCE-DIR Release 4 + EGM2008 kombine model kullanılarak topoğrafik yükseklikte hesaplanmıştır (n= 2-2190). Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki küresel Bouguer anomalilerini hesaplayabilmek için topoğrafik/batimetrik modeli olan Earth2014 modelinden (Rexer ve diğer., 2016) topoğrafyanın gravite etkisi, GOCE-DIR Release 4 + EGM2008 kombine küresel gravite alan modelinden çıkarılmıştır. Earth2014 modeli tam 3B gravite ileri modelleme prosedürlerine (Hirt ve Rexer, 2015) dayalı, arazi topoğrafyası, okyanus ve göl batimetrisinin yanı sıra buz tabakalarının topoğrafik kütlelerini tanımlamak için şu anda en güncel topoğrafik kabartma modelini barındırmaktadır (Rexer ve diğer., 2016). Küresel Bouguer anomalisi değerleri çalışma alanında -60 ve 300 mGal arasında değişmektedir. Yüksek küresel Bouguer genlik değişimleri Ege Denizi ve Hellenik Yayı bölgelerinde gözlenmektedir (Şekil 2.4).



Şekil 2.3 GOCE-DIR Release 4 ve EGM2008 arasındaki (d/o 240'a kadar) serbest hava gravite anomalileri farkı ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler (COMET, 2019)



Şekil 2.4 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin GOCE-DIR Release 4 ve EGM2008 modellerinin kullanılarak ($n= 2-2190$ 'a kadar) hesaplanan küresel Bouguer anomalisi ile çalışma alanındaki ana tektonik elemanlar ve COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler (COMET, 2019)

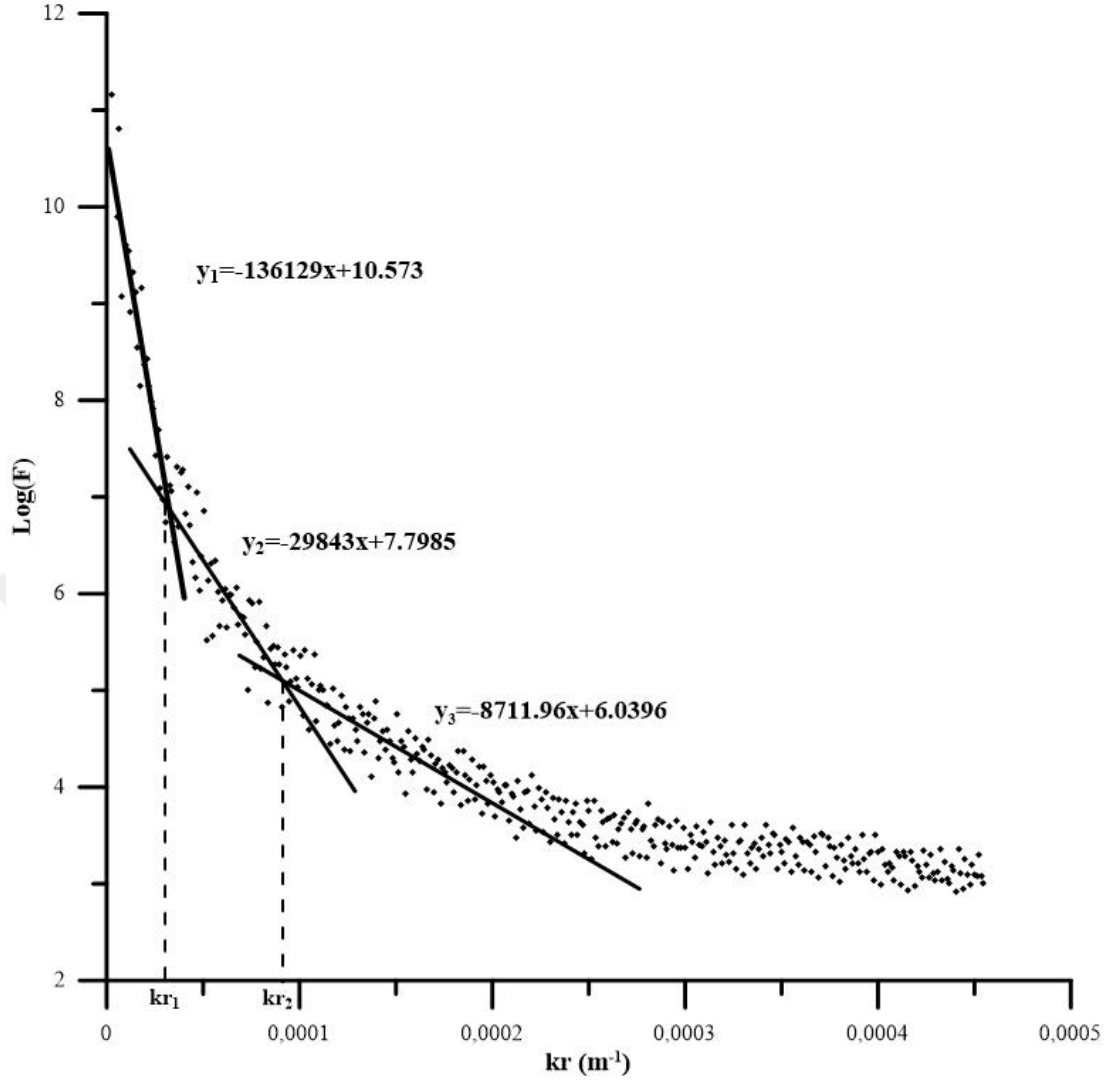
2.3 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde Litosferin Yapısının Belirlenmesi İçin Jeofizik Parametrelerin Kestirimi

2.3.1 Moho ve LAS Derinliklerinin Belirlenmesi

Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin küresel Bouguer anomalilerindeki Moho ve LAS tabanlı etkiyi çıkarmak için radyal ortalama genlik spektrumu kullanılmıştır. Radyal ortalama güç spektrumunun en önemli özelliği, farklı radyal dalga sayısı düzeninde farklı eğimlerde doğru değişimleri göstermesidir. Genel olarak, küçük radyal dalga sayıları derin, orta büyüklükteki dalga sayıları sığ kaynaklarla ve yüksek dalga sayıları verilerde gürültü ile temsil edilir (Spector ve Grant, 1970; Pawlowski ve Hansen, 1990; Pawlowski, 1994). Her bir denk tabakanın derinliği aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$h = \frac{B(kr_1) - B(kr_2)}{4\pi(kr_2 - kr_1)} \quad (2.2)$$

Burada; kr_1 ve kr_2 , üst üste binen hattın başlangıç ve bitiş radyal dalga sayıları, $B(kr_1)$ ve $B(kr_2)$ bu dalga sayılarına karşılık gelen radyal ortalama doğal logaritmik güç spektrumu değerleridir (Sönmez, 2016). Spektrum, Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalilerinden hesaplanmıştır. Şekil 2.5 genlik spektrumunu radyal dalga sayısının bir fonksiyonu olarak göstermektedir. Radyal genlik (A), 2B Fourier genlik spektrumunun (F) ortalaması olarak hesaplanır ve başlangıç noktasında merkezlenmiş $kr = [k_x^2 + k_y^2]^{1/2}$ yarıçaplı olarak $A = |F| = [Re(F)^2 + Im(F)^2]^{1/2}$ şeklinde ifade edilir (Bhattacharyya, 1967; Ruotoistenmäki, 1987). Bant geçiş limitlerini belirlemek için radyal güç spektrumu yöntemi uygulanmıştır (Şekil 2.5). Kritik dalga sayıları, doğruların eğiminin değiştiği noktalar olarak tanımlanır. Bu dalga sayıları, sırasıyla, $kr_1 = 0,034 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_1 = 2\pi / kr_1 = 184 \text{ km}$) ve $kr_2 = 0,082 \text{ km}^{-1}$ ($\lambda_2 = 2\pi / kr_2 = 76 \text{ km}$) olarak bulunmuştur. Bu doğruların eğimlerinden, ara yüz sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla $z_1=136 \text{ km}$ (LAS), $z_2=29,8 \text{ km}$ ($\sim 30 \text{ km}$ Moho) olarak hesaplanmıştır (Şekil 2.5).



Şekil 2.5 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin radyal ortalama genlik spektrumu

2.3.2 Parker-Oldenburg Ters Çözümü

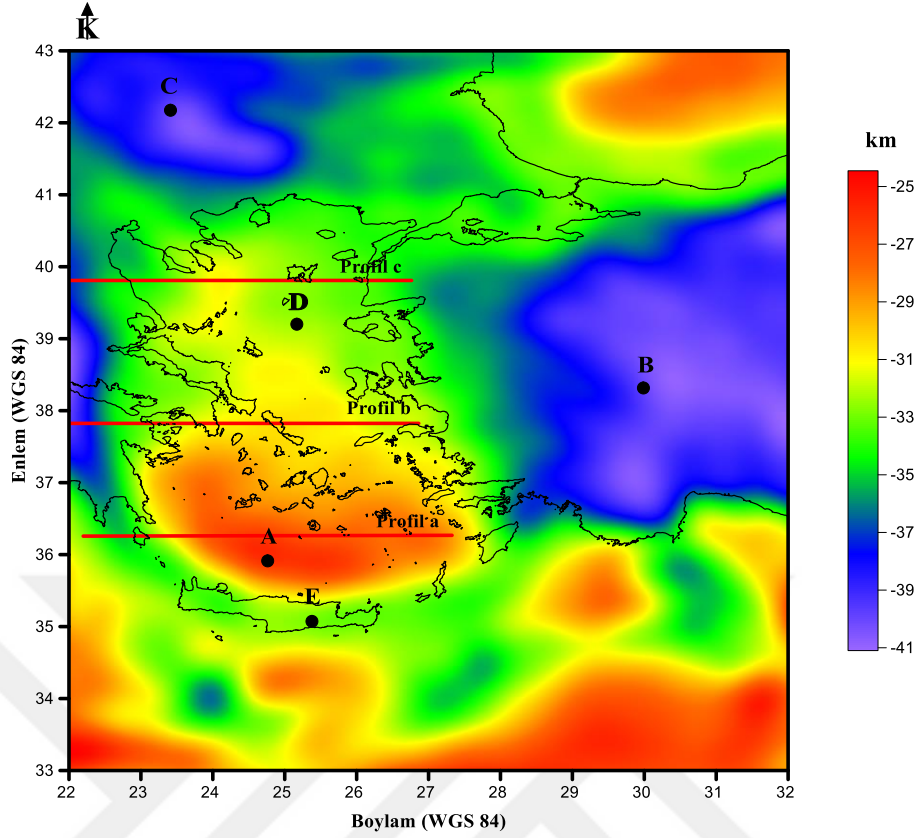
Parker-Oldenburg algoritması, önceki uygulamada kr değerleri kullanılarak bant geçişli filtre sonucu elde edilen küresel Bouguer anomalilerine (Moho, LAS) uygulanmıştır (Parker, 1972; Oldenburg, 1974). Küresel Bouguer gravite anomalilerinin (Δg_{BA}) Fourier dönüşümü Parker (1972) tarafından önerilen denklem kullanılarak elde edilmiştir:

$$\mathfrak{F}(\Delta g_{BA}) = -2\pi G\rho e^{(-kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} f[h^n(x)] \quad (2.3)$$

Burada $\mathfrak{F}(\Delta g_{BA})$ gravite anomalisinin Fourier dönüşümünü, G evrensel yerçekim sabiti, ρ yoğunluk farkını, k dalga sayısı, $h(x)$ aşağı uzanım derinliğini ve z_0 ortalama derinliği temsil etmektedir. Oldenburg (1974), gravite anomalisinden yapının derinliğini belirlemek için (2.3) eşitliğini yinelemeli olarak yeniden düzenlenmiştir:

$$\mathfrak{F}[h(x)] = -\frac{\mathfrak{F}[\Delta g(x)]e^{(-kz_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} f[h^n(x)] \quad (2.4)$$

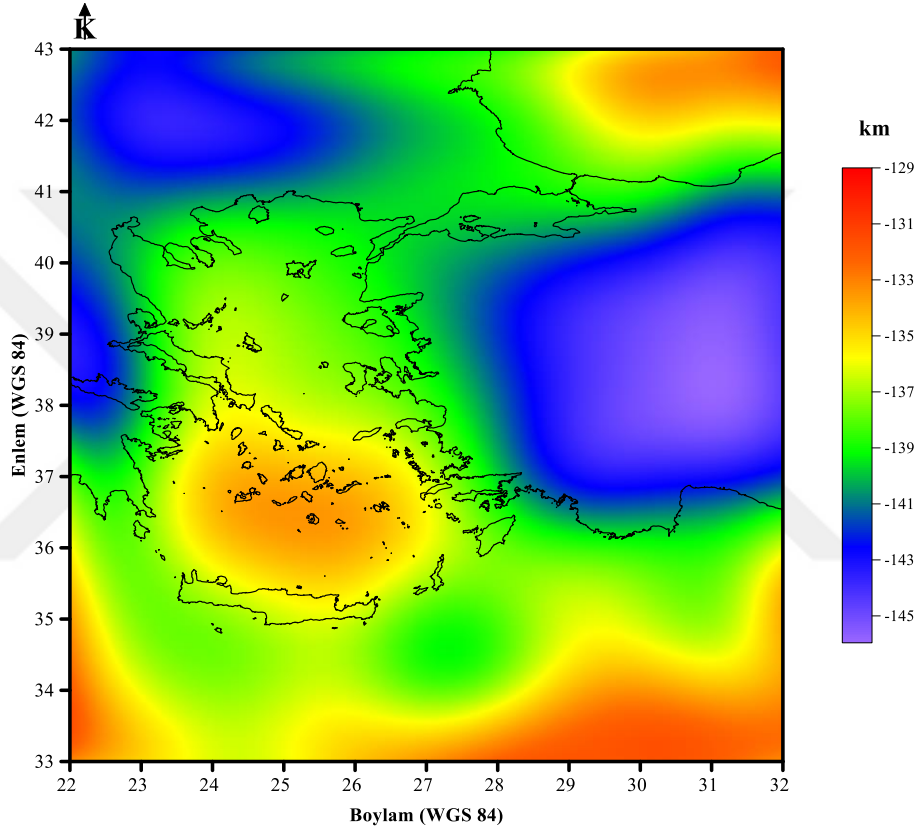
Küresel Bouguer gravite anomalilerinin ilk olarak Fourier dönüşümü hesaplanmıştır. Sonra, (2.4) eşitliğindeki $h(x)=0$ için hesaplanır ve daha sonra başlangıç derinliği $h(x)$ yüzeyleri ters Fourier dönüşümü ile belirlenir. Daha sonra, (2.3) eşitliğinde yeni bir Δg_{BA} tahmini için $h(x)$ kullanılır. Bu yineleme, uygun bir sonuç elde edilene kadar devam eder. (2.3 ve 2.4) eşitlikleri Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmiş Moho ve LAS'dan kaynaklı anomali değerlerine uygulanır ve Şekil 2.6'daki Moho derinlik değişimleri ve Şekil 2.7'deki LAS değişimi sırasıyla belirlenir. Küresel Bouguer anomalisinden LAS ve Moho anomalileri elde edildikten sonra, ters çözüm bu anomalilere ayrı ayrı uygulanır. Ters çözüm sonucunda Moho derinliği 25 ile 41 km ve LAS derinliği 129 ile 145 km arasında elde edilmiştir (Şekil 2.6 ve 2.7).



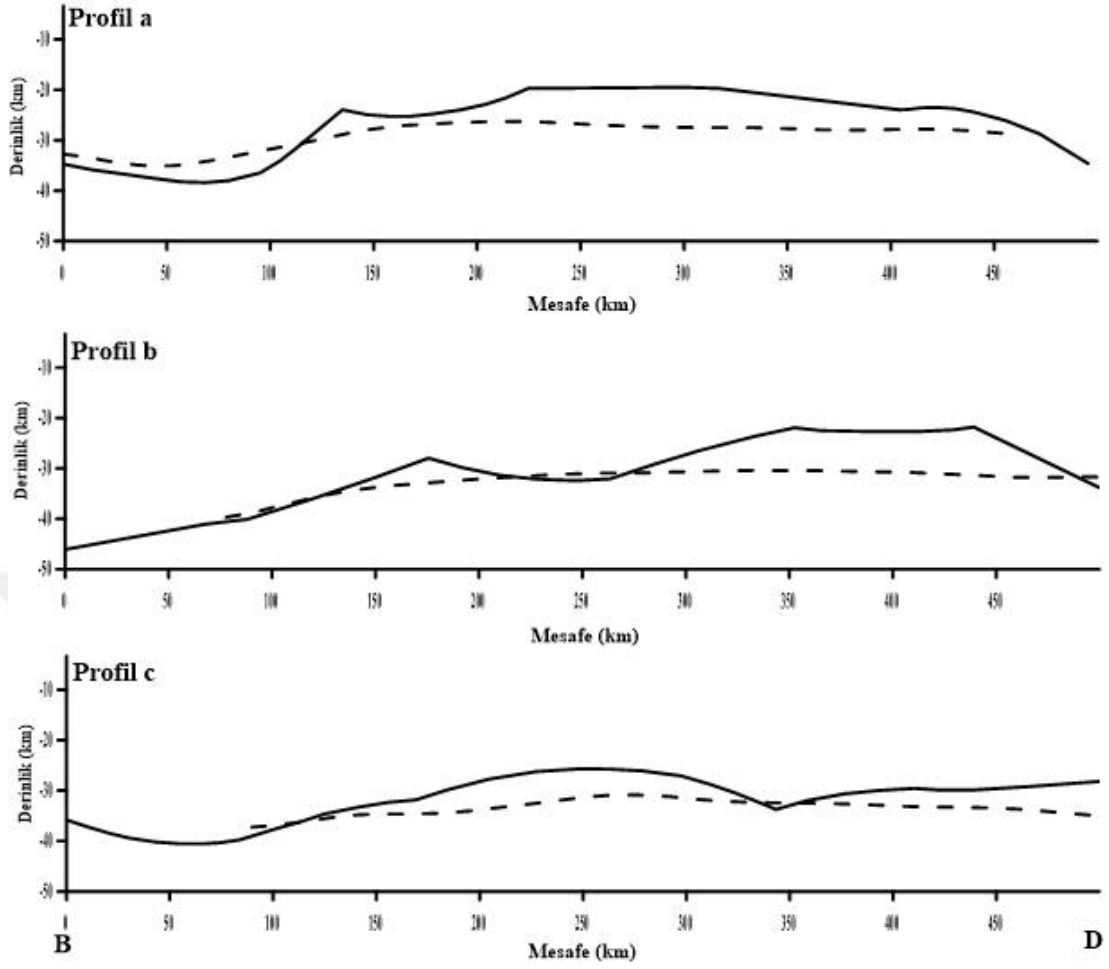
Şekil 2.6 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmesi ile elde edilen Moho anomalisinin ters çözümünden elde edilen Moho derinlik haritası. Karagianni ve diğer., (2005) çalışmasındaki Moho derinlikleri ile karşılaştırılması alınan üç profil ve diğer çalışmalar ile nokta bazında karşılaştırmak için belirlenen A-B-C-D-E noktaları

Radyal ortalama güç spektrumundan yaklaşık 30 km olan ortalama derinlik (z_0), 3DINVER programında (Gómez-Ortiz ve Agarwal, 2005) Moho derinliğinin hesaplanması için kullanılır. Şekil 2.8'de gösterilen sismolojik çalışmalarla (Karagianni ve diğer., 2005) Moho derinlik sonuçlarımızın karşılaştırılması, iki bağımsız yöntemden gelen Moho derinliklerinin genel itibariyle birbiriyle uyumlu olduğunu göstermektedir. Ayrıca, belirsizlik içeren sismik çalışmaların aksine gravite çalışmaları bir profil boyunca süreklidir. Ancak bazı bölgelerde sismik ve gravite yöntemleri arasında Moho derinliği farkının ± 10 km'lere çıktığı gözlenmiştir (Şekil 2.8). Bu çalışmadan elde edilen Moho derinliklerinin nokta bazında karşılaştırılması Makris ve Stobbe (1984), Tesauro ve diğer., (2008), Grad ve diğer., (2009), Reguzzoni ve Sampietro (2015) ve Bilim ve diğer., (2016b)'nin çalışmaları ile seçilen aynı beş noktada yapılmıştır ve sonuçlar Tablo 2.3'te sunulmuştur. Tesauro ve diğer., (2008) sismik yansıma, kırılma ve alıcı fonksiyon çalışmalarını

kullanarak tüm Avrupa için Moho derinliğini hesaplamış ve sonuç olarak Moho derinlik değerleri çalışma bölgesi için yaklaşık 20 ile 35 km arasındadır. Ayrıca Moho derinlikleri Hisarlı ve Orbay (2000), Karagianni ve diğer., (2005), Sodoudi ve diğer., (2006), Grad ve diğer., (2009), Bilim ve diğer., (2016b)'nin Batı Anadolu ve Ege Denizi bölgesinde yaptıkları çalışmalardaki sonuçlar ile kıyaslanmıştır ve sonuçlar Tablo 2.4'te gösterilmiştir.



Şekil 2.7 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmesi ile elde edilen LAS anomalisinin ters çözümünden elde edilen LAS derinlik haritası



Şekil 2.8 Karagianni ve diğer., (2005) tarafından yapılan Rayleigh dalga tomografisi ile elde edilen Moho derinlikleri ve bu çalışmadan küresel Bouguer anomalisinin ters çözümünden elde edilen Moho derinliklerinin (kesik çizgili) karşılaştırılması

Tablo 2.3 Seçilen beş noktada farklı çalışma ve yöntemlerden elde edilen Moho derinliklerinin karşılaştırılması

Noktalar	Makris ve Stobbe Yersel Gravite (km)	Grad ve diğer., Sismik Ters Çözüm (km)	Reguzzoni ve Sampietro GOCE (km)	Bilim ve diğer., Rejyonel Gravite Anomalisi (km)	Bu çalışma GOCE- DIR4+EGM2008 (km)
A	22	23	14	23	26
B	40	44	37	36	40
C	39	42	41	-	40
D	32	31	21	27	32
E	32	32	18	28	33

Tablo 2.4 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde yapılan önceki çalışmaların ve bu çalışmadan elde edilen Moho derinliği sonuçları

	Yöntem	Yıl	Moho Derinlik (~ km)
Hisarlı ve Orbay	Yersel Bouguer	2000	25-40
Karagianni ve diğer.,	Sismik	2005	22-46
Soudouli ve diğer.,	Sismik	2006	16-44
Tesauro ve diğer.,	Sismik	2008	20-35
Grad ve diğer.,	Sismik	2009	20-48
Bilim ve diğer.,	Yersel Bouguer	2016b	20-36
Doğru ve diğer., (Bu çalışma)	Küresel Bouguer	2018	25-41

2.3.3 Efektif Elastik Kalınlık (T_e) ve Rijitlik Hesabı

Plakanın bükülmesi $W(k_x, k_y)$ ile topografya $H(k_x, k_y)$ ilişkilidir:

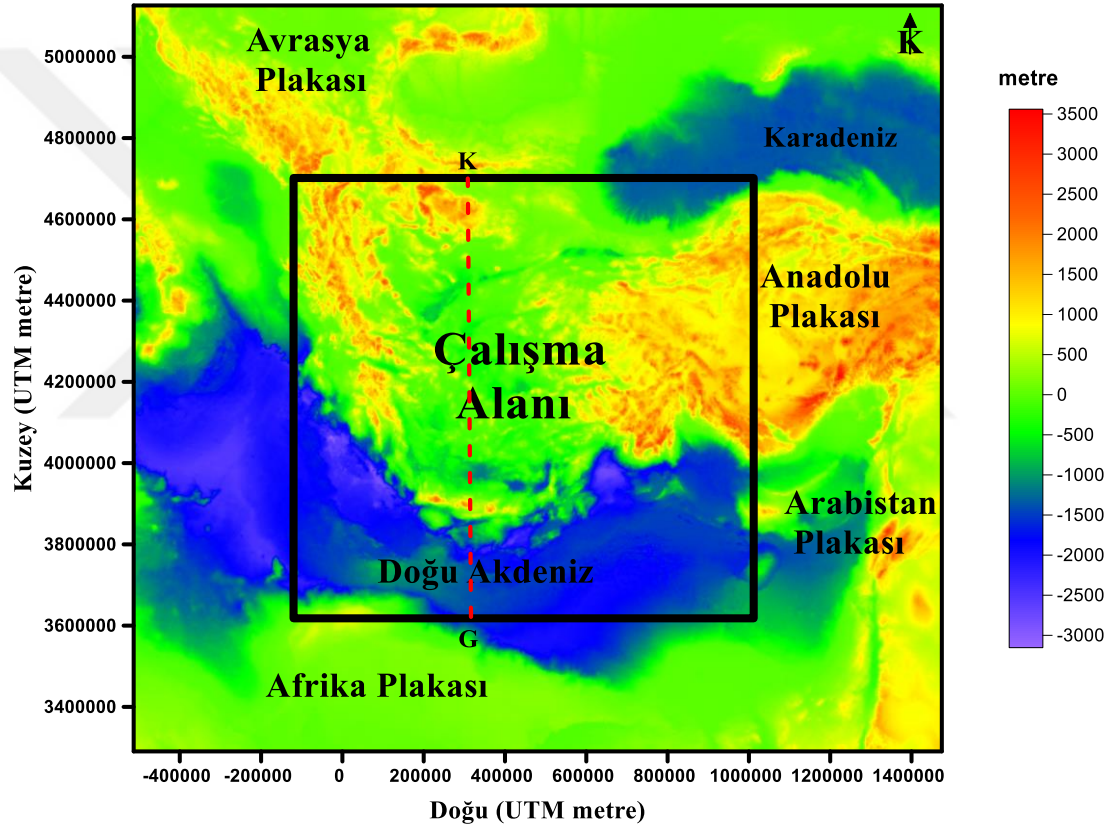
$$W(k_x, k_y) = \frac{1}{\frac{\rho_m}{\rho_c} - 1 + \frac{D}{g\rho_c} |k_x, k_y|^4} H(k_x, k_y) \quad (2.5)$$

$H(k_x, k_y)$, h topoğrafyasının ve $W(k_x, k_y)$, w bükülmenin Fourier dönüşümünü temsil etmektedir. ρ_m ve ρ_c manto ve kabuğun yoğunluklarını, g normal graviteyi, k 2B dalga sayısını ve $D = T_e^3 \frac{E}{12(1-\nu^2)}$ plakanın bükülme rijitliğini ifade etmektedir. T_e kabuğun elastik kalınlığını, ν Poisson oranını ve E Young modülünü temsil etmektedir (Braitenberg ve diğer., 2007). LithoFLEX programını (Braitenberg ve diğer., 2007) kullanarak, bölgenin T_e kalınlıkları Tablo 2.5'teki değerler kullanılarak hesaplanmıştır. Kabuk-manto ara yüzünün veya Moho'nun bükülmesini tahmin etmek için su yükünün hesaba katılması önemlidir. Bu eşdeğer topografyanın hesaplanmasıyla yapılabilir (Wienecke ve diğer., 2008). Bu amaçla, eşdeğer topografya (2.6) eşitliği yardımıyla hesaplanmıştır (Şekil 2.9):

$$topo_{equiv}(x, y) = \begin{cases} topo(x, y) & topo(x, y) \geq 0 \\ topo(x, y) \times \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_c} & topo(x, y) < 0 \end{cases} \quad (2.6)$$

Tablo 2.5 Te ters çözümünde kullanılan parametreler

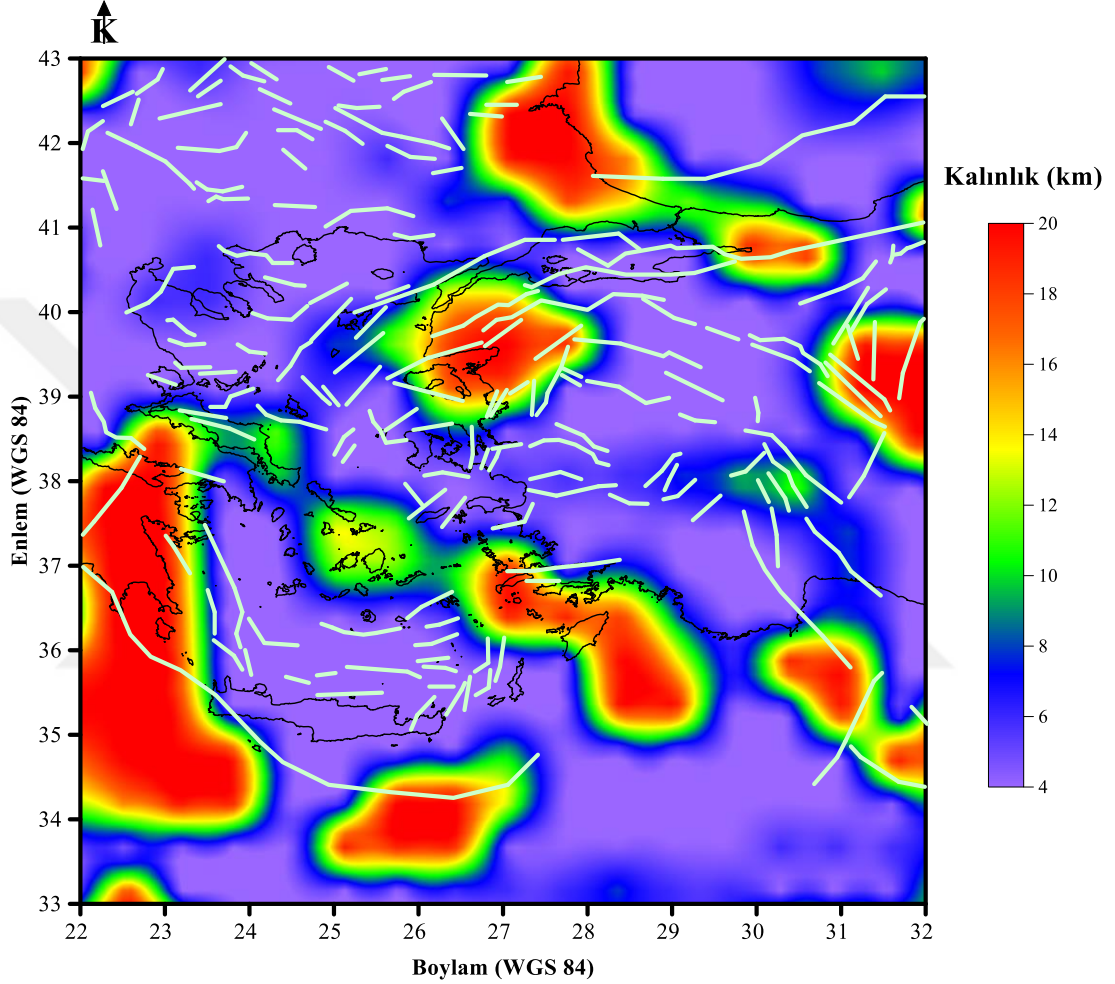
Parametre	Değer
Poisson oranı (ν)	0,25
Young modülü (E)	10^{11} N/m ²
Kabuk yoğunluğu	2700 kg m ⁻³
Manto yoğunluğu	3200 kg m ⁻³
T_e max	20 km
T_e min	4 km



Şekil 2.9 Eşdeğer topoğrafya haritası, kıta ve deniz kısımlarını içeren topoğrafya, çalışma alanında - 3000 ila 3500 m arasında değişmektedir (SRTM + 30) (Becker ve diğer., 2009)

Buradaki $topo(x,y)$ Dijital Yükseklik Modeli (DTM) değerlerini, $topo_{equiv}(x,y)$ eşdeğer topoğrafya değerlerini, ρ_c ve ρ_w kabuk (2700 kg/m^3) ile okyanus suyu (1030 kg/m^3) yoğunluklarını temsil etmektedir. SRTM+30 verisi metre olarak Evrensel Transvers Merkatörü (UTM) projeksiyonunda kullanılmıştır. Şekil 2.9 T_e ve rijitlik hesaplarında kullanılan eşdeğer topoğrafıyı, siyah alan ile belirtilen

bölge çalışma alanının yerini göstermektedir. Topoğrafya -3000 ile 3500 m arasında değişmektedir. T_e 4 ile 20 km arasında değişmekle birlikte ortalama 12 km'lik efektif elastik kalınlığa sahiptir (Şekil 2.10). Rijidite ise 0 ile 8,1013 $N \times m$ arasında hesaplanmıştır.



Şekil 2.10 Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisi kullanılarak hesaplanan çalışma alanına ait T_e kalınlıkları değişimi ve çalışma alanındaki COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler (COMET, 2019)

2.3.4 İzostatik Moho ve Yoğunluk Değişimleri

En üstteki mantonun izostatik Moho derinliği ve yoğunluk değişimleri litosferin izostatik dengelemesini değerlendirmek için hesaplanmıştır. İzostatik Moho derinlik değerleri (Şekil 2.11) aşağıdaki formülle hesaplanmıştır (Kaban ve diğer., 2016):

$$M_{iso} = 36 + 6,28A_{topo}(\text{km}), \quad (2.7)$$

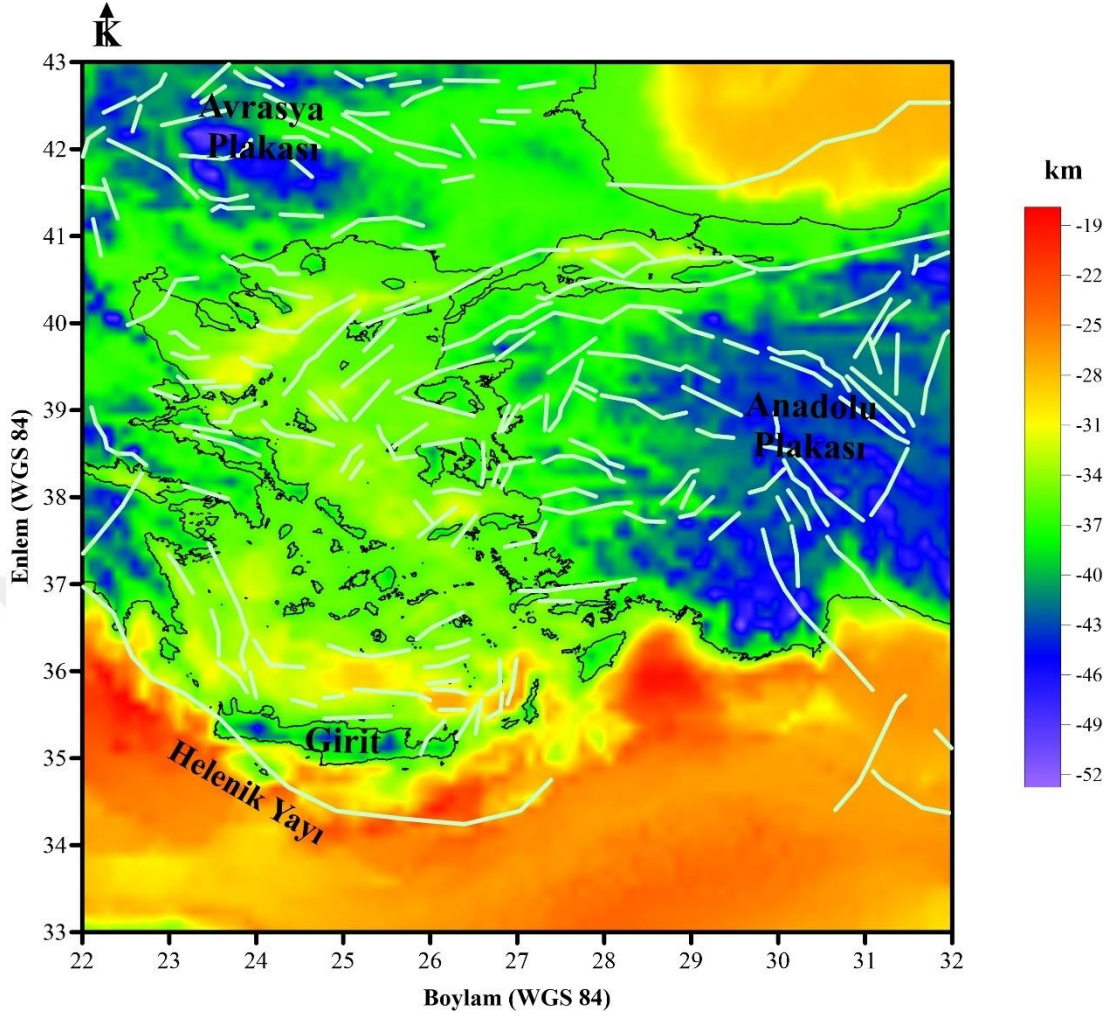
Buradaki A_{topo} ayarlanmış topoğrafya olarak ifade edilir. Deniz alanlarının ve CRUST 1.0 modelinden elde edilen sedimanter örtü tabakanın etkisini dikkate alarak hesaplanmaktadır (Laske ve diğer., 2013):

$$A_{topo} = k * t + S * (\rho_s - 2670)/2670 \quad (2.8)$$

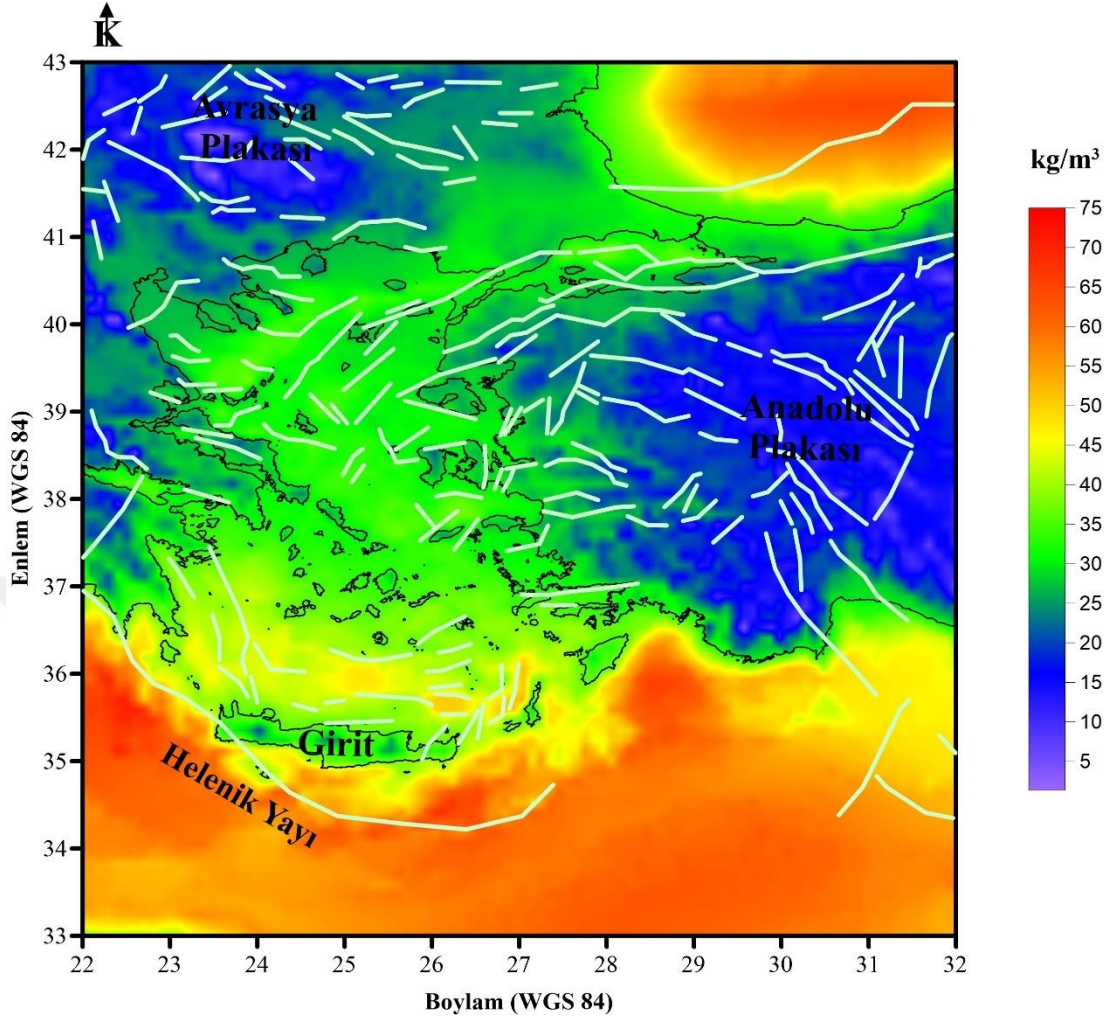
Karada $k = 1$ ve denizde $k = (2670 - 1030)/2670 \text{ kg/m}^3$ olarak kullanılır. S sediman kalınlığını, t topoğrafyayı ve ρ_s düşey ortalama sediman yoğunluğunu (2400 kg/m^3), 2670 kg/m^3 değeri standart kristalin üst kabuk yoğunluğunu ve 425 kg/m^3 değeri ise Moho'nun yoğunluk farkını temsil etmektedir (Kaban ve diğer., 2016). Ek olarak, üst mantodaki yoğunluk değişimleri aşağıdaki gibi hesaplanır:

$$\Delta\rho_{mantle} = -2670.A_{topo} + 425(M_{iso} - M_0)/100(\text{kg/m}^3), \quad (2.9)$$

M_0 referans Moho derinliğidir ($29,8 \text{ km} \sim 30 \text{ km}$). Bu değer, ortalama yoğunluk değişimlerinin sıfıra eşit olduğu ve izostatik denge için gerekli olan ilave manto yoğunluk değişimlerinin Şekil 2.12'de gösterildiği gibi alınmıştır.



Şekil 2.11 Kaban ve diğer., (2016)'nin çalışmalarındaki yaklaşım ile elde edilen Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin İzostatik Moho derinlik haritası ile çalışma alanındaki COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler (COMET, 2019)



Şekil 2.12 İzostatik denge için gerekli üst mantodaki ek yoğunluk değişimleri ile çalışma alanındaki COMET portalından sayısallaştırılan süreksizlikler (COMET, 2019)

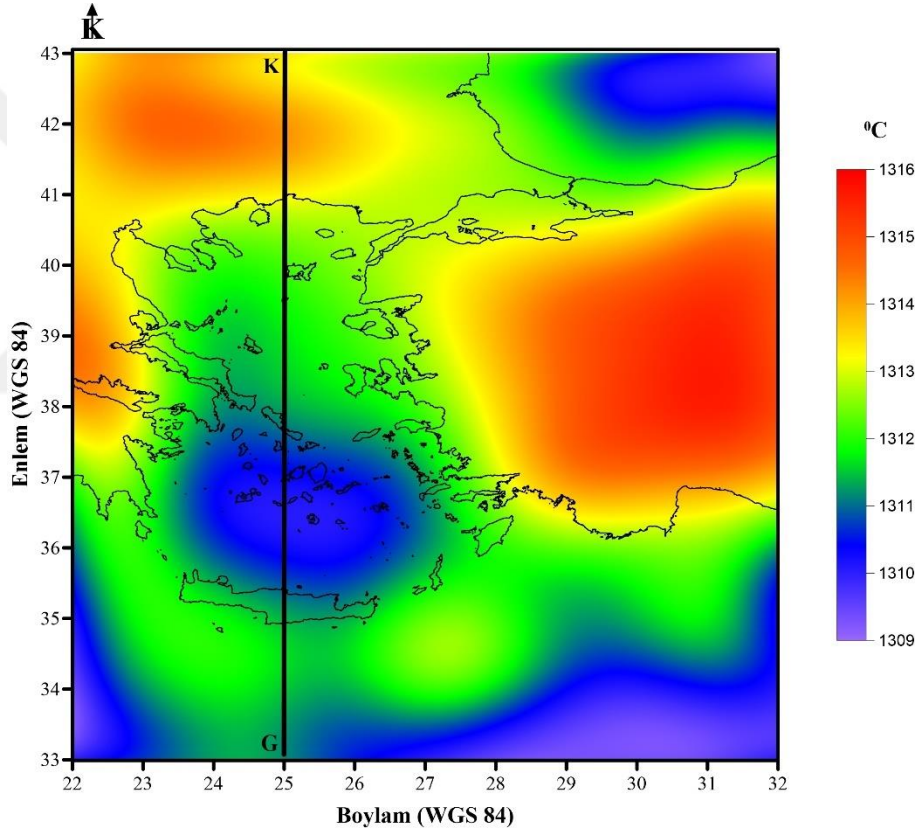
2.3.5 LAS Sıcaklıkları

Termal litosferin tabanındaki sıcaklıklar, Chapman (1986), Wang (1999) ve Zang ve diğer., (2002) önerdikleri aşağıdaki (2.10) ve (2.11) eşitlikleri ile üst ve alt sınırlarının ortalaması alınarak hesaplanır:

$$T_{LAB} \approx 1200 (^{\circ}C) + 0,5 (^{\circ}C/km)z, \quad (2.10)$$

$$T_{LAB} \approx 1300 (^{\circ}C) + 0,4 (^{\circ}C/km)z, \quad (2.11)$$

Burada T_{LAB} Litosfer-Astenosfer sınırındaki (LAS) sıcaklığı ($^{\circ}\text{C}$) belirtir ve z LAS derinliğini (km) belirtir. McKenzie (1967) tarafından LAS sıcaklığı sabit bir izoterm 1300°C ve Katsura ve diğer., (2004) ile Artemieva (2009) tarafından $1250-1350^{\circ}\text{C}$ arasında tanımlanmıştır. Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisinin filtrelenmesi ile elde edilen LAS anomalisinin ters çözümünden elde edilen LAS derinlikleri kullanılarak LAS sıcaklığı hesaplanmıştır. Çalışma alanının LAS sıcaklıkları $1309-1316^{\circ}\text{C}$ arasında bulunmuştur (Şekil 2.13). Sonuçlar McKenzie (1967), Katsura ve diğer., (2004) ve Artemieva (2009)'nin önerdikleri formüllerden çıkarım yapılan LAS'nın derinliklerinin anlamlı olduğunu göstermektedir.



Şekil 2.13 Chapman (1986), Wang (1999) ve Zang ve diğer., (2002) tarafından önerilen formüllerden üst ve alt sınırlarının ortalaması kullanılarak elde edilen LAS derinliğindeki sıcaklık değişimleri. K-G yönlü profil Şekil 2.14'te kullanılan sıcaklık değişimini gösterir

2.4 Tartışma ve Sonuç

GOCE küresel gravite alan modellerinin yersel karasal serbest hava gravite anomalileri ile karşılaştırılması sonucunda, GOCE-DIR Release 4 + EGM2008 ve

ERTM2160 birleşik modelinin en düşük RMS değerini verdiği gözlenirken, GOCE- DIR Release 1 + EGM2008 ve ERTM2160 birleşik modelinin en yüksek RMS değerini verdiği gözlenmiştir. GOCE verileri EGM2008'i Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde (Şekil 2.1 ve 2.2) derece/sıra (degree/order) 240'a kadar olan uzun ve orta dalga boylarında yaklaşık 14 mGal düzeltmektedir (Şekil 2.3). Jeofizik parametrelerin hesabında GOCE verilerinin katkısını denetlemek için GOCE verisi katkısı olmaksızın EGM2008 ve EGM2008 ile birleştirilmiş GOCE-DIR Release 4'ün etkisi ayrı ayrı araştırılmıştır. Sadece EGM2008 modelini kullanmak yerine GOCE DIR Release 4 modelinin EGM2008 ile birleştirilerek kullanılmasının sonuçlarında, Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde elde edilen jeofizik parametreler açısından önemli farklılıklar gösterdiğini görmekteyiz (Tablo 2.6).

Tablo 2.6 Jeofiziksel parametrelerin belirlenmesi için kullanılan, yersel gravite verileriyle karşılaştırması sonucu en yüksek RMS değerini veren sadece EGM2008 modeli ve en düşük RMS değerini veren GOCE-DIR Release 4 ile EGM2008 birleşik modeli sonuçlarının karşılaştırılması

Modeller	Bouguer Anomalisi (mGal)	Başlangıç z_0 değeri (Moho) (km)	Başlangıç z_0 değeri (LAS) (km)	Moho Derinlik (km)	LAS derinlik (km)
GOCE-DIR-R4 + EGM2008	-104 - 200	30	136	25-41	131-146
Sadece EGM2008	-106 - 200	30	136	19-36	128-142

Sismolojik çalışmalarda istasyon yerlerine bağımlılık nedeniyle, önceki çalışmalarda Moho ve tüm bölge için diğer jeofizik parametreler hakkında bir yorum yapılmamıştır (Karagianni ve diğer., 2005). Ayrıca, önceki gravite çalışmalarında sadece arazi veya sadece deniz gravite verileri ve düzlemsel Bouguer anomalileri kullanılmıştır, daha önce tüm bölge için üç boyutlu LAS ve T_e kalınlığı modellenmesi yapılmamıştır. Bu tez çalışması, Batı Anadolu Bölgesi'ndeki önceki jeofizik çalışmaları, düzlemsel Bouguer gravite anomalilerinin arazi veya deniz gravite verisinden ayrı ayrı hesaplanırken (Ates ve diğer., 1999, 2012; Hisarlı ve Orbay, 2000; Horasan ve diğer., 2002; Tezel ve diğer., 2010; Pamukçu ve diğer., 2014; Altinoğlu ve diğer., 2015; Bilim ve diğer., 2016b), küresel Bouguer anomalisi için buna gerek duyulmadığı ve direk olarak hem karada hem denizde birlikte

hesaplanabildiği için geliştirmektedir. GOCE gravite alan modeli ile birleştirilmiş EGM2008 ve Earth2014 topoğrafya / batimetri modeli, ilk kez hem deniz hem de kara bölgeleri dahil olmak üzere tüm çalışma alanına ait küresel Bouguer anomalisini hesaplamak için kullanılmıştır (Şekil 2.4). Ege Denizi doğuda Anadolu ve batıda Yunanistan olmak üzere iki büyük karmaşık kıta bölgesi arasında yer almaktadır. Her iki bölgede de -100 mGal'lere varan yoğun negatif Bouguer değerleri gözlenmektedir. Girit Denizi, 3000 m Miyosen ve Miyosen sonrası (post-Miyosen) çökeller içermesi ile uyumlu olarak 170 mGal gravite seviyesinde değerler göstermektedir. Kuzey Ege, 6000 metreye kadar çökelti ile örtülür (Makris ve Vees, 1977; Makris, 1978). Buralar küresel Bouguer gravite değerlerinin +20 ile +60 mGal arasında olduğu Kuzey Ege Çukurunun sıkışmalı-genişlemeli havzalarıdır. Negatif küresel Bouguer gravite değerleri -80 ve -100 mGal arasında sadece Rodopi Dağları'nın kıyı bölgelerinin kuzeyinde gözlenmektedir. Karadeniz 150 mGal gravite seviyesindedir ve Doğu Akdeniz'in Bouguer gravite değeri ise 170 mGal'e ulaşmaktadır (Şekil 2.4).

Radyal ortalamalı güç spektrumu, Şekil 2.4'teki küresel Bouguer anomalisine dalga sayısı ortamında uygulanmıştır ve LAS ve Moho sınırına ait anomalilerin dalga sayıları doğru eğimlerinden belirlenmiştir (Şekil 2.5). Küresel Bouguer anomalilerinden, LAS ve Moho anomalileri ayıklandıktan sonra, bu anomalilere ayrı ayrı ters çözüm uygulanmıştır. Bölgedeki önceki çalışmalarla uyumlu olarak Moho derinliği 25 ile 41 km (Şekil 2.6) ve LAS derinliği 129 ile 145 km (Şekil 2.7) arasında elde edilmiştir (Tablo 2.4). Bu çalışmada küresel Bouguer anomalisi kullanılarak elde edilen Moho derinlik değerleri ile Hisarlı ve Orbay (2000)'ın çalışmasında düzlemsel Bouguer anomalisinden elde edilen Moho derinlik değerlerinin uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Ayrıca, Makris ve Stobbe (1984) çalışmasında gravite yönteminin, Grad ve diğer., (2009) çalışmasında sismik ters çözüm yönteminin, Reguzzoni ve Sampietro (2015) sadece GOCE modellerinin kullanılarak, Bilim ve diğer., (2016b) çalışmasında rejyonel gravite anomalisi kullanılarak elde edilen Moho derinlikleri ile bu çalışmadan elde edilen Moho derinlikleri seçilen beş farklı noktada karşılaştırılmıştır

ve Tablo 2.3'te sunulmuştur. Bu çalışmada hesaplanan Moho derinlikleri ile Makris ve Stobbe (1984) ve Grad ve diğer., (2009) çalışmaları sonucu elde edilen Moho derinlikleri tutarlıdır. Ancak, sadece GOCE global modelini kullanan Reguzzoni ve Sampietro (2015) tarafından gerçekleştirilen GEMMA projesinden elde edilen deniz alanlarındaki Moho derinlik değerlerinin, bu çalışmadan elde edilen değerler ile yüksek farklılıkları muhtemelen bu çalışmada EGM2008 modelinin GOCE modeli ile birleştirilerek daha yüksek uzaysal çözünürlüğü yükseltilmesinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca, Oruç ve Sönmez (2017) tarafından elde edilen ortalama Moho derinlikleri (35 km), Şekil 2.6'da gösterilen 26°-30° Doğu ve 40°-43° Kuzey arasındaki kalan bölgenin hesaplanan Moho derinlikleri ile uyumludur. Saunders ve diğer., (1988) tarafından Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki sismik alıcı fonksiyonunu kullanarak önerilen Moho derinliği 30-34 km., bu çalışma ile elde edilen aynı bölgedeki değerler ile uyumludur. Bu çalışmadan hesaplanan Moho derinliği sonuçları Ateş ve diğer., (2012) ve Bilim ve diğer., (2016b) ile kara bölgelerinde uyum içindedir. Bununla birlikte, bu çalışmada hesaplanan Moho derinlik değerleri ile Bilim ve diğer., (2016b) çalışmasındaki Moho derinlik değerleri arasında deniz alanlarının üzerinde 5 km'ye kadar ulaşan farklılıklar gözlenmiştir. Çalışmamızda kullanılan GOCE tabanlı küresel modellerin deniz alanında veriyi iyileştirirken, Bilim ve diğer., (2016b)'nin denizdeki gravite verisini Akdeniz ülkelerindeki farklı şirketler, enstitüler ve resmi kuruluşlardan satın alarak birleştirdiği için iki çalışma sonucunda farklılıklar olduğu düşünülmektedir.

S_n ve P_s alıcı fonksiyon çalışmaları sonucu, Sodoudi ve diğer., (2006) Ege Bölgesi'nde Ege LAS derinliklerinin Yunanistan anakarası için yaklaşık 150 km olduğunu tahmin etmişlerdir. Kassaras ve diğer., (2008) geniş bant yüzey dalga fazı hızlarının ve sönüm katsayılarının ters çözümünden Kuzey Ege'nin LAS derinliğini 120 km'den daha az hesaplamıştır. Ege ve Anadolu'nun LAS derinliği, Kind ve diğer., (2015)'nin S-alıcı fonksiyon çalışmalarında yaklaşık 150 km'ye kadar ulaşmaktadır.

Şekil 2.6'daki Moho derinlik haritasında, Afrika plakasının doğusundan batısına doğru, Doğu Akdeniz'de 33° ve 35° K enlemleri arasında güneyden kuzeye doğru

birbirine yakın derinlikler gözlemlenmiştir. 35° K enleminden sonra Moho derinlikleri, çalışma alanının doğu ve batı arasında 23° ile 28° D boylamları arasındaki alanda büyük farklılıklar gösterir. Moho derinlik değerleri 23°-28° D boylamları arasında 33 km ve Şekil 2.1'de gösterilen Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'nde 40 km'ye kadar ulaşmaktadır. Şekil 2.6 Batı Anadolu Genişleme Bölgesi'ndeki Moho derinliklerinin, Batı Anadolu'dan Ege Denizi'ne geçişteki 28° D boylamı civarında bulunan ile benzer olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar, Çırmık ve Pamukçu (2017) tarafından gerçekleştirilen GPS ile elde edilen göreceli hız çözümlerinin önerdiği sınır ile uyumludur. Bununla birlikte, Ege Denizi'ndeki Hellenik Yayın tektonik mekanizması nedeniyle 38° D enleminin güneyinden itibaren Moho derinliği önemli ölçüde değişmektedir. Aynı bulgular LAS derinliklerinde de gözlenmiştir (Şekil 2.7). Doğu Akdeniz ve Ege Denizi'nde, LAS derinlikleri genel olarak benzer bir derinlik sunmakla birlikte, derinlik değerleri sadece Hellenik Yay üzerinde değişim göstermektedir. Moho derinliklerinin (Şekil 2.6) T_e kalınlığından (Şekil 2.10) daha büyük hesaplanması bölgesel dengelenmemiş durumu (Watt, 2001) ifade etmektedir. Bu durumu yaratan faktör, Hellenik Yay'daki Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde Afrika litosferinin hızla daldığı dinamik dalma-batma bölgesidir (McClusky ve diğer., 2000; Floyd ve diğer., 2010).

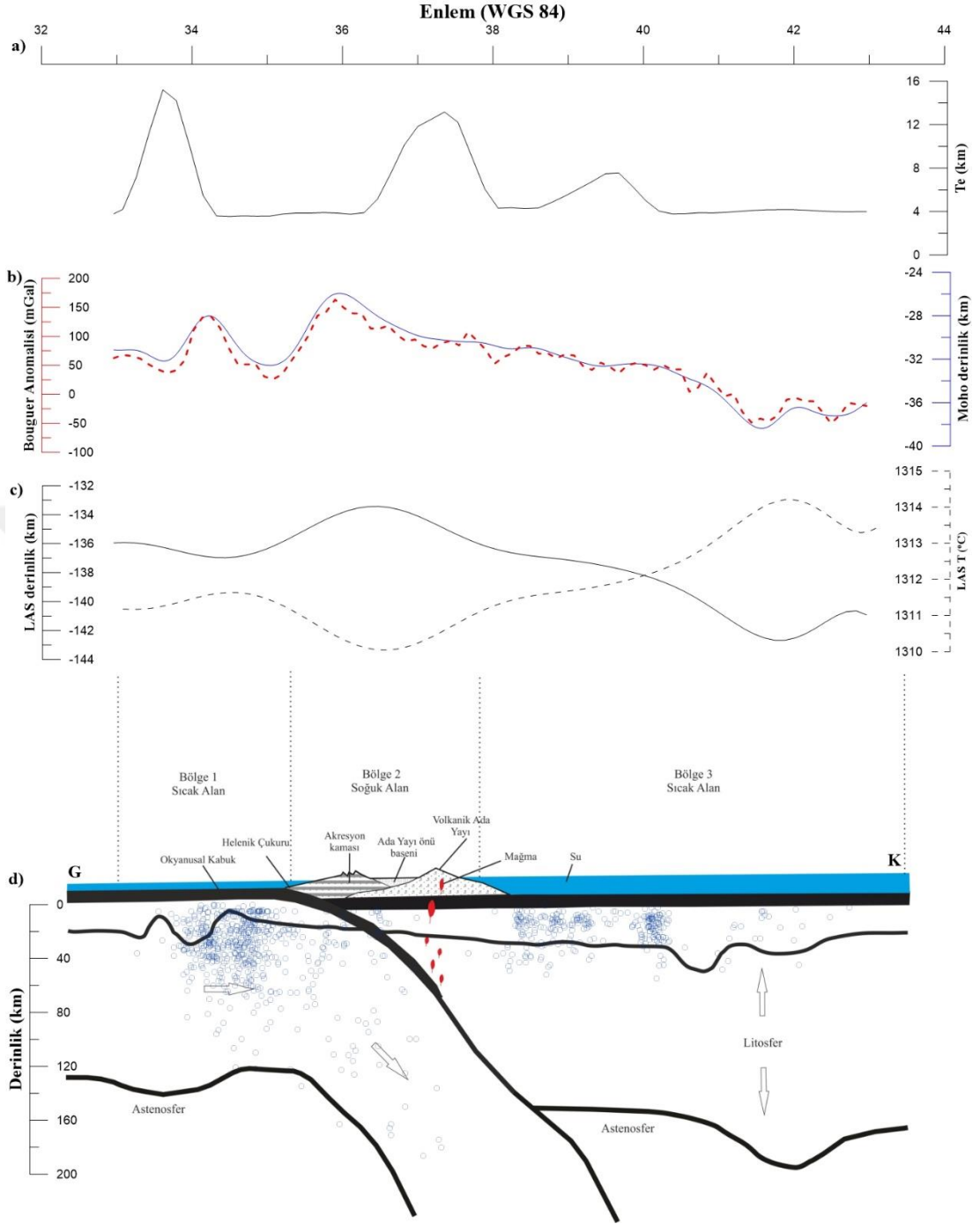
Buna ek olarak, izostatik Moho (Şekil 2.11) Kaban ve diğer., (2016) çalışmalarındaki yaklaşım kullanılarak hesaplanmıştır. Küresel Bouguer anomalisi (Şekil 2.6) ve izostatik yaklaşım kullanılarak elde edilen Moho derinlikleri birbiriyle karşılaştırılmış ve izostatik dengenin olmadığı görülmüştür. Genel yaklaşım, Moho ve izostatik Moho derinlik değerlerinin birbirine yakın olduğu alanlarda izostatik dengenin geçerli olduğu varsayılır. Bununla birlikte, Doğu Akdeniz Sırtı ve Hellenik Yay ile kuzey kesimi boyunca iki Moho derinlik değerlerinin çalışma alanında birbirine yakın olmaması nedeniyle, izostatik dengenin olmadığı düşünülmektedir. Aynı zamanda T_e kalınlığının düşük olduğu ve daha az sismik aktivitenin bulunduğu bölgelerde denge mekanizmasını sağlayan katı kısmın kalınlığının düşük olduğu anlamına gelmektedir. Bu mekanizmayı oluşturan faktör, Şekil 2.1'deki dalma-batma zonundan yukarı doğru iletilen magmatik çekirdekler ile ilgili olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca sismik aktiviteyi tetikleyen ve izostatik mekanizmayı

kontrol eden faktörler hem volkanik hem de tektonik olabilir (Dimitriadis ve diğer., 2009; Pertsinidou ve diğer., 2017). Elastik kalınlığın sığ olduğu alanlar genellikle sıcak malzeme içermektedir (Watts, 2001; Pamukçu ve diğer., 2014). Genel benzerlikle, çalışma alanının deniz alanlarındaki Moho ve izostatik Moho derinlik değerleri arasındaki fark önemli ölçüde artmaktadır. Bölgedeki T_e değerlerinin azaldığı bölgelerin yanal yönde farklı rijiditeye sahip olduğu düşünülmektedir. Batı Anadolu, sığ Curie noktası derinlikleri ve yüksek ısı akışı değerleri ile karakterize edilmektedir (Dolmaz ve diğer., 2005; Bilim ve diğer., 2016a). Batı Anadolu'da jeotermal alanların gelişimi bölgenin aktif tektonik doğası ile ilişkilidir. Bu jeotermal alanların sıcaklıkları 150°C ile 230°C arasında değişmektedir (Gönenç ve diğer., 2012) ve bu durum Batı Anadolu'nun ince bir elastik kalınlığa sahip olduğunu göstermektedir.

T_e kalınlığı değerleri 4 ile 20 km arasında değişmektedir (Şekil 2.10). Efektif elastik kalınlık değerlerinin 34°-37° K enlemleri arasında aniden 20 km'den 4 km'ye değişimi muhtemelen bu bölgedeki anormal mantonun kabuk etkisine bağlıdır. Bu durum, bölgesel bir izostatik modelin, Şekil 2.14'te gösterilen yitim zonu çevresinde ortalama 20 km'lik bir kalınlıkta geçerli olabileceğini göstermektedir. Pamukçu ve Yurdakul (2008), Batı Anadolu'nun izostatik modelinin yerel Airy modeliyle uyumlu olmadığını ve Batı Anadolu litosferik kalınlığının 6 km'lik kısmının uzun süreli jeolojik bükülmelerin oluşturduğu streslere karşı daha dayanıklı olabileceğini önermiştir. Şekil 2.10'da gösterilen sonuçlarımız Pamukçu ve Yurdakul (2008)'nin önerisiyle uyumludur. Daha sonra, önceki çalışmalarla uyum içinde Batı Anadolu'da hiçbir izostatik dengenin olmadığı sonucuna varılabilir (Pamukçu ve Yurdakul, 2008; Pamukçu ve diğer., 2014; Çırmık ve diğer., 2016). Şekil 2.10'daki yüksek değerler bölgedeki artan sismik aktivite ile oldukça tutarlıdır (2014 Gökçeada depremi, Mw 6.5; 2017 Midilli depremi, Mw 6.3; 2017 Gökova depremi, Mw 6.6; 2017 Bodrum depremi, Mw 6.2).

Hellenik Yay'a doğru Arap Levhasının G-GB yönlü hareketi, Afrika ve Hellenik yay arasındaki sınırın ilerlemesine neden olmaktadır (Şekil 2.1). Şekil 2.14'teki "Moho ondülasyonunun" Afrika Plakasının hızının Hellenik Yay veya Afrika

Plakasının dalma-batma hızından daha yüksek olmasından dolayı bu yer değiştirmeyi karşılayamadığından kaynaklandığı düşünölmektedir. Üst kabuktaki bu deformasyon, kabuktaki T_e kalınlıklarının azalmasına ve bu deformasyonun şeklinin Şekil 2.14'teki gibi derinden yüzeye V şeklinde oluşmasına neden olduğu düşünölmektedir. USGS deprem veri tabanından 1970 ve 2016 yılları arasında 3,5 ve daha büyük büyüklükteki depremler alınmıştır. Kuzey Ege Denizi'nden Hellenik Yay boyunca depremlerin odak derinlik değişimleri dalma-batma zonunun karakteristiğini göstermektedir (Şekil 2.14). Aşırı gerilme nedeniyle deprem dağılımı ondülasyonlu bölge üzerinde artmaktadır. Bu bölgede litosferik yapının, T_e ve T_e ile orantılı olarak artan rijitideden dolayı kırılğan olması gerekmektedir (Watts, 2001; Pamukçu ve Akçığ, 2011). Hellenik Yay çevresinde görölen bu durum, dalma bölgesinin göreceli soğuk olduğu ve küresel Bouguer anomalisinin yüksek olduğu kısımlara karşılık gelmektedir. Bölgedeki tüm incelenen parametreler açısından tekdüzeliği bozan tektonik elemanın Hellenik Yay olduğu açıkça görölmektedir. Hellenik Yay'ın karakterine bağlı olarak bölgesel kinematik yapı etkilenmekte ve stres faktörü buna göre gelişmektedir.



Şekil 2.14 Profiller: a) Te kalınlığı; b) küresel Bouguer anomalisi ve Moho derinliği; c) LAS derinliği ve LAS sıcaklıkları (°C); d) Datma-batma zonu ile ilişkili deprem dağılımları (koyu mavi noktalar) (Bölge 1, 2 ve 3 nispeten göreceli sıcak ve soğuk bölgelerdir). Depremler USGS deprem kataloğundan alınmıştır (USGS Deprem kataloğu, 2018)

BÖLÜM ÜÇ

EGE DENİZİ VE BATI ANADOLU'DA SINIR YAPILARI İÇİN GRAVİTE BOZUKLUĞUNUN ANALİZİ

3.1 Giriş

Batı Anadolu kıtasal ölçekte, kıtasal genişleme açısından en aktif bölgelerden biridir ve yüksek sismik aktiviteye sahiptir. Genişleme sisteminin gelişimi hakkında farklı görüşler ortaya atılmıştır. Bu görüşlerden biri olan tektonik kaçış modeli, Anadolu Levhasının, Arap ve Avrasya Levhalarının çarpışması sonucu gelişen Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu fayları boyunca batıya taşındığını belirtmektedir. Böylece, Anadolu Levhasının B-GB yönlü tektonik kaçışı, Batı Anadolu'da horst-graben sisteminin gelişmesine neden olan genişlemeli tektonik rejimi oluşturmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1979; Şengör, 1980; Şengör, 1987; Şengör ve diğer., 1985). LePichon ve Angelier (1979) ile Meulenkamp ve diğer., (1988)'e göre yay genişleme modelinde, Hellenik Dalma-Batma sisteminin G-GB doğrultulu ilerleyişi yay genişlemesine ve horst-graben sisteminin oluşumuna neden olmuştur. Bir başka önerilen görüş, orojenik çöküş, kabuğun açılması ve genişlemesi ile ilgilidir (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996). Mc Kenzie modelinde Batı Anadolu için plaka modeli iki aşamada verilmiştir. İlk aşamada; Afrika'ya göre, Avrasya'ya doğru daha hızlı hareket eden Arap Levhası, Anadolu Levhasına bindirmiştir. Bu aşırı itme, Anadolu Levhasının Kuzey ve Doğu Anadolu Fayları boyunca batıya itilmesine neden olur. İkinci aşamada, bu öneri daha geliştirilmiş ve yorumlanmıştır. Batı Anadolu'nun kıtasal litosferi bu bölgedeki bir dizi D-B yönlü fay boyunca gerilmektedir (Mc Kenzie, 1972 ve 1978). Son olarak, Alptekin (1973), Türkiye-Ege levhasının batıya doğru hareketinin mantodaki konveksiyon akımların ve termal kaynakların Doğu Anadolu'daki etkilerinin bir sonucu olduğunu ileri sürmüştür (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Bölgenin genel tektonik haritası (Makris ve Stobbe, 1984, McClusky ve diğer., 2000, Bozkurt, 2001, Gönenç ve Akgün, 2012'den değiştirilerek kullanılmıştır) (Soru işaretleri tartışılan ve yeni önerilen fayları göstermektedir)

Gravite bozukluk tensörleri, Dünya'nın gravite bozukluk potansiyelinin yerel Kuzey yönelimli referans çerçevesindeki ikinci türevleridir (Bucha ve Janák, 2013). Ayrıca, gravite bozukluk değişmezleri gravite bozukluk tensörlerinin bileşenlerinden oluşur (Pedersen ve Rasmussen, 1990). Gravite gradyan tensörü ve değişmezleri, süreksizliklerin belirlenmesi ve yeraltı yapılarının belirlenmesi için otuz yıldır kullanılmaktadır. Pedersen ve Rasmussen (1990) veri toplama ve işleme stratejilerini göstermek için potansiyel alan anomalilerinin gradyan tensörünü kullanmışlardır. Zang ve diğer., (2000) yeraltı yapılarının derinliğini ve yerini belirlemek için gravite tensörü gradyan verilerinin Euler konvolüsyonunu kullanmışlardır. Zhdanov ve diğer., (2004) jeolojik yapıların sınırlarını keskin bir şekilde elde etmek için gravite gradyan tensörüne ters çözüm uygulamışlardır. Routh ve diğer., (2001) tuz domununun temelini görüntülemek için gravite ve tensör gravite verilerini kullanmışlardır.

Murphy ve Brewster (2007), Norveç denizinde gözlenen tuz domu yapısının geometrisini saptamak için gravite gradyometrisini kullanmışlardır. Dransfield ve Milkereit (2007) maden yataklarını aramak için gravite gradyanlarını kullanmışlardır. Klokočník ve diğer., (2008) daha ileri çalışmalar için jeomorfolojik ve jeodinamik yorumlama önerileri ile gravite bozukluk ve değişmezlerini kullanmışlardır. Mataragio ve Kieley (2009), sülfür mineralizasyon alanının tespiti için gradyan değişmezleri kullanmışlardır. Dickinson ve diğer., (2009) hidrokarbon ve maden arama projesi için gravite tensörü ve değişmezlerini kullanmışlardır. Murphy ve Dickinson (2010) jeolojik haritalama ve jeolojik sınırların belirlenmesi için tam tensör gravite verilerini kullanmışlardır. Beiki ve Pedersen (2010) jeolojik yapıların yerlerini bulmak için gravite gradyan tensörü kullanmışlardır. Oruç ve diğer., (2013) Erzurum Havzası'nın yapısal yorumu için gravite gradyan tensörlerini kullanmışlardır. Zuo ve Hu (2015) jeolojik cisimlerin sınırlarını tespit etmek için gravite gradyan tensörlerini kullanmışlardır. Zhou (2016), derinlik tahmini için gravite ve tam tensör gradyan değişmezlerinin oranını kullanmıştır. Zuo ve diğer., (2017) karmaşık yeraltı jeolojik yapılarının konumunu belirlemek için gravite gradyanları kullanmışlardır.

Bu çalışmada hem teorik hem de saha verilerine belirtilen yöntemler uygulanmıştır. İlk olarak, sadece bir küre yapısı ve üç yapının (küre, yatay ve dikey silindirler) kullanılması ile elde edilen teorik modeller yöntemlerin etkinliğini göstermek için kullanılmıştır. Bu çalışmada, Dünya Yerçekimi Modeli 2008'in (EGM2008) (Pavlis ve diğer., 2008) gravite bozukluk potansiyeli tensör bileşenlerini elde etmek için kullanılmıştır. Değişmezler, gravite bozukluk tensör bileşenlerinden hesaplanmıştır. Özellikle Tzz tensörü anomali sonuçlarında yüksek-düşük anomali sınırı ile uyumlu aktif fayların yeri elde edilmiştir. Ayrıca hem teorik hem de saha verilerinden alınan profiller üzerinde güç spektrumu yöntemi uygulanmıştır. Derinlikler teorik çalışmalarda başarılı bir şekilde elde edilmiş ve sığ yapıların derinliği önceki çalışmalardan bilinen değerlere yakın elde edilmiştir. Ek olarak, bu çalışmada haritanın güneybatısındaki özellikle Bouguer gravite bozukluğu ve Tzz tensör bileşen sonuçlarında bir zon olarak elde edilen süreksizlik dikkat çekicidir.

3.2 Yöntemler

3.2.1 Gravite Bozukluğu ve Yerel Kuzey-Yönelimli Referans Çerçevesinde Gravite Tensörleri

Gravite bozukluğu aşağıdaki formüle göre hesaplanır:

$$\delta g_{sa}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{\partial T(r, \varphi, \lambda)}{\partial r} = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n+1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{n,m} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{n,m} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) \quad (3.1)$$

Bozukluk potansiyel tensörleri aşağıdaki denklemler ile verilir:

$$T(r, \varphi, \lambda) = \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} & T_{xz} \\ T_{yx} & T_{yy} & T_{yz} \\ T_{zx} & T_{zy} & T_{zz} \end{pmatrix} \quad (3.2)$$

$$T_{xx}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin \varphi) + [b_{n,m} - (n+1)(n+2)] \bar{P}_{n,|m|}(\sin \varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin \varphi) \right) \quad (3.3)$$

$$T_{xy}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_{-m}(\lambda) \left(d_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-2}(\sin \varphi) + g_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|}(\sin \varphi) + h_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+2}(\sin \varphi) \right), m \neq 0 \quad (3.4)$$

$$T_{xz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(\beta_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-1}(\sin \varphi) + \gamma_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+1}(\sin \varphi) \right) \quad (3.5)$$

$$T_{yy}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin \varphi) + b_{n,m} \bar{P}_{n,|m|}(\sin \varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin \varphi) \right) \quad (3.6)$$

$$T_{yz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_{-m}(\lambda) \left(\mu_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-1}(\sin\varphi) + \vartheta_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+1}(\sin\varphi) \right), m \neq 0 \quad (3.7)$$

$$T_{zz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n+1)(n+2) \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \bar{P}_{n,|m|}(\sin\varphi) \quad (3.8)$$

Bu formüldeki r , φ ve λ küresel yarıçap, enlem ve boylamı; n, m küresel harmonik derece ve sırayı (degree and order); n_{min} ve n_{max} minimum ve maksimum küresel harmonik açılımın derecesini; $\bar{P}_{n,m}(\sin\varphi)$ ise Legendre fonksiyon ile ilişkili 4π tam normalleştirilmeyi; GM ve R yermerkezi gravite sabiti ve referans kürenin yarıçapını temsil etmektedir. $\bar{C}_{n,m}$ ve $\bar{S}_{n,m}$ 4π tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılarını, $\Delta \bar{C}_{n,m}$ ve $\Delta \bar{S}_{n,m}$ ise gravite modelindeki harmonik katsayılar ile normal gravite alanının harmonik katsayılarının farkını temsil etmektedir (Bucha ve Janák, 2013).

3.2.2 Logaritmik Güç Spektrum Yöntemi

Güç spektrumu analizi, Bouguer gravite spektrumunun gücünün logaritmasını dalga sayısı/frekans fonksiyonu olarak hesaplar ve farklı yeraltı yapılarının korelasyon dışı dağılımını göz önünde bulundurarak ara yüzeylerin ortalama derinliğini tahmin eder (Spector ve Grant 1970).

Bu çalışmada logaritmik güç spektrumu kullanılmıştır. Logaritmik güç spektrumu, farklı radyal dalga sayısı (kr) düzeninde farklı eğimlerde doğrular gösterir. Genel olarak, küçük radyal dalga sayılarına karşılık gelen doğru parçaları derin yerel kaynaklar, orta dalga sayıları sığ kaynaklar ve yüksek-dalga sayıları verilerdeki gürültü ile temsil edilir (Spector ve Grant, 1970; Pawlovski ve Hansen, 1990; Pawlovski, 1994). Her bir eşdeğer tabakanın ortalama derinliği (3.9) eşitliğinden aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$h = \frac{B(kr_1) - B(kr_2)}{2(kr_2 - kr_1)} \quad (3.9)$$

Burada kr_1 ve kr_2 , üst üste binen hattın başlangıç ve bitiş radyal dalga sayılarıdır. $B(kr_1)$ ve $B(kr_2)$, bu dalga sayılarına karşılık gelen logaritmik güç spektrum değerleridir.

3.2.3 Gradyan Tensör Matrisinin Değişmezleri

Gravite gradyan tensörü Γ (Marussi tensörü), bozukluk potansiyelinin (V) ikinci türevlerinin tensörüdür ve belirli gravite alan modelinin $\Delta\bar{C}_{n,m}$ ve $\Delta\bar{S}_{n,m}$ değerleri ile maksimum dereceye (n_{\max}) kadar hesaplanır:

$$\Gamma = \begin{bmatrix} \Gamma_{11} & \Gamma_{12} & \Gamma_{13} \\ \Gamma_{21} & \Gamma_{22} & \Gamma_{23} \\ \Gamma_{31} & \Gamma_{32} & \Gamma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial z} \\ \frac{\partial^2 V}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} & \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial z} \\ \frac{\partial^2 V}{\partial z \partial x} & \frac{\partial^2 V}{\partial z \partial y} & \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_{xx} & T_{xy} & T_{xz} \\ T_{yx} & T_{yy} & T_{yz} \\ T_{zx} & T_{zy} & T_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Tensör bileşenlerinden Γ_{33} , hedef kaynağın veya jeolojik yapının belirlenmesi ve haritalanmasında ayrıca yapısal/stratigrafik kontak sınırlarının tanımlanması için yerel ölçeklerde kullanılır. Yatay bileşenler, bir hedef yapının şeklini ve jeolojik durumunu belirlemeye yardımcı olur. Γ_{33} hedef yapının tespiti için en uygundur ayrıca yapı kütlelerinin jeolojik durumu ile ilişkili kalınlık/yoğunluk parametrelerinin tanımlanmasına yardımcı olur (Murphy ve Dickinson, 2009).

Herhangi bir koordinat dönüşümünde, Γ her zaman aşağıdaki (3.11, 3.12 ve 3.13) eşitliklerindeki üç değişmezi sunar:

$$I_0 = \text{trace}(\Gamma) = \Gamma_{11} + \Gamma_{22} + \Gamma_{33} \quad (3.11)$$

$$I_1 = \Gamma_{11}\Gamma_{22} + \Gamma_{22}\Gamma_{33} + \Gamma_{33}\Gamma_{11} - \Gamma_{12}^2 - \Gamma_{23}^2 - \Gamma_{13}^2 \quad (3.12)$$

$$I_2 = \det(\Gamma) = \Gamma_{11}(\Gamma_{22}\Gamma_{33} - \Gamma_{23}^2) + \Gamma_{12}(\Gamma_{23}\Gamma_{13} - \Gamma_{12}\Gamma_{33}) + \Gamma_{13}(\Gamma_{12}\Gamma_{23} - \Gamma_{13}\Gamma_{22}) \quad (3.13)$$

3.2.4 Jeolojik Sınır Analizi

Hemen göze çarpmayan anomalileri görünür hale getirmek için birçok yöntem önerilmiştir. Bu amaç için geliştirilen ilk filtre, düşey türevin potansiyel alanın yatay türevinin mutlak değerine oranı olan tilt veya eğim açısıdır (Miller ve Singh, 1994). Tilt açısı izleyen (3.14) eşitliği ile verilir:

$$Tilt = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{THDR} \right) \quad (3.14)$$

ve buradaki T potansiyel anomali, $THDR$ toplam yatay türevdir (Cordell ve Grauch, 1985):

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (3.15)$$

Tilt açısı genlikleri $-\pi/2$ ve $+\pi/2$ arasındaki değerlerle sınırlıdır. Böylece yöntem, genlik değişimlerini belirli bir aralıkta sınırlar. Bu sayede tilt açısı otomatik-kazanç-kontrol filtresi gibi işlev görür ve sığ ile derin kaynaklara eşit derecede iyi yanıt verir. Tilt açısı kaynak kenarlarında sıfır değeri üretir (Arısoy ve Dikmen, 2013). Ek olarak, 3B durum için kullanılan bir başka operatör AS analitik sinyaldir (Roest ve diğer., 1992).

$$AS = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (3.16)$$

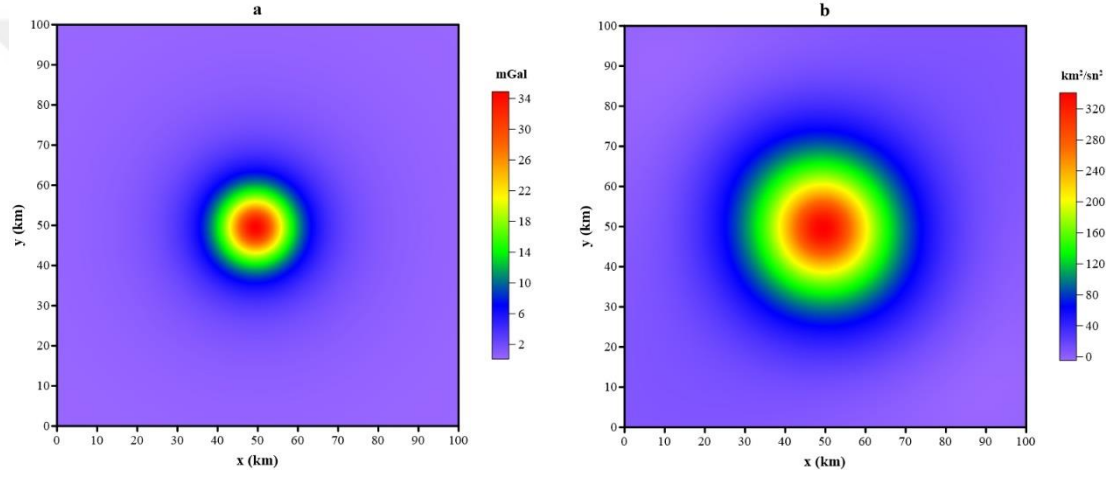
AS tarafından $THDR$ 'nin normalizasyonu olan Teta haritası Wjins ve diğer., (2005) tarafından önerilmiştir.

$$\cos \theta = \frac{THDR}{AS} \quad (3.17)$$

3.3 Uygulamalar

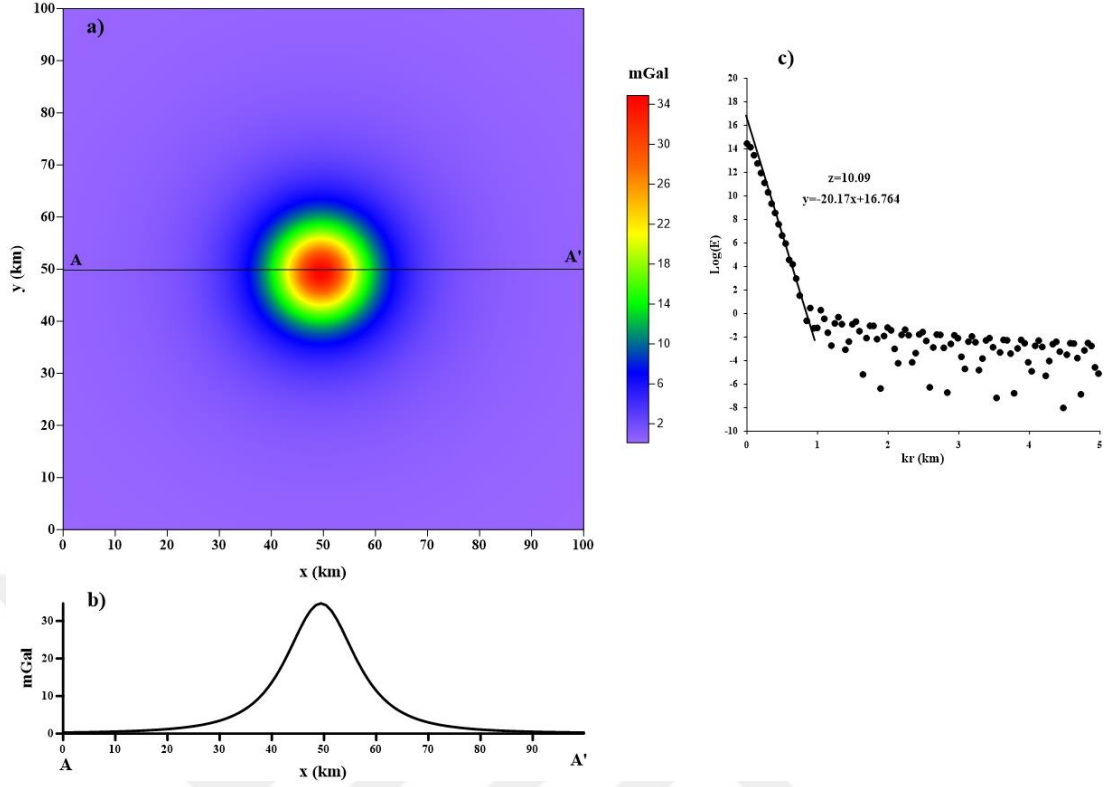
3.3.1 Teorik Uygulamalar

İlk aşamada belirtilen yöntemler teorik verilere uygulanmıştır. Bu amaçla küre modeli oluşturmak için 100X100 km alan seçilmiştir. Kürenin merkezinin x ve y eksenine uzaklığı 50 km, kürenin yarıçapı ile derinliği sırasıyla 5 km ve 10 km alınmıştır. Yoğunluk farkı 1 gr/cm³'tür. Teorik gravite anomalisi ve potansiyel anomali değerleri sırasıyla 0-34 mGal ve 0-320 km²/sn² arasında değişmektedir (Şekil 3.2).



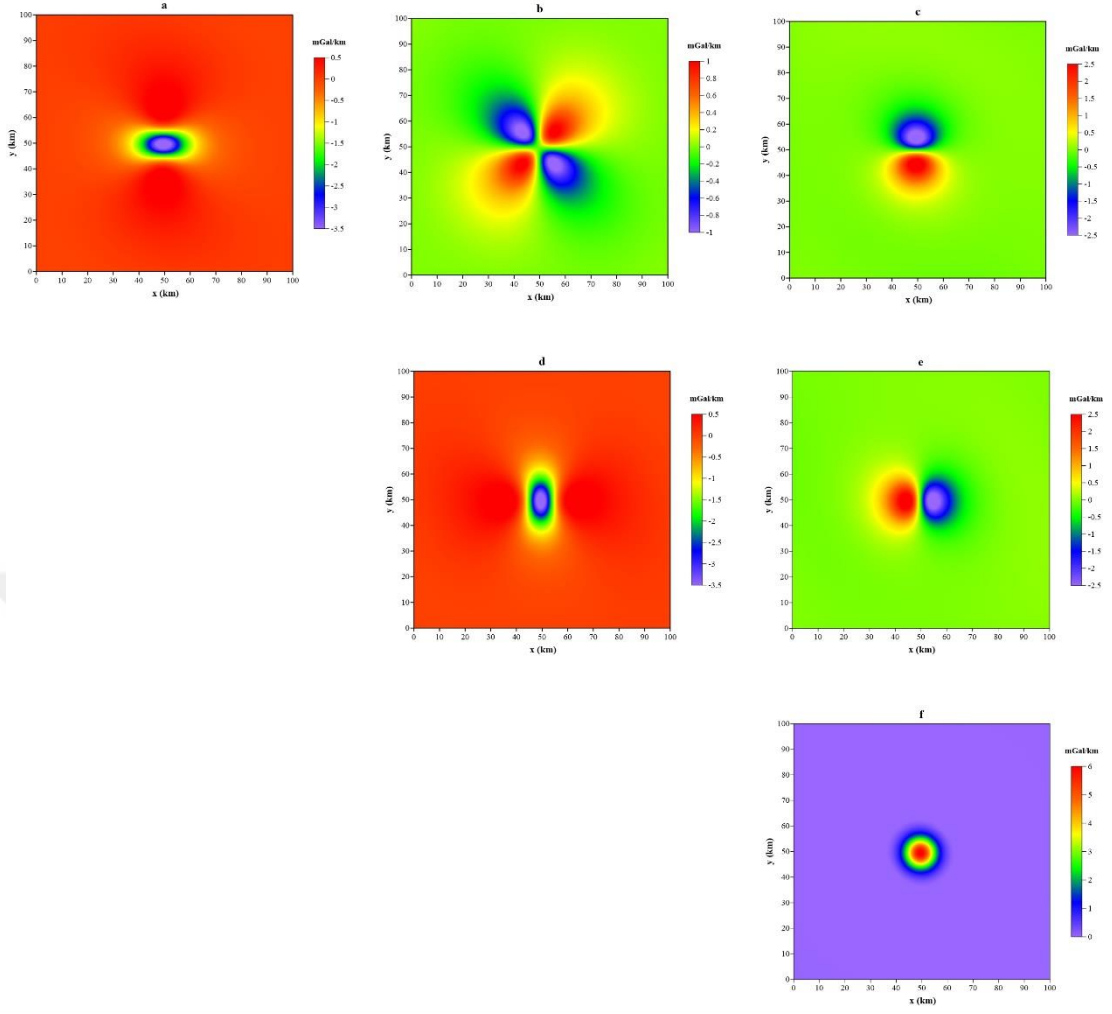
Şekil 3.2 Kürenin teorik gravite anomalisi ve potansiyeli: a) teorik gravite anomalisi ve b) a'nın potansiyel anomalisi

Daha sonra güç spektrumu teorik gravite anomalisinden alınan A-A' profiline uygulanmıştır (Şekil 3.3). Derinlik değeri güç spektrumundan 10,09 km elde edilmiştir ve hata %0,9 mGal olarak hesaplanmıştır.



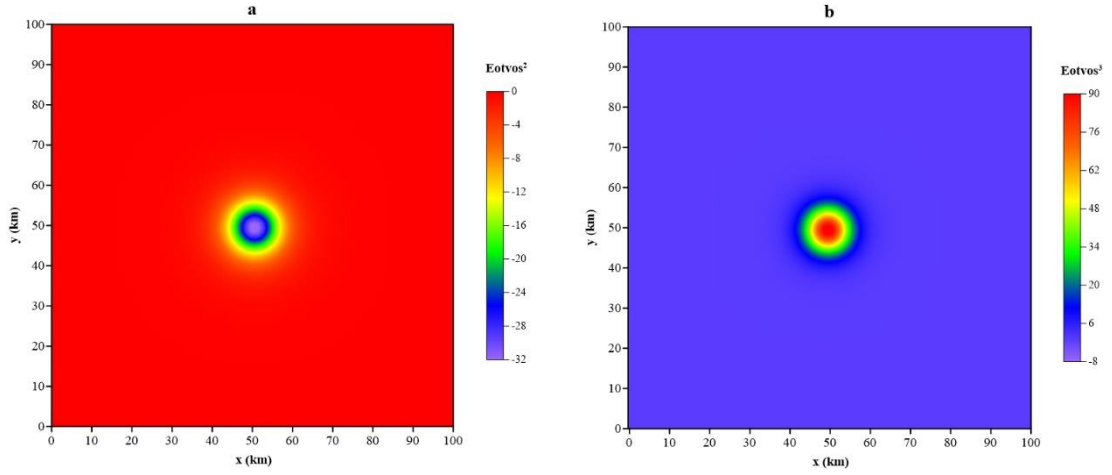
Şekil 3.3 Kürenin teorik gravite anomalisi, teorik anomaliden alınan profili ve profilin güç spektrumu:
a) teorik gravite anomalisi, b) A-A' profilinin anomalisi ve c) A-A' profilinin güç spektrumu sonucu

Sonrasında Şekil 3.2'teki potansiyel anomali kullanılarak teorik küre anomalisinin tensörleri hesaplanmıştır. Tensörlerin T_{xx} ve T_{yy} bileşenlerinde içten dışa pozitif değerler elde edilmiştir. Türevin alındığı yöne bağlı olarak, T_{xz} ve T_{yz} tensörlerinde bir yan negatif ve diğer yan pozitif değerler elde edilmiştir. T_{xy} bileşeninde, x ve y yönlü genlik değişimlerinin artış ve düşüş yönü, küre merkezli olarak gözlenmiştir. T_{zz} bileşeninde içten dışa pozitiften negatif değerlere değişim ve ayrıca bu tensör bileşeninde yapının şekli açıkça elde edilmiştir (Şekil 3.4).

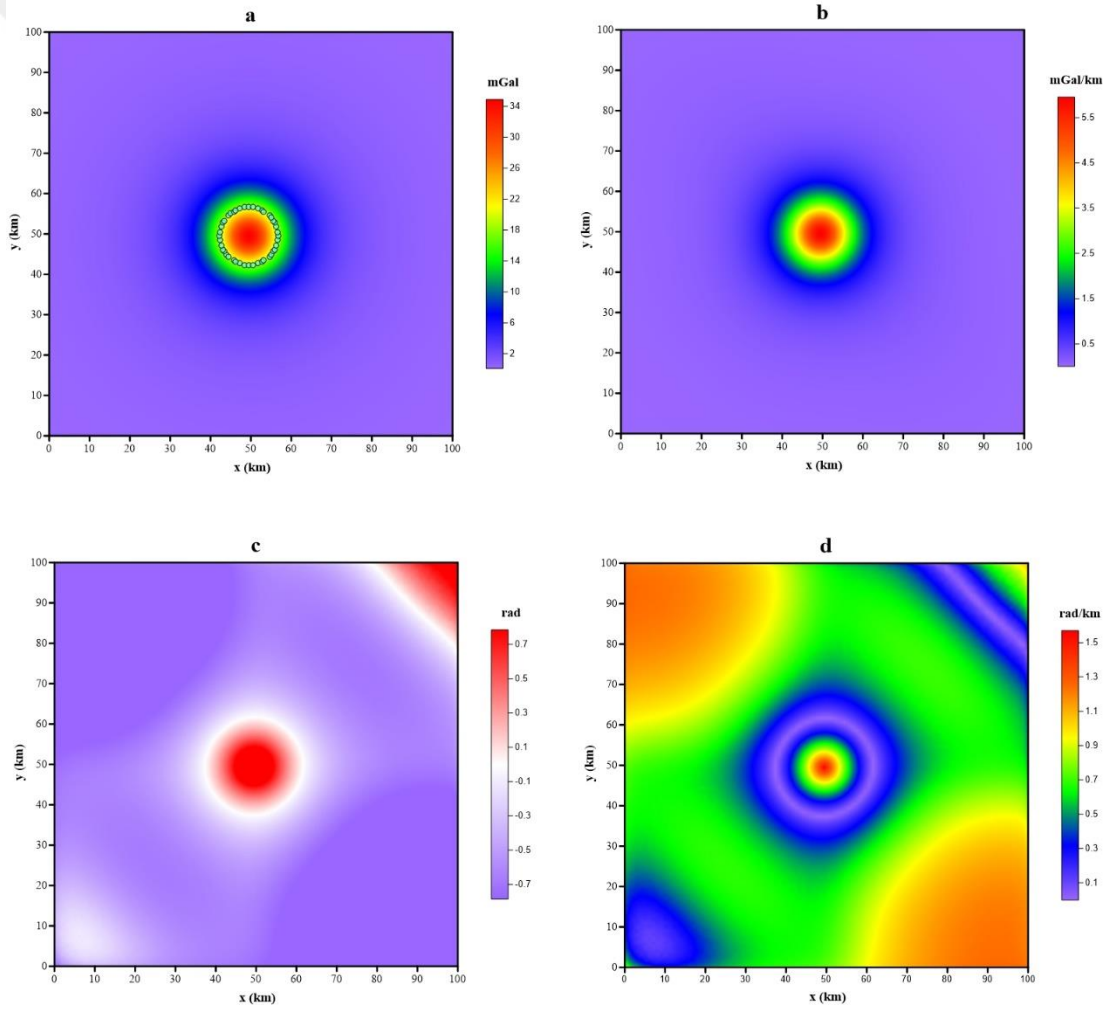


Şekil 3.4 Teorik küre anomalisinin tensör sonuçları: a) T_{xx} , b) T_{xy} , c) T_{xz} , d) T_{yy} , e) T_{yz} ve f) T_{zz}

Ek olarak teorik anomalinin I1 ve I2 değişmezleri hesaplanmış ve yapını yeri ve şekli açıkça belirlenmiştir. I1 değişmezinde değerler yapının içinden dışına doğru negatiften pozitive değişim göstermektedir. Ancak I2 değişmezinde değerler I1 değişmezinin aksine, yapının içinden dışına doğru pozitiften negatife değişmektedir (Şekil 3.5). Ek olarak, sınır analiz yöntemlerinin sonuçlarında gömülü yapının sınırları açıkça elde edilmiştir (Şekil 3.6).

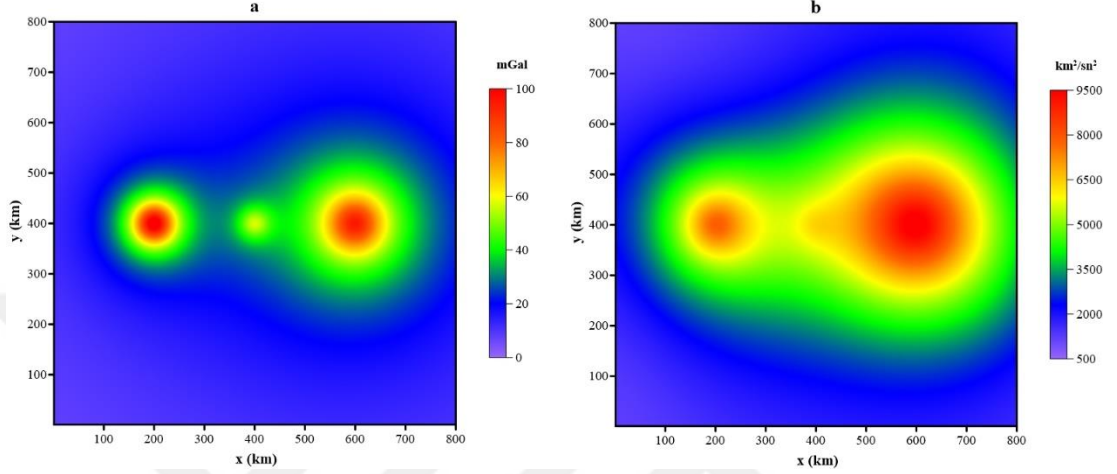


Şekil 3.5 I1 ve I2 değişmezlerinin sonuçları: a) I1 değişmezi ve b) I2 değişmezi



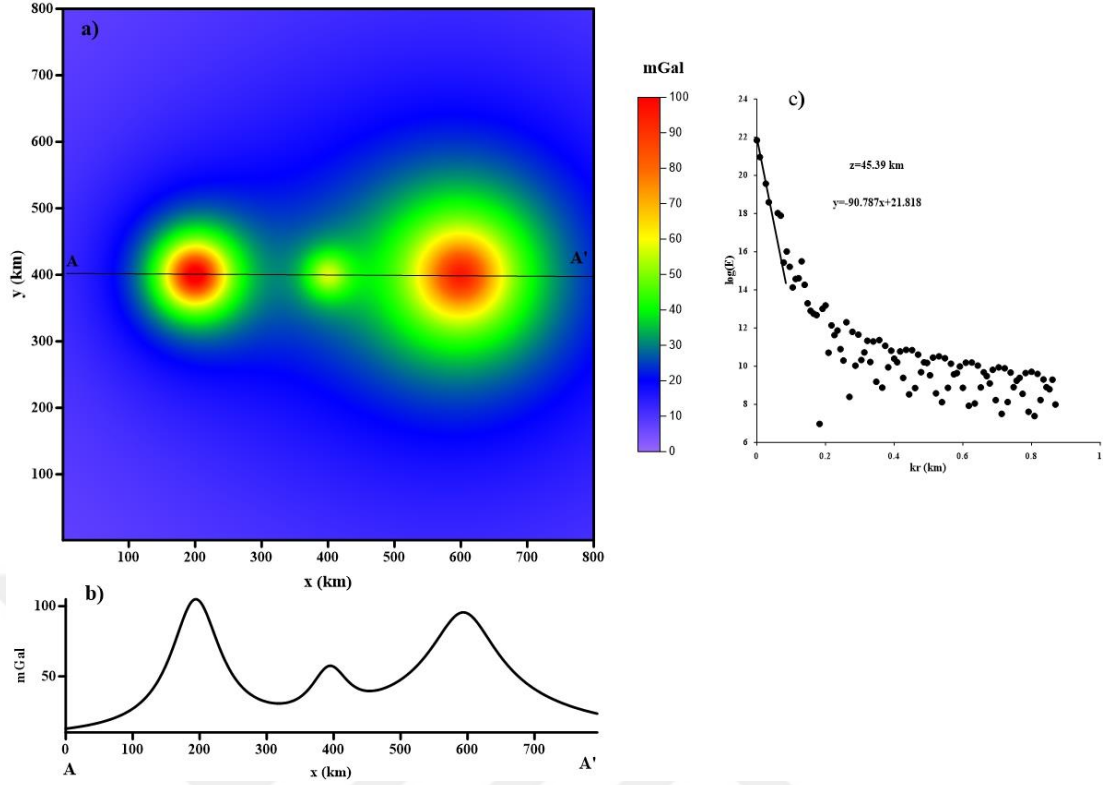
Şekil 3.6 Teorik küre anomalisinin sınır analizi sonuçları: a) THDR (Açıkma) (teorik küre anomalisi üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) Tilt açısı ve d) Teta haritası sonuçları

Teorik çalışmanın ikinci bölümünde, küre, yatay ve düşey silindir olan üç yapının teorik toplam gravite anomalisi belirtilen metotları uygulamak için kullanılmıştır. Teorik toplam gravite anomalisinin potansiyeli tensörleri ve değişmezleri elde etmek için hesaplanmıştır (Şekil 3.7).



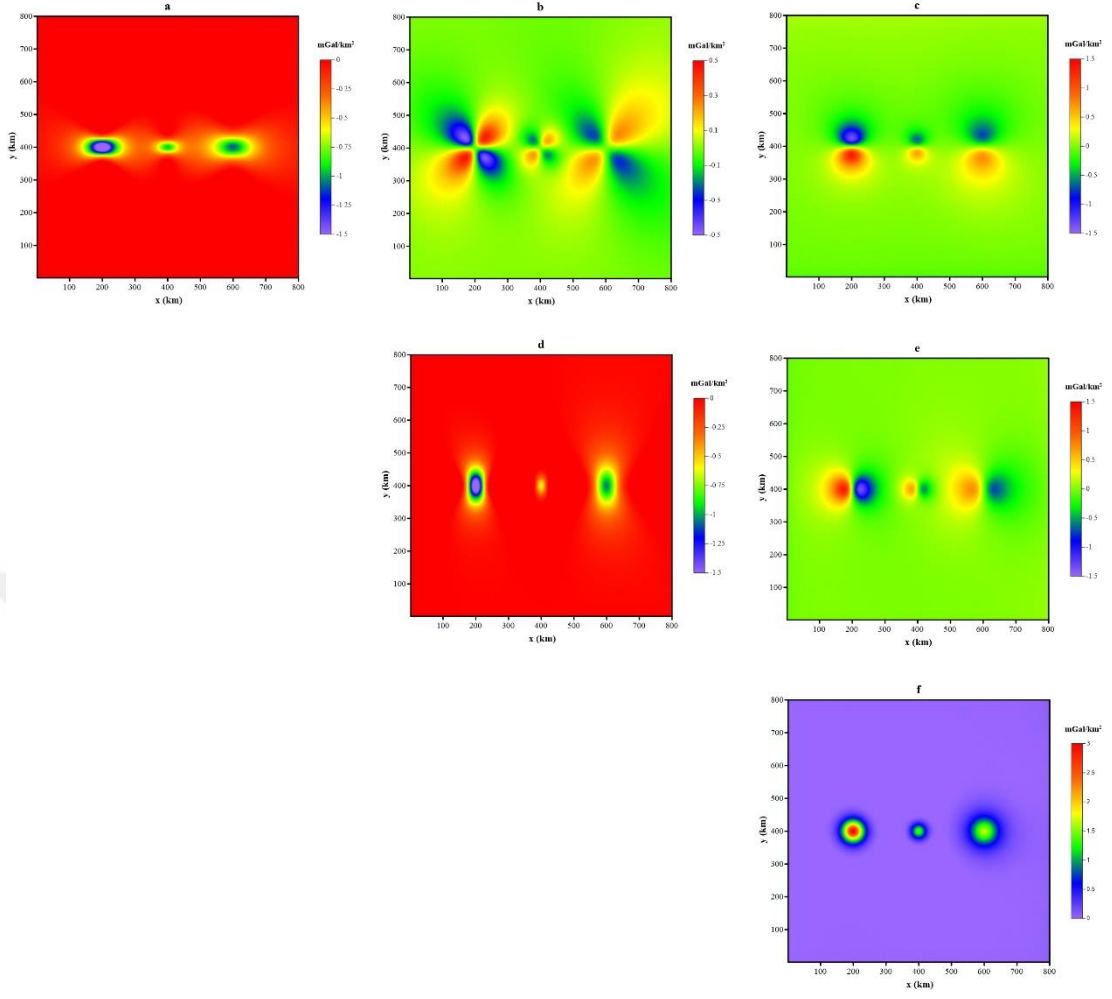
Şekil 3.7 Yatay silindir, küre ve düşey silindir (soldan sağa doğru sırayla) olan üç modelin teorik toplam gravite anomalisi sırasıyla 45 km, 40 km ve 50 km derinlikleri (sırasıyla yarıçaplar 10, 12 ve 15 km'dir) ve gravite anomalisinin potansiyeli a) teorik toplam gravite anomalisi ve b) potansiyel anomalisi

İlk aşamada, teorik toplam gravite anomalisinden alınan profile güç spektrumu uygulanmış ve ortalama derinlik %0,86 mGal hata ile 45,39 km elde edilmiştir (Şekil 3.8).



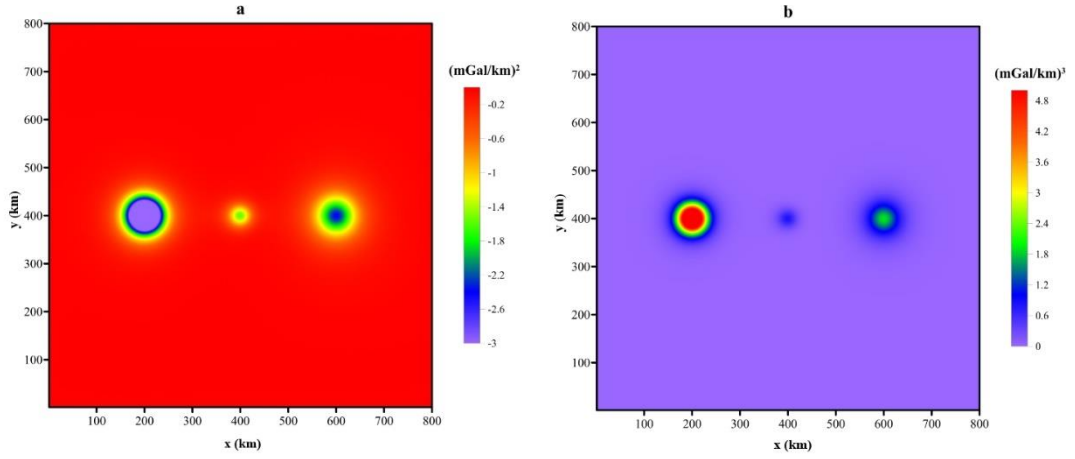
Şekil 3.8 Teorik toplam gravite anomalisi, anomaliden alınan AA' profili ve profilin güç spektrumu: a) teorik toplam gravite anomalisi, b) AA' profili ve c) AA' profilinin güç spektrumu sonucu

Yatay silindir anomali değerinin en yüksek ve küre anomalisinin değerinin en düşük olduğu, bu nedenle yatay ve düşey silindirlerin sınırlarının derinlik ve yarıçap etkisinden ayrı olarak küreye göre daha açık bir şekilde elde edildiği görülmektedir. En derin yapı düşey silindir olmasına rağmen, düşey silindirin yarıçapı en büyüktür ve dolayısıyla düşey ve yatay silindirlerin anomalileri küre anomalisini bastırmıştır (Şekil 3.9).

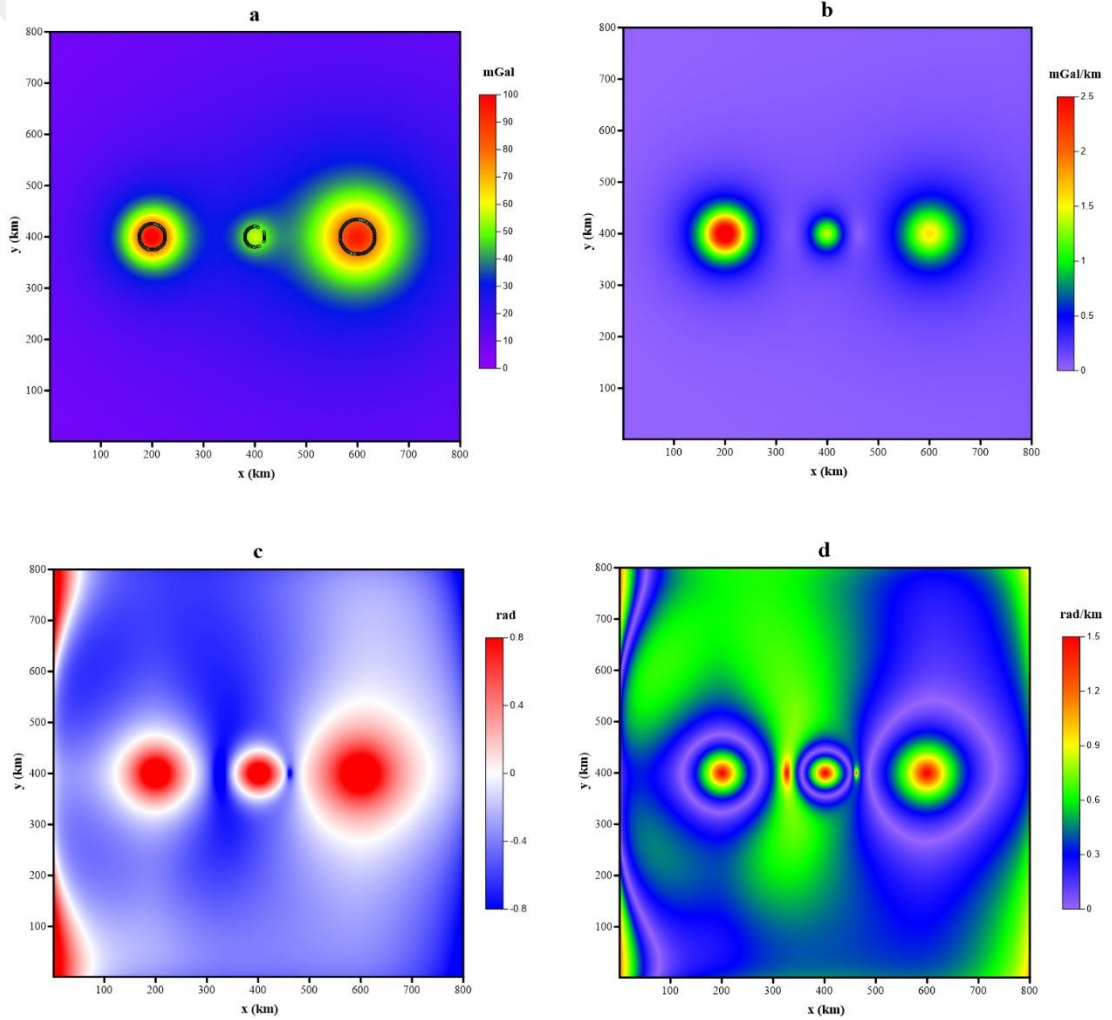


Şekil 3.9 Üç modelden elde edilen teorik toplam gravite anomalisinin tensör sonuçları: a) T_{xx} , b) T_{xy} , c) T_{xz} , d) T_{yy} , e) T_{yz} ve f) T_{zz}

Ayrıca, I1 ve I2 değişmezleri haritalarında da düşey ve yatay silindirlerin yerlerinin daha net olarak elde edildiği görülmektedir (Şekil 3.10). Son olarak, sınır analizi yöntemleri başarıyla uygulanmış ve gömülü yapıların yerleri T_{zz} tensörünün ve değişmezlerin sonuçlarındaki gibi net olarak elde edilmiştir (Şekil 3.11).



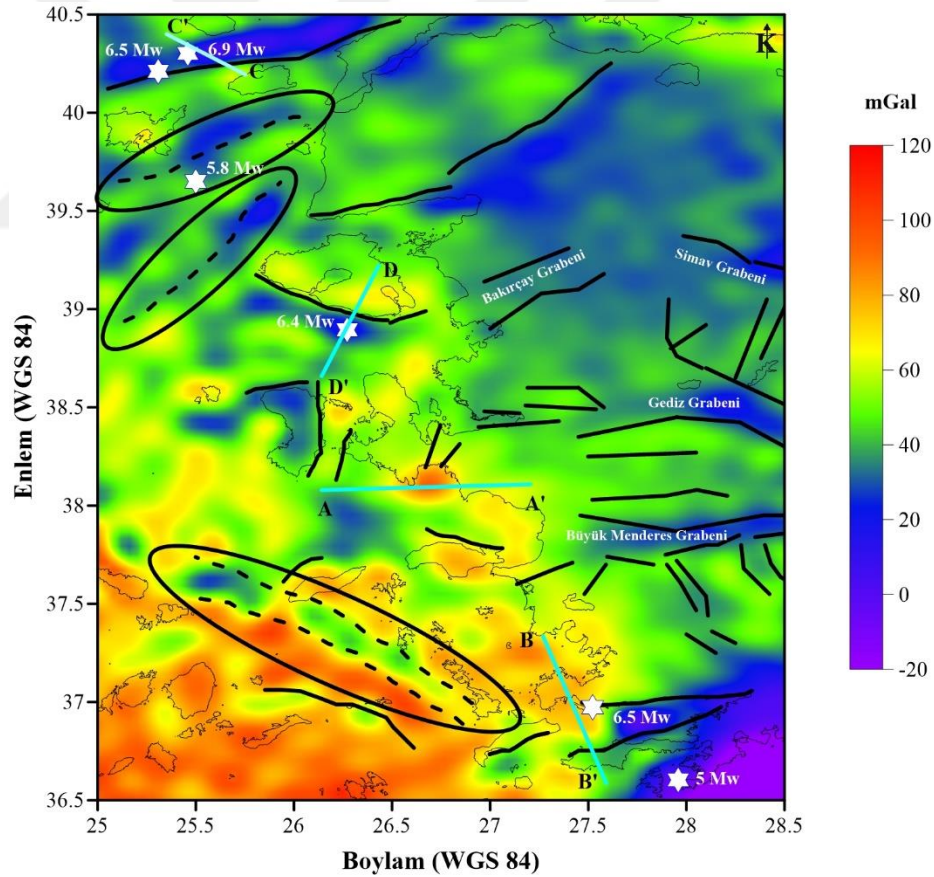
Şekil 3.10 I1 ve I2 değişmelerinin sonuçları: a) I1 değişmezi ve b) I2 değişmezi sonucu



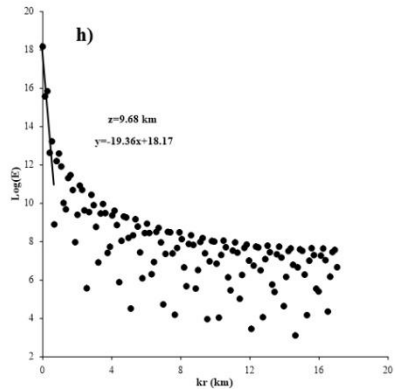
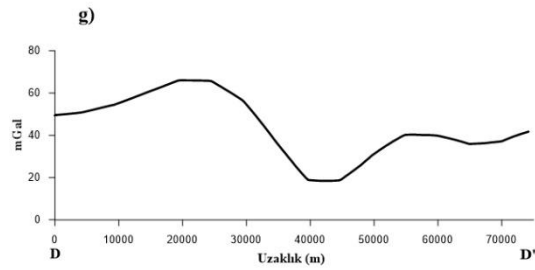
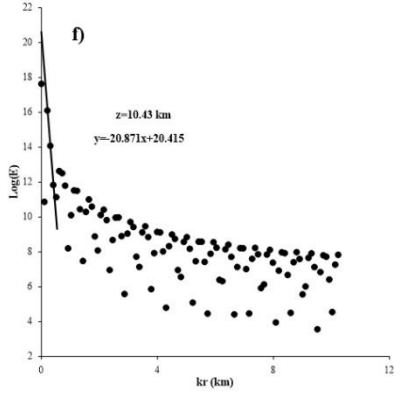
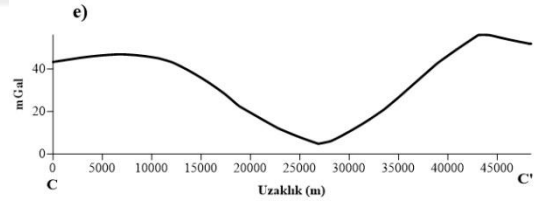
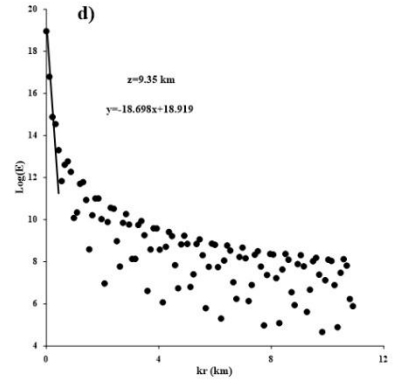
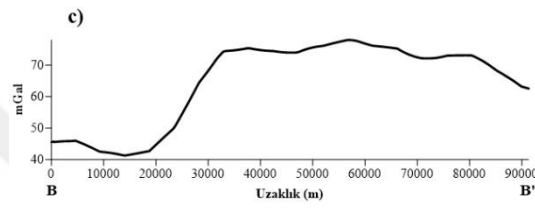
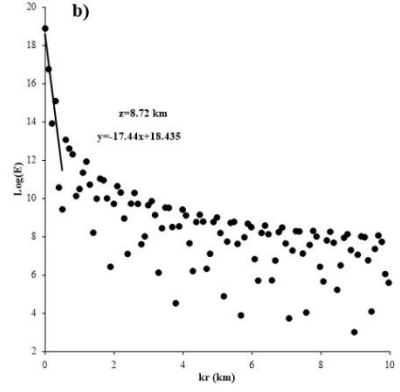
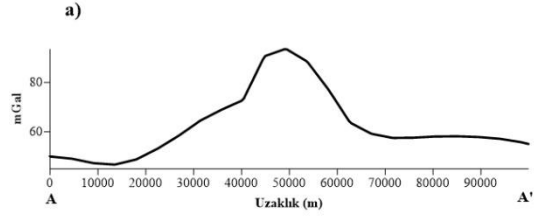
Şekil 3.11 Üç modelden elde edilen teorik toplam gravite anomalisinin sınır analizi sonuçları: a) THDR (Açık mavi) (teorik küre anomalisinin üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) Tilt açısı ve d) Teta haritasının sonuçları

3.3.2 Örnek Uygulama

Örnek çalışmada, 25°-28° enlemleri ile 36,5°-40,5° boylamları arasındaki alanın gravite bozukluk verisi GrafLAB yazılımı (Bucha ve Janák, 2013) kullanılarak hesaplanmıştır (Şekil 3.12). Sığ süreksizlikler ve yapılardan kaynaklı etkiler ortaya çıkarmak için topoğrafik ve izostatik etkiler, Dünya'nın topoğrafik-izostazik gravitasyonel potansiyelinin küresel harmonik gösterimi (RWI_TOIS_2012_plusGRS80) (Grombein ve diğer., 2014) kullanılarak veriden çıkarılmıştır. Çalışmanın bu aşamasında elde edilen gravite bozukluk verilerine teorik kısımda uygulanan yöntemler uygulanmıştır. İlk olarak Bouguer gravite bozukluk haritasından kesitler alınmış ve logaritmik güç spektrumu yöntemi ile ortalama derinlikler belirlenmiştir (Şekil 3.13).



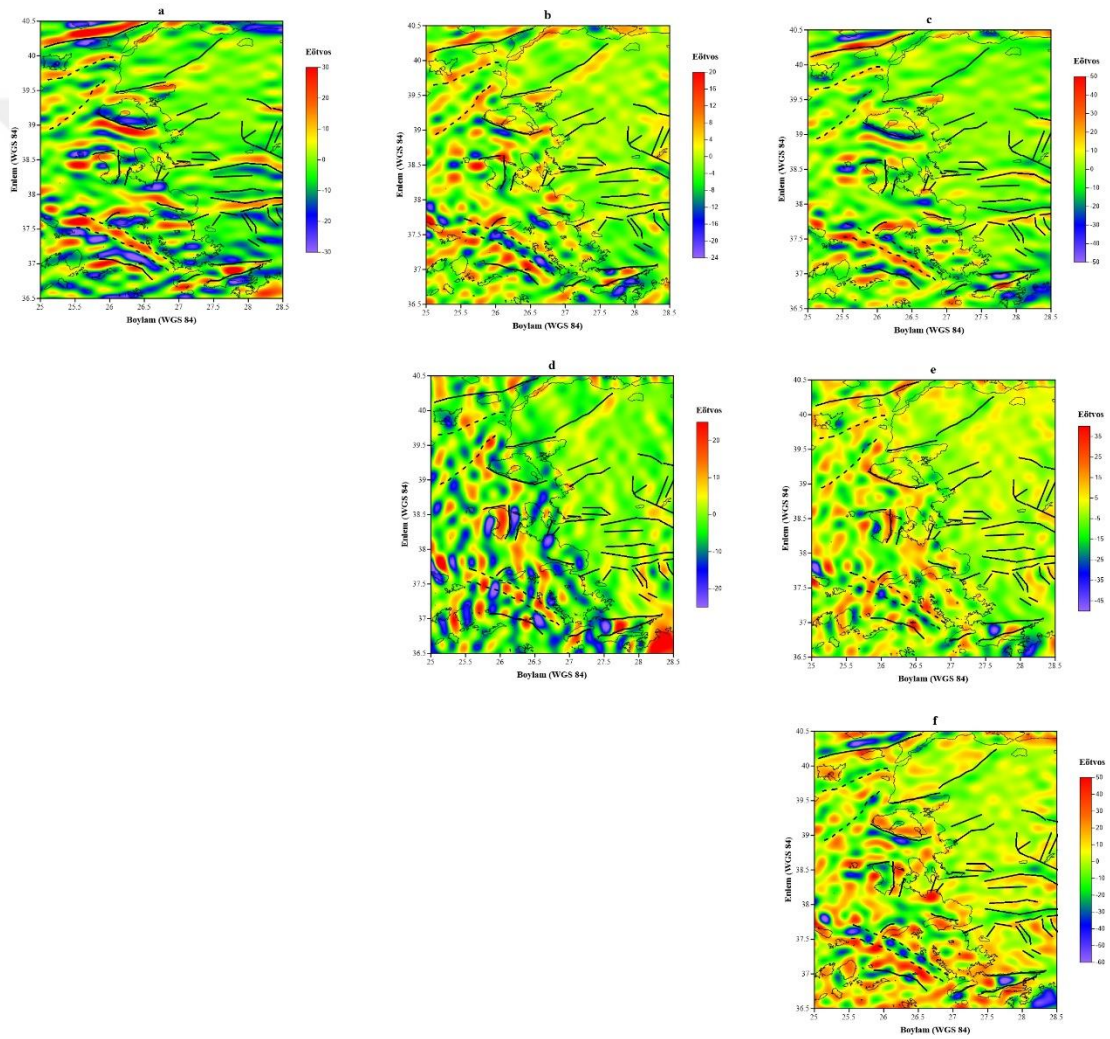
Şekil 3.12 Çalışma alanının Bouguer gravite bozukluk haritası (Aralıksız siyah çizgiler bilinen aktif fay hatlarını, açık siyah çizgi kıyı şeridini, kesikli çizgiler olası fayları ve beyaz yıldızlar son iki yılda meydana gelen büyük depremleri, açık mavi çizgiler profillerin yönünü temsil etmektedir)



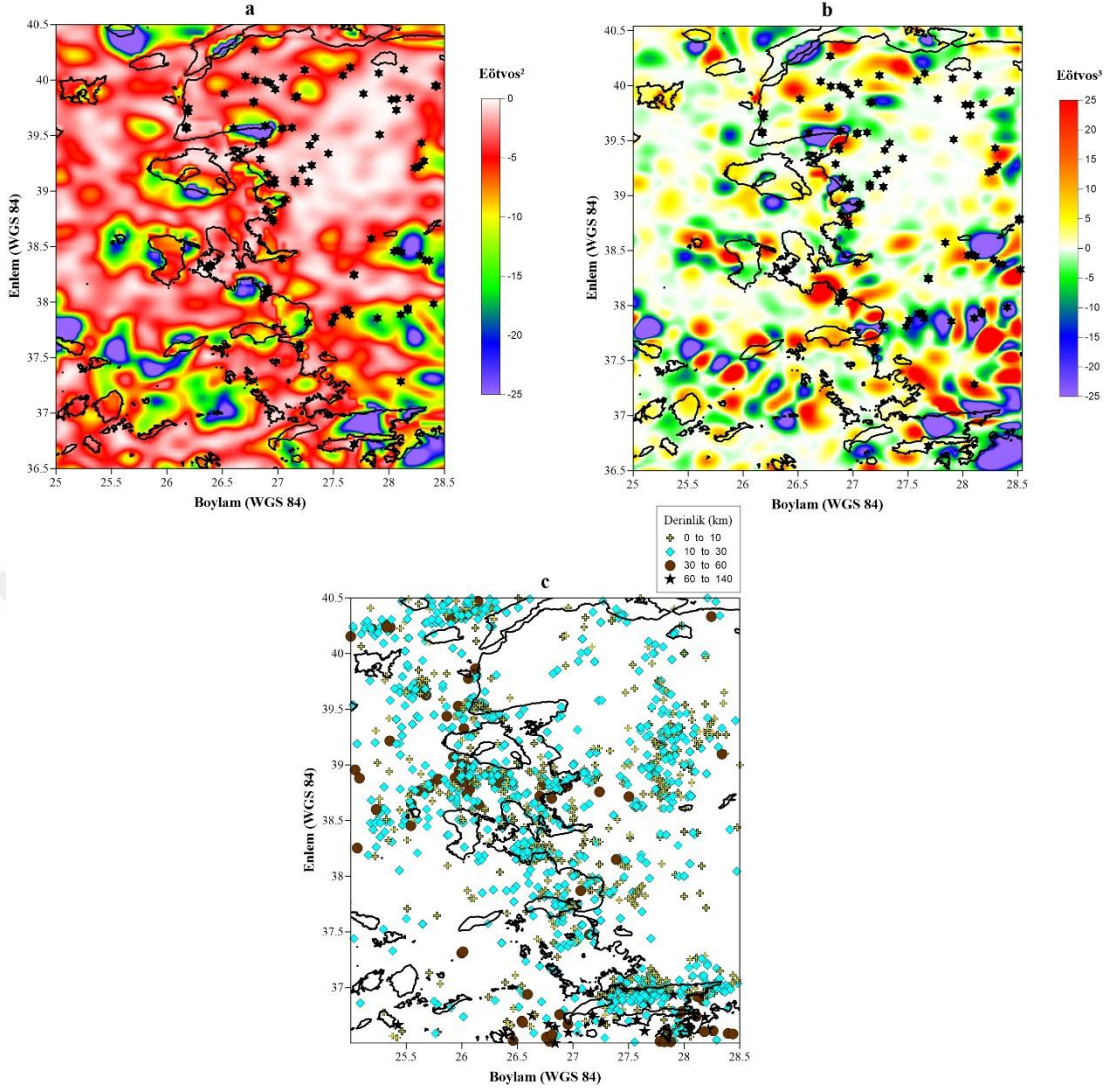
Şekil 3.13 Şekil 3.12'den alınan profiller ve profillerin güç spektrumu sonuçları: a) AA' profilinin anomalisi, b) AA' profilinin güç spektrumu sonucu, c) BB' profilinin anomalisi, d) BB' profilinin güç

spektrumu sonucu, e) CC' profilinin anomalisi, f) CC' profilinin güç spektrumu sonucu, g) DD' profilinin anomalisi ve h) DD' profilinin güç spektrumu sonucu

Daha sonra, teorik uygulamada yapılan tensör analiz yöntemleri, Şekil 3.12'deki Bouguer gravite bozukluk değerlerine uygulanmıştır (Şekil 3.14). Çalışmanın diğer aşamasında, Şekil 3.14'deki değerler kullanılarak hesaplanan Bouguer gravite bozukluk tensörlerinin değişmezleri, Şekil 3.15'te deprem odak derinlikleri dağılımı ve bilinen jeotermal lokasyonları ile birlikte sunulmuştur.

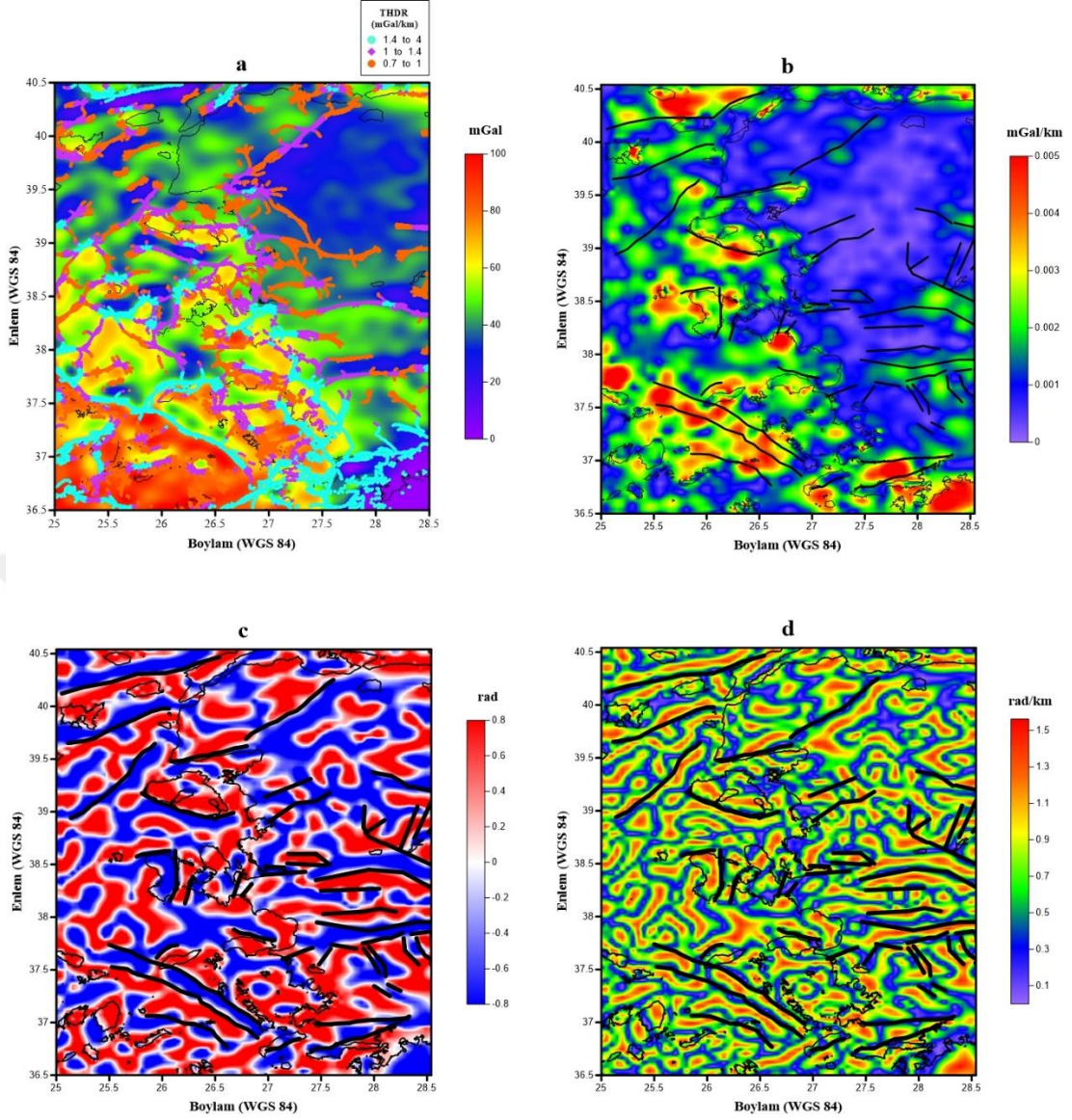


Şekil 3.14 Bouguer gravite bozukluk verisinin tensör sonuçları: a) T_{xx} , b) T_{xy} , c) T_{xz} , d) T_{yy} , e) T_{yz} ve f) T_{zz} (Aralıksız siyah çizgiler bilinen aktif fay sistemlerini, açık siyah çizgi kıyı şeridini, kesikli çizgiler olası fayları temsil etmektedir)

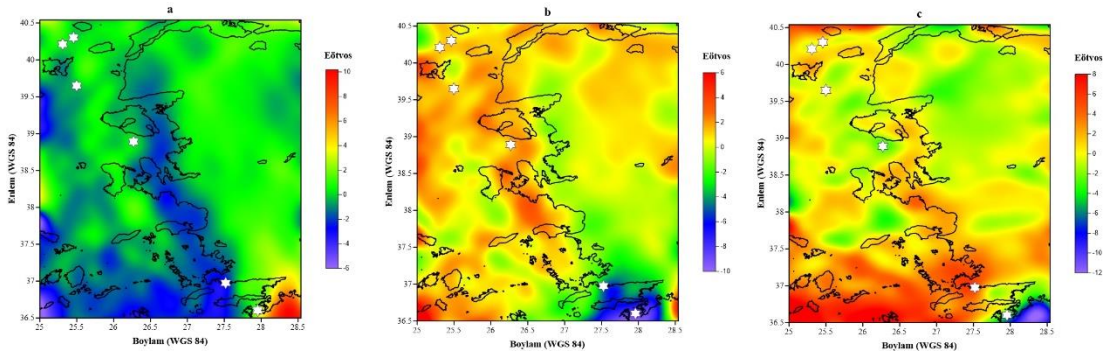


Şekil 3.15 Çalışma alanının I1 ve I2 değişmezlerinin sonuçları ve 1980 ile 2018 yılları arasındaki deprem odak derinliği dağılımı ($M_w \geq 3.5$) (Deprem verileri <https://deprem.afad.gov.tr/ddakatalogu> adresinden alınmıştır): a) I1 değişmezi, b) I2 değişmezi ve c) deprem dağılımı (a ve b şekillerindeki siyah yıldız bilinen jeotermal alanların yerini göstermektedir)

Bir sonraki aşamada, Şekil 3.12'deki Bouguer gravite bozukluk değerlerine THDR, AS, tilt açısı ve teta haritası yöntemleri uygulanmıştır (Şekil 3.16). Elde edilen bulgular yapısal elemanlarla birlikte değerlendirilmiştir. Son olarak, T_{yy} , T_{yz} ve T_{zz} bileşenlerinin bölgesel değişimini araştırmak için Şekil 3.14'teki bozukluk değerlerine analitik uzanım yöntemi uygulanmıştır (Şekil 3.17).



Şekil 3.16 Sınır analizi sonuçları: a) THDR (Bouguer gravite bozukluk haritasının üzerine bindirilmiştir), b) AS, c) tilt açısının ve d) teta haritasının sonuçları



Şekil 3.17 Tyy, Tyz ve Tzz bileşenlerinin yukarı (20 km) uzanım sonuçları: a) Tyy, b) Tyz ve c) Tzz

3.4 Tartışma

İlk olarak, çalışmanın ilk bölümünde belirtilen yöntemler teorik verilere uygulanmıştır. Teorik model olarak iki farklı model kullanılmıştır. İlk modelde tek küre, ikinci modelde ise küre ile yatay ve düşey silindirler yer almaktadır. İkinci modelde farklı derinliklere, yarıçapa ve konumlara sahip yapılar kullanılmıştır. Daha sonra modellerden elde edilen teorik anomalilerin potansiyelleri tensörleri elde etmek için hesaplanmıştır. Yapıların yerleri ve sınırları tensörlerin sonuçlarında belirlenebilmiştir. Ayrıca sınır analizi yöntemleri uygulanmış ve tensör sonuçlarından elde edilen yapı sınırları ile karşılaştırılmıştır. Son olarak, yapıların konumları tensör değişmezleri kullanılarak belirlenmiştir.

Örnek çalışmada, öncelikle Bouguer gravite bozukluk haritasında (Şekil 3.12) süreksizliklerin bulunduğu yerlerden alınan kesitlere logaritmik güç spektrum metodu uygulanarak ortalama derinlik değerleri belirlenmiştir. Sığacık Körfezi'nden alınan A-A' kesitinin güç spektrumu sonucunda 8,72 km ortalama derinlik elde edilmiştir. Tiryakioğlu ve diğer., (2017) Bodrum-Koş depremi (Mw 6.6) sonrası kayma sonuçlarından ~9,5 km derinliğe kadar uzanan normal tip fay segmenti sonucuna ulaşmışlardır. Bu çalışmada, B-B' kesitine güç spektrumu metodu uygulanması sonucu 9,35 km ortalama derinlik elde edilmiştir. Saltogianni ve diğer., (2015) Samothraki-Gökçeada depreminin (Mw 6.9) sismik ters çözümünden 11 km derinlikte sağ-yanal doğrultu atımlı fay modelini önermişlerdir. Ayrıca C-C' profilinin güç spektrumundan 10,43 km ortalama derinlik elde edilmiştir. Midilli fayında yaklaşık 10 km derinlikte 6.2 Mw'den büyük depremler meydana gelmiştir (Sözbilir ve diğer., 2017) ve D-D' kesitinin güç spektrumundan 9,68 km ortalama derinlik değeri elde edilmiştir (Şekil 3.13).

Tensör sonuçları incelendiğinde, T_{xx} , T_{xy} ve T_{xz} bileşenlerinin, T_{yy} ve T_{yz} bileşenlerine göre süreksizlikleri daha iyi temsil ettiği görülmektedir. Ek olarak, sınırların belirlenmesinde en başarılı olan T_{zz} tensörünün sonucunda yanal süreksizlikler başarılı bir şekilde elde edilmiştir. Tensör sonuçları incelendiğinde, bölgedeki genel süreksizliklerin yanal ve düşey süreklilik gösterdiği gözlenmektedir.

Barka ve Reilinger (1997) çalışmasının GPS yönelim sonuçları incelendiğinde, 39°-40° enlemleri arasındaki kesikli çizgilerle verilen faylardan güneydeki fayın, karadan gelen faydan kırılma yoluyla ayrılarak mevcut duruma gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Daha kuzeydeki kesikli çizgilerle verilen süreksizlik, özellikle Txx ve Tzz tensörlerinde dikkat çekicidir. Son olarak, bölgenin güneybatısındaki kesikli çizgilerle önerilen fay zonu, Txx, Txy, Txz ve Tzz tensörlerinde açıkça görülmektedir (Şekil 3.14).

Yerel jeotermal sıcak su çıkış lokasyonları ve çalışma alanı için deprem odak derinliği dağılımları Şekil 3.15'te gösterilmiştir. I1 değişmez sonucunun bölgedeki en düşük genlikleri içerdiği bölgeler, Seferihisar (2005), Gökçeada (2014), Midilli (2017) ve Gökova (2017) depremlerinin meydana geldiği yerler ile ilişkilidir. Ek olarak, deprem yoğunluğu Şekil 3.15(c)'te sunulmaktadır. Şekil 3.12'deki 37°-37.5° enlemleri arasındaki muhtemel bir süreksizlik yapısı hem I1 hem de I2 değişmezlerinde gözlenmektedir (Şekil 3.15a, 3.15b). Bu süreksizlik, Şekil 3.12'de gösterildiği gibi çoğunlukla düşük genlikli gravite anomalisine sahiptir ve bölge Şekil 3.15c'de sunulduğu gibi yüksek sismisite ile ilgili değil, düşük yoğunluklu malzeme ve muhtemelen yüksek ısı akışı ile ilgilidir. Ayrıca, jeotermal sıcak nokta konumları ile I2 değişmez sonucunda negatif anomali sınırları ve I1 değişmez sonucunda çoğunlukla minimum anomali sınırları arasında bir uyum olduğu gözlenmiştir.

Sınır analizi sonuçları incelendiğinde, bölgedeki bilinen süreksizliklerin THDR sonuçları ile uyumlu olduğu görülmüştür (Şekil 3.16a). AS sonucunda süreksizlik bulunan bölgelerde yüksek anomali değerleri elde edilmiştir (Şekil 3.16b). Sonuçlarda tilt açısı değerlerinin 0 olduğu yerler yapı sınırlarını vermektedir. Sonuçlar incelendiğinde, bilinen süreksizlik sınırları tilt açısı ve teta haritası sonuçlarında açıkça gözlenmiştir (Şekil 3.16c, 3.16d). Özellikle Şekil 3.15c'deki sismisitenin dağılımı ile Şekil 3.16b AS sonucu çok uyumludur. Sismisitenin gözlenmediği yer 37°-37.5° enlemleri arasında tanımlanan süreksizlik bölgesidir.

Yukarı analitik uzanım sonuçları incelendiğinde, daha derin yapının Kuzey-Güney yönünde ancak sığ tektonik unsurların Doğu-Batı yönünde olduğu görülmektedir (Şekil 3.17). Özellikle Batı Anadolu Transfer Zonunun (BATZ), Tyy tensörünün yukarı analitik uzanım sonucundaki Kuzey-Güney yönlü anomalilerinin nedeni olduğu düşünülmektedir (Gessner, 2013; Doğru ve diğer., 2017).



BÖLÜM DÖRT

HAVADAN REJYONEL MANYETİK VERİLER İLE UYDU GRAVİTE VERİSİ SONUÇLARININ BİRLİKTE İRDELENMESİ

4.1 Giriş

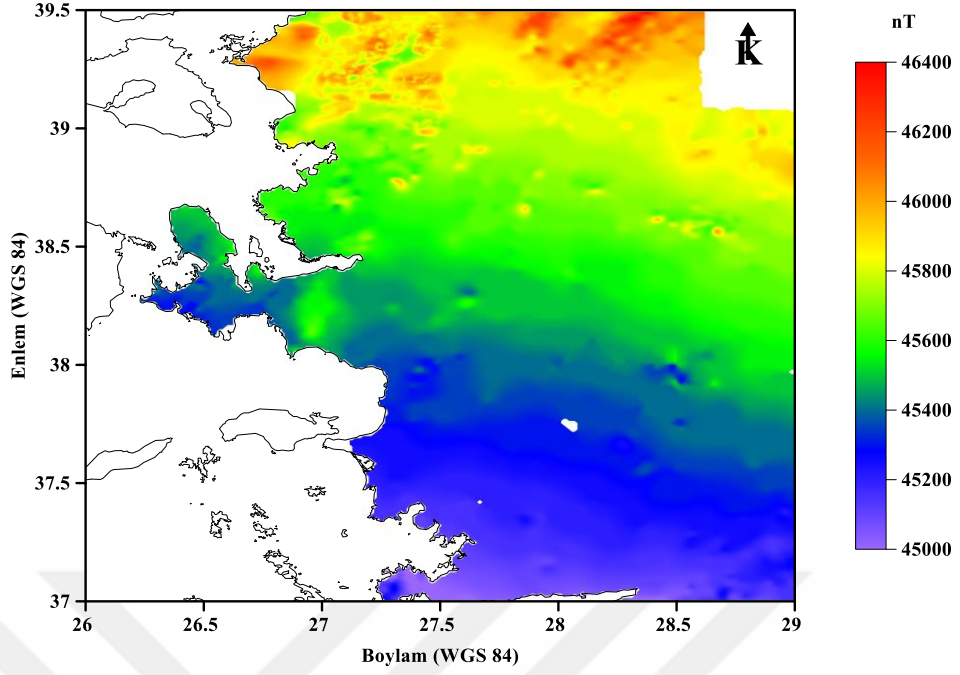
Batı Anadolu'nun tektoniği, Afrika, Arap ve Avrasya levhalarının hareketi ile şekillenmiştir. Bu nedenle, Batı Anadolu'nun genel yapısı batı-doğu eğilimli faylardan oluşmaktadır. Araştırma alanı, Batı Anadolu Genişleme Bölgesi, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes Grabenleri, jeotermal sahaları, karmaşık jeolojik birimleri ve Anadolu plakasının doğu kısmına göre daha ince kabuk yapısını içermektedir. Bu bölüm kapsamında ilk olarak Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden (MTA) Batı Anadolu'nun havadan rejyonel manyetik haritaları satın alınmıştır. Haritalar sayısal olarak temin edilemediğinden 25 adet havadan rejyonel manyetik harita paftası tarafımızca sayısallaştırılmıştır. Sonraki süreçte talep edilen dizüstü bilgisayar ve 2 adet harici disk proje sayesinde temin edilmiştir. Bu ekipmanların gelmesi ile manyetik haritanın ait olduğu bölgenin topoğrafik haritası da kullanılarak küresel serbest hava anomali haritası hesaplatılarak çizdirilmiştir. Gravite ve manyetik gibi potansiyel yöntemler yüzeyden daha derinlere doğru kabuk konusunda bilgi sağlamaktadır. Potansiyel yöntemlerin korelasyonu bu çalışmada olduğu gibi von Frese ve diğer., (1997a; 1997b, 1982), Düzgüt ve diğer., (2006), De Ritis ve diğer., (2010), Hinze ve diğer., (2010), Nur ve diğer., (2019)'nin çalışmalarında da kullanılmıştır. Bu çalışmada, aeromanyetik anomali ve küresel serbest hava gravite anomalisi gibi potansiyel yöntemlerin arasındaki ilişkiyi ortaya koymak için kullanılmıştır. Jeolojik birimler, kabuksal özellikler ve ısı akısı, gravite ve manyetik verilerin korelasyon sonuçlarıyla ilişkilendirilmiştir.

Sonrasında bu tez çalışmasının asıl amacı olan çok daha büyük bölge için hesaplamalara başlanmıştır. Öncelikle yine tüm bölgenin topoğrafya haritası elde edilmiş ve daha sonra tez kapsamında belirtilen yöntemler uygulanmıştır. Bölgeye ait küresel serbest hava ve küresel Bouguer gravite anomalileri GOCE DIR R4 ve EGM2008 modellerinin birleştirilmesi ile hesaplanmıştır. Ayrıca topoğrafik

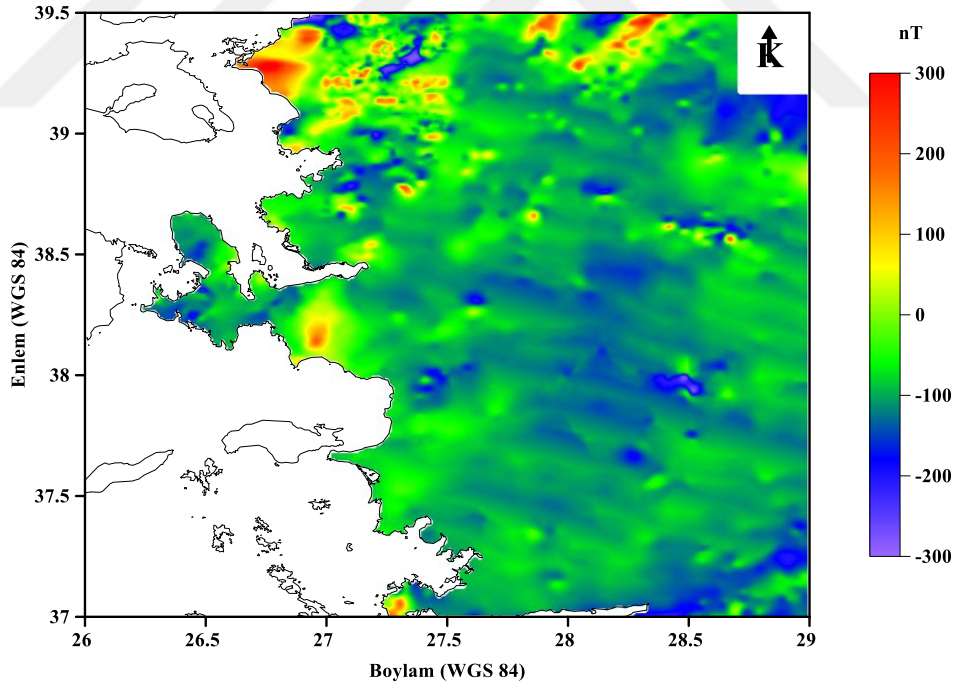
modelden bölgenin düzeltme için gerekli topoğrafik gravite etkisi elde edilmiştir. Bölgenin ayrıca Txx, Txy, Txz, Tyy, Tyz ve Tzz tensör bileşenleri hesaplanmıştır. Son olarak yine aynı bölgenin Moho ve LAS derinlik haritaları elde edilmiştir.

4.2 Havadan Rejyonel Manyetik Verisinin Sayısallaştırılması ve Sunumu

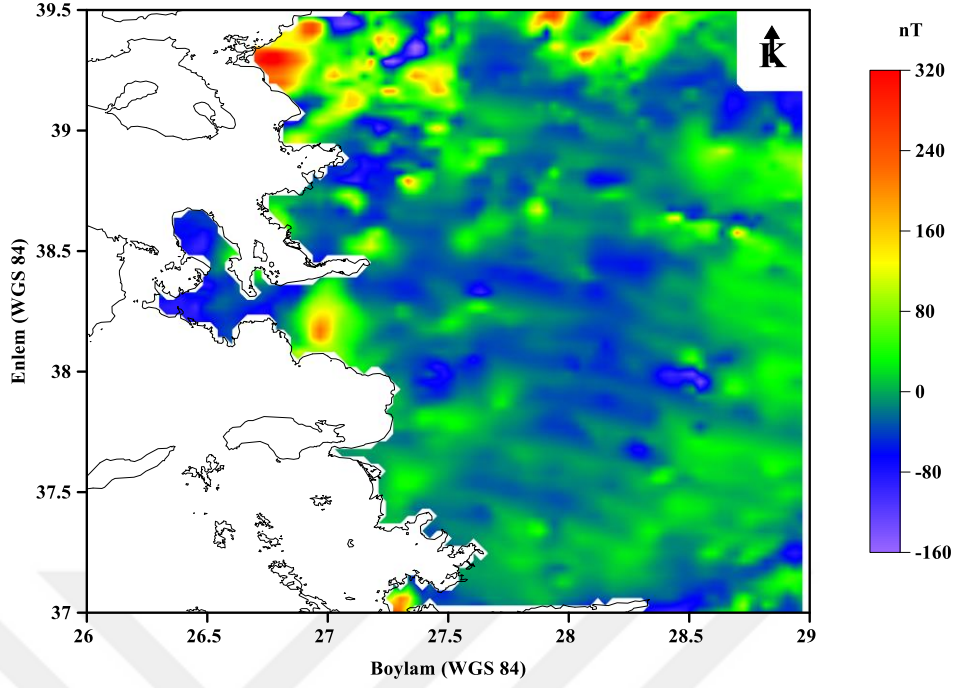
Çalışma kapsamında ilk olarak Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü'nden temin edilen havadan rejyonel manyetik haritalarının sayısallaştırılması gerçekleştirilmiştir. Veriyi MTA çalışanları 1978-1989 yılları arasında 1-3 km aralıklı K-G yönlü profiller boyunca toplamışlardır. 25 adet havadan rejyonel manyetik haritası tek tek toplamda 47419 noktada Didger yazılımı ile sayısallaştırılmıştır (Didger 5, Golden Software Inc, Golden, CO). Daha sonra UTM North 35 Zone olan projeksiyon World Geodetic System 84 (WGS84)'e dönüştürülmüştür. Tüm 25 adet pafta birleştirilmiş ve WGS84 projeksiyonunda gridlenerek çizdirilmiştir. Bu işlem sonrasında interpolasyon nedeniyle veri sayısı 58653 olarak elde edilmiştir. Bölgeye ait havadan rejyonel manyetik anomali haritası Şekil 4.1'de verilmiştir. Havadan rejyonel manyetik anomalinin değerleri 45000-46400 nT arasında değişim göstermektedir. Genel olarak güneybatıdan itibaren kuzeydoğuya doğru anomali değerleri artış göstermektedir. MTA tarafından veriler sadece kara için sunulduğu için sayısal sınır verisi kullanılarak deniz kısmındaki interpolasyondan kaynaklı kısımlar ayıklanmıştır. Uluslararası Jeomanyetik Referans Alanı (International Geomagnetic Reference Field-IGRF) 1982.5 modeli geomag 70 programı kullanılarak hesaplanmış ve rejyonel etki veriden giderilmiştir (IAGA, 2014) (Şekil 4.2). IGRF giderilmiş anomali haritası incelendiğinde GD-KB yönelimli rejyonel etkilerin halen veri içerisinde olduğu görülmektedir. Bu yüzden IGRF modelinin tam olarak rejyonel etkiyi gidermediği düşünüldüğü için IGRF düzeltmesi sonrası 1. dereceden trend veriden çıkarılmıştır ve sonrasında alçak geçişli filtre uygulanmıştır (Şekil 4.3 ve 4.4). Son olarak kutba indirgeme (Reduction to Pole-RTP) ve 4 km yukarı uzanım uygulanmıştır (Şekil 4.5 ve 4.6).



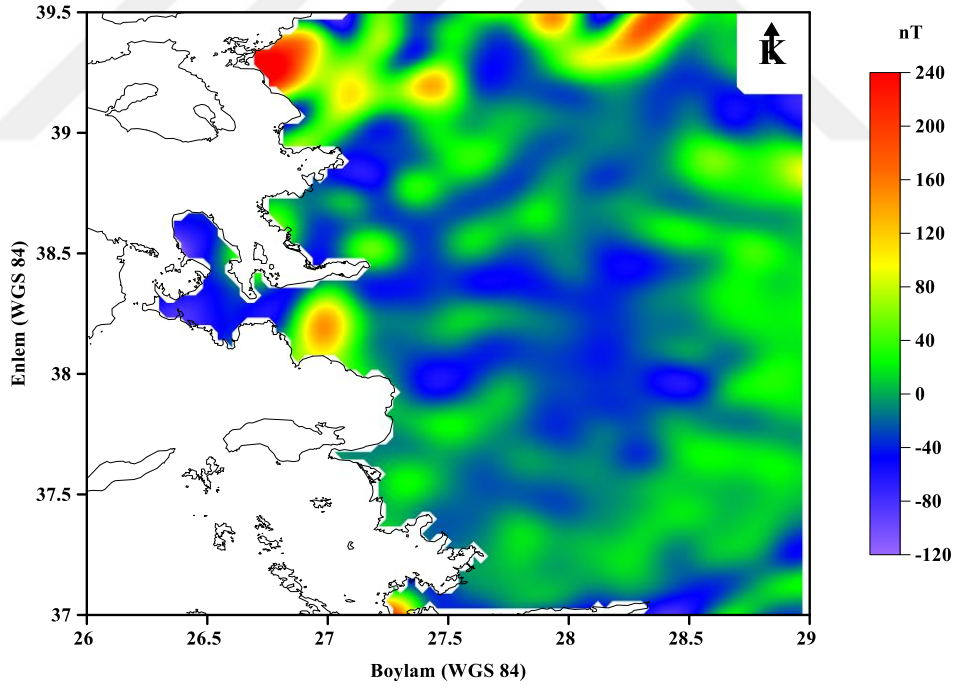
Şekil 4.1 MTA'dan alınan 25 paftanın birleştirilmesi ile elde edilen havadan reyonel manyetik anomali haritası



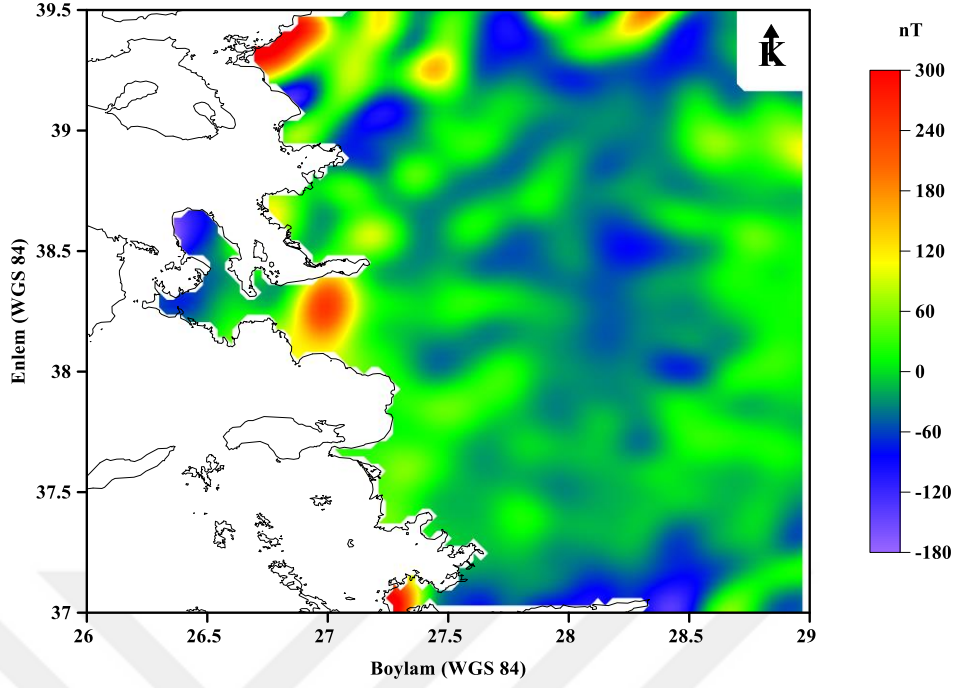
Şekil 4.2 IGRF 1982.5 değerleri giderilmiş manyetik anomali haritası



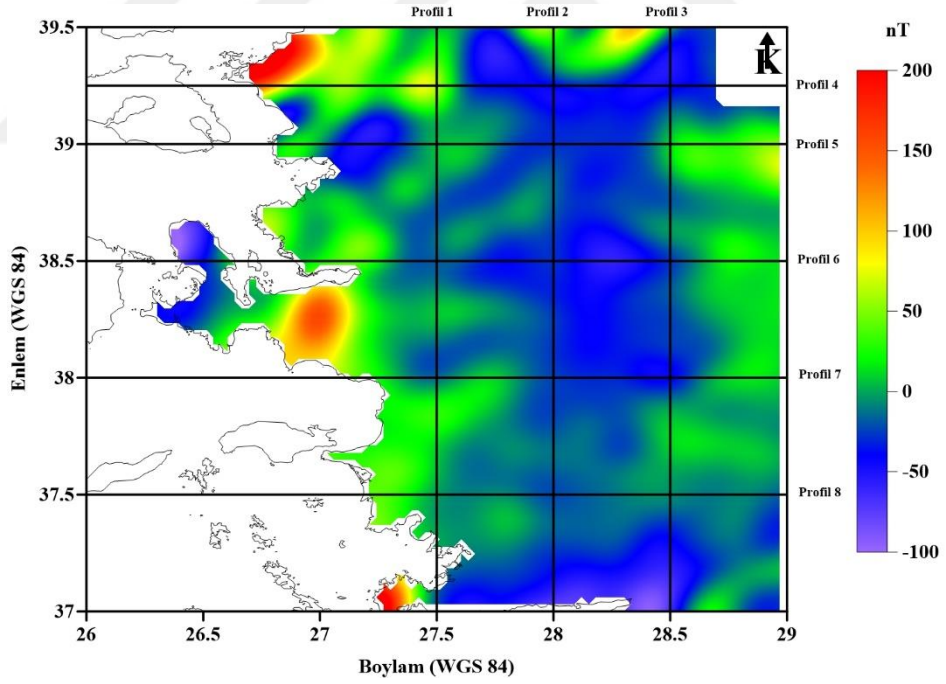
Şekil 4.3 1. dereceden trend giderilmiş manyetik anomali sonucu



Şekil 4.4 Trend giderilmiş manyetik anomalinin alçak geçişli filtre uygulanmış sonucu



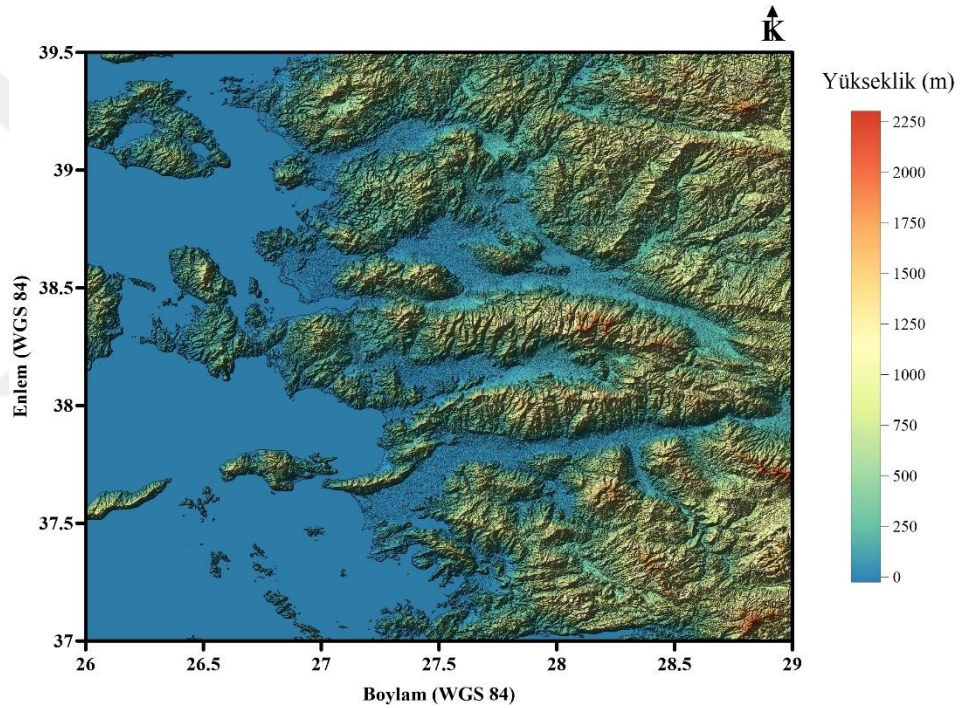
Şekil 4.5 Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası



Şekil 4.6 Kutba indirgenmiş manyetik anomalinin 4km yukarı uzanım uygulanmış sonucu (Serbest hava ve Moho sonuçları ile karşılaştırılma yapılan 8 adet profilin yönleri gösterilmiştir)

4.3 Küresel Serbest Hava Anomalisi

Bölgeye ait topoğrafya verisi Earth Explorer sitesinden SRTM 1 arc second verisi olarak indirilmiştir. Bölgenin yükseklik değerleri 2250 m ile 0 m arasında değişim göstermektedir (Şekil 4.7). Bu topoğrafya verileri kullanılarak GrafLAB yazılımı (Bucha ve Janak, 2013) ile bu bölgenin küresel serbest hava anomalisi hesaplanmıştır (Şekil 4.8). Küresel serbest hava anomali değerlerinin topoğrafya yükseklikleri ile uyumlu olduğu gözlenmekle birlikte değerler 160 ile -40 mGal arasında değişmektedir.

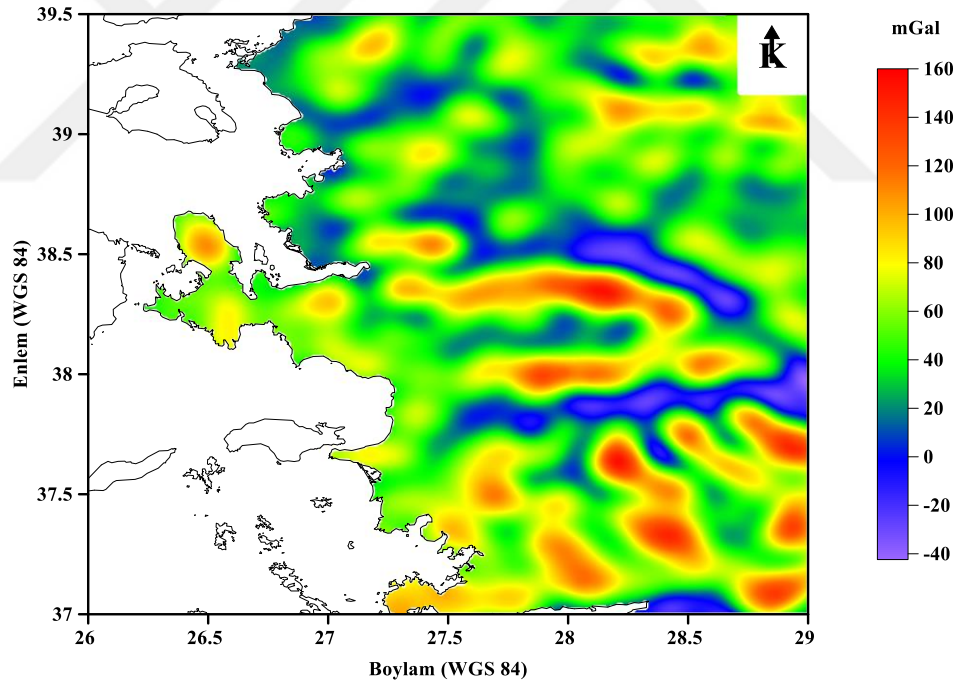


Şekil 4.7 Bölgenin topoğrafik yükseklik haritası

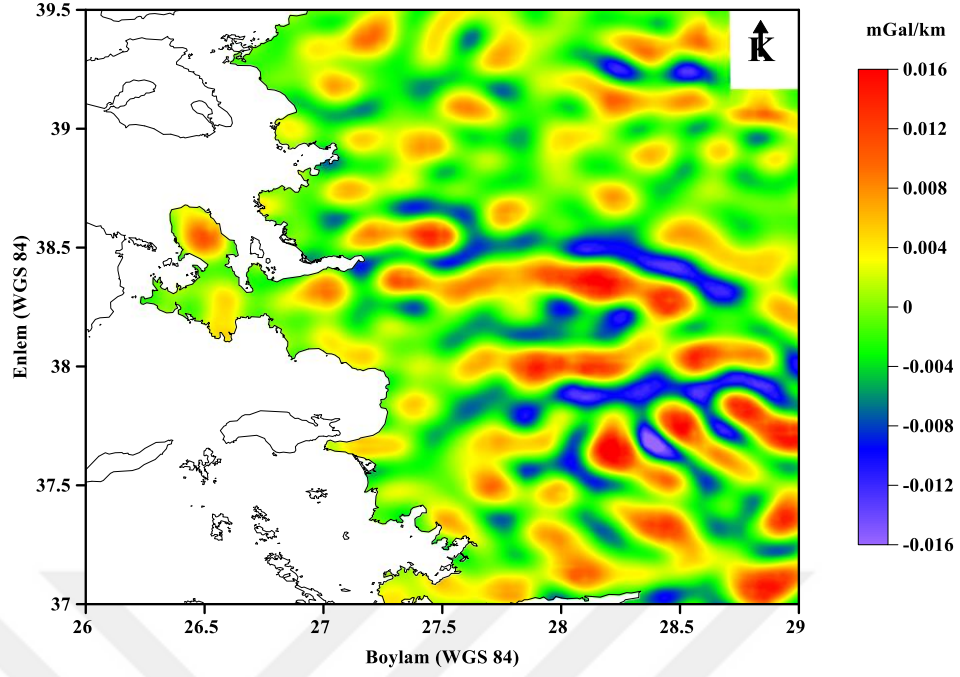
Bu çalışmada serbest hava gravite anomalileri aşağıdaki bağıntılar kullanılarak hesaplanmıştır:

$$\Delta g_{sa}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{\partial T(r, \varphi, \lambda)}{\partial r} - \frac{2}{r} T(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n - 1) \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{n,m} \cos m \lambda + \Delta \bar{S}_{n,m} \sin m \lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin \varphi) \quad (4.1)$$

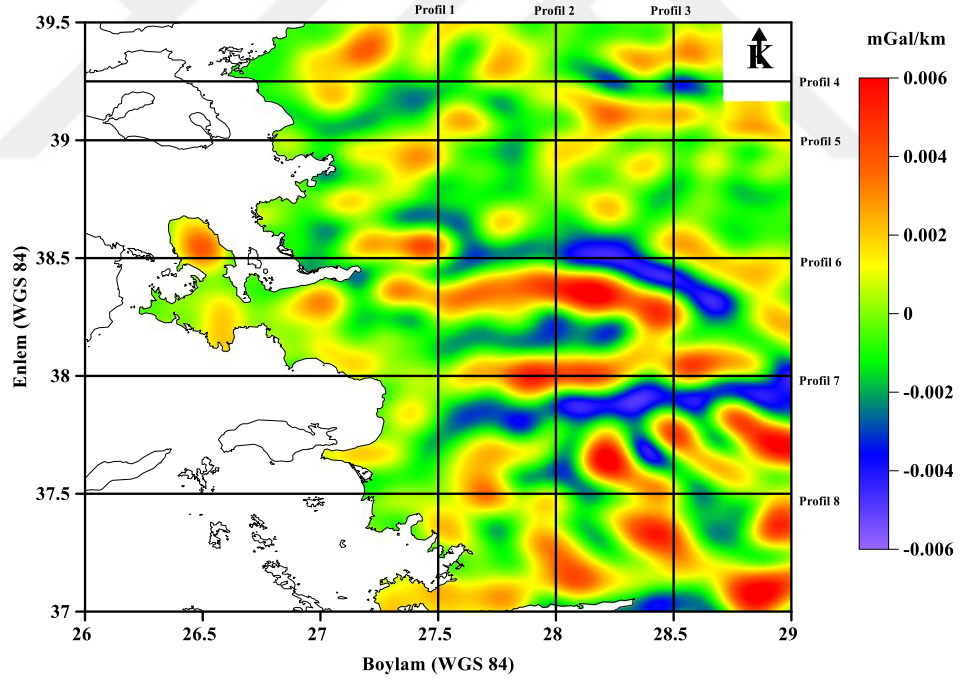
Bu formüldeki r , φ ve λ küresel yarıçap, enlem ve boylamı; n , m küresel harmonik derece ve sırayı (degree and order); n_{min} ve n_{max} minimum ve maksimum küresel harmonik açılımın derecesini; ise Legendre fonksiyon ile ilişkili 4π full normalleştirmeyi; GM ve R yer merkezli gravite sabiti ve referans kürenin yarıçapını temsil etmektedir (Bucha ve Janak, 2014). Daha sonra serbest hava gravite anomalisinin düşey yönlü 1. türevi alınmıştır (Şekil 4.9). Aynı seviyede anomalileri karşılaştırmak amacıyla türev sonucuna 4 km yukarı uzanım uygulanmıştır (Şekil 4.10). Ayrıca bölgeye ait jeoloji haritası ve genel aktif tektonik birimler Şekil 4.11’de verilmiştir (Akbaş ve diğer., 2011; Uzel ve diğer., 2012). Şekil 4.6’da verilen 8 adet profil boyunca küresel serbest hava ve manyetik anomalinin 4 km yukarı uzanım uygulanmış son veri işlem sonrası elde edilen haritalarından kesitler alınarak karşılaştırılmıştır (Şekil 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18 ve 4.19).



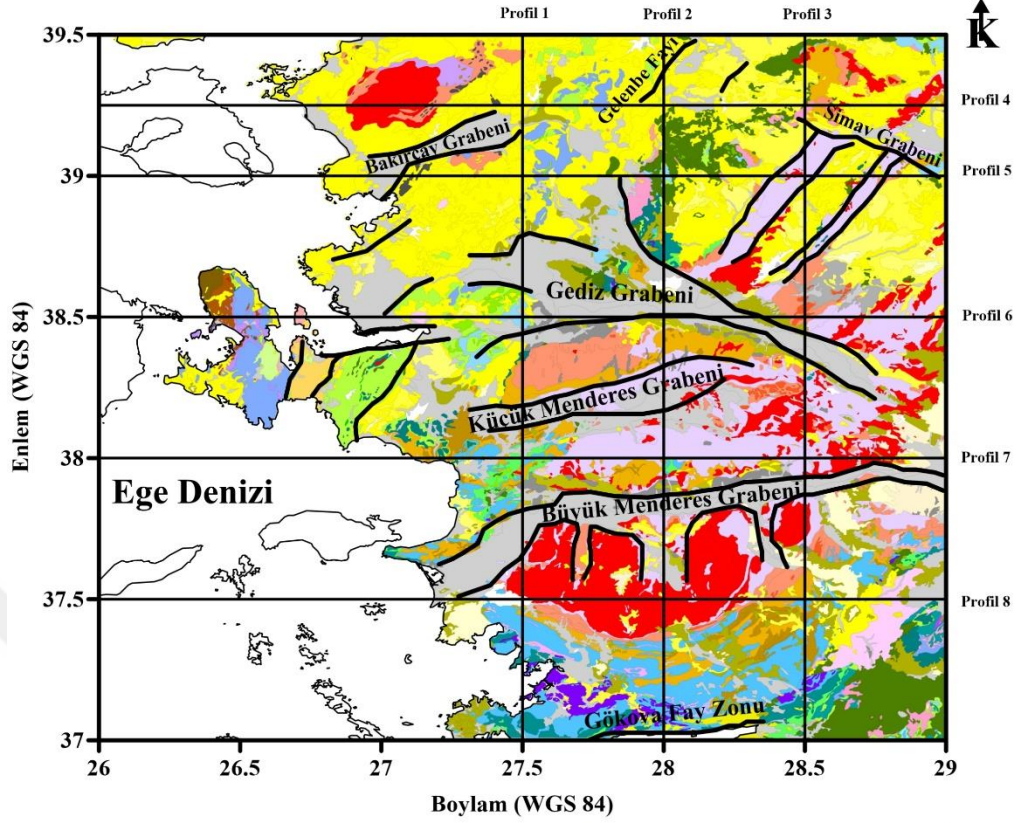
Şekil 4.8 Küresel serbest hava gravite anomali haritası



Şekil 4.9 1. türev uygulanması ile elde edilen anomali haritası



Şekil 4.10 1. türev anomalisine 4 km yukarı uzanım uygulanması sonucu (Serbest hava ve Moho sonuçları ile karşılaştırılma yapılan 8 adet profilin yönleri gösterilmiştir)



Jeolojik Birimler		
Alüvyon birim	Gnays	Ofiyolitik melanj
Andezit	Granitoidler	Deniz çökeltili kireçtaşı
Bazalt	Gölsel karbonatlı kayalar	Peridotit
Klastik kayaç	Mermer	Fillit
Çörtlü mermer	Metaklastik ve metakarbonatlı kay.	Kuarsit ve kuarsitli kay.
Klastik ve karbonatlı kayalar	Metagranitoidler	Şist ve kalkerli kay.
Dasit, riyolit, riyodasit	Migmatit ve gnays	Serpentinit
Filiş	Neritik kireçtaşı	

Şekil 4.11 Bölgenin jeoloji haritası (Akbaş ve diğer., 2011) ve aktif tektonik elemanları (Uzel ve diğer., 2012'den değiştirilerek alınmıştır.)

4.4 Korelasyon Analizi

Jeopotansiyel anomaliler arasındaki ilişkiyi ortaya çıkarmak için Poisson ilişkisi von Frese ve diğer., (1997a; 1997b, 1982), De Ritis ve diğer., (2010), Hinze ve diğer., (2010) çalışmalarında kullanılmıştır. İzleyen bağıntı kullanılarak korelasyon analizi elde edilmektedir.

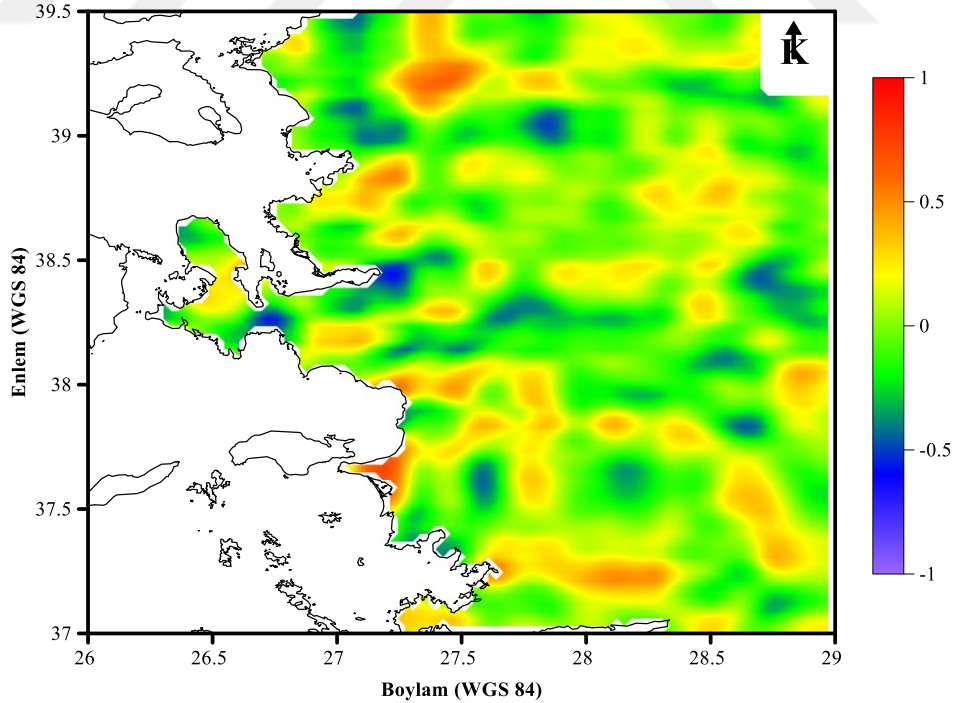
$$\Delta T(r) = \frac{(\Delta m \, d\Delta g)}{(G\Delta\sigma \, dr)} \quad (4.2)$$

burada $\Delta T(r)$ kutba indirgenmiş (RTP) toplam manyetik anomalisi, Δm ve $\Delta \sigma$ kaynağın manyetizasyonu ve yoğunluğu ile ilgili parametreler, G evrensel yerçekim sabiti ve $d\Delta g/dr$ gravite anomalisinin (Δg) 1. derece düşey türevidir.

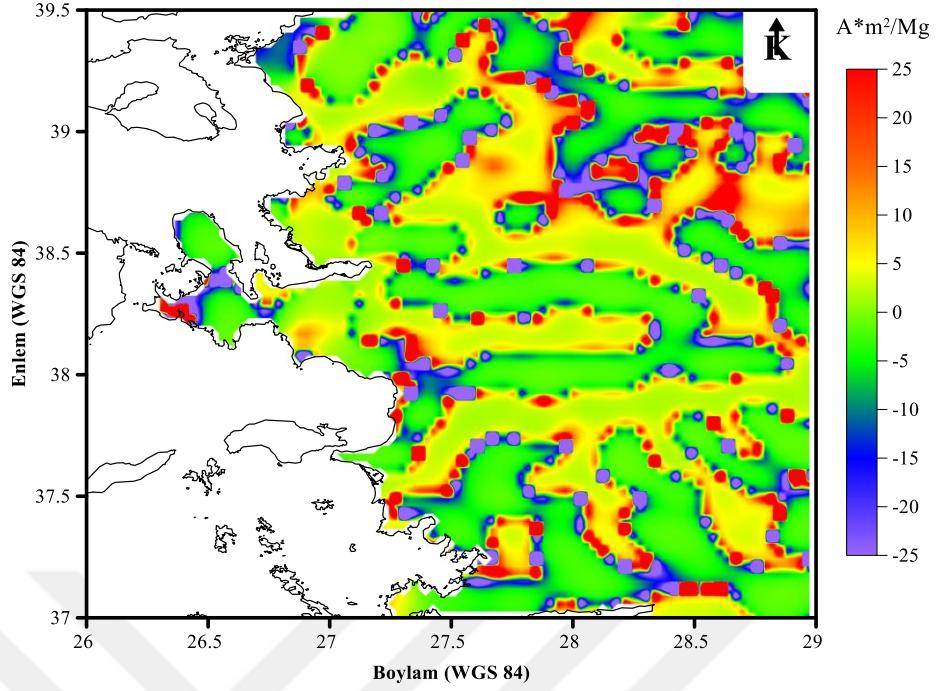
Bu çalışmada korelasyon katsayıları aşağıdaki formüle göre Pearson Korelasyon Katsayısı yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır;

$$R = \frac{\sum_m \sum_n (A_{mn} - \bar{A})(B_{mn} - \bar{B})}{\sqrt{\left(\sum_m \sum_n (A_{mn} - \bar{A})^2\right) \left(\sum_m \sum_n (B_{mn} - \bar{B})^2\right)}} \quad (4.3)$$

burada \bar{A} manyetik verinin ortalaması ve \bar{B} gravite verisinin ortalama değeridir. Korelasyon haritası Şekil 4.12'de ve slope haritası Şekil 4.13'te verilmiştir. Slope harita değerleri $-25 - 25 A \times m^2 / Mg$ arasında değişmektedir.

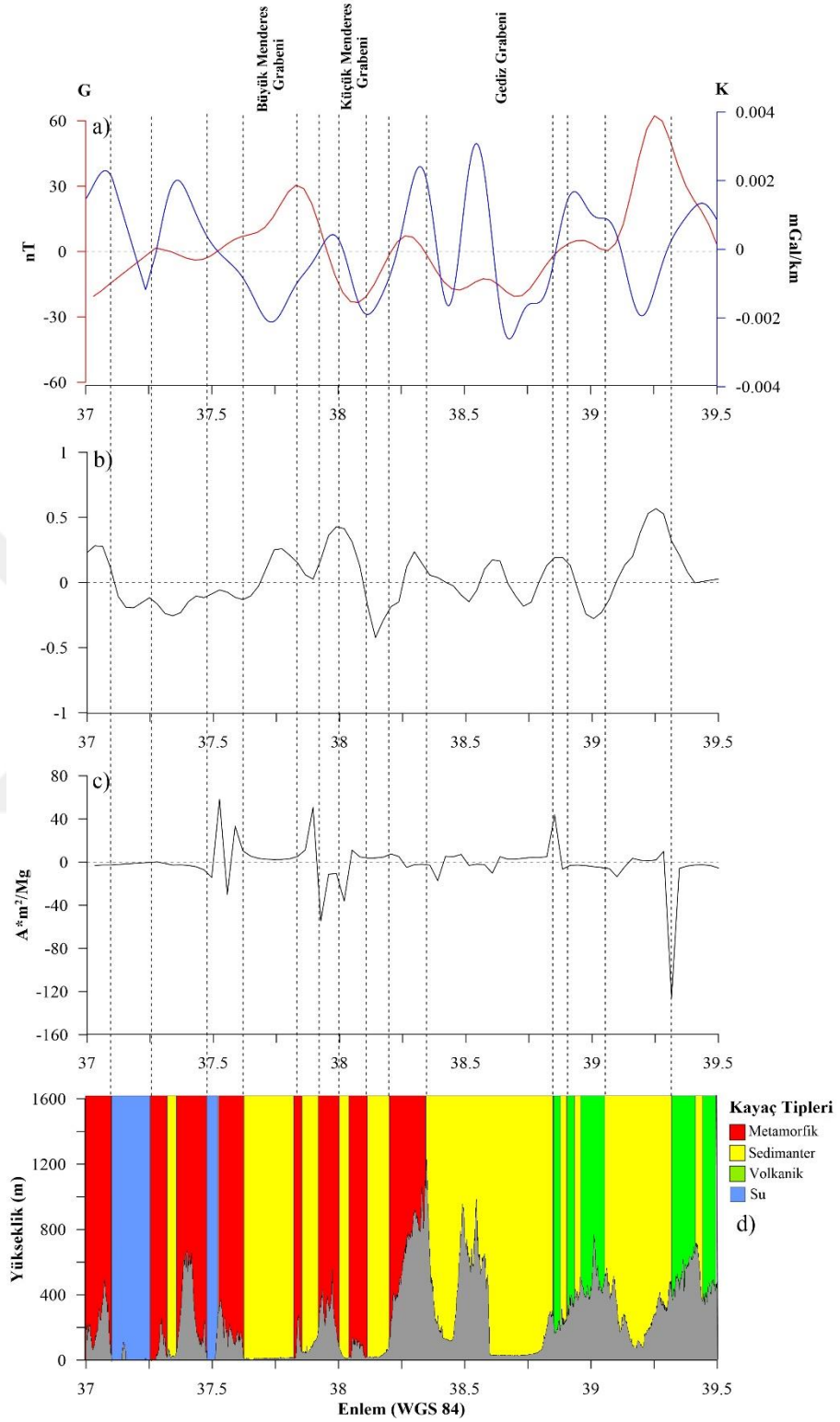


Şekil 4.12 Korelasyon katsayıları haritası



Şekil 4.13 Eğim ($\Delta m/\Delta \sigma$) haritası

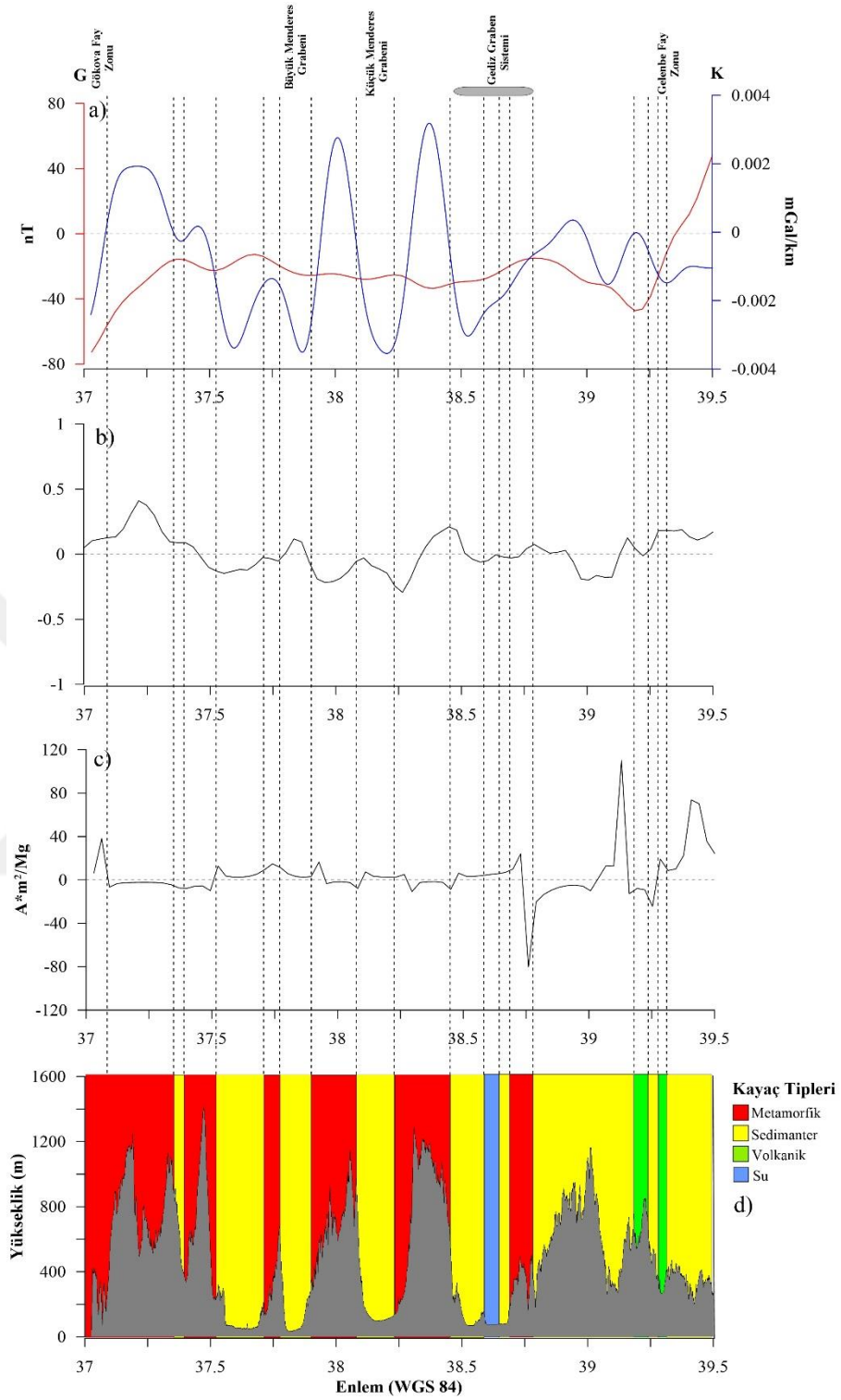
Şekil 4.14a'da, manyetik anomalinin pozitif maksimum noktası $39,25^\circ$ civarındadır ve serbest hava gravite anomalisinin 1. derece türevinin maksimum değeri $38,5^\circ$ - $38,6^\circ$ civarındadır. 37° - $37,5^\circ$ enlemleri arasında kalan yüksek pozitif serbest hava gravite değerleri yüksek yoğunluklu ve düşük mıknatıslanma kaynaklı büyük olasılıkla mermer ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Ayrıca, $37,75^\circ$ ve $39,25^\circ$ enlemleri civarında yüksek pozitif manyetik değerler ve negatif gravite değerlerinin kalın kabuk ve yüksek mıknatıslanma ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Ek olarak; $38,25^\circ$ - $38,75^\circ$ enlemi arasındaki yüksek pozitif gravite anomalisi ve negatif manyetik anomalinin nedeninin topoğrafya etki olduğu düşünülmektedir. Korelasyon analizi sonucu, maksimum korelasyonun, Şekil 4.14b'de yaklaşık $39,25^\circ$ enleminde olduğunu göstermektedir. Korelasyon katsayılarındaki negatif dalgalanmalar muhtemelen horst graben sistemleri ile ilişkili anomalilerdir. Maksimum negatif eğim değerleri, muhtemelen volkanik birimlerin yüksek yoğunluklu değerlerinden dolayı sedimanter volkanik temasa bağlı olarak $39,25^\circ$ - $39,4^\circ$ enlem arasındadır (Şekil 4.14c). $37,5^\circ$ ve 38° enlemleri civarında yüksek pozitif-negatif eğim değerleri, fay bölgeleri veya yüksek mıknatıslanmış granitik plütonik kayaların Menderes Masifi'nin metamorfik kayalarına girmesi nedeniyle Menderes çekirdek kompleksi sınırına bağlı olabilir (Şekil 4.14).



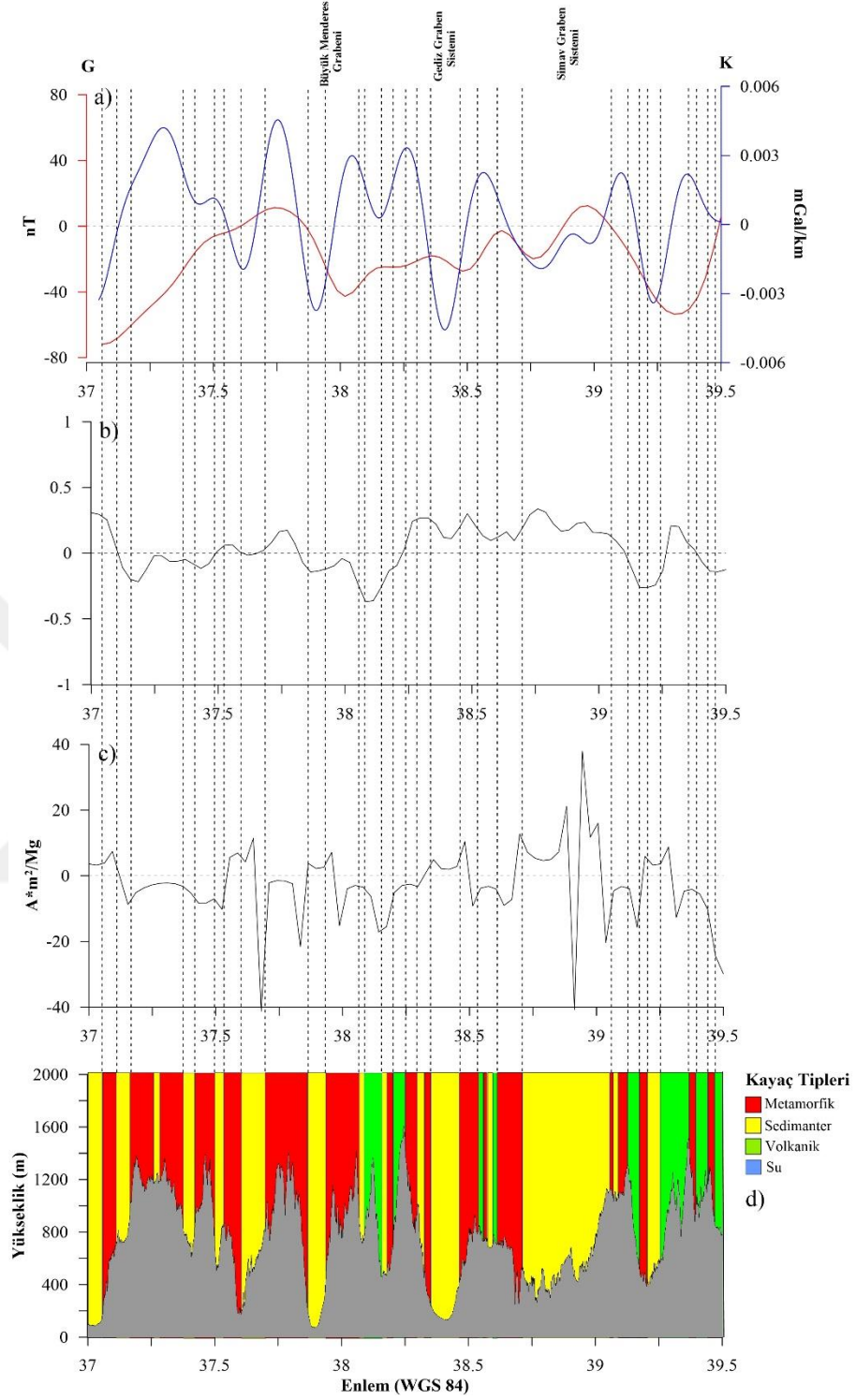
Şekil 4.14 Profil 1'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler

Şekil 4.15a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci dereceden türevinin maksimum pozitif tepe noktaları 38° - $38,5^{\circ}$ enlemleri arasındadır. 38° - $38,5^{\circ}$ arasındaki yüksek pozitif negatif gravite değerleri topoğrafik etkiler veya Büyük Menderes ve Küçük Menderes Graben sistemlerinden dolayı daha ince kabuk ve daha yüksek ısı akışı ile ilişkili olabilir. Manyetik anomali neredeyse tüm profil boyunca negatiftir. $37,75^{\circ}$ enlemi etrafındaki yüksek pozitif korelasyon katsayısı ile yüksek pozitif gravite anomalisi yine muhtemelen topoğrafik yükseklikten kaynaklanmaktadır (Şekil 4.15b). $39,5^{\circ}$ enlem civarındaki yüksek pozitif manyetik anomali ve negatif manyetik anomalinin sedimenter havza ile ilişkili olduğu düşünülmektedir. Buna ek olarak, $38,75^{\circ}$ enlemi civarındaki negatif eğim ve negatif manyetik ve gravite değerleri muhtemelen arazi etkileri veya metamorfik ve tortul birim sınırı ile ilişkilidir (Şekil 4.15c, 4.15d).

Şekil 4.16a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci dereceden türevinin maksimum pozitif değerleri $37,25^{\circ}$ - $37,75^{\circ}$ civarındadır. Yüksek pozitif negatif gravite değerleri muhtemelen topoğrafik etkilerle ilişkilidir. Manyetik anomali $37,75^{\circ}$ ve 39° enlemleri hariç hemen hemen tüm profil boyunca negatiftir. $37,75^{\circ}$ enlemi civarındaki yüksek pozitif gravite anomalisi, muhtemelen topoğrafik yükseklik veya metagronotoid biriminden kaynaklanmaktadır. Korelasyon katsayısı ve eğim anomalisindeki ondülasyonların sürekli birim değişiklikleri, sedimanter, metamorfik ve volkanik kayalar kompleksi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.16b, 4.16c). $37,75^{\circ}$ enlemi civarında eğim anomalisindeki negatif maksimum, yüksek yoğunluk ve düşük mıknatıslanma veya gnays ve metagranitoidlerle ilişkili olabilir. Ayrıca, $38,8^{\circ}$ - $38,9^{\circ}$ enlemleri civarında topoğrafyası yüksek yamaçtaki bir başka maksimum-minimum tepe noktası hem sedimanter havza hem de topoğrafik etki ile ilişkili olabilir (Şekil 4.16d).



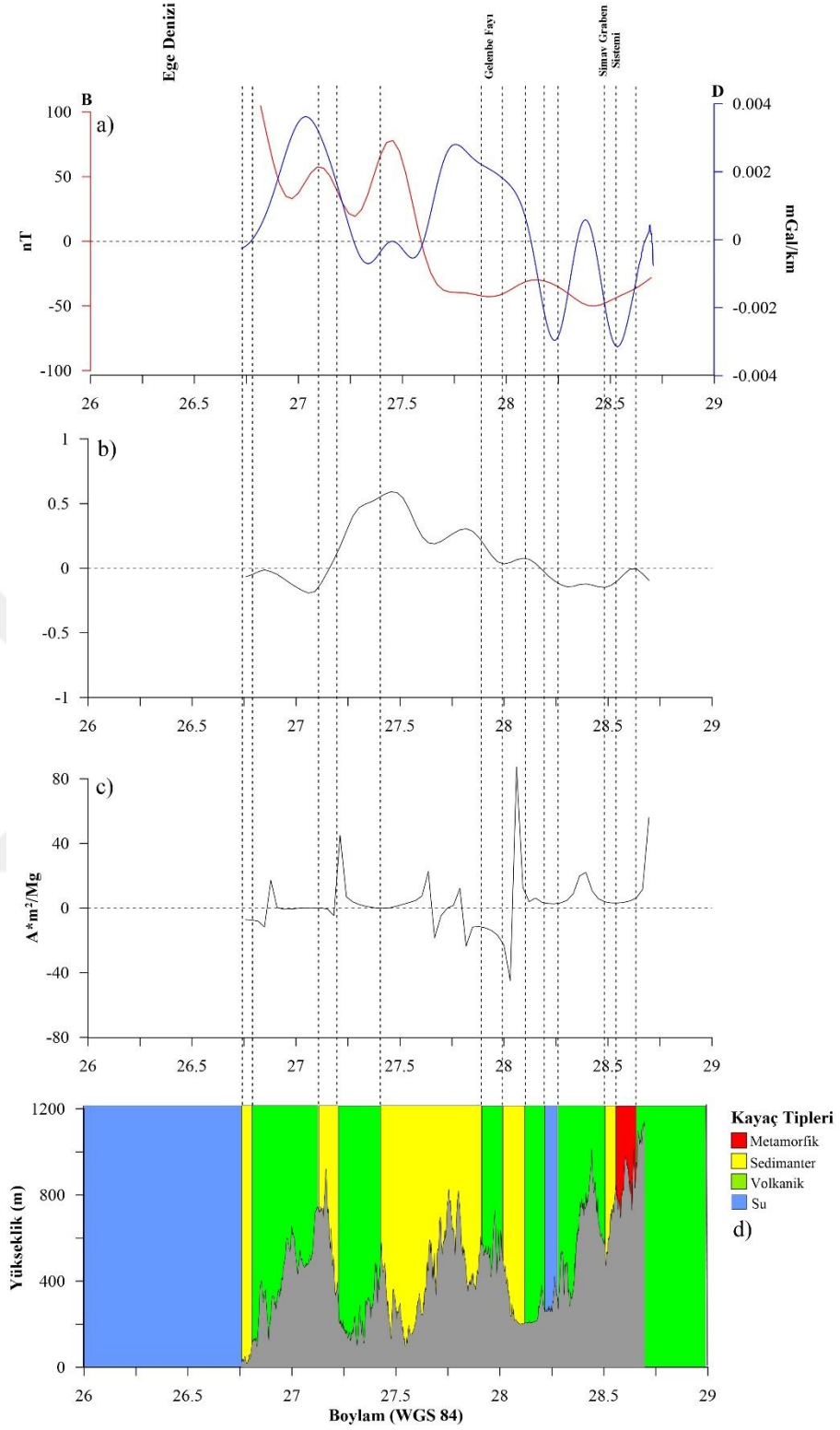
Şekil 4.15 Profil 2'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler



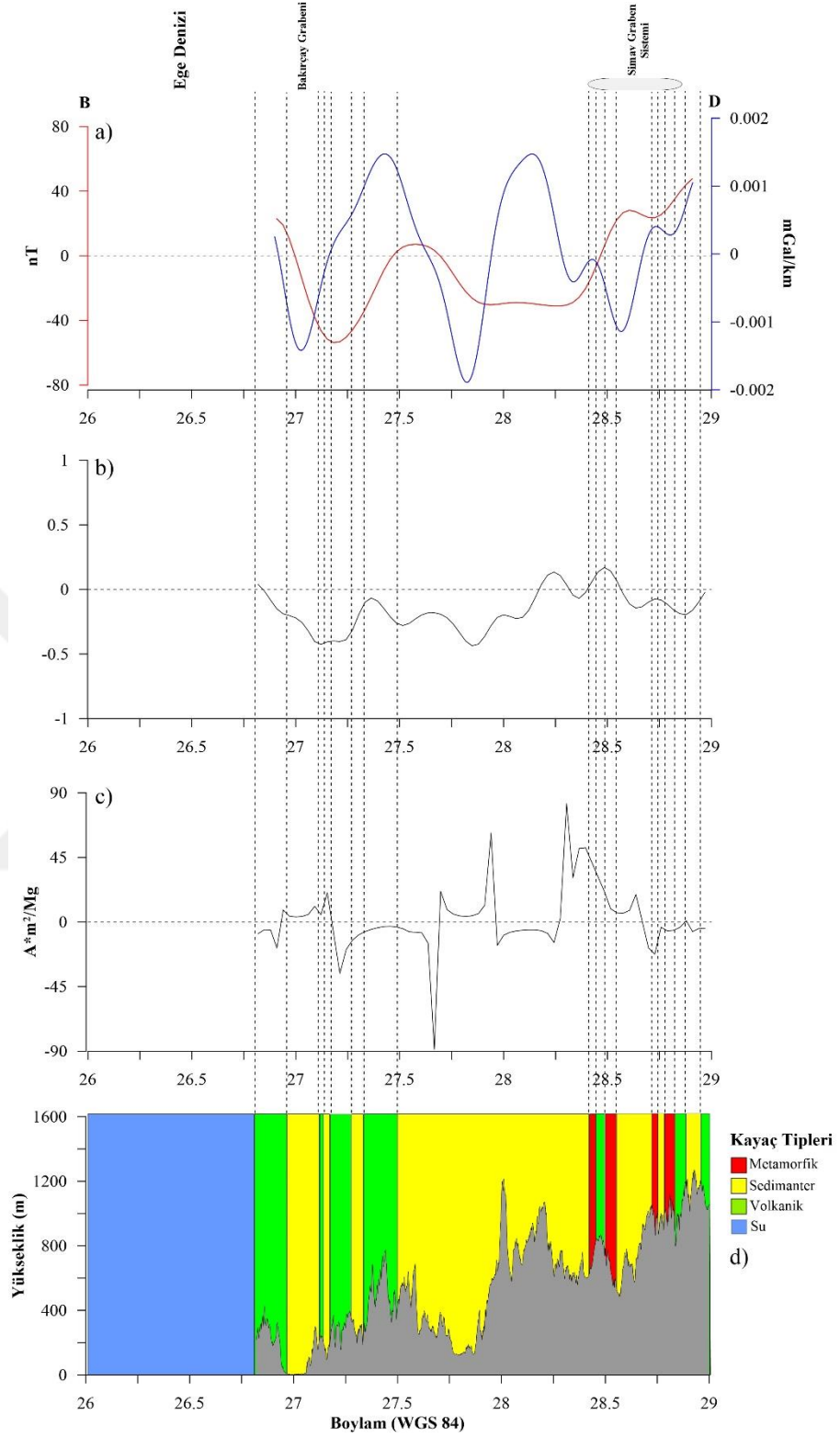
Şekil 4.16 Profil 3'den alınan 37°-39,5° enlemleri arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinciden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler

Şekil 4.17a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci mertebeden türevinin maksimum pozitif tepe değeri yaklaşık 27° boylamında ve manyetik anomalinin maksimum pozitif tepe noktası $27,5^{\circ}$ boylamındadır. 27° ve $27,5^{\circ}$ - 28° boylamlarındaki yüksek pozitif gravite anomalisi muhtemelen topoğrafik yükseklik veya bazalt ve metagronotoid birimlerinden kaynaklanmaktadır. 27° boylamındaki yüksek pozitif manyetik ve gravite anomalisi volkanik birimlerin göstergesi olduğu düşünülmektedir. Şekil 4.17b'de, yaklaşık $27,5^{\circ}$ boylamındaki yüksek korelasyon katsayısı, yüksek pozitif manyetik anomali ve negatif gravite anomalisi sedimanter birimleri işaret etmektedir. Yaklaşık 28° boylam civarındaki yüksek pozitif ve negatif eğim değerleri Simav Fay Zonu'nun Sindirgi segmenti ile ilişkili olabilir (Şekil 4.17c ve 4.17d).

Şekil 4.18a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci mertebeden türevli maksimum pozitif tepe değerleri yaklaşık $27,5^{\circ}$ ve yaklaşık $28,2^{\circ}$ boylamındadır ve manyetik anomalinin maksimum pozitif tepe noktası $28,6^{\circ}$ boylamındadır. $27,5^{\circ}$ ve $28,2^{\circ}$ boylamlarındaki yüksek pozitif gravite anomalisi muhtemelen topoğrafik etkiden kaynaklanmaktadır. $28,6^{\circ}$ boylam civarındaki pozitif manyetik ve negatif gravite anomalisi, kıtasal klastik kayaların olduğunu göstermektedir. Şekil 4.18b'de, negatif korelasyon katsayıları, muhtemelen 27° - $28,2^{\circ}$ arasındaki volkanik ve sedimanter birimlerin birbirine girişimi ile ilgilidir. $26,75^{\circ}$ ve $27,25^{\circ}$ boylamları arasındaki pozitif negatif dalgalanma süreksizliklerle özellikle Zeytindağ Fay Zonu Bölgesi veya volkanik yoğun birimler ile ilişkilendirilebilir. Ayrıca, $27,6^{\circ}$ boylam civarında yüksek negatif anomali, Soma Kırkağaç Fay Zonunun veya bölgedeki yoğun kireçtaşlarının etkisini göstermektedir. 28° ve $28,3^{\circ}$ civarında pozitif anomaliler, kıtasal klastik kayalar veya tortul dolgu ile ilgilidir (Şekil 4.18c ve 4.18d).



Şekil 4.17 Profil 4'ten alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinciden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler

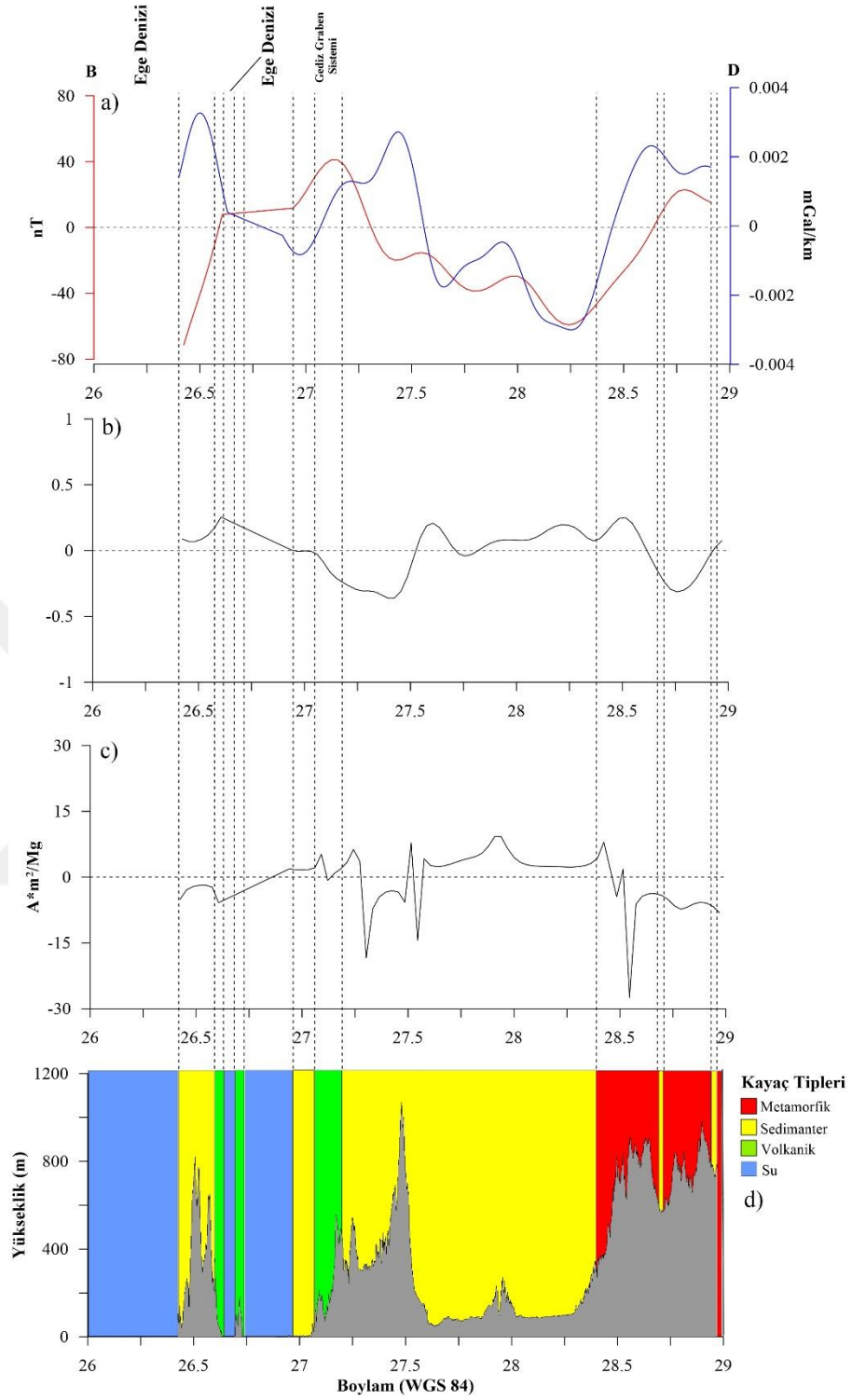


Şekil 4.18 Profil 5'ten alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler

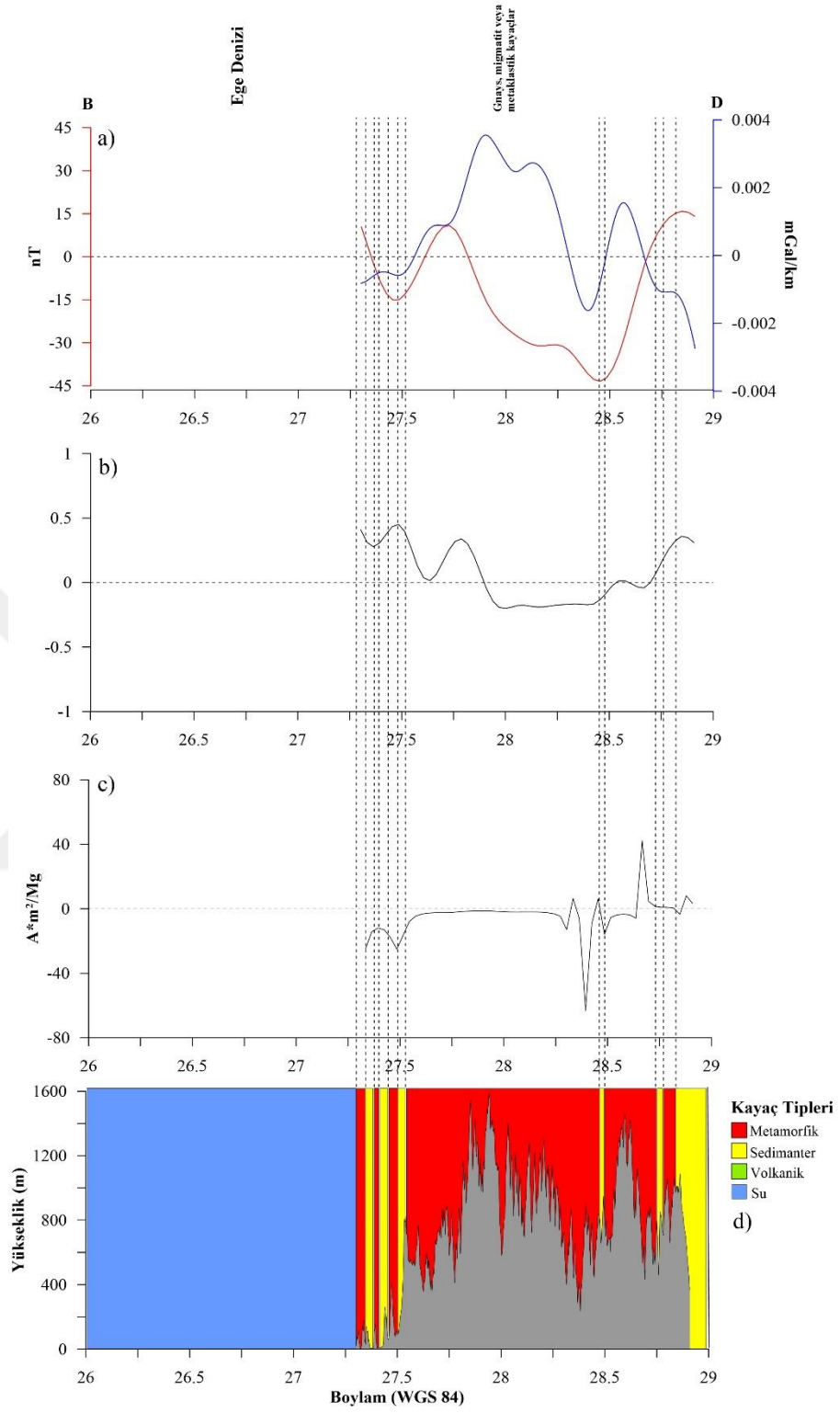
Şekil 4.19a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci mertebeden türevli maksimum pozitif tepeleri $26,5^{\circ}$ ve $27,5^{\circ}$ boylamındadır ve manyetik anomalinin maksimum pozitif tepesi $27,2^{\circ}$ boylamındadır. $26,5^{\circ}$ ve $27,5^{\circ}$ boylamlarındaki yüksek pozitif gravite anomalisi muhtemelen topoğrafik etkiden kaynaklanmaktadır. $27,2^{\circ}$ boylamlarındaki pozitif manyetik ve gravite anomalisi volkanik birimlerin olduğunu göstermektedir. Ayrıca, negatif manyetik ve gravite anomalisinin her ikisinde de $27,6^{\circ}$ ile $28,3^{\circ}$ boylamları arasındaki tortul dolgusunu görülmektedir. Şekil 4.19b'de, negatif korelasyon katsayıları muhtemelen volkanik ve sedimenter ya da metamorfik ve tortul birimlerin iç içe geçmesiyle ilişkilidir. Ayrıca, $27,25^{\circ}$ ve $27,5^{\circ}$ ve $28,5^{\circ}$ arasındaki negatif pozitif dalgalanma muhtemelen Gediz Graben fay sistemi ile ilişkilidir (Şekil 4.19c ve 4.19d).

Şekil 4.20a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci dereceden türevinin maksimum pozitif değerleri 28° ve $28,2^{\circ}$ boylamları civarında, manyetik anomalinin maksimum pozitif değeri $27,6^{\circ}$ boylamındadır. 28° ve $28,2^{\circ}$ boylamlarında yüksek pozitif gravite anomalisi büyük olasılıkla topoğrafik etki veya yoğun metamorfik birimden kaynaklanmaktadır. Şekil 4.20b'de yine horst graben sisteminin neden olduğu negatif korelasyon katsayısı değerleri görülmektedir. Negatif pozitif dalgalanmanın hem gravite, manyetik anomalisi hem de eğim anomalisinde görülmesinin nedeninin Büyük Menderes Graben Fay sistemi etkisi olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.20c ve 4.20d).

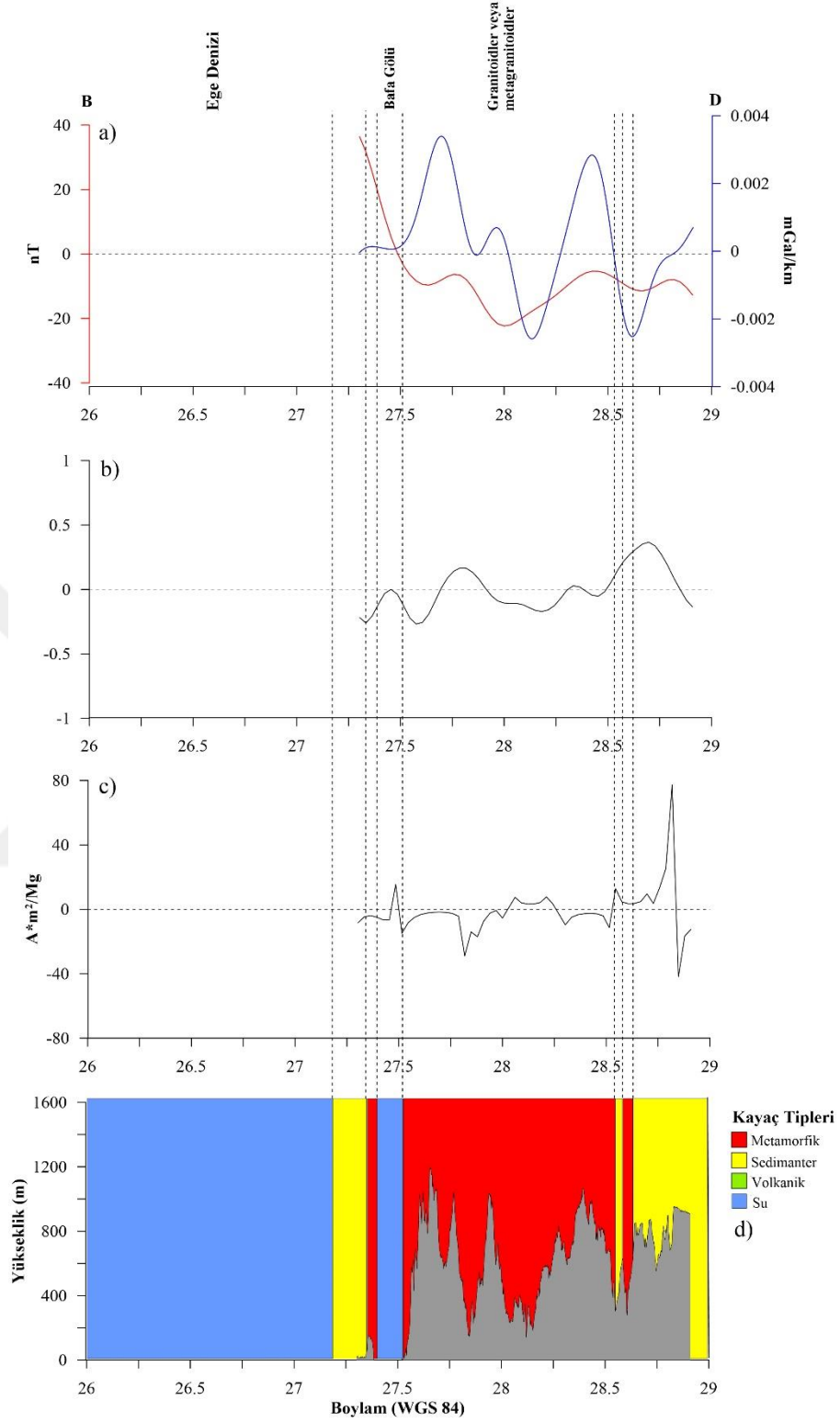
Şekil 4.21a'da, serbest hava gravite anomalisinin birinci dereceden türevinin maksimum pozitif değerleri $27,7^{\circ}$ ve $28,5^{\circ}$ boylamları civarındadır ve manyetik anomali çoğunlukla profil boyunca negatiftir. $27,7^{\circ}$ ve $28,5^{\circ}$ boylamlarındaki yüksek pozitif gravite anomalisi muhtemelen topoğrafik etki veya yoğun metamorfik birimden kaynaklanmaktadır. Ek olarak, eğim profilinde $28,8^{\circ}$ boylamı civarında yüksek pozitif anomali, klastik kayaçlar ve sedimanter dolgu ile ilişkili olabilir (Şekil 4.21b, 4.21c ve 4.21d).



Şekil 4.19 Profil 6'dan alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinci dereceden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler



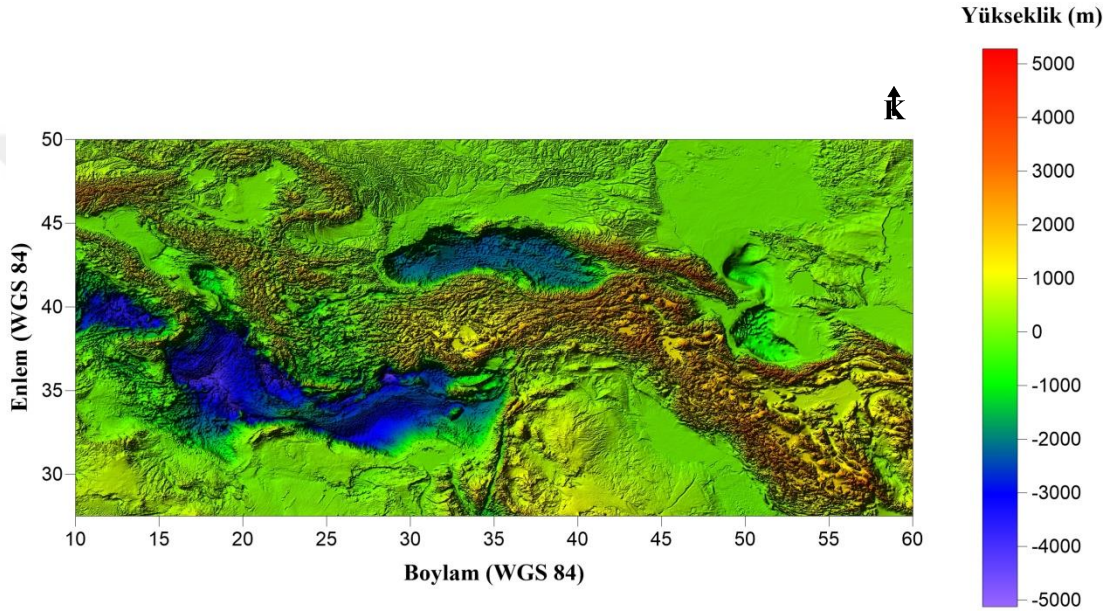
Şekil 4.20 Profil 7'den alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinciden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler



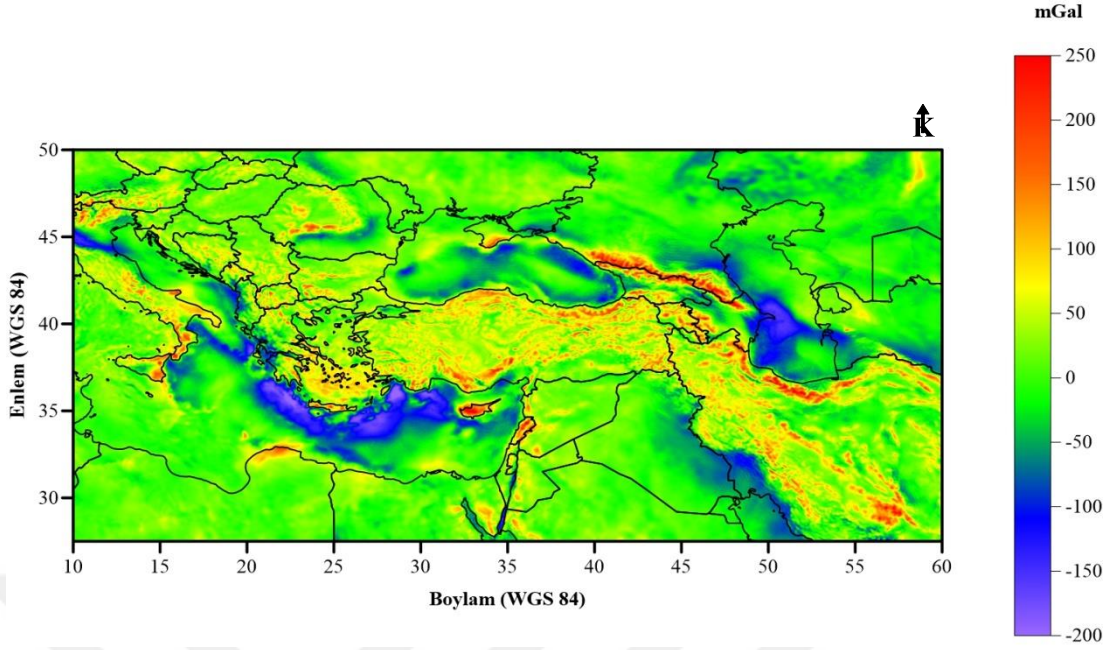
Şekil 4.21 Profil 8'den alınan 26°-29° boylamları arasındaki gravite ve manyetik anomalinin sonucu, a) Küresel gravite anomalisinin birinciden türevi ve manyetik, b) Korelasyon katsayıları, c) Eğim ve d) Topoğrafik yükseklik ve jeolojik birimler

4.5 Küçük Ölçekli Bölge İçin Sonuçlar

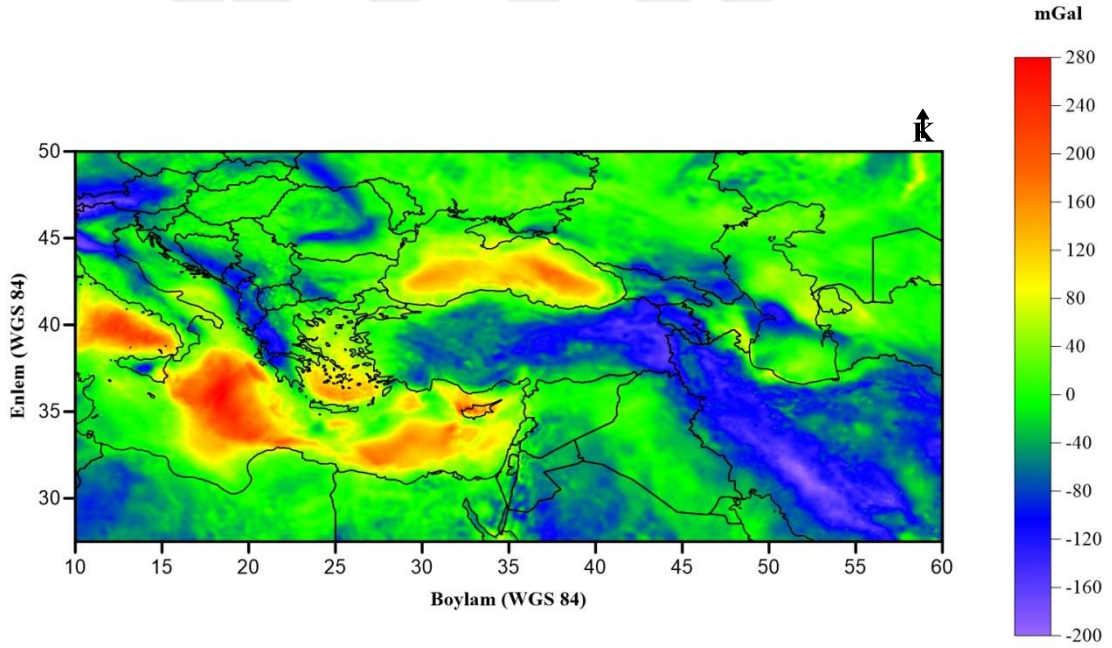
Şekil 4.22’de belirtilen alanın öncelikle küresel serbest hava anomalisi (Şekil 4.23), sonrasında topoğrafya modeli yardımıyla Bouguer anomalisi hesaplanmıştır (Şekil 4.24). Küresel serbest hava anomalisi değerleri 250 mGal ile -200 mGal arasında değişim göstermektedir. Küresel Bouguer gravite anomalisi değerleri ise 280 mGal ile -200 mGal arasında değişim göstermektedir.



Şekil 4.22 Tez çalışması alanına ait topoğrafya haritası



Şekil 4.23 Bölgeye ait küresel serbest hava gravite anomalisi



Şekil 4.24 Bölgeye ait küresel Bouguer gravite anomalisi

Daha sonra bölgeye ait tensörler elde edilmiştir. Gravite tensörleri ilk olarak EGM2008 uydu modelinden hesaplanmıştır (Şekil 4.25, 4.26, 4.27, 4.28, 4.29 ve 4.30). Ayrıca GOCE Direk modelden (Release 4) tensörler d/o 2'den 240'a kadar hesaplanmıştır (Şekil 4.31, 4.32, 4.33, 4.34, 4.35 ve 4.36). Bu sayede hem geniş dalga boylu düşük frekanslı derin yapılardan kaynaklı etkilerin tensörleri hem de kısa

dalga boylu yüksek frekanslı yapılardan kaynaklı etkilerin tensörleri elde edilmiştir. Formülleri aşağıda gösterilen şekildedir (Bucha ve Janák, 2013):

$$T(r, \varphi, \lambda) = \begin{pmatrix} T_{xx} & T_{xy} & T_{xz} \\ T_{yx} & T_{yy} & T_{yz} \\ T_{zx} & T_{zy} & T_{zz} \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

$$T_{xx}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin\varphi) + [b_{n,m} - (n+1)(n+2)] \bar{P}_{n,|m|}(\sin\varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin\varphi) \right) \quad (4.5)$$

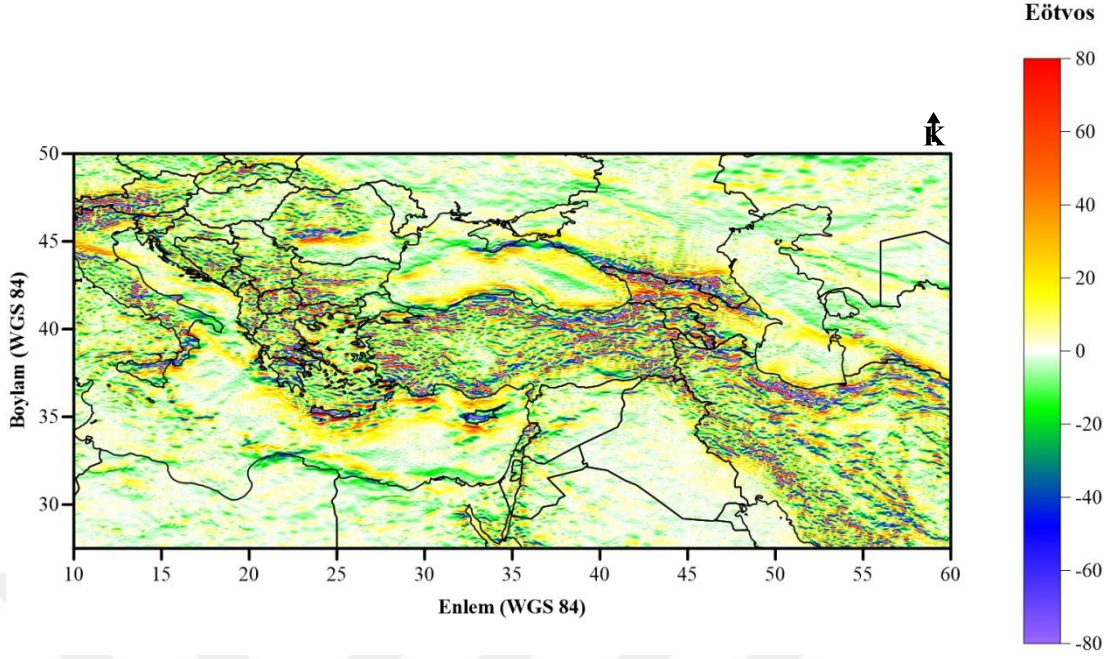
$$T_{xy}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_{-m}(\lambda) \left(d_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-2}(\sin\varphi) + g_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|}(\sin\varphi) + h_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+2}(\sin\varphi) \right), m \neq 0 \quad (4.6)$$

$$T_{xz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(\beta_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-1}(\sin\varphi) + \gamma_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+1}(\sin\varphi) \right) \quad (4.7)$$

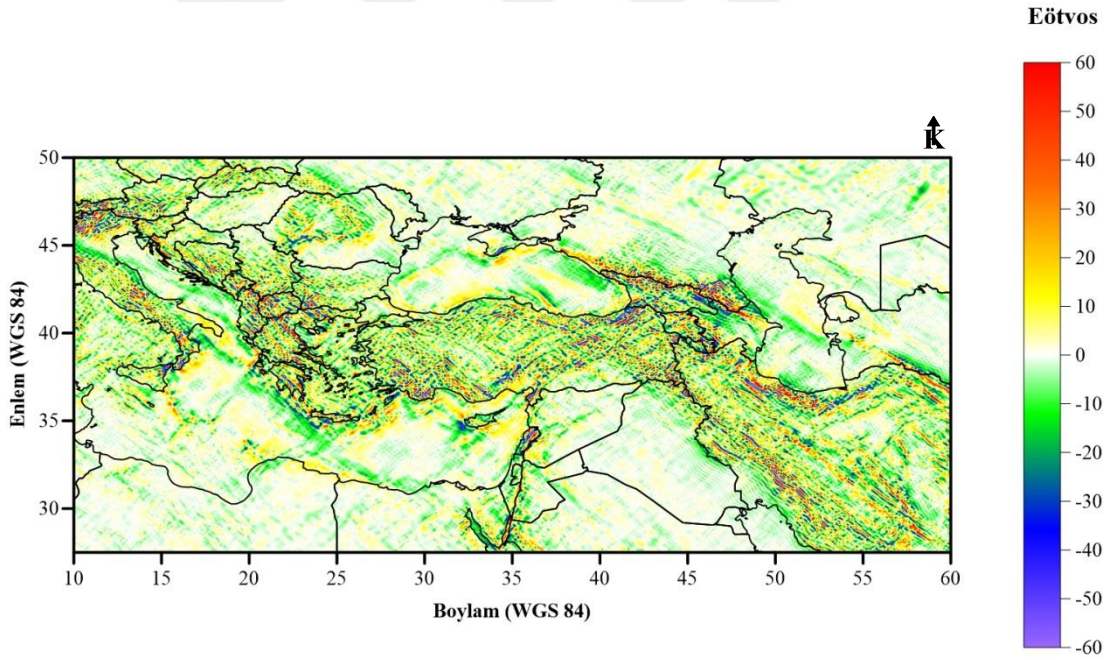
$$T_{yy}(r, \varphi, \lambda) = -\frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \left(a_{n,m} \bar{P}_{n,|m|-2}(\sin\varphi) + b_{n,m} \bar{P}_{n,|m|}(\sin\varphi) + c_{n,m} \bar{P}_{n,|m|+2}(\sin\varphi) \right) \quad (4.8)$$

$$T_{yz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=0}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_{-m}(\lambda) \left(\mu_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|-1}(\sin\varphi) + \vartheta_{n,m} \bar{P}_{n-1,|m|+1}(\sin\varphi) \right), m \neq 0 \quad (4.9)$$

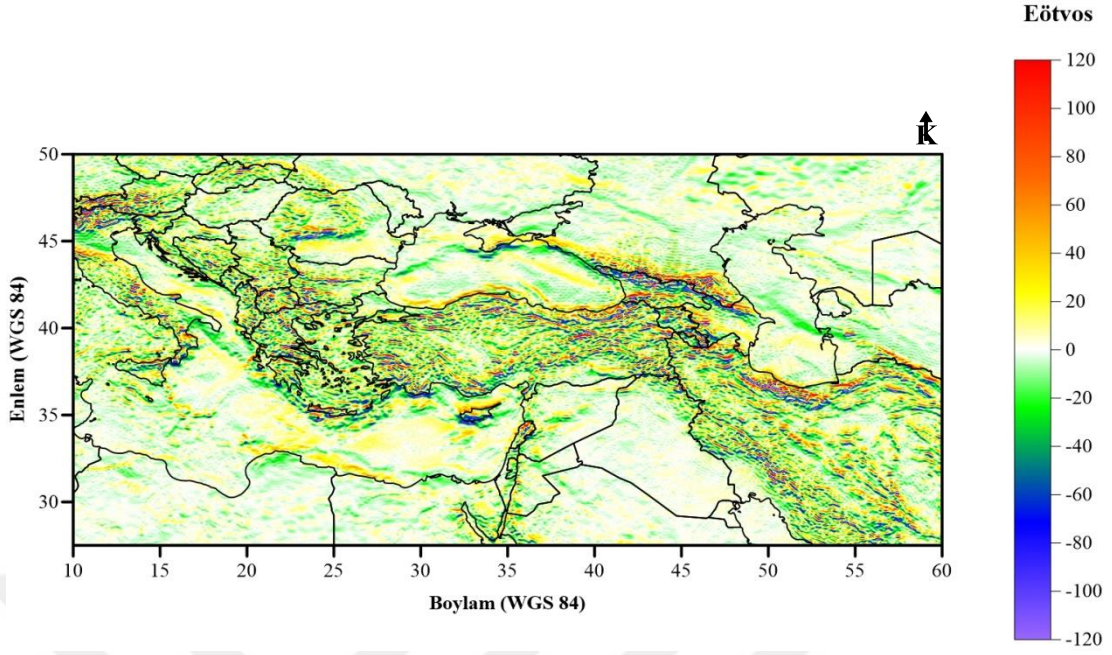
$$T_{zz}(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r^3} \sum_{n=n_{min}}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n (n+1)(n+2) \sum_{m=-n}^n \Delta \bar{C}_{n,m} Q_m(\lambda) \bar{P}_{n,|m|}(\sin\varphi) \quad (4.10)$$



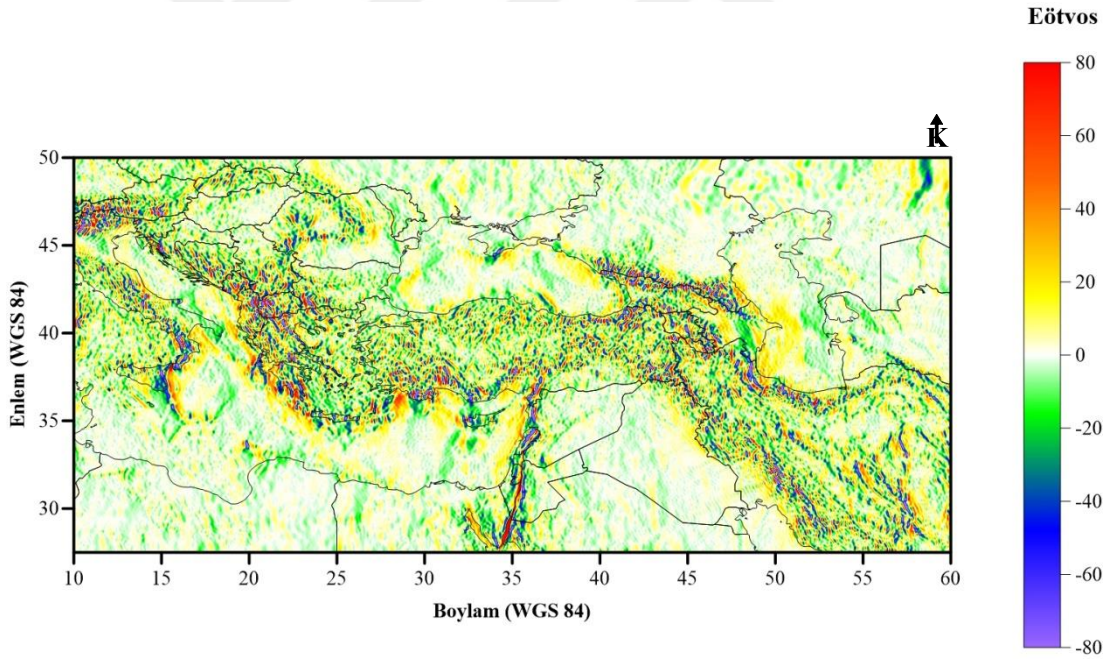
Şekil 4.25 Bölgeye ait EGM2008 Txx tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



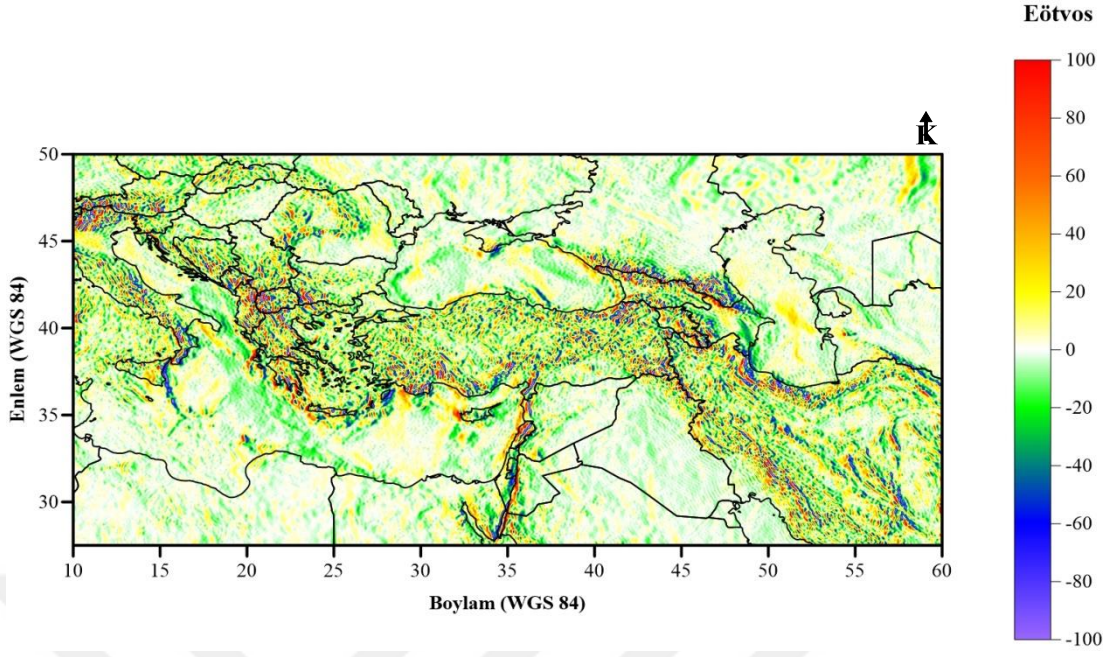
Şekil 4.26 Bölgeye ait EGM2008 Txy tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



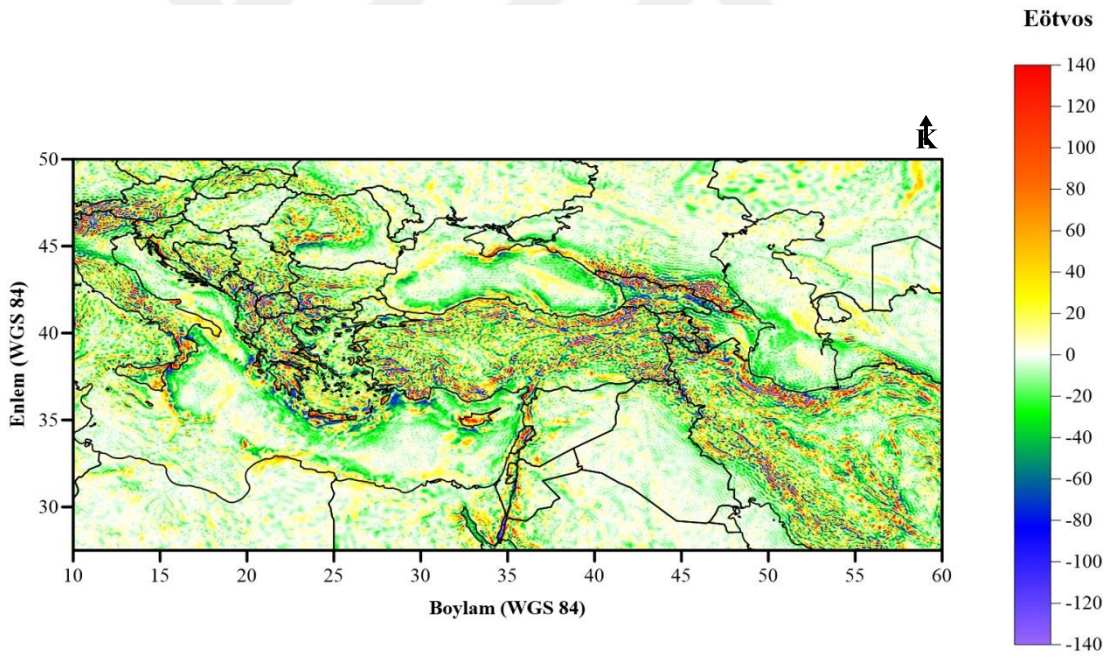
Şekil 4.27 Bölgeye ait EGM2008 Txz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



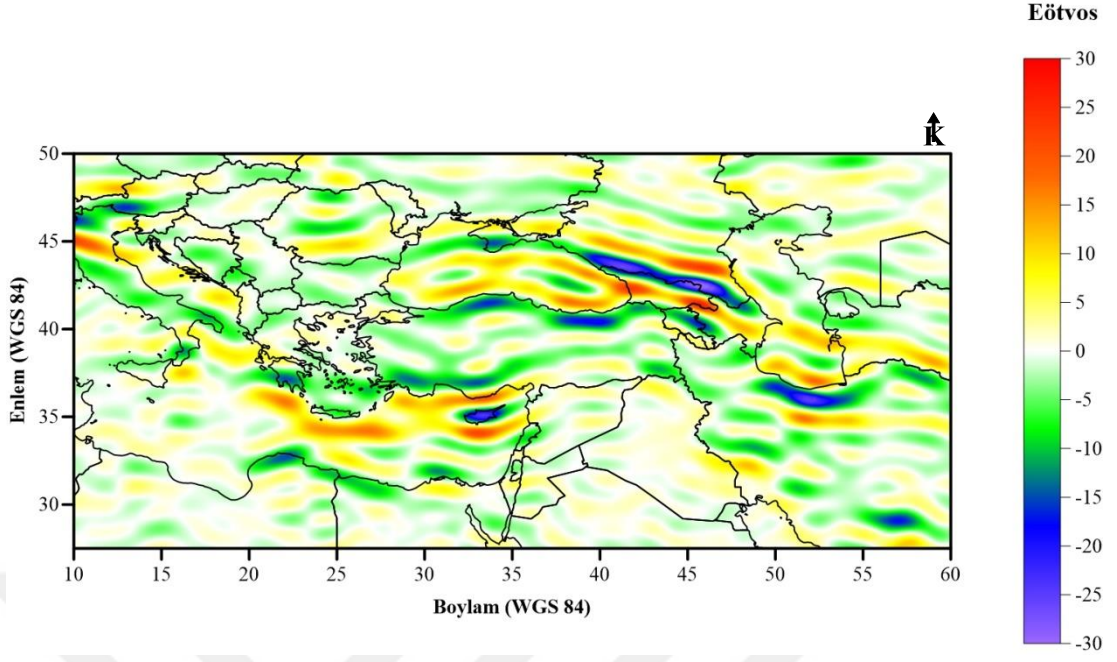
Şekil 4.28 Bölgeye ait EGM2008 Tyy tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



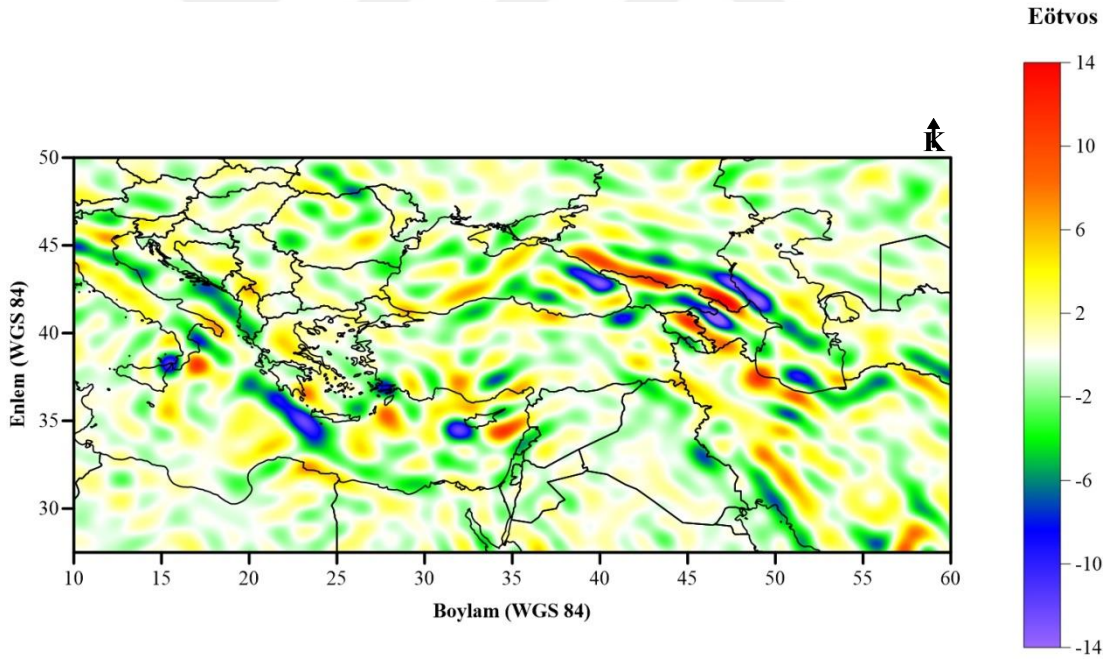
Şekil 4.29 Bölgeye ait EGM2008 Tyz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



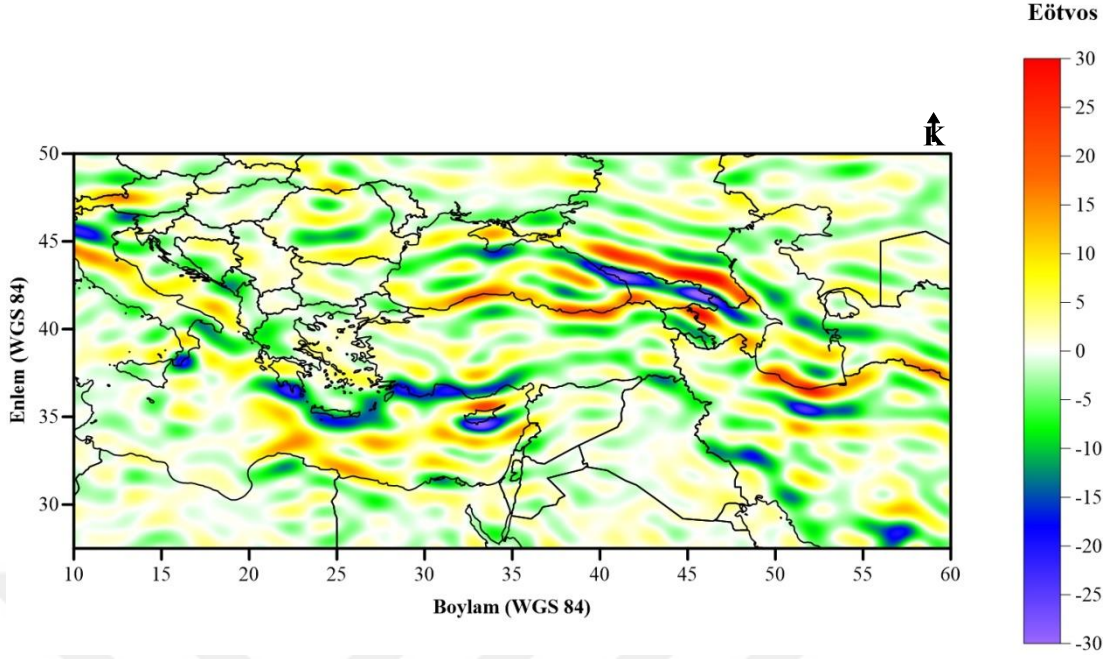
Şekil 4.30 Bölgeye ait EGM2008 Tzz tensörü haritası (d/o 2'den 2190'a kadar alınmıştır)



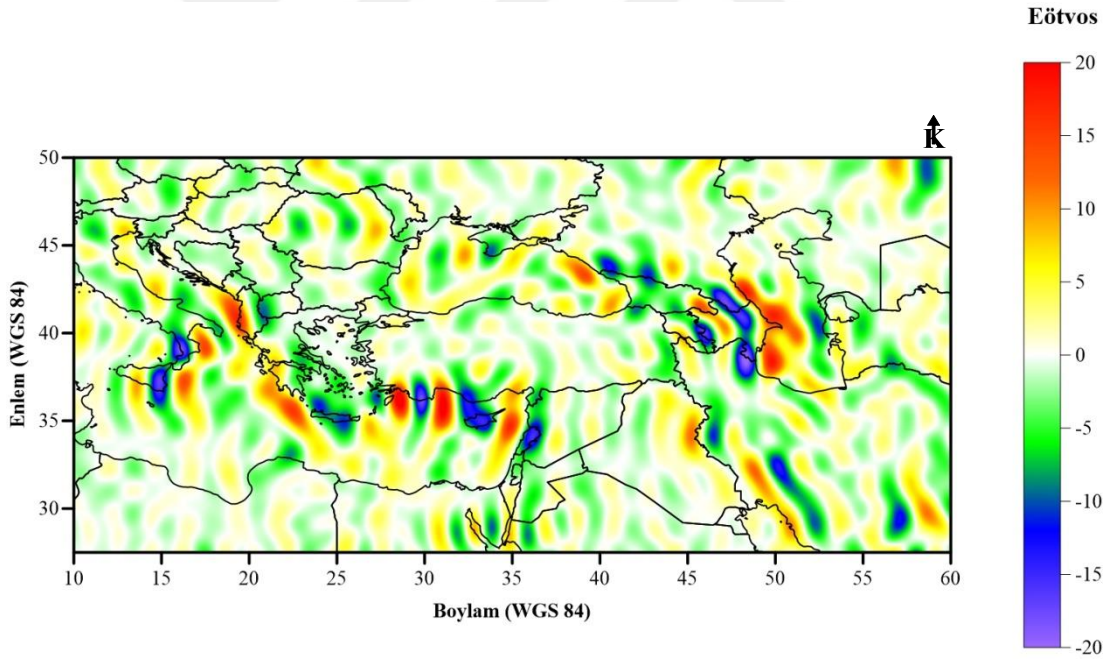
Şekil 4.31 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 Txx tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)



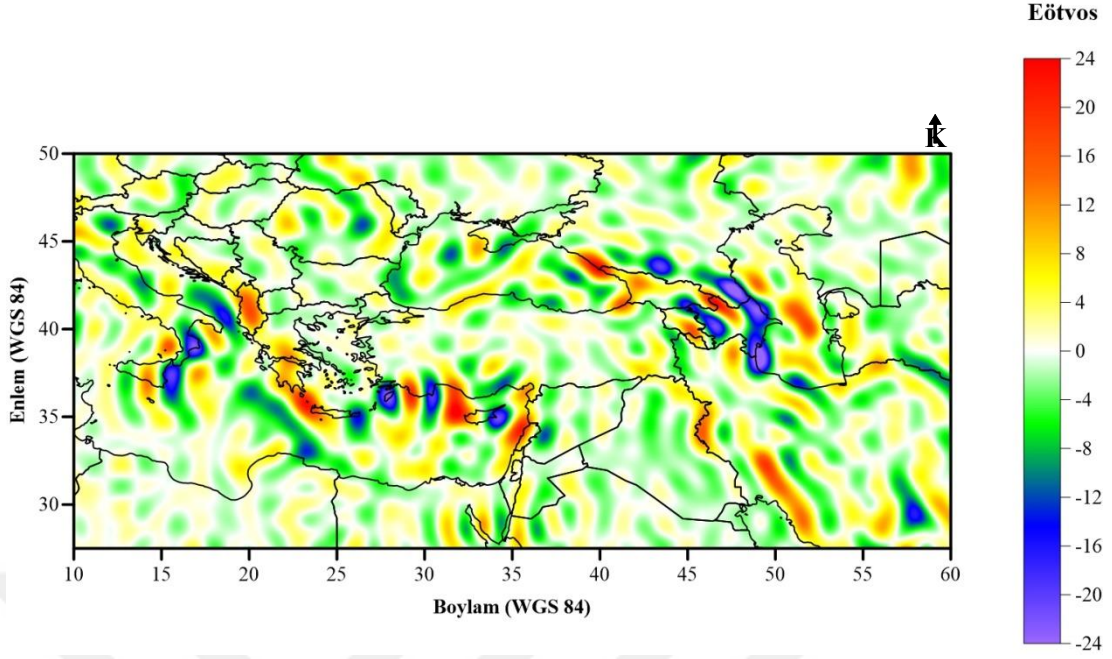
Şekil 4.32 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 Txy tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)



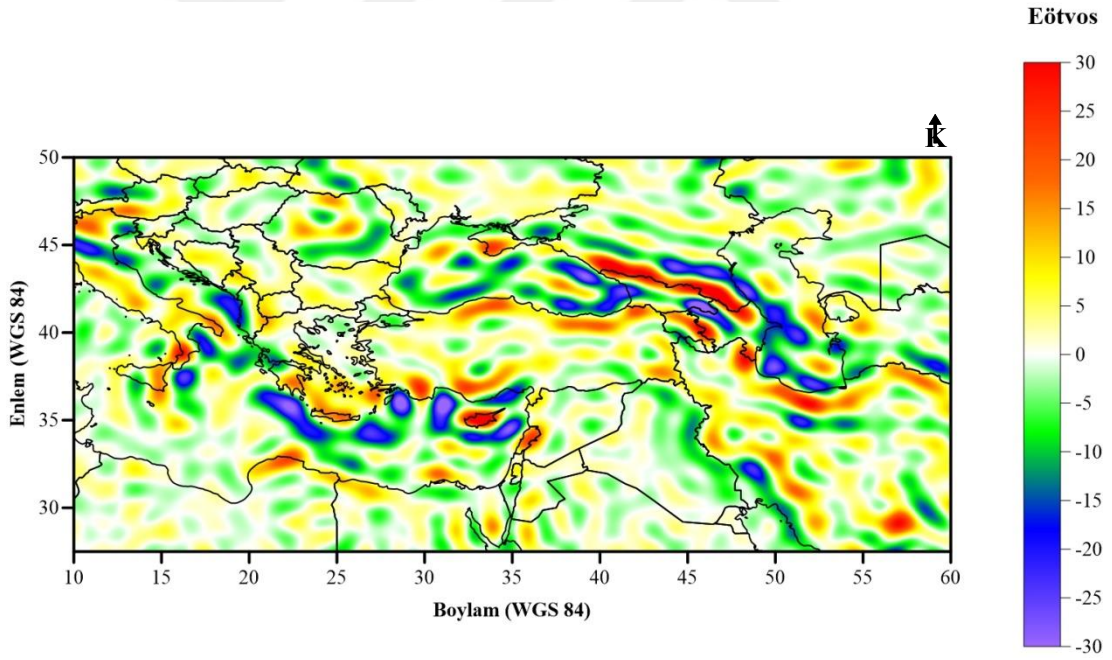
Şekil 4.33 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{xx} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)



Şekil 4.34 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 T_{yy} tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)



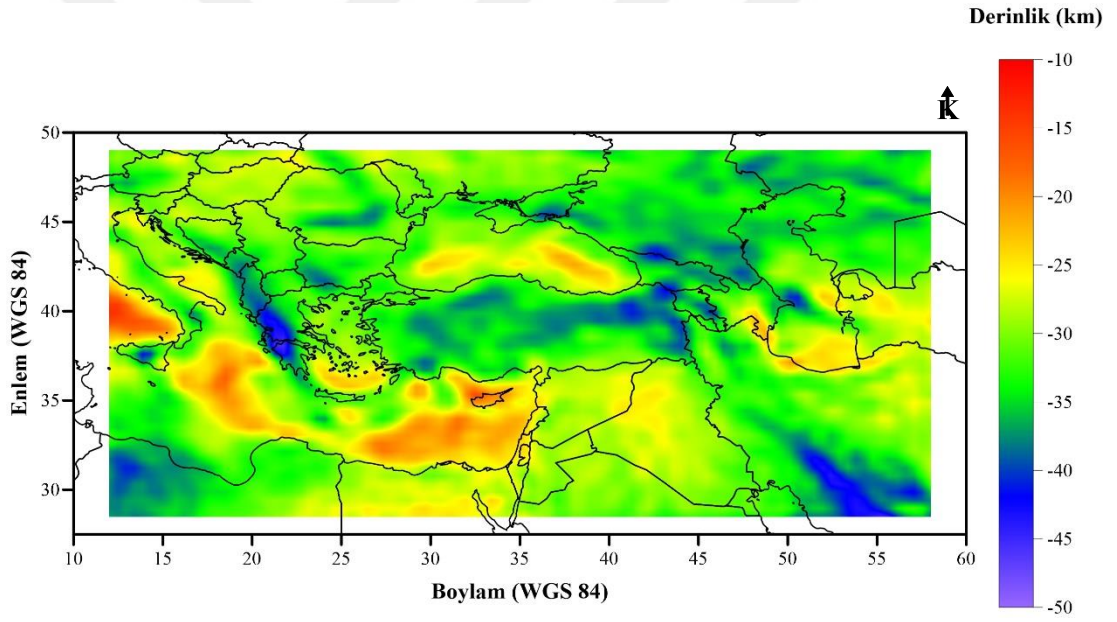
Şekil 4.35 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 Tyz tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)



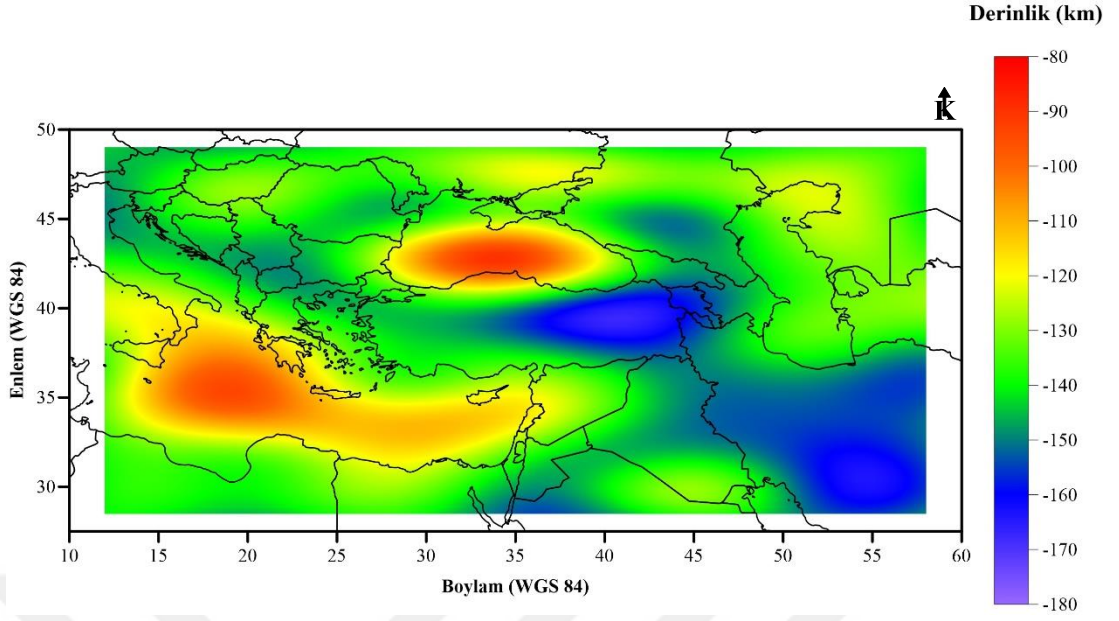
Şekil 4.36 Bölgeye ait GOCE-DIR-R4 Tzz tensörü haritası (d/o 2'den 240'a kadar alınmıştır)

Küresel Bouguer gravite anomalisinin güç spektrumu ile Moho ve LAS'dan kaynaklı anomalilere ayrıştırılması sonrası her iki anomalinin de ters çözüm sonrası Moho (Şekil 4.37) ve LAS (Şekil 4.38) derinlik haritaları elde edilmiştir. Moho derinlikleri Batı Anadolu'da ortalama 30 km, Ege Denizi'nde 20-35 km derinlikleri

arasında, Doğu Anadolu'da 35-45 km derinlikleri arasında, Kıbrıs ve çevresinde 10-20 km derinlikleri arasında elde edilmiştir. Ayrıca çalışma alanının güneydoğusundaki yaklaşık 40-50 km derinlikleri arasındaki Moho değişimi ve Kafkaslarda yaklaşık elde edilen 45 km Moho derinlik değerleri Lü ve diğer., (2017) çalışmalarının sonuçları ile oldukça uyumludur. Lü ve diğer., (2017) Pn tomografi yöntemi ile Moho derinliklerini elde etmişlerdir. Ayrıca Kayhan ve Gülen (2017) çalışmalarındaki Türkiye ve civarındaki kıtasal kabuk kalınlığı sonuçları ile bu çalışmada elde edilen değerler uyum içerisindedir. LAS derinlik değerleri 80 ile 180 km arasında değişim göstermektedir. Doğu Anadolu bölgesinde LAS derinlik değerleri 160-180 km arasında, Batı Anadolu bölgesinde ise 130-140 km arasında değişim göstermektedir.



Şekil 4.37 Çalışma alanına ait Moho derinlik haritası



Şekil 4.38 Çalışma alanına ait LAS derinlik haritası

BÖLÜMBEŞ

GENEL SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında ilk olarak uydu gravite modellerinden elde edilen serbest hava gravite anomalileri ile yersel serbest hava gravite anomalileri karşılaştırılmıştır. Bu sayede yer verisi ile uydu modellerinden elde edilen anomaliler arasındaki 8,51 mGal fark ile en iyi uyumu sunan GOCE modeli DIR-R4 modeli olarak belirlenmiştir. Sonrasında GOCE modeli ile GRACE uydusundan türetilmiş EGM2008 modeli belli seviyelerde birleştirilerek çalışma alanı için gerekli olan anomaliler hesaplanmıştır. Ayrıca uydu verilerinden elde edilen topoğrafik modeller kullanılarak küresel serbest hava anomalisinden küresel Bouguer anomalisi elde edilmiştir. Çalışma alanı olan Ege Bölgesi ve Batı Anadolu için küresel Bouguer anomalisi hesaplanmıştır ve belirtilen yöntemler bu anomaliye uygulanmıştır. Sonuç olarak bölgenin 3B Moho ve LAS derinlik haritaları elde edilmiştir. Ek olarak Lithoflex programı ile bölgenin efektif elastik kalınlık ile ampirik bağıntı kullanılarak LAS sınırının sıcaklık değerleri de belirlenmiştir. Sonuçlar bölgede gerçekleştirilen önceki çalışmaların sonuçları ile hem noktasal hem bölgesel olarak karşılaştırılmıştır. Ayrıca en iyi uyum sağlayan GOCE DIR-R4 modelinin ters çözümlere ne kadar etki yaptığını gözlemlemek için sadece EGM2008 kullanılarak bölgenin Moho ve LAS derinlik değerleri hesaplanarak önerilen sonuçlar ile karşılaştırma yapılmıştır.

Bu çalışmanın ikinci aşamasında yine aynı bölgeye ait yapısal süreksizlikleri belirleyebilmek amacıyla bölgenin gravite bozukluk verisi kullanılmıştır. Bölgede son zamanlarda büyük depremler gözlenen fayların olduğu yerlerde kesitler alınarak süreksizliklerin derinlikleri konusunda gravite bozukluk verisinin denemesi yapılmıştır. Bunlara ek olarak tilt açısı, teta haritası, analitik sinyal ve toplam yatay türev gibi sınır analizi operatörleri de sonuçları karşılaştırmak amacıyla kullanılmıştır. Belirtilen yöntemler ilk olarak kuramsal veriler üzerinde uygulanarak yöntemlerin uygulanabilirliği incelenmiştir. Son olarak gravite tensör ve değişmezleri hesaplanmıştır. Süreksizliklerin derinlikleri güç spektrum yöntemi ile belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar ile önceden başka çalışmalardan elde edilen

sonuçlar kıyaslanmış ve yakın değerler elde edilmiştir. Sonuç olarak daha çok harita mühendisleri ve jeodeziciler tarafından daha hassas jeoid belirleme amacıyla kullanılan gravite bozukluk verilerinin süreksizlik belirlemek amacıyla kullanılabilirliği görölmüştür.

Tez kapsamında ayrıca Dokuz Eylül Üniversitesi'nin Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) desteği ile belirtilen yöntemler İtalya'nın batısından Hazar Denizi'nin doğusuna kadar çok geniş bir alanda uygulanmıştır. Uydu modelleri kullanılarak ilk olarak alanın küresel serbest hava gravite anomalisi hesaplanmıştır. Sonrasında gravite tensörleri, Moho ve LAS derinlik haritaları elde edilmiştir. Moho derinlik değerlerinin önceki çalışmalardaki sonuçlar ile uyumlu olduğu gözlenmiştir. Moho derinlik değerleri 10 ile 50 km arasında, LAS derinlik değerleri 80 ile 180 km arasında elde edilmiştir. Ayrıca BAP projesinin ilk aşamasında MTA Genel Müdürlüğü'nden satın alınan 25 adet rejonel manyetik anomali paftası birleştirilmiş ve aynı alandaki serbest hava anomalileri ile profiller boyunca karşılaştırılmıştır. Manyetik anomaliye IGRF 1982.5 düzeltmesi ile birlikte kutba indirgeme ve 4 km yukarı uzanım uygulanmıştır. Rejonel etkinin tamamen giderilmediği düşünöldüğünden ayrıca manyetik veriye filtre uygulanmıştır. Serbest hava anomalisine ise 1. düşey türev uygulanmıştır. Sonrasında 4km yukarı uzanım küresel serbest hava anomalisine de uygulanmıştır. İki anomalinin karşılaştırılması ve jeolojik ve tektonik birimler ile ilişkilendirilmesi gerçekleştirilmiştir. Pozitif manyetik anomali ve negatif gravite anomali alanlarının kalın kabuk veya yüksek manyetizasyon ile ilişkili olduğu, negatif manyetik ve pozitif gravite anomali alanlarının ince kabuk veya yüksek yoğunluklu birimler ile yüksek ısı akısı ile ilişkili olabileceği düşünölmektedir. Eğim profil sonuçlarında pozitif negatif ani geçişlerin genel olarak bölgedeki süreksizlikler ile ilgili olduğu görölmüştür. Bölgedeki aktif tektonik elemanlardan Simav Grabeni, Bakırçay Grabeni, Büyük Menderes ve Küçük Menderes Grabenleri ile Gediz Graben Sistemlerinin sınırlarında ondölasyonlar profil sonuçlarında gözlenmiştir.

KAYNAKLAR

Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, AFAD, (2018). *1980-2018 yılları arasındaki deprem verileri*. 25 Mayıs 2018, <https://deprem.afad.gov.tr/ddakatalogu>.

Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ. H., Hakyemez, H. Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M. F., Yurtsever, A. (2011). *Türkiye Jeoloji Haritası Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*, Ankara, Türkiye.

Alptekin, Ö. (1973). *Focal mechanisms of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications*. PhD Thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, New Mexico.

Altınoğlu, F. F., Sarı, M. ve Aydın, A. (2015). Detection of lineaments in Denizli Basin of Western Anatolia Region using Bouguer Gravity data. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 415–425.

Amos, M. ve Featherstone, W. (2003). Comparisons of global geopotential models with terrestrial gravity field data over New Zealand and Australia. *Geomatics Research Australasia*, 67–84.

Arisoy, M. Ö. ve Dikmen, Ü. (2013). Geliştirilmiş eğim açısı toplam yatay türevi ile manyetik kaynakların sınırlarının belirlenmesi. *Yerbilimleri Dergisi*, 34, 141–168.

Armijo, R., Flerit, F., King, G. ve Meyer, B. (2004). Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85–95.

- Artemieva, I. M. (2009). The continental lithosphere: reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos*, 109(1), 23-46.
- Ateş, A., Bilim, F., Büyüksaraç, A., Aydemir, A., Bektaş, O. ve Aslan, Y. (2012). Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data. *Surveys in Geophysics*, 33(5), 869-885.
- Ateş, A., Kearey, P. ve Tufan, S. (1999). New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey. *Geophysical Journal International*, 136(2), 499-502.
- Avrupa Uzay Ajansı, (2009). *Uydular ile ilgili teknik bilgiler*. 30 Haziran 2019, https://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth.
- Barka, A. ve Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics Italy*, 40, 587–610.
- Barthelmes, F. (2014). Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. *Scientific Technical Report*, 1–5.
- Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G. ve Weatherall, P. (2009). Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32(4), 355-371.
- Beiki, M. ve Pedersen, L. B. (2010). Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies. *Geophysics*, 75, 137–149.
- Berk Biryol, C., Beck, S. L., Zandt, G. ve Özacar, A. A. (2011). Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1037-1057.

- Bhattacharyya, B. (1967). Some general properties of potential fields in space and frequency domain: A review. *Geoexploration*, 127–143.
- Bilim, F., Akay, T., Aydemir, A. ve Koşaroğlu, S. (2016a). Curie point depth, heat-flow and radiogenic heat production deduced from the spectral analysis of the aeromagnetic data for geothermal investigation on the Menderes Massif and the Aegean Region, western Turkey. *Geothermics*, 60, 44-57.
- Bilim, F., Aydemir, A. ve Ateş, A. (2016b). Crustal thickness variations in the Eastern Mediterranean and southern Aegean region. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 190-197.
- Bouman, J., Koop, R., Tscherning, C. C. ve Visser, P. (2004). Calibration of GOCE SGG data using high-low SST, terrestrial gravity data and global gravity field models. *Journal of Geodesy*, 78, 124–137.
- Bozkurt, E. (2000). Timing of extension on the Buyuk Menderes Graben, Western Turkey, and its tectonic implications. *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 385–403.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3–30.
- Braitenberg, C., Wienecke, S., Ebbing, J., Born, W. ve Redfield, T. (2007). Joint gravity and isostatic analysis for basement studies – A novel tool. *In EGM 2007 International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag Methods: A New Perspective for Exploration*, 16–18.
- Brocher, M. T. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081–2092.

- Brockmann, J. M., Zehentner, N., Höck, E., Pail, R., Loth, I., Mayer-Gürr, T. ve Schuh, W. D. (2014). EGM-TIM-RL05: An independent geoid with centimeter accuracy purely based on the GOCE mission. *Geophysical Research Letters*, *41*, 8089–8099.
- Bruinsma, S., Förste, C., Abrikosov, O., Marty, J. C., Rio, M. H., Mulet, S. ve Bonvalot, S. (2013). The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach. *Geophysical Research Letters*, *40*, 3607–3612.
- Bruinsma, S., Marty, J. C., Balmino, G., Biancale, R., Förste, C., Abrikosov, O. ve Neumayer, K. H. (2010). GOCE gravity field recovery by means of the direct numerical method. *In the 2010 ESA Living Planet Symposium*. Bergen, Norveç, ESA SP-686.
- Bucha, B. ve Janák, J. (2013). A MATLAB-based graphical user interface program for computing functionals of the geopotential up to ultra-high degrees and orders. *Computers and Geosciences*, *56*, 186–196.
- CHAMP uydusu ile ilgili teknik bilgiler. (2000). 30 Haziran 2019, <https://www.gfz-potsdam.de/champ/>.
- Chapman, D. S. (1986). Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, *24*(1), 63-70.
- Cordell, L. ve Grauch, V. J. S. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in The San Juan Basin, New Mexico. *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps: Society of Exploration Geophysics*, Tulsa, Oklahoma, USA, 181–197.
- Comet LicSAR portalı. (COMET). (2019). *GEMScienceTools/gem-global-active-faults Zenodo global aktif fayları*. 20 Ocak 2020, <http://doi.org/10.5281/zenodo.3376300>.

- Çırmık, A. ve Pamukçu, O. (2017). Clarifying the interplate main tectonic elements of Western Anatolia, Turkey by using GNSS velocities and Bouguer gravity anomalies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148, 294-304.
- Çırmık, A., Doğru, F., Gönenç, T. ve Pamukçu, O. (2017). The stress/strain analysis of kinematic structure at Gülbahçe Fault and Uzunkuyu Intrusive (İzmir, Turkey). *Pure and Applied Geophysics*, 174(3), 1425-1440.
- Çırmık, A., Pamukçu, O. ve Akçığ, Z. (2016). Mass and stress changes in the Menderes Massif (Western Anatolia, Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 131, 109-122.
- Çırmık, A., Pamukçu, O., Gönenç, T., Kahveci, M., Şalk, M. ve Herring, T. (2017). Examination of the kinematic structures in İzmir (Western Anatolia) with repeated GPS observations (2009, 2010 and 2011). *Journal of African Earth Sciences*, 126, 1–12.
- Dahle, C., Flechtner, F., ve Gruber, C. (2012). *GFZ GRACE level-2 processing standards document for level-2 product release 0005*. Technical report, GeoForschungsZentrum Postdam, Germany
- Delibasis, N., Ziazia, M., Voulgaris, N., Papadopoulos, T., Stavrakakis, G., Papanastassiou, D. ve Drakatos, G. (1999). Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece), *Tectonophysics* 308, 237–248.
- De Ritis, R., Ventura, G., Chiappini, M., Carluccio, R., ve Von Frese, R. (2010). Regional magnetic and gravity anomaly correlations of the Southern Tyrrhenian Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 181(1-2), 27-41.
- Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7, 1123–1139.

- Dewey, J. F. ve Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, 90, 84–92.
- Dickinson, J. L., Brewster, J. R., Robinson, J. W. ve Murphy, C. A. (2009). Imaging techniques for full tensor gravity gradiometry data. *In 11th SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition*, 84–86.
- Dimitriadis, I., Karagianni, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., Hatzidimitriou, P., Bohnhoff, M., Rische, M. ve Meier, T. (2009). Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea, Greece): Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network. *Tectonophysics*, 465(1), 136-149.
- Doğru, F. ve Pamukçu, O. (2016). Comparison of EGM2008 Bouguer gravity with ground survey: A case study in Western Anatolian region, Turkey. *ICENS Proceedings*, 1–7.
- Doğru, F., Pamukçu, O. ve Ozsoz, I. (2017). Application of tilt angle method to the Bouguer gravity data of Western Anatolia. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*, 155, 213–222.
- Doğru, F., Pamukçu, O., Gönenç, T. ve Yildiz, H. (2018). Lithospheric structure of western Anatolia and the Aegean Sea using GOCE-based gravity field models. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 59, 135–160.
- Dolmaz, M. N., Ustaömer, T., Hisarlı, Z. M. ve Orbay, N. (2005). Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey. *Earth, Planets and Space*, 57(5), 373-383.

- Dransfield, M. ve Milkereit, B. (2007). Airborne gravity gradiometry in the search for mineral deposits. *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, 7, 341–354.
- Dunn, C., Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Desai, S., Haines, B., Kuang, D., Franklin, G., Harris, I., Kruizinga, G., Meehan, T., Nandi, S., Nguyen, D., Rogstad, T., Thomas, J. B., Tien, J., Romans, L., Watkins, M., Wu, S. C., Bettadpur, S. V. ve Kim J. (2003). Instrument of GRACE GPS augments gravity measurements. *GPS World*, 14(2), 16-29.
- Düzgit, Z., Hisarlı, Z. M., Sayin, N., ve Orbay, N. (2006). Correlation between gravity and magnetic anomalies of Western Anatolia and its relation to tectonic structures. *Earth, Planets and Space*, 58(8), 943-949.
- Fielding, E. J. ve McKenzie, D. (2012). Lithospheric flexure in the Sichuan Basin and Longmen Shan at the eastern edge of Tibet. *Geophysical Research Letters*, 39(9), L09311.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. ve Meyer, B. (2004). The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 347–362.
- Floyd, M. A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P. ve England, P. C. (2010). A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B10).
- Foerste, C., Flechtner, F., Schmidt, R., Stubenvoll, R., ve Rothacher, M. (2008). EIGEN-GL05C-A new global combined high-resolution GRACE-based gravity field model of the GFZ-GRGS cooperation. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-03426.

- Gatti, A., Reguzzoni, M., Migliaccio, F. ve Sansò, F. (2014). Space-wise grids of gravity gradients from GOCE data at nominal satellite altitude. *5th International GOCE User Workshop, UNESCO, Paris, Fransa, 25-28.*
- Gessner, K., Gallardo, L. A., Markwitz, V., Ring, U. ve Thomson, S. N. (2013). What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure, and dynamic topography in southwest Turkey. *Gondwana Research, 24, 243–274.*
- Gómez-Ortiz, D. ve Agarwal, B. N. P. (2005). 3DINVER.M: A MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Computers and Geosciences, 31(4), 513-520.*
- Gönenç, T. ve Akgün, M. (2012). Structure of the Hellenic subduction zone from gravity gradient functions and seismology. *Pure and Applied Geophysics, 169, 1231–1255.*
- Gönenç, T., Pamukçu, O., Pamukçu, C., Deliormanlı, A. H. (2012). The investigation of hot spots in western Anatolia by geophysical and mining approaches. *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects, 34(9), 775-792.*
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A., Sarıca, N., Ecevitoglu, B., Demirbağ, E., Ersoy, S., Algan, O., Güneysu, C. ve Aykol, A. (1995). Rift Formation in the Gakova Region, Southwest Anatolia- Implications for the Opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine, 132(6), 637-650.*
- GRACE uydusu ile ilgili teknik bilgiler. (2002). 30 Haziran 2019, <https://earthobservatory.nasa.gov/features/GRACE>.

- Grad, M., Tiira, T. ve ESC Working Group (2009). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176(1), 279-292.
- Grombein, T., Luo, X., Seitz, K. ve Heck, B. (2014). A wavelet-based assessment of topographicisostatic reductions for GOCE gravity gradients. *Survey in Geophysics*, 35, 959–982.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., Longacre, M. B., Braile, L. W., Lidiak, E. G. ve Keller, G. R. (1982). Regional magnetic and gravity anomalies of South America. *Geophysical Research Letters*, 9(4), 314-317.
- Hirt, C. ve Rexer, M. (2015). Earth2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models–Available as gridded data and degree-10,800 spherical harmonics. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39, 103-112.
- Hirt, C., Gruber, T. ve Featherstone, W. E. (2011). Evaluation of the first GOCE static gravity field models using terrestrial gravity, vertical deflections and EGM2008 quasigeoid heights. *Journal of Geodesy*, 85, 723–740.
- Hisarlı, M. ve Orbay, M. (2000). Bouguer gravite anomalilerinden Ege Denizi'nin kabuk kalınlığının belirlenmesi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 13, 1–2.
- Horasan, G., Gülen, L., Pinar, A. ve Kalafat, D. (2002). Lithospheric structure of the Marmara and Aegean regions, western Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 322-329.
- IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy). (2014). *Division V-MOD Geomagnetic Field Modeling*.
- ICGEM. (2013). *Zamana bağlı modeller*. 30 Haziran 2019, <http://icgem.gfz-potsdam.de/series>.

ICGEM. (2013). *Statik modeller*. 30 Haziran 2019, http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime.

ICGEM. (2014). *Topoğrafik modeller*. 30 Haziran 2019, http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_reltopo.

Ihde, J., Wilmes, H., Müller, J., Denker, H. ve Voigt, C. (2010). Validation of satellite gravity field models by regional terrestrial data sets. *In System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques*, 277-296.

Kaban, M. K., El Khrepy, S. ve Al-Arifi, N. (2016). Isostatic model and isostatic gravity anomalies of the Arabian plate and surroundings. *Pure and Applied Geophysics*, 173(4), 1211-1221.

Kahveci, M., Çirmik, A., Doğru, F., Pamukçu, O. ve Gönenc, T. (2019). Subdividing the tectonic elements of Aegean and Eastern Mediterranean with gravity and GPS data. *Acta Geophysica*, 67, 491–500.

Karagianni, E. E., Papazachos, C. B., Panagiotopoulos, D. G., Suhadolc, P., Vuan, A. ve Panza, G. F. (2005). Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, 160(1), 127-143.

Kassaras, I., Louis, F., Makropoulos, K. ve Magganas, A. (2008). Shear velocity and intrinsic attenuation variations within the Aegean lithosphere deduced from surface waves. *31st General Assembly of the European Seismological Commission ESC, Crete, Greece*, 206-214.

Katsura, T., Yamada, H., Nishikawa, O., Song, M., Kubo, A., Shinmei, T., Yokoshi, S., Aizawa, Y., Yoshino, T., Walter, M. J. ve Ito, E. (2004). Olivine-wadsleyite transition in the system (Mg, Fe) 2SiO_4 . *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2), 1-12.

- Kayhan, G. ve Gülen, L. (2017). Türkiye ve civarında kıtasal kabuk kalınlığı araştırması. *70. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, 26-27.
- Kearey, P., Klepeis, K. A. ve Vine, F. J. (2013). *Global tectonics*. New Jersey: John Wiley and Sons.
- Kind, R., Eken, T., Tilmann, F., Sodoudi, F., Taymaz, T., Bulut, F., Yuan, X., Can, B. ve Schneider, F. (2015). Thickness of the lithosphere beneath Turkey and surroundings from S-receiver functions. *Solid Earth*, 6(3), 971.
- Kissel, C. ve Laj, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, 146, 183–201.
- Klokočník, J., Kostecký, J., Kalvoda, J., Eppelbaum, L. V. ve Bezděk, A. (2014). Gravity disturbances, Marussi tensor, invariants and other functions of the geopotential represented by EGM 2008. *Journal of Earth Science Research*, 2(3), 88–101.
- Koçyiğit, A. ve Yusufoglu, H. (1999). Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 1240-1242.
- Koçyiğit, G. ve Ali, S. (2000). Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 173(1), 405-421.
- Laske, G., Ma, Z., Masters, G. ve Pasyanos, M. (2013). CRUST 1.0: A New Global Crustal Model at 1x1 degrees.

- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1–42.
- Lü, Y., Ni, S., Chen, L. ve Chen, Q.F. (2017). Pn tomography with Moho depth correction from eastern Europe to western China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1284-1301.
- Makris, J. (1978). The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46, 269-284.
- Makris, J. ve Stobbe, C. (1984). Physical properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Marine Geology*, 55, 347-363.
- Makris, J. ve Veis, R. (1977). Crustal structure of the central Aegean Sea and the islands of Evia and Crete, Greece, obtained by refractive seismic experiments. *Journal of Geophysics*, 42(4), 329-341.
- Malaliçi, B. C., Pamukçu O., Çırmık, A. ve Dindar, H. (2019). Deformation analysis of East Mediterranean with using SSPX software. *DEU FMD*, 21(61), 235–246.
- Mataragio, J. ve Kieley, J. (2009). Use of full tensor gravity invariants in detection of intrusion-hosted sulphide mineralization: Implications for emplacement mechanisms. *11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 723–726.
- Mayer-Gürr, T., Behzadpour, S., Kvas, A., Ellmer, M., Klinger, B., Strasser, S. ve Zehentner, N. (2018). ITSG-Grace2018: Monthly, Daily and Static Gravity Field Solutions from GRACE.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kasten, K., Kekelidze, G.,

- King, R. W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzoumis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. ve Veis, G. (2000). GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105, 5695–5719.
- McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30(2), 109-185.
- McKenzie, D. P. (1967). Some remarks on heat flow and gravity anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 72(24), 6261-6273.
- McKenzie, D., Yi, W. ve Rummel, R. (2014). Estimates of T_e from GOCE data. *Earth and Planetary Science Letters*, 399, 116-127.
- Meier, T., Dietrich, K., Sto Ckhert, B. ve Harjes, H. P. (2004a). One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean obtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 156(1), 45-58.
- Meier, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A. ve Harjes, H. P. (2004b). Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks. *Tectonophysics*, 383(3), 149-169.
- Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., VanWarmel, W. A., Spakman, W. ve Hoogerduyn, S. E. (1988). Hellenic subjection zone and geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203–215.
- Migliaccio, F., Reguzzoni, M., Gatti, A., Sansò, F. ve Herceg, M. (2011). A GOCE-only global gravity field model by the space-wise approach. *4th International GOCE User Work*, ESA-SP 696.

- Miller, H. G. ve Singh, V. (1994). Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213–217.
- Murphy, C. A. ve Brewster, J. (2007). Target delineation using full tensor gravity gradiometry data. *ASEG Extended Abstracts*, 1–3.
- Murphy, C. A. ve Dickinson, J. L. (2009). Exploring exploration play models with FTG gravity data. *11th SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition*, Swaziland, 16–18 September 2009, 89–91.
- Murphy, C. A. ve Dickinson, J. L. (2010). Geological mapping and targeting using invariant tensor analysis on full tensor gravity data. *EGM 2010 International Workshop “Adding new value to electromagnetic, gravity and magnetic methods for exploration”*, 1-5.
- Nur, A. A., Harja, A., Supriyana, E. ve Nugraha, G. U. (2019). Correlation between gravity and magnetic data and its impact for geological structural phenomena in Kuningan, West Java, Indonesia. *In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 311, (1) 012052.
- Oldenburg, D. W. (1974). The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, 39, 526–536.
- Oruç, B. (2010). Depth estimation of simple causative sources from gravity gradient tensor invariants and vertical component. *Pure and Applied Geophysics*, 167, 1259–1272.
- Oruç, B. ve Sönmez, T. (2017). The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 139, 183-191.

- Oruç, B., Gomez-Ortiz, D. ve Petit, C. (2017). Lithospheric flexural strength and effective elastic thicknesses of the Eastern Anatolia (Turkey) and surrounding region. *Journal of Asian Earth Sciences*, 150, 1-13.
- Oruç, B., Sertçelik, I., Kafadar, Ö. ve Selim, H. H. (2013). Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief. *Journal of Applied Geophysics*, 88, 105–113.
- Pail, R., Bruinsma, S., Migliaccio, F., Förste, C., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Reguzzoni, M., Brockmann, J. M., Abrikosov, O., Veicherts, M., Fecher, T., Mayrhofer, R., Krasbutter, I., Sansò, F. ve Tscherning, C. C. (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy*, 85(11), 819–843.
- Pail, R., Goiginger, H., Mayrhofer, R., Schuh, W. D., Brockmann, J. M., Krasbutter, I., Hoeck, E. ve Fecher T. (2010). GOCE gravity field model derived from orbit and gradiometry data applying the time-wise method. *In the 2010 ESA Living Planet Symposium, Bergen, Norveç*, ESA SP-686.
- Pail, R., ve Plank, G. (2002). Assessment of three numerical solution strategies for gravity field recovery from GOCE satellite gravity gradiometry implemented on a parallel platform. *Journal of Geodesy*, 76(8), 462-474.
- Pamukçu, O. A. ve Akçığ, Z. (2011). Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust. *Pure and Applied Geophysics*, 168(5), 901-917.
- Pamukçu, O. ve Yurdakul, A. (2008). Isostatic compensation in Western Anatolia with estimation of the effective elastic thickness. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 545-557.

- Pamukçu, O., Akçığ, Z., Hisarlı, M. ve Tosun, S. (2014). Curie Point Depths and Heat Flow of Eastern Anatolia (Turkey). *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects*, 36(24), 2699-2706.
- Pamukçu, O., Gönenç, T., Uyanık, O., Sözbilir, H. ve Çakmak, O. (2014). A microgravity model for the city of Izmir (western Anatolia) and its tectonic implementations. *Acta Geophysica*, 62(4), 849–871.
- Parker, R. L. (1972). The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 31(4), 447-455.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. ve Factor, J. K. (2008). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: Solid Earth*, 117, B04406.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. ve Factor, J. K. (2008). An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly, Vienna, Austria*, 1-38.
- Pawłowski, R. S. (1994). Green's equivalent-layer concept in gravity band-pass filter design. *Geophysics*, 59, 69–76.
- Pawłowski, R. S. ve Hansen, R. O. (1990). Gravity anomaly separation by Wiener filtering. *Geophysics*, 55(4), 539-548.
- Pedersen, L. B. ve Rasmussen, T. M. (1990). The gradient tensor of potential field anomalies: Some implications on data collection and data processing of maps. *Geophysics*, 55, 1558–1566.
- Pertsinidou, C. E., Tsaklidis, G., Papadimitriou, E. ve Limnios, N. (2017). Application of hidden semi-Markov models for the seismic hazard assessment of

- the North and South Aegean Sea, Greece. *Journal of Applied Statistics*, 44(6), 1064-1085.
- Reguzzoni, M. ve Sampietro, D. (2010). An inverse gravimetric problem with GOCE data. *In Gravity, Geoid and Earth Observation*, 451-456.
- Reguzzoni, M. ve Sampietro, D. (2015). GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 35, 31-43.
- Rexer, M., Hirt, C., Claessens, S. ve Tenzer, R. (2016). Layer-Based Modelling of the Earth's Gravitational Potential up to 10-km Scale in Spherical Harmonics in Spherical and Ellipsoidal Approximation. *Surveys in Geophysics*, 37, 1035–1074.
- Roest, W. R., Verhoef, J. ve Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116–125.
- Routh, P. S., Jorgensen, G. J. ve Kisabeth, J. L. (2001). Base of the salt imaging using gravity and tensor gravity data. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001*, Society of Exploration Geophysicists Annual Meeting, San Antonio, 1482–1484.
- Ruotoistenmäki, T., (1987). Estimation of depth to potential field sources using the Fourier amplitude spectrum. *Geologian Tutkimuskeskus*, 340.
- Saltogianni, V., Gianniou, M., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S. ve Stiros, S. (2015). Fault slip source models for the 2014 M_w 6.9 Samothraki-Gökçeada earthquake (North Aegean trough) combining geodetic and seismological observations. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120, 8610–8622.
- Saunders, P., Priestley, K. ve Taymaz, T. (1998). Variations in the crustal structure beneath western Turkey. *Geophysical Journal International*, 134(2), 373-389.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155–166.
- Snopek, K., Meier, T., Endrun B., Bohnhoff, M. ve Casten, U. (2007). Comparison of gravimetric and seismic constraints on the structure of the Aegean lithosphere in the forearc of the Hellenic subduction zone in the area of Crete. *Journal of Geodynamics*, 44, 173–185.
- Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H.P. and Bohnhoff, M. (2006). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Sönmez, T. (2016). *Doğu Marmara Bölgesinin litosfer dinamiklerinin EGM2008 gravite anomalileri, izostatik ve termomekanik analizlerle araştırılması*. Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Kocaeli.
- Sözbilir, H., Sümer, O., Uzel, B., Eski, S. ve Softa, M. (2017). 12 Haziran 2017 midilli depremi (Karaburun Acıkları) ve bölgenin deprenselliği. *Technical Report*, 1-14.
- Spector, A. ve Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293–302.
- SRTM (2016a). *Shuttle Radar Topography Mission*. 30 Haziran 2019, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm> accessed: August.
- SRTM (2016b). *Shuttle Radar Topography Mission, USGS Long Term Archive*. 30 Haziran 2019, <https://lta.cr.usgs.gov/SRTM> accessed: August 2016.

- Sünkel, H. (2001). Europe's Preparation For GOCE Gravity Field Recovery. *AGU Fall Meeting Abstracts*, San Francisco, USA.
- Şengör, A. M. C. (1979). The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *Geological Society London Special Publications*, 136, 269–282.
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society London Special Publications*, 28(1), 575–589.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, SEPM Special Publication, 37, 227–264.
- Tapırdamaz, M. C. (2011). Yerbilimleri veri kataloğu. *Active Tectonics Research Group (ATAG 15), Proceeding Books, Çukurova University, Adana*, 66.
- Tenze, D., Braitenberg, C., Sincich, E. ve Mariani, P. (2014). Detecting the elevated crust to mantle section in the Kohistan-Ladakh Arc, Himalaya, from GOCE observations. *Gravity, Geoid and Height Systems*, 299-307.
- Tesauro, M., Kaban, M. K. ve Cloetingh, S. A. (2008). EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35(5), L05313.
- Tezel, T., Shibutani, T. ve Kaypak, B. (2010). Crustal structure variation in western Turkey inferred from the receiver function analysis. *Tectonophysics*, 492, 240–252.

Tiryakioğlu, İ., Aktuğ, B., Yiğit, C. Ö., Yavaşoğlu, H. H., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Poyraz, F., Taneli, E., Bulut, F., Doğru, A. ve Özener, H. (2018). Slip distribution and source parameters of the 20 July 2017 Bodrum-Kos earthquake (Mw6.6) from GPS observations. *Geodinamica Acta*, 30, 1–14.

Touboul, P., Willemenot, E., Foulon, B. ve Josselin, V. (1999). Accelerometers for CHAMP, GRACE and GOCE space missions: synergy and evolution. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 40(3-4), 321-327.

USGS. (2016). *Earth Explorer*. 30 Haziran 2019, <http://earthexplorer.usgs.gov>.

Uzel, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(4), 439-471.

von Frese, R. R. B., Hinze, W. J. ve Braile, L. W. (1982). Regional North American gravity and magnetic anomaly correlations. *Geophysical Journal International*, 69(3), 745-761.

von Frese, R. R. B., Jones, M. B ve Kim, J. W. (1997a). Spectral correlation of magnetic and gravity anomalies of Ohio. *Geophysics*, 62, 365-380.

von Frese, R. R. B, Jones, M. B. ve Kim, J. W. (1997b). Analysis of anomaly correlations. *Geophysics*, 62, 342-350.

Wang, Y. (1999). *An analysis for the continental heat flow in China*. Doktora Tezi, Jeoloji Enstitüsü, Çin Bilimler Akademisi, Beijing, Çin.

Watts, A. (2001). *Isostasy and flexure of the lithosphere*. Cambridge: Cambridge University Press.

- Westaway, R. (1994). Present day kinematic of the Middle East and eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99, 12071–12090.
- Wienecke, S., Mariani, P. ve Ebbing, J. (2008). LithoFLEX Tutorial.
- Wijns, C., Perez, C. ve Kowalczyk, P. (2005). Theta map: Edge detection in magnetic data, *Geophysics*, 70, L39-L43.
- Yılmaz, Y. ve Karacık, Z. (2001). Geology of the northern side of the gulf of edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14, 31–43.
- Zang, S. X., Liu, Y. G. ve Ning, J. Y. (2002). Thermal structure of lithosphere in North China. *Chinese Journal of Geophysics*, 45(1), 51-62.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M. F., Reid, A. B., Fairhead, J. D. ve Odegard, M. E. (2000). Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*, 65, 512–520.
- Zhdanov, M. S., Ellis, R. ve Mukherjee, S. (2004). Three-dimensional regularized focusing inversion of gravity gradient tensor component data. *Geophysics*, 69, 925–937.
- Zhou, W. (2016). Depth estimation method based on the ratio of gravity and full tensor gradient invariant, *Pure and Applied Geophysics*, 173, 499–508.
- Zuo, B. ve Hu, X. (2015). Edge detection of gravity field using eigenvalue analysis of gravity gradient tensor. *Journal of Applied Geophysics*, 114, 263–270.
- Zuo, B., Kass, M. A., Hu, X. ve Geng, M. (2017). Full-tensor gravity gradient eigenvector analysis for locating complex geological source positions. *Nonlinear Processes in Geophysics, Discuss*, 1-20.