

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GÜLBAHÇE FAYI VE ÇEVRESİNİN
JEODİNAMİK YAPISININ İRDELENMESİ



Barış Can MALALIÇI

Mayıs, 2019

İZMİR

GÜLBAHÇE FAYI VE ÇEVRESİNİN JEODİNAMİK YAPISININ İRDELENMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı



Barış Can MALALIÇI

Mayıs, 2019

İZMİR

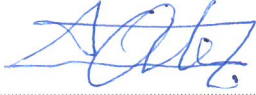
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BARIŞ CAN MALALIÇI, tarafından **PROF.DR. OYA PAMUKÇU** yönetiminde hazırlanan “**GÜLBAHÇE FAYI VE ÇEVRESİNİN JEODİNAMİK YAPISININ İRDELENMESİ**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



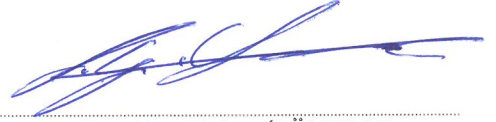
Prof.Dr. Oya PAMUKÇU

Yönetici



Prof.Dr. Abdullah ATEŞ

Jüri Üyesi



Doç.Dr. Tolga GÖNENÇ

Jüri Üyesi



Prof.Dr. Kadriye ERTEKİN

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne yapılan öneriyle kabul edilen 2018.KB.FEN.010 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Çalışma boyunca desteklerini esirgemeyen ve değerli bilgilerini benimle paylaşan danışman hocam Prof.Dr. Oya Pamukçu'ya, bana her konuda yardımcı olan Doç.Dr. Tolga Gönenç, Araş.Gör.Dr. Ayça Çırmık ve Araş.Gör. Fikret Doğru'ya, çalışmayı kendi çalışması gibi sahiplenip yardımlarını esirgemeyen İlkin Özsöz, Metehan Uluğtekin ve Gökhan Torçuk'a, saha çalışmalarında büyük fedakarlık göstererek yanımda olan Öğr.Gör. Zülfikar Erhan, Tunahan Uğur, Ece Ünlü, Okan Turgut, Mehmet Okyay, Hamdi Kus, Reha Acar ve Gamze Kolat'a teşekkür ederim.

Hayatımın her evresinde bana destek olan değerli ailem ve dostlarıma teşekkür eder, saygı ve sevgilerimi sunarım.

Barış Can MALALIÇI

GÜLBAHÇE FAYI VE ÇEVRESİNİN JEODİNAMİK YAPISININ İRDELENMESİ

ÖZ

Dokuz Eylül Üniversitesi 2018.KB.FEN.010 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında gerçekleştirilen bu çalışmada, Gülbahçe fayı ve çevresinin jeodinamik yapısı incelenmiştir. Proje kapsamında gerçekleştirilen saha çalışmalarında, bölgedeki tektonik ve kinematik yapıyı incelemek için gravite ve manyetik ölçümler, dinamik süreci ve buna bağlı olarakta stres-deformasyon ilişkisini incelemek için GPS (Küresel Konum Belirleme Sistemi) ölçümleri yapılmıştır. Elde edilen gravite verilerine trend analizi, tilt açısı ve normalize tam gradyan yöntemleri, manyetik verilere trend analizi ve Euler dekonvolüsyon yöntemi, GPS verilerine ise 2 boyutlu deformasyon analizi uygulanmıştır. Ölçülen gravite anomalilerinden hesaplanan Bouguer gravite değerlerine uygulanan yöntem sonuçlarına göre, Gülbahçe fayı ve çevresinde K-G doğrultusu boyunca düşük genlikli gravite anomalilerin varlığı izlenmektedir. Yapılan manyetik ölçümlerden elde edilen verilerde ise bölgenin genelinde baskın olarak negatif genlikli anomaliler gözlenmektedir. Deformasyon analizi çalışmalarında, bölgenin kuzey tarafında deformasyon daha yüksek değerler vermektedir. Ayrıca uygulanan tüm yöntemlere ait sonuçlar birlikte irdelenmiştir.

Anahtar kelimeler: Deformasyon analizi, gravite, manyetik, GPS, jeodinamik, İzmir, Gülbahçe fayı

EXAMINATION OF GEODYNAMIC STRUCTURE OF GÜLBAHÇE FAULT AND ITS SURROUNDINGS

ABSTRACT

This study, which investigated the geodynamic structure of Gülbahçe fault and its surroundings, was conducted within the scope of Dokuz Eylül University Scientific Research Project No. 2018.KB.FEN.010. In the field study performed, gravity and magnetic measurements to examine the tectonic and kinematic structure in the region, GPS (Global Positioning System) measurements to examine the dynamic process and the stress-deformation relationship from the dynamic process. Using these measured data, tilt angle and normalized full gradient methods were applied to gravity data, Euler deconvolution method was applied to magnetic data and 2 dimensional deformation analysis was applied to GPS data. According to the results of the Bouguer gravity anomalies calculated from the measured gravity values, low amplitude gravity anomalies are observed along the K-G direction in the Gülbahçe fault and its surroundings. In the data obtained from magnetic measurements, anomalies with predominantly negative amplitudes are observed throughout the region. In deformation analysis, deformation on the northern side of the region gives higher values. In addition, the results of all applied methods were examined together.

Keywords: Deformation analysis, gravity, magnetic, GPS, geodynamic, Izmir, Gülbahçe fault

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	ii
ÖZ	iv
ABSTRACT.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	viii
TABLolar LİSTESİ.....	x

BÖLÜM BİR - GİRİŞ.....	1
-------------------------------	----------

BÖLÜM İKİ – ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİK VE JEOLojİK YAPISI ..	9
--	----------

BÖLÜM ÜÇ – YÖNTEMLER.....	13
----------------------------------	-----------

3.1 Doğal Potansiyel Alan Yöntemleri	13
3.1.1 Gravite Yöntemi.....	13
3.1.1.1 Yöntemin Temel Esasları	13
3.1.1.2 Gravite Düzeltmeleri.....	15
3.1.2 Manyetik Yöntem	17
3.1.2.1 Yöntemin Temel Esasları	18
3.1.2.2 Manyetik Düzeltmeler.....	20
3.1.3 Gravite, Manyetik Veri Analiz Yöntemleri	21
3.1.3.1 Trend Analizi	22
3.1.3.2 Euler Dekonvolüsyon Yöntemi.....	23
3.1.3.3 Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi	25
3.1.3.4 Tilt Açısı Yöntemi	26
3.2 Küresel Konum Belirleme Sistemi (GPS) Yöntemi	28
3.2.1 Temel Bilgiler	28
3.2.2 GPS Verilerinden Deformasyon Analizi.....	32
3.2.2.1 İki Boyutlu Deformasyon Analizi.....	34

BÖLÜM DÖRT – SAHA ÇALIŞMALARI VE UYGULAMALAR.....	41
4.1 Saha Çalışmaları.....	41
4.2 Uygulamalar.....	44
4.1.1 Gravite Verilerine Uygulanan Yöntemler.....	45
4.1.1.1 Trend Analizi Uygulaması.....	45
4.1.1.2 Tilt Açısı Uygulaması.....	47
4.1.1.3 Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Uygulaması.....	49
4.1.2 Manyetik Verilere Uygulanan Yöntemler.....	53
4.1.2.1 Euler Dekonvölüsyon Yöntemi Uygulaması.....	53
4.1.3 GPS Verilerine Uygulanan Yöntemler.....	56
4.1.3.1 İki Boyutlu Deformasyon Analizi Uygulaması.....	58
BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR	61
KAYNAKLAR	68

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Euler kutup çözümleri ve iç plaka hareketlerin yorumlanması	5
Şekil 1.2 Farklı sabit bölgeler için hesaplanan istasyon hızları	6
Şekil 2.1 Çalışma alanı ve çevresinin topoğrafya haritası	9
Şekil 2.2 Doğu Akdeniz ve Batı Anadolu'nun ana tektonik elemanları	10
Şekil 2.3 Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası.....	12
Şekil 3.1 Farklı yapı modelleri için yapısal indeksin çakışma kontrolü	25
Şekil 3.2 Tilt açısının geometrik gösterimi	27
Şekil 3.3 GPS'in bölümleri	30
Şekil 3.4 GPS ile konum belirleme tekniği.....	30
Şekil 3.5 Bilimsel Amaçlı yazılımların genel iş akışı	32
Şekil 3.6 X eksenini üzerindeki deformasyon bileşenleri	35
Şekil 3.7 Gerinim elipsi	38
Şekil 3.8 Saf kayma için.....	39
Şekil 3.9 Mühendislik kayması için	39
Şekil 4.1 GPS ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli	41
Şekil 4.2 GPS ölçümlerine ait fotoğraflar	44
Şekil 4.3 Gravite ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli.....	43
Şekil 4.4 Manyetik ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli ...	44
Şekil 4.5 Manyetik ve gravite ölçümlerine ait fotoğraf	44
Şekil 4.6 Çalışma alanına ait tam Bouguer anomali haritası	45
Şekil 4.7 1. derece trend uygulaması	46
Şekil 4.8 Tilt açısı yönteminin uygulandığı alan	47
Şekil 4.9 Tilt açısı yöntemini sonucunda elde edilen 2 boyutlu harita	48
Şekil 4.10 NTG uygulanan A-A' ve B-B' hatlarının konumu	49
Şekil 4.11 A-A' hattı için çeşitli harmoniklerdeki NTG uygulaması sonucunda elde edilen derinlik kesitleri.....	51
Şekil 4.12 B-B' hattı için çeşitli harmoniklerdeki NTG uygulaması sonucunda elde edilen derinlik kesitleri.....	52
Şekil 4.13 Tek kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası.....	53

Şekil 4.14 Dayk (N=1), silindir (N=2) ve küre (N=3) modeli için yapılan Euler dekonvolüsyon çözümleri ve elde edilen 3 boyutlu derinlik kesitleri	55
Şekil 4.15 GPS hızlarının hesaplanmasında kullanılan IGS istasyonları.....	57
Şekil 4.16 Değerlendirmeler sonucunda elde edilen 8 GPS istasyonuna ait hız değerleri.....	57
Şekil 4.17 GeodSuit programı kullanılarak hesaplanan deformasyon ve alansal asal gerilme eksenleri	59
Şekil 4.18 GeodSuit programı kullanılarak hesaplanan dilatasyon (hacimsel değişim) haritası	60
Şekil 5.1 Tilt açısı yönteminin uygulandığı alan ve sonuçları	62
Şekil 5.2 NTG yönteminin uygulandığı hatlar ve bu hatlara ait sonuçlar.....	63
Şekil 5.3 Euler dekonvolüsyon yöntemine ait sonuçlar	65
Şekil 5.4 Yapılan deformasyon analizi sonucu elde edilen asal gerilme eksenleri ve dilatasyon.....	66
Şekil 5.5 Çalışma alanı ve çevresinde gerçekleşen depremlerin son 5 yıllık episantır dağılımları.....	67

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 3.1 Basit modellerin yapısal indeksleri.....	24
--	----



BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Çalışma alanı, İzmir şehir merkezinin batısında bulunan ve merkezi Urla olmak üzere, Çeşme, Güzelbahçe, Seferihisar ve Karaburun ilçelerinin bir bölümünü kapsayan bölgedir. Çalışma alanının içerisinde bulunan bölge karmaşık tektonik yapısı ve yüksek sismik aktivitesi nedeniyle birçok araştırmacının ilgisini çekmiş ve bölgede çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir.

Gülbahçe fayının büyük bir kısmının denizin altından bulunması nedeniyle karada yapılan çalışmaların yanı sıra denizde yapılan çalışmalarda literatürde yer almaktadır. Bu çalışmaları ayrı ayrı inceleyip birlikte yorumlamak bölge hakkında daha ayrıntılı bir bakış açısı sunacağı için ilerleyen kısımda ilk olarak denizde yapılan çalışmalar, devamında ise karada yapılan çalışmalarla ilgili bilgiler verilmiştir.

Pekçetinöz ve diğer. (2007) tarafından Ege Bölgesi'ndeki yüksek jeotermal etkinliğin deniz içerisindeki varlığını araştırmak için Gülbahçe Körfezi'nde yüksek ayrımlı sismik ve sonar çalışmaları, jeokimyasal analizler ve ısı akısı ölçümleri yapılmıştır. Sismik ve yanıl taramalı sonar yöntemleri ile deniz tabanı morfolojisi belirlenmeye çalışılmış ve tespit edilen sıcak su bacalarının sıcaklığını ölçmek için sıcaklık kaydedici cihazlar kullanılmıştır. Çalışmalar sonucunda Gülbahçe Körfezi ve çevresinin jeotermal etkinliğinin yüksek olduğu tespit edilmiş ve Batı Anadolu'daki diğer jeotermal sistemlere benzer şekilde sıcak su yayılımı, büyük faylar ve kırılma zonlarıyla ilişkilendirilmiştir. Karada yapılan çalışmalar derin rezervuar sularının 100°C ve üzerinde olduğunu ortaya koyarken, denizde yapılan sıcaklık ölçümlerinde sıcak su çıkışlarının yaklaşık 35-37°C olduğu bulunmuştur (Pekçetinöz ve diğer., 2007).

Gülbahçe Körfezi'nde Pekçetinöz ve diğer. (2009) tarafından termal aktiviteyi ortaya koymak için yüksek ayrımlı sığ sismik çalışma ve palinolojik (botanik) çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sismik kesitler kara jeolojisi verileri ile

bilikte değerlendirilerek, iki ana birime ayırmış; kendi arasında farklı tabakalaşma gösteren üst katman Kuvaterner yaşlı alüvyonel sediment birim, alt katman ise karstik yapıya sahip kireçtaşlarından oluşan akustik temel olarak yorumlanmıştır. Yine sismik kesitlerde deniz tabanı üzerinde 16 km²'lik bir alanda, yaklaşık 0,4-7,5 metre yüksekliğe ve 1,26-101 metre genişliğe sahip morfolojik yükseklikler tespit edilmiş ve bu yapıların sıcak su varlığını gösteren Cladocora Caespitosa mercan türünün deniz tabanında birikmesiyle oluştuğu düşünülmektedir. Bu mercan türünün üst birimde gözlenmesi bölgede Geç Kuvaterner'den günümüze kadar jeotermal aktivitenin devam ettiğini düşündürmekte ve araştırma kapsamında yürütülen palinolojik çalışmalar da bu bulguları desteklemektedir (Pekçetinöz ve diğer. 2009).

Gürçay (2014) tarafından yapılan çalışmada, çalışma alanının güneyinde bulunan Sığacık Körfezi ve çevresindeki deformasyonların, genel olarak aktif doğrultu atımlı, düşey atımlı ve büyüme faylarının kontrolü altında olduğu görülmektedir. Sığacık Körfezi'ndeki aktif fayların genel olarak KD-GB ve DKD-BGB doğrultusunda, Doğanbey Burnu'ndan sonra ise KD-GB, KB-GD ve DKD-BGB doğrultusunda uzandığı gözlenmiştir (Gürçay, 2014). Sığacık Körfezi'nde bulunan Gülbahçe fayı, Karaburun Yarımadası'nın hemen güneyinden başlayarak KD-GB doğrultusunda uzanmaktadır. Karada elde edilen bulgular ve daha önce denizde gerçekleştirilmiş sismik çalışmalar karşılaştırılarak, Gülbahçe Fay Zonu'nun, Sığacık Körfezi'nin kuzeybatısından itibaren körfezin içinden yaklaşık KDK-GBG doğrultusunda ilerlediği yorumuna varılmıştır (Gürçay, 2014). Gürçay (2014) tarafından yapılan çalışma sonucunda, Gülbahçe fayının uzanımı ve doğrultusunun Emre ve diğer. (2005)'te belirtilen uzanım ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Altan ve Ocakoğlu (2016) tarafından Gülbahçe Körfezi'nde yapılan çalışmada, körfezin dış kısmında yaklaşık 35 m derindeki düz bir deniz tabanı morfolojisi gözlenmiştir. Ocakoğlu ve diğer. (2004) tarafından yapılan çalışmada Karaburun Yarımadası ile Uzun Ada arasında bir havza teşkil eden üst sedimentlerin yaklaşık 255 m kalınlığa sahip olduğu bulunmuştur. Bu havza akustik temelin Uzun Ada'ya doğru yükseldiği yere çökmektedir (Ocakoğlu ve diğer., 2004).

Havza çökelleri ve temel kayaç birimleri kesitlerde, düşey süreksizlikler olarak görünenen faylarla deforme edilmişlerdir. Deniz tabanına kadar veya deniz tabanını kesen bu faylar neredeyse hiç düşey yer değiştirmeye neden olmamışlardır. Bu nedenle, bu fay grubu doğrultu atımlı Gülbahçe Fay Zonu olarak yorumlanmıştır (Altan ve Ocakoğlu, 2016).

Yapılan kara çalışmaları incelenecek olursa:

Pamukçu ve diğer. (2013) tarafından Karaburun Yarımadası'nın tektonik yapısı, kinematik hareketleri ve sisteminin incelenmesi amacıyla yapılan çalışmada, Bouguer gravite haritasındaki düşük genlikli bölgenin olası bir jeotermal havza olabileceği düşünülmüştür. Düşük genlikli Bouguer anomalisine sahip olan bu bölgenin Gülbahçe fayının batı bloğunda yer aldığı ve 3 farklı fay bloğu etkisi altında olduğu sonucuna varılmıştır (Gönenç ve diğer., 2010; Pamukçu ve diğer., 2011).

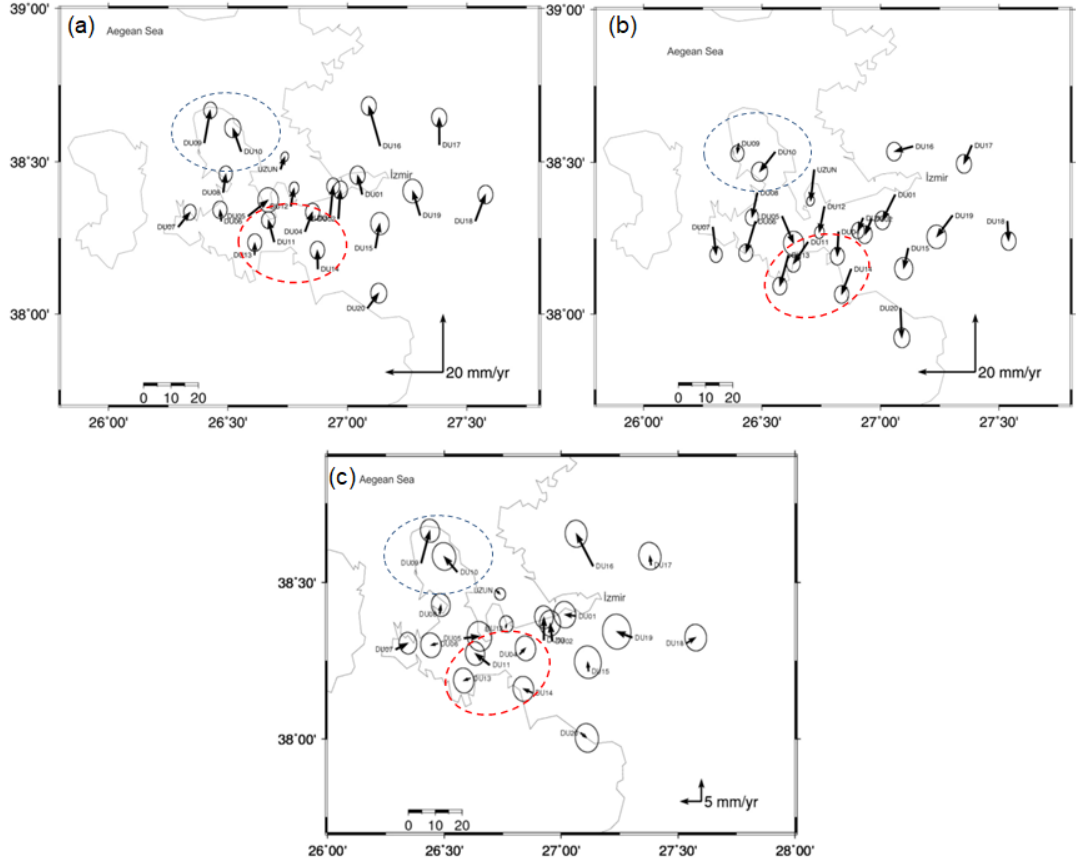
Bölgede yapılan GPS çalışması sonucu Gülbahçe fayının batısında kalan bölgenin (Urla-Barbaros köyü) genelinden farklılık gösterdiği gözlenmiş ve bu noktanın bulunduğu bölgede –özellikle Barbaros mevkiinde- farklı bir hareket mekanizması olduğu çıkarımı yapılmıştır (Pamukçu ve diğer., 2013). Bölgedeki depremler incelenerek; yüksek deprem aktivitesine sahip kısmın, negatif-pozitif Bouguer gravite anomalisi arasında sınır niteliği taşıdığı gözlenmiştir. Bu sınır genel GPS vektörlerinden daha farklı bir yönelme gösteren alana karşılık gelmektedir. Bu sonuçlar çalışma alanındaki farklı hareket mekanizmasına sahip yapıların olduğu görüşünü destekler nitelikte olarak yorumlanmıştır (Pamukçu ve diğer., 2013).

Pamukçu ve diğer. (2014) tarafından Gülbahçe Çiftlik ovasında yapılan çalışmada, uygulanan jeofizik yöntemlerin (Mikrogravite, manyetik, rezistivite ve doğal potansiyel) anomali genliklerinin çalışma alanının kuzeybatısında düşük olduğu gözlemlenmiş ve Gülbahçe fayının batı bloğunda yer alan olası jeotermal sistemin genişlediği ve derinleştiği sonucuna varılmıştır.

Pamukçu ve diğer. (2015) tarafından yapılan çalışmada Batı Anadolu genişleme sistemi içinde yer alan Güney İzmir'in düşey yer değiştirme davranışını ve aktif tektonizmasını incelemek için GPS ve mikrogravite ağ sistemi kullanılmıştır. Sismik aktivitenin yüksek olduğu bir bölgede yer alan DEU11 GPS istasyonu (Urla-Demircili Köyü) ve DEU13 (Urla-Gök Limanı) GPS istasyonu için farklı sonuçlar elde edilmiştir. DEU13'ün düşey hızı diğer istasyonlardan daha düşük olmakla birlikte, gravite değişikliği 3 yıllık gözlem için negatiftir. Bu durumun, bölgedeki yoğunluk/kütle kaybı, çökme, jeotermal etkiler ve sismik boşluklar gibi nedenlerden kaynaklanabileceği düşünülmektedir (Pamukçu ve diğer., 2015). 3 yıl boyunca, DEU11 istasyonunda herhangi bir yerçekimi değişikliği gözlenmemiş; ancak pozitif yönde düşey hız artışı gözlenmiştir. Bu nedenle bölgenin ayrıntılı araştırılması gerektiği önerilmiştir.

Uzelli ve diğer. (2017) tarafından yapılan çalışmayla oluşturulan kavramsal model, jeotermal sistemin Gülbahçe Fay Zonu tarafından kontrol edildiğini göstermektedir. K-G doğrultulu fay segmentleri, bir birikim zonundaki diğer faylarla kesişmekte ve daha büyük ölçekte, tektonik olarak olası bir negatif çiçek yapısı oluşturmaktadır. Bu negatif çiçek yapısı, Gülbahçe Körfezi'nin morfolojisi ve bilinen fay segmentlerinin eğilimi ile tutarlıdır. Gülbahçe alt havzasındaki K-G normal fay düzlemleri ve KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar, ana fay zonundaki sıkışmalı-genişlemeli havza deformasyonunu yansıtmaktadır (Uzelli ve diğer., 2017).

Çırmık ve diğer. (2017a) tarafından İzmir ve çevresinde yapılan çalışmalarda GPS hızları kullanılarak bölgenin kinematik yapısı incelenmiştir. Çalışma alanının ortalama hareketi Avrasya sabit blok çözümlerinde GGB yönünde yaklaşık 25 mm/yıl olarak bulunmuştur. Euler kutup çözümlerine göre çalışma alanı üç hat ve iki bölge ile tanımlanmıştır (Şekil 1.1).



Şekil 1.2 Farklı sabit bölgeler için hesaplanan istasyon hızları (a) Ege Bloğu sabit, (b) Anadolu Bloğu sabit ve (c) Euler kutup çözümleri (Çırmık ve diğer., 2017a’ dan değiştirilerek alınmıştır)

Çırmık ve diğer. (2017b) tarafından yapılan çalışmada, Gülbahçe fayı ve Uzunkuyu intrüzifinin birlikte Coulomb Modelleme yöntemiyle modellenmesiyle, GPS çözümleri ve model parametrelerinin birbiriyle tutarlı olduğu gözlenmiş ve çalışma alanındaki hareketlilikten her iki tektonik yapının da sorumlu olduğu sonucuna varılmıştır. 1 km ile 8 km arasındaki derinliklerde hesaplanan stres değişiminde, Gülbahçe fayı ve Uzunkuyu intrüzifinin, 1 ile 4 km arasındaki derinliklerde çok etkili olduğu ve kombine bir kinematik yapı oluşturduğu düşünülmektedir (Çırmık ve diğer., 2017b). Çalışma kapsamında bölgenin jeodinamik modelinin şematik bir tanımı yapılmış ve bu modelden hareketle Sığacık Körfezi’nde kıtasal daralma (kısalma), Gülbahçe Körfezi’nde ise genişleme (uzama) görüldüğü sonucuna varılmıştır.

Batı Anadolu’da nüfus yoğunluğunun yüksek olduğu illerin başında gelen İzmir ve çevresinde büyük deprem üretme potansiyeline sahip olan 13 diri fay Emre ve

diğer. (2005) tarafından belirtilmiştir. 70 km uzunluğa sahip yaklaşık K-G uzanımlı Gülbahçe fayı bölgedeki önemli faylardan biri olarak gösterilmektedir. Geçmiş çalışmalar incelendiğinde, Sağ doğrultu atımlı Gülbahçe fayının Batı Anadolulunun yaklaşık K20°D yönelimli bir transfer zonuyla (Uzel ve Sözbilir, 2008) güneybatıdaki Helen Yayı'na doğru hareketinin önemli bir elemanı olduğu düşünülmektedir. Bu nedenle söz konusu hareketin niteliklerinin ortaya koyulması için Gülbahçe fayı ve çevresinin jeodinamik yapısının irdelenmesi gerekmektedir.

Jeodinamik, Dünya'nın büyük ölçekli yapısını yöneten dinamik süreçleri açıklayan bir alt bilim dalıdır. Jeodinamik süreçler, kıtaları ve okyanusları, jeolojik bölge ve arazileri, dağ zincirlerini, havzaları ve insanlar için gerekli olan tüm mineral ve hidrokarbon yataklarını yaratmak, yok etmek ve yeniden yaratmak için dünya tarihinin milyarlarca yılı boyunca faaliyet göstermiştir. Bu nedenle, jeodinamik süreçler çok çeşitli süreçleri içermekte, litosferik plakalar veya plaka sınırları ölçeğinde hareket eden süreçleri kapsamaktadır. Jeodinamik, kayaçların kinematiklerinden, tektoniği yöneten fiziksel süreçlerin kavramsal tanımlamasına, yeryüzünün bütünleşik fiziksel yorumlanması için termal ve mekanik tanımların birleşimine kadar geniş bir alana sahiptir. Temel anlamda, jeodinamik süreçler enerjik, kinematik ve dinamik tanımlamalar kullanılarak tarif edilmektedir. Bu üç tanımlama yöntemi kesinlikle ayrılamasa da, her biri bazı karakteristik değişkenler kullanır: enerjik tanımlamalar, ısı veya sıcaklık gibi değişkenleri kullanır ve termal enerjinin dağılımı ile ilgilidir. Kinematik tanımlamalar, hız ve gerilme gibi parametreleri, dinamik tanımlamalar ise stres ve kuvvet gibi değişkenleri kullanmaktadır. Bu üç tanımlamanın her biri, litosferik ölçekte bazı jeodinamik süreçlerin anlaşılmasına katkıda bulunmaktadır (Grasemann ve Stüwe, 2009).

Bu bilgiler ışığında bu çalışma kapsamında, bölgedeki tektonik ve kinematik yapıyı incelemek için gravite ve manyetik ölçümler, dinamik süreci ve buna bağlı olarak stres-deformasyon ilişkisini incelemek için GPS ölçümleri yapılmıştır. Söz konusu ölçümler, geçmiş çalışmalar ve öneriler ışığında oluşturulan 2018.KB.FEN.010 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi (BAP) kapsamında yapılmıştır. Elde edilen gravite ve GPS verileri bölgede 2009-2011 yılları arasında

gerçekleştirilen 108Y285 no'lu Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TUBİTAK) Projesi verileriyle birlikte değerlendirilmiştir.

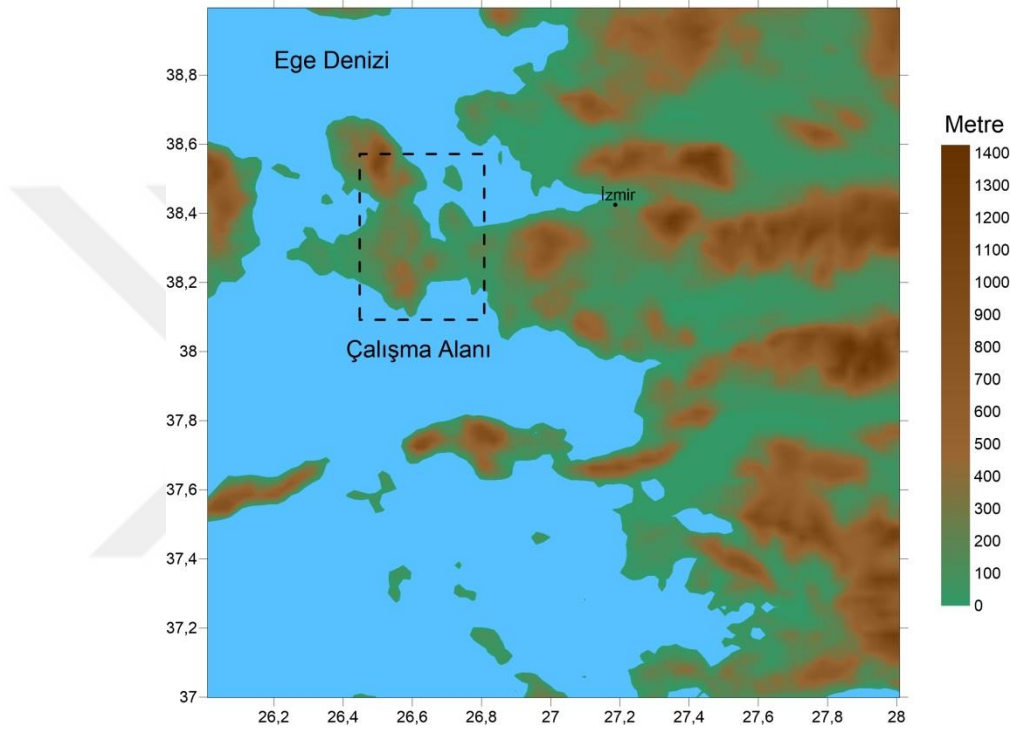
Gravite verilerine uygulanan Normalize Tam Gradyan ve Tilt açısı yöntemleri, ve bölgede ilk kez yapılan manyetik ölçümlerden elde edilen verilere uygulanan Euler Dekonvolüsyon yöntemiyle bölgedeki tektonik elemanların yapısal parametreleri (derinlik ve yapı sınırı) tespit edilmiştir. Bu sonuçlar, GPS verilerinden elde edilen stres-deformasyon analiziyle birlikte irdelenerek bölgedeki dinamik süreç hakkında bilgiler sunulmuştur.



BÖLÜM İKİ

ÇALIŞMA ALANININ TEKTONİK VE JEOLojİK YAPISI

Çalışma alanı İzmir kentinin batısında yer alan, yapısal ve morfolojik olarak Karaburun Yarımadası ile İzmir Körfezi ve Urla havzasını birbirinden ayıran Gülbahçe Fay Zonu ve yakın çevresi olarak belirlenmiştir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 Çalışma alanı ve çevresinin topoğrafya haritası (Topoğrafya verileri <https://topex.ucsd.edu/> 'den alınmıştır)

Çalışma alanının içinde bulunduğu Batı Anadolu ve Ege Denizi, K-G yönlü genişleme gösteren kompleks bir (Şekil 2.2) tektonizmaya sahiptir (Dewey ve Şengör, 1979; Mc Kenzie, 1972). Kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu, güneyde ise Hellen-Kıbrıs Yayı ile sınırlanmış olan Batı Anadolu'da, Pliyosenden bugüne K-G genişleme ile meydana gelen oluşum, tektonik kaçışla ilişkili deformasyona dayandırılmaktadır (Uzel ve Sözbilir, 2008). Bu tektonik kaçış plaka sınırlarında, sağ-yanal (dekstral) Kuzey Anadolu Fay Zonu ve sol-yanal (sinistal) Doğu Anadolu Fay Zonu'nun oluşumuna neden olmuştur (Uzel ve Sözbilir, 2008). GPS çalışmalarına göre (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006; Çırmık ve diğer., 2017a; Doğru ve

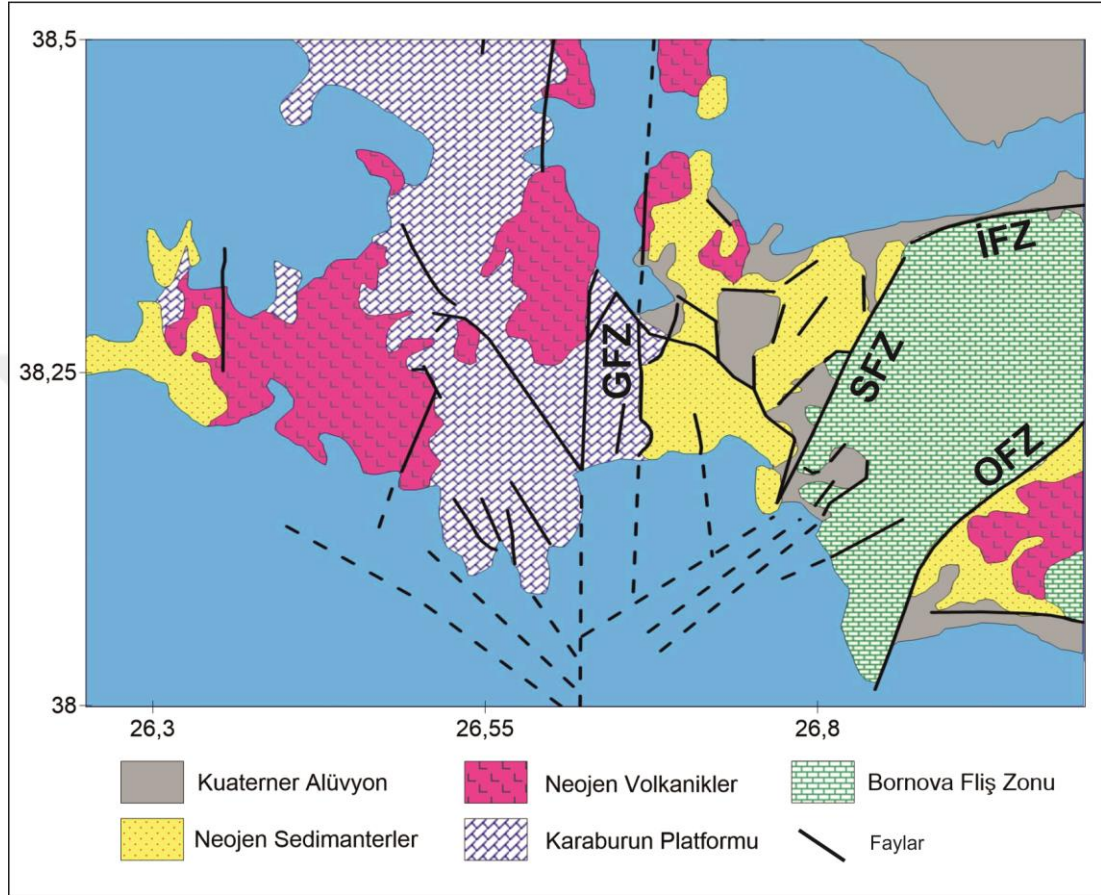
Gülbahçe fayı yapısal ve morfolojik olarak İzmir Körfezi ile Karaburun Yarımadası'nı birbirinden ayıran önemli bir hattır. Gülbahçe fayının iç kesiminin uzunluğu, kuzeyde Gülbahçe Körfezi ve güneyde Sığacık Körfezi boyunca 15 km'dir. K-G yönlü fayın her iki ucu da denizin altında bulunmaktadır. Fayın toplam uzunluğu, denizaltı kısımlarını dikkate alarak yaklaşık 70 km'dir (Emre ve diğer., 2005). Yapılan kara çalışmaları, Gülbahçe fayının Kuvaterner morfolojisini kontrol ettiğini göstermekte; denizaltı çalışmaları ise Kuvaterner yaşındaki fay özellikleri ve etkinliği hakkında daha net veriler sağlamıştır (Aksu ve diğer., 1987; Ocakoğlu ve diğer., 2004). Ancak İzmir Körfezi'nin taban kayacında uzanan Gülbahçe fayının kuzeye doğru sürekliliği ve bu fayın diğer faylarla olan geometrik ilişkisi net olarak yorumlanamamıştır (Emre ve diğer., 2005).

Gülbahçe fayı, İzmir ve çevresi için önemli bir deprem kaynağıdır ancak fayın büyük kısmının deniz altında olması nedeniyle ayrıntılı olarak tanımlanamamıştır. Denizaltı verileri, ters fay segmentinin fayın kuzey kesimi boyunca var olduğunu ve batı bloğunun doğu bloğu üzerine itildiğini ortaya koymaktadır (Ocakoğlu ve diğer., 2005). Kara çalışmalarından bazıları, Karaburun bloğu yüzeyinin batıya doğru eğik olduğuna dikkat çekmiş ve bu gözlem Ocakoğlu ve diğer. (2005) çalışmasıyla önerilen ters fay segmentinin varlığı ile tutarlıdır.

Çalışma alanındaki bir diğer ana tektonik yapı, Tan (2013) tarafından tanımlanan ve yüksek mikro deprem aktivitesine sahip olan bölgedir. İzmir kentinin batısında yer alan bölge Karaburun Sismik Zonu olarak isimlendirilmiştir. Zon, 40 km uzunluğunda ve KB-GD uzanımlı sol yanal doğrultu atımlı bir harekete sahiptir (Tan, 2013).

Bölgedeki jeolojik birimler incelendiğinde (Şekil 2.3), Paleozoik-Mesozoyik yaşlı karbonatların oluşturduğu Karaburun platformu, Neojen yaşlı volkanikler ve sedimanterler, Üst Kretase-Paleosen yaşlı kayalar topluluğunu içeren ve Seferihisar yükselimini oluşturan Bornova filiş zonu ve Kuaterner alüvyon birimler gözlenmektedir (Göktaş, 2016; Sözbilir ve diğer., 2009; Uzel ve diğer., 2012).

Alanda uzanımları farklı birçok fay bulunmakta ve bu fayların Sığacık Körfezi'nin güneyinde birleşerek çiçek yapısı oluşturduğu düşünülmektedir (Sözbilir ve diğer., 2009).



Şekil 2.3 Çalışma alanı ve yakın çevresinin jeoloji haritası [Kısaltmalar; İFZ: İzmir Fay Zonu, SFZ: Seferihisar Fay Zonu, OFZ: Orhanlı Fay Zonu, GFZ: Gülbahçe Fay Zonu. (Göktaş, 2016; Sözbilir ve diğer., 2009; Uzel ve diğer., 2012'den oluşturulmuştur)]

BÖLÜM ÜÇ

YÖNTEMLER

3.1 Doğal Potansiyel Alan Yöntemleri

Doğal potansiyel alan yöntemleri, yeraltının iç yapısından kaynaklanan belitrilerin ölçülmesine dayanmaktadır. Çalışma kapsamında kullanılan gravite ve manyetik yöntemleri, bu sınıfa giren doğal kaynaklı yöntemlerdir. Bu kısımda iki yöntemin temel esaslarından bahsedilecektir.

3.1.1 Gravite Yöntemi

Gravite yöntemi, yer altındaki kayaçlar arasındaki yoğunluk farklılıklarından kaynaklanan yerçekimi alanındaki değişimlerin ölçülmesi esasına dayanmaktadır. Çevresinden farklı yoğunluğa sahip bir kütle, yer altının göreceli homojenliğinden farklı olduğu için gravite anomalisi olarak bilinen yerçekimi alanında yerel bir bozulmaya neden olur. Büyük veya küçük ölçekteki çeşitli jeolojik yapılar, farklılığa neden oldukları ortam hakkında anomalilere neden olur ve bu anomaliler yeryüzünden gravimetreler yardımıyla yapılan ölçümler sonucu gözlenebilir. Gravite anomalilerinin yorumlanması, etken kütlenin muhtemel derinliği ve şekli hakkında bir değerlendirme yapılmasına izin verir. Karada, denizde, havada ve uzayda (Doğru ve diğer., 2018) ölçüm yapılabilmesi yöntemin kapsamını genişletmekte ve bu sayede dünyanın çoğu bölgesinde kullanılabilir (Kearey ve diğer., 2002).

3.1.1.1 Yöntemin Temel Esasları

Gravite yönteminin temeli, Newton'un yerçekimi Yasası'na dayanmaktadır. Aralarındaki r mesafesine göre boyutları küçük olan m_1 ve m_2 kütleli iki cisim arasındaki F çekim kuvveti,

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

ile tanımlanır. Burada G is the Evrensel Çekim Sabiti'dir ($6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$).

Dünya, R yarıçaplı M kütleli homojen bir küre olarak tanımlanırsa; kuvvet, kütle ve yerçekimi ivmesi ($g=GM/R^2$) arasındaki ilişki Eşitlik (3.2)'deki gibi tanımlanır (Kearey ve diğer., 2002).

$$F = \frac{Gm}{R^2} m = mg \quad (3.2)$$

Eşitlik (3.2)'deki denklemde dünya, dönme hareketi olmayan homojen bir küre olarak tanımlandığı için sabit bir yerçekimine sahip olur. Dünya'nın elipsoidal şekli, dönmesi, düzensiz yüzeyi ve iç kütle dağılımı, yerçekiminin yüzeyde değişmesine neden olur. Bu nedenle gravite alanı yani gravite potansiyeli U , Eşitlik (3.3)'teki gibi tanımlanır (Kearey ve diğer., 2002).

$$U = \frac{GM}{R} \quad (3.3)$$

Yerçekimi ivmesi, hem büyüklük hem de yöne (dikey olarak aşağı) sahip olan bir vektörü verirken, gravite potansiyeli U , yalnızca büyüklüğe sahip bir skalerdir. Herhangi bir yöndeki birinci türevi, bu doğrultudaki gravite bileşenini verir. Sonuç olarak, potansiyel alan yaklaşımı, hesaplama esnekliği sağlar ve gravite potansiyelinin sabit olduğu eş potansiyel yüzeyler tanımlanabilir (Kearey ve diğer., 2002).

Dünya yüzeyindeki ortalama yerçekimi değeri yaklaşık olarak $9,8 \text{ ms}^{-2}$ 'dir. Yeraltındaki yoğunluk değişimlerinin neden olduğu yerçekimi değişimleri $100 \mu\text{ms}^{-2}$ 'dir. Saniyedeki mikrometrenin birimi olan gu , yerçekimi birimi olarak adlandırılır. Arazide yapılan gravite araştırmalarında, normal yerçekimsel alanın yaklaşık yüz milyonda birine karşılık gelen $\pm 0,1gu$ hassasiyetine kolayca ulaşılabilir. C.g.s. birim sisteminde gravite birimi, $10gu$ 'ya eşdeğer miligaldir ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cms}^{-2}$) (Kearey ve diğer., 2002).

3.1.1.2 Gravite Düzeltmeleri

Gravite araştırmalarının sonuçları yorumlanmadan önce, Dünya'nın yerçekimi alanındaki ve çalışma alanındaki kayaçların yoğunluk farklılıklarından kaynaklanmayan tüm değişimlerin düzeltilmesi gerekir. Bu işlem gravite düzeltilmeleri (LaFehr, 1991) olarak bilinir. Düzeltmeler yapılırken, deniz seviyesi genellikle jeoide göre en uygun veri seviyesidir (Kearey ve diğer., 2002). Çalışma amacına ve alanına göre farklı düzeltme teknikleri bulunmakla beraber; genel anlamda sırasıyla drift (kayma), enlem, yükseklik (serbest hava ve Bouguer) ve topoğrafya düzeltilmeleri yapılır.

Hassas ölçüm cihazları olan gravimetrelerden kaynaklanan hataların giderilmesi için yapılan drift için düzeltilmesi, gün boyunca baz istasyonunda tekrarlanan okumalara dayanır. Cihaz okumaları zamana bağlı çizilir ve driftin ardışık baz okumaları arasında doğrusal olduğu varsayılır. Zamana bağlı sapma değerleri okuma değerlerinden çıkartılarak düzeltme yapılır. Drift düzeltilmesinden sonra, ölçüm noktası ile taban kayaç arasındaki gravite farkı, cihaz okumasındaki farkın gravimetre kalibrasyon faktörü ile çarpılmasıyla bulunabilir. Bu farkı kullanılarak gözlem noktasındaki mutlak gravite, tabandaki bilinen gravite değerinden hesaplanabilir (Kearey ve diğer., 2002).

Enlem düzeltilmeleri genellikle Uluslararası Gravite Formülü'nden hesaplanan normal gravite değerinin, gözlenen veya mutlak gravite değerinden çıkarılmasıyla yapılır. Mutlak referans sistemine bağlı olmayan çalışmalar için, rasgele bir baz seçilerek ve Eşitlik (3.4)'teki formül kullanılarak teorik yerel enlem düzeltilmeleri yapılabilir (Milsom, 2003). Bu düzeltme dünyanın şeklinden ve dönme hareketinden kaynaklanan değişimi gidermek için yapılır. Küçük alan çalışmalarında en yakın enleme indirgeme işlemi yapılır ve indirgeme enlemi ölçüm alanının güneyindeyse bulunan düzeltme değeri çıkarılarak, kuzeyinde ise eklenerek düzeltme uygulanır (Akçığ ve Pınar, 2000). Formüldeki ϕ , derece cinsinden indirgeme enlemini temsil etmektedir.

$$K = 0,8122 \cdot \sin 2\phi \quad mgal/km \quad (3.4)$$

Enlem düzeltmesiyle yapıldıktan sonra dünyanın şekilsel ve hareketsetel etkileri giderilmiş olur. Bu durumda kalan etkiler, gravite ölçüm noktasının deniz seviyesi referans yüzeyinin üzerindeki yüksekliğine bağlı olmaktadır. Yükseklikteki artış, dünyanın kütle merkezinden uzaklaşmayı ifade eder ve gravite değeri azalma gösterir. Bu etki serbest hava etkisi olarak tanımlanır ve düzeltme işlemi Eşitlik (3.5) kullanılarak yapılır. Yükseklik düzeltmesinin ilk ayağı olan serbest hava düzeltmesin yapılmasıyla etki giderilir ancak bu düzeltme ölçüm noktası ile deniz seviyesi arasında bir kütle olmadığını varsayar. Enlem ve serbest hava düzeltmeleri uygulandıktan sonra elde edilen anonali serbest hava anomalisi olarak adlandırılır (Akçığ ve Pınar, 2000; Milsom, 2003).

$$g = -0,3086 h \quad mgal / m \quad (3.5)$$

Topoğrafik kütleler düzensiz olarak dağıldığı için etkilerinin kesin olarak hesaplanması zordur bu nedenle bazı yaklaşımları yapılır. En basit yaklaşım, topoğrafyanın belirli bir kalınlıkta ve sabit bir yoğunluğa sahip bir plaka ile temsil edilmesidir. Bu plaka Bouguer plakası olarak isinlendirilir ve $2\pi\rho Gh$ 'ye eşit bir gravite alanı üretir, burada h plaka kalınlığı ρ yoğunluktur. Bouguer plakasının yaratmış olduğu etki çıkartılarak düzeltme yapılmış olur. Daha basit bir tanımla bouguer düzeltmesi, serbest hava düzeltmesiyle elde edilen ve yüksekliğe bağlı etkinin giderilmesinde tamamlayıcı bir düzeltmedir. Bu düzeltme ile deniz seviyesi ve ölçüm noktası arasında yer alan kütlelerin yaratmış olduğu çekim etkisi çıkarılmış olur (Akçığ ve Pınar, 2000; Milsom, 2003). Bouguer düzeltmesi Eşitlik (3.6) kullanılarak yapılır.

$$\Delta g = 0,04191 \rho h \quad mgal / m \quad (3.6)$$

Bouguer düzeltmesiyle birlikte yükseklikten kaynaklanan etkiler giderilse bile, topoğrafyanın hızlı değişim gösterdiği alanlarda daha detaylı topoğrafik düzeltmeler yapılmalıdır. Bu düzeltme topoğrafya düzeltmesi olarak isimlendirilir. Bouguer

düzeltilmesini yapmadan önce referans yüzeyinin üstündeki tüm topografyayı bir seferde düzeltmek mümkün olsa da, Bouguer anomalisini hesaplamak ve Bouguer plakasından sapmalar için düzeltmek daha kullanışlıdır. Topoğrafya düzeltilmesi yapılırken, topoğrafya haritası üzerinde gravite ölçüm noktasına saydam bir Hammer grafiği ortalınır ve her bir bölme için arazinin ortalama yüksekliği ile istasyonun yüksekliği arasındaki fark tahmin edilir. İlgili düzeltmeler daha sonra tablolardan elde edilir. Günümüzde bu uygulamalar bilgisayar ortamında dijital arazi modelleri (DTM) kullanılarak daha hızlı ve daha doğru bir şekilde gerçekleştirilmektedir. Basit Bouguer değerlerine düzeltme değerleri eklenerek yapılan topoğrafya düzeltmesiyle, Tam Bouguer Anomalisi elde edilir (Milsom, 2003).

Tam Bouguer anomalisi elde edilirken ilk yapılması gereken işlem baz düzeltmesidir. Bu aşamadan sonra elde edilen verilere sırasıyla enlem, serbest hava, Bouguer ve topoğrafya düzeltmeleri yapılır. Düzeltmeler, baz düzeltmesi yapılmış değerlere eklenerek yapılır ancak buradaki en önemli konu enlem ve Bouguer düzeltmesinin ters işaretli (eksi) olduğunun unutulmamasıdır.

3.1.2 Manyetik Yöntem

Manyetik araştırmanın amacı, yeraltındaki jeolojiyi kayaçların manyetik özelliklerinden kaynaklanan anomalilere dayanarak incelemektir. Çoğu kayaç türü manyetik mineral içermezken, bazı kayaç türleri önemli manyetik anomaliler üretmek için yeterli manyetik mineraller içermektedir. Benzer şekilde, insan yapımı demir nesneler de manyetik anomaliler oluşturur. Bu nedenle manyetik yöntem, bölgesel jeolojik yapıyı araştırmak için yapılan araştırmalar dışında, küçük ölçekli mühendislik yapılarının ve arkeolojik alanlardaki gömülü metalik nesnelerin tespitinde de kullanılmaktadır. Karada, denizde, havada ve uzayda (Pamukçu ve Özsöz, 2018) uygulanabilen yöntem yaygın olarak kullanılmaktadır. Özellikle havadan yapılan araştırmaların çalışma hızı, manyetik mineraller içeren cevher yatağı türlerinin aranmasında yöntemi çok çekici kılmaktadır (Kearey ve diğer., 2002).

3.1.2.1 Yöntemin Temel Esasları

Gravite gibi doğal potansiyel alan yöntemlerinden birisi olan manyetik yöntem yerin manyetik alanındaki değişimlerin incelenmesi esasına dayanır. Yeraltındaki bir yapının veya ortamın manyetik duyarlılığı ve manyetik geçirgenliğinin değişimi manyetik alanın değişimine neden olur. Manyetik ölçümlerle tespit edilen bu değişim yeraltındaki yapı ve özellikleriyle ilgili bilgiler sunar. Manyetik yöntemde yer manyetik alanının toplam bileşeni ölçülebildiği gibi yatay, düşey bileşenler ve sapma, dalım açıları da ölçülebilir.

Bir çubuk mıknatıs çevresinde, mıknatısın bir ucundan diğerine geçen bir manyetik akış gelişir. Mıknatıs içindeki akışın birleştiği noktalar, mıknatısın kutupları olarak bilinir. Mıknatısın, Dünya'nın kuzey kutbunun yönünü gösterme eğiliminde olan kutubu, pozitif kutbu olarak adlandırılır ve bu, mıknatısın karşı ucundaki aynı güçte bir negatif kutup (güney kutup) ile dengelenir. Aralarındaki mesafe r olan iki manyetik kutup m_1 ve m_2 oluşan F kuvveti Eşitlik (3.7)'deki gibi ifade edilir (Kearey ve diğer., 2002).

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad (3.7)$$

Burada μ_0 ve μ_R , çekimin manyetik geçirgenliğine ve kutupları ayıran ortamın göreceli manyetik geçirgenliğine karşılık gelen sabitlerdir. Kutuplar farklı işaretli ise çekim aynı işaretli ise itici kuvvet oluşur (Kearey ve diğer., 2002).

Manyetik alan B , m kutbuna bağlı olarak, birim pozitif kutup üzerine uygulanan kuvvet olarak Eşitlik (3.8)'deki gibi tanımlanır (Kearey ve diğer., 2002).

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad (3.8)$$

Manyetik alan, gravite alanına benzer şekilde manyetik potansiyeller açısından tanımlanabilir. Tek kutup (m) için, kutuptan r uzaklıktaki manyetik potansiyel V ,

Eşitlik (3.9)'daki gibi tanımlanır. Herhangi bir yöndeki manyetik alan bileşeni daha sonra bu yöndeki potansiyelin kısmi türevi ile verilir (Kearey ve diğer., 2002).

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r} \quad (3.9)$$

Manyetik kaynak dipoldur, ancak bir dipol çizgisi baştan sona bir çizginin karşıt uçlarında izole edilen pozitif ve negatif kutuplarla aynı etkiyi yarattır. Manyetik alana yerleştirilmiş bir dipol dönme eğilimindedir ve bu nedenle manyetik moment oluşur. Tek kutup (m) için, kutuptan l uzaklıktaki manyetik moment M, Eşitlik (3.10)'da verilmiştir (Milsom, 2003; Kearey ve diğer., 2002).

$$M = ml \quad (3.10)$$

Bir cisim manyetik alana yerleştirildiğinde, cisim alandan çıkarıldığında kaybolan alan yönünde bir mıknatıslanma elde edebilir. Bu olay, indüklenmiş mıknatıslanma veya manyetik polarizasyon olarak adlandırılır ve cisim içindeki temel dipollerin alanın yönünde hizalanmasından kaynaklanır. Bu hizalamanın bir sonucu olarak, cisim, dipollerin uçlarına karşılık gelen yüzey üzerinde dağılan manyetik kutuplara sahip olur. Bir cismin indüklenen mıknatıslanma şiddeti J_i , malzemenin birim hacmi başına dipol momenti olarak Eşitlik (3.11)'deki gibi tanımlanır (burada; L, cismin uzunluğu; A, cismin kesit alanıdır) (Kearey ve diğer., 2002).

$$J_i = \frac{M}{LA} \quad (3.11)$$

İndüklenmiş mıknatıslanma şiddeti, mıknatıslanma kuvveti (H) alan ile orantılıdır ve Eşitlik (3.12)'de verilmiştir. Burada k, cismin manyetik duyarlılığıdır ve duyarlılık SI sisteminde boyutsuzdur (Kearey ve diğer., 2002).

$$J_i = kH \quad (3.12)$$

Manyetik alan şiddeti (B) ve mıknatıslama kuvveti (H), arasındaki ilişki Eşitlik (3.13)'te verilmiştir. Burada μ_0 , manyetik geçirgenliktir (Kearey ve diğer., 2002).

$$B = \mu_0 H \quad (3.13)$$

3.1.2.2 Manyetik Düzeltmeler

Manyetik ölçümler manyetik alan yaratan demir, elektrik akımı vb. yapılara karşı duyarlı olduğundan, ölçüm noktasının demiryolları, otomobil demir parmaklık, yüksek gerilim hatları ve otoyollardan uzak olması gerekmektedir. Ayrıca ölçü alan kişilerin üzerinde manyetik alan yaratacak malzeme bulunmamalıdır (Akçığ ve Pınar, 2000). Bu nedenle manyetik ölçümler gerçekleştirilirken bozucu etkilere dikkat etmek ilk aşama olarak nitelendirilebilir.

Manyetik düzeltmeler yapılırken yer altının manyetik etkilerinden kaynaklananlar dışındaki tüm etkilerin ölçümlerden çıkarılmasını içerir. Manyetik değişimler dış ve iç kaynaklı olarak gruplanabilir. İç kaynaklı değişimleri dünyanın iç yapısı kaynaklı değişimler oluştururken, dış kaynaklı değişimleri günlük değişimler oluşturmaktadır (Akçığ ve Pınar, 2000).

Günlük değişiminin etkileri birkaç yolla giderilebilir. Karada, manyetometrenin gün boyunca belirli aralıklarla sabit bir baz istasyonda ölçüm alınır. Baz okumalarda gözlenen farklar, zamana göre gün boyunca ölçüm yapılan okumalar arasında dağıtılır. Çalışmanın bölgesel ölçüde olduğu durumlarda, bir manyetik gözlemevinin kayıtları kullanılabilir. Bu gözlemevleri, tüm jeomanyetik elementlerdeki değişiklikleri sürekli olarak kaydeder. Bununla birlikte, günlük değişimleri yerden yere oldukça belirgin bir şekilde farklılık gösterir ve bu nedenle kullanılan gözlemevi çalışma alanından yaklaşık 100 km'den daha fazla olmamalıdır. Ayrıca sürekli olarak kaydedilen günlük değişimler dikkatli bir şekilde incelenmelidir. Manyetik bir fırtınanın neden olduğu büyük, yüksek frekanslı değişimler görülürse, ölçümler tekrarlanmalıdır (Kearey ve diğer., 2002).

Jeomanyetik alanın düşey gradyanı kutuplarda $0,03 \text{ nTm}^{-1}$ ve ekvatorda $-0,015 \text{ nTm}^{-1}$ 'dir, bu nedenle bir yükseklik düzeltmesi genellikle uygulanmaz. Topografyanın etkisi, manyetik araştırmalarda önemli olabilir, ancak topoğraf

içeriklerin manyetik özelliklerine bağlı olduğu için tamamen öngörülebilir değildir. Bu nedenle, manyetik yüzey araştırmasında arazi düzeltmeleri nadiren yapılır. Günlük ve jeomanyetik düzeltmeler yapıldıktan sonra, kalan tüm manyetik alan değişimleri, yalnızca yeraltının manyetik değişikliklerden kaynaklanmalı ve manyetik anomaliler olarak adlandırılmalıdır (Kearey ve diğer., 2002).

3.1.3 Gravite, Manyetik Veri Analiz Yöntemleri

Jeofizikte saha çalışmalarından elde edilen verilere yönteme göre çeşitli düzeltmeler uygulanır. Bu düzeltmelerle elde edilen veriler yorumlamada çoğu zaman doğrudan kullanılamaz ve bazı veri işlem tekniklerine ihtiyaç duyulur. Doğal kaynaklı yöntemler kullanılarak elde edilen doğal potansiyel alan verileri, rejyonel (bölgesel) ve rezidüel (yerel) etkileri içerir. Güvenilir bir yorumlama yapılabilmesi için, çalışma amacına göre bu etkilerin yok edilmesi gereklidir. Rejyonel ve rezidüel etkileri birbirinden ayırmak için oluşturulmuş çeşitli veri işlem teknikleri mevcuttur. Bu çalışma kapsamında trend analizi yöntemi tercih edilmiştir.

Veri işlemin farklı bir aşaması olan sınır analiz yöntemleri, son yıllarda ilgi odağı haline gelmiş ve sürekli bir gelişim göstererek başarılı sonuçlar ortaya koymaktadır. Gravite ve manyetik yöntemlerde anomaliye neden olan kütlenin sınırlarının ve yapı derinliğinin tespitinde analitik sinyal, yatay türev, birinci ve ikinci düşey türevler, Euler dekonvolüsyon, Normalize Tam Gradyent (NTG), tilt açısı gibi birçok yöntem bulunmaktadır. Veri setine ve çalışma amacına bağlı olarak farklı yöntemler tercih edilmekte, bu sayede yeraltı modellerinin daha ayrıntılı irdelenmesi yapılabilmektedir. Yapılan çalışma kapsamında, gravite veri setine Normalize Tam Gradyent (NTG) ve tilt açısı yöntemleri, manyetik verilere ise Euler dekonvolüsyon yöntemi uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar irdelenerek anomali kaynaklarını oluşturan yapıların sınır ve derinlikleri tespit edilmeye çalışılmıştır.

3.1.3.1 Trend Analizi

Trend analizi, rejyonel (bölgesel) ve rezidüel (yerel) anomalileri ayırmak amacıyla verilerden uygun matematiksel yüzeyin (fonksiyonun) çıkarılması işlemidir. Söz konusu matematiksel yüzey rejyonel etkiyi bu yüzeyden sapmalar ise kalıntı olarak isimlendirirler rezidüel etkiyi ortaya koyar. Trend analizi bir başka deyişle polinomlara yaklaştırma yapılırken, rezidüel değerlerin rastgele dağılım gösterdiği (ortak varyans=0) ve tüm verilerin rezidüel toplamının sıfır olduğu varsayılır (Akçığ ve Pınar, 2000).

Eşitlik (3.14)'de verilen, gözlenen değerlerle hesaplanacak trend arasındaki farkların karelerinin toplamının en küçük olması işlemi yöntemin temel esasıdır. Bu yaklaşım ile çıkarılacak fonksiyonu (trendi) belirlerleyen polinom katsayıları belirlenir (Akçığ ve Pınar, 2000).

$$\sum_{i=1}^n R_i^2 = \sum_{i=1}^n (G_i - T_i)^2 = \text{en küçük} \quad (3.14)$$

Burada, G_i gözlem değerleri, T_i trend değerleri, R_i rezidüel (kalıntı) değerleridir. Trend analizi, Eşitlik (3.15)'de verilen normal polinomlardan ve Eşitlik (3.16)'te verilen ortogonal polinomlardan yararlanarak yapılabilir. Potansiyel alan verileri üzerinde yapılan trend analizi uygulamasında normal polinomların kullanılması daha uzun zaman alır bu nedenle genellikle ortogonal polinomlar tercih edilmektedir (Akçığ ve Pınar, 2000).

$$T(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}x + \dots + A_{pq}x^p y^q \quad (3.15)$$

$$T(x, y) = E_{00} + E_{10}P_{10}(x, y) + \dots + E_{pq}P_{pq}(x, y) \quad (3.16)$$

En küçük kareler yöntemi, serbest değişkene alınan türevle oluşturulan normal denklemlerin çözümüyle katsayılar bulunur. Bu işlem için kullanılan matris sistemi Eşitlik (3.17)'de verilmiştir. İstenilen trend derecesi, kurulan denklem sistemi ile hesaplanabilir.

$$\begin{bmatrix} n & \sum x_i \\ \sum x_i & \sum x_i^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} A_0 \\ A_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum G_i \\ \sum x_i G_i \end{bmatrix} \quad (3.17)$$

3.1.3.2 Euler Dekonvolüsyon Yöntemi

Thompson (1982), manyetik verilere Euler eşitliği uygulayarak potansiyel alan verileriyle yapılan derinlik analizlerinde Euler Dekonvolüsyon yöntemini uygulamıştır. Temel anlamda Euler'in homojen denklemine dayanan yöntem, yapısal indeks kavramını da ortaya çıkarmıştır. Keeting (1998) tarafından yapı şekline bağlı bir fonksiyonla tanımlanan yapısal indeks, ölçüm noktalarının uzaklıklarıyla orantılı Euler eşitliğinin ağırlıklandırılmasıyla hatalı ölçümlerin yok edilebileceğini ortaya koymuştur. Yapısal indeks değerlerinin doğruluğunun kontrol edilmesi için ise Barbosa ve diğer., (1999) tarafından yapılan çalışma önemli katkılar sunmaktadır.

x_o , y_o ve z_o noktasında yerleşmiş noktasal kaynağın gravite fonksiyonu için Euler denklemi Eşitlik (3.18)'deki gibi yazılabilir. Burada, ΔT ve N yapısal indeks olarak ifade edilmektedir (Thompson, 1982).

$$(x - x_o) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_o) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_o \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (3.18)$$

Eşitlik (3.18) üç boyutlu Euler eşitliği olarak bilinir ve harita düzleminde verilerin değerlendirilmesinde kullanılır. Yapının x yönündeki genişliği y yönündeki genişliğinden büyükse üç boyutlu Euler eşitliği yerine Eşitlik (3.18)'de verilen iki boyutlu Euler eşitliğine dönüşür. Bu sayede hat boyunca yapılan verilerin değerlendirilmesine olanak sağlanır (Thompson, 1982).

$$x_o \frac{\partial T}{\partial x} + z_o \frac{\partial T}{\partial z} = x \frac{\partial T}{\partial x} + N \Delta T(x) \quad (3.19)$$

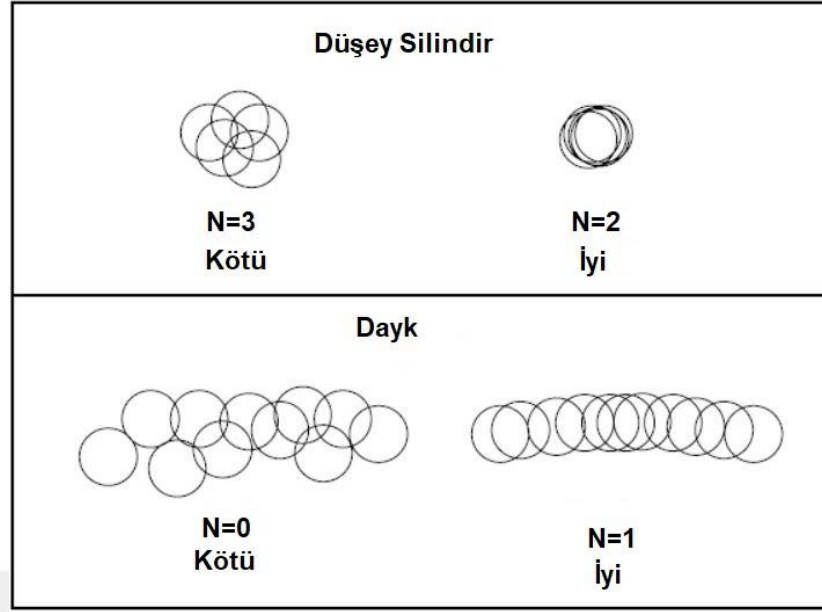
Eşitlik (3.19)'daki türev değerleri gravite ve manyetik verilerinden hesaplanabilirken; x_o , z_o ve N denklemin bilinmeyenlerini oluşturur. Burada, x_o

ve z_0 kaynağın ölçüm hattı boyunca lokasyonu ve derinliğini tanımlayan parametreler; N ise, 0 ile 3 arasında değiştiği kabul edilen ve yapı türüne göre anomali azalma oranını ifade eden yapısal indeks değeridir. Söz konusu bilinmeyen parametreler çeşitli denklem sistemlerinin çözülmesi sonucunda elde edilir. Bazı basit geometrik şekillerdeki yapılar için belirlenen yapısal indeks değerleri Tablo 3.1’de verilmiştir (Reid ve diğer., 1990; Thompson, 1982).

Tablo 3.1 Basit modellerin yapısal indeksleri (Reid ve diğer., 1990)

Yapısal İndeks (N)	Manyetik Model	Gravite Modeli
0	Kontakt	Dayk
0,5	İnce Tabaka veya basamak	Bant
1,0	Dayk	Silindir
2,0	Silindir	Küre
3,0	Küre	

Euler dekonvolüsyon yönteminin, yorumlanmasında kullanılan kıstaslar Şekil 3.1’de verilmiştir. Şekil farklı yapı modelleri için yapısal indeksin çakışma kontrolünün nasıl sağlanacağını göstermektedir. Sağdaki çözümler manyetik silindir benzeri bir yapı (üstte) ve bir daykta (altta) doğru yapısal indeksi temsil eder. Çok düşük bir indeksin çok sığ olan derinlikleri sağladığı gösterilebilir; çok yüksek olanı, çok derin olan tahminler verir. Ancak indeks doğru olsa bile, derinlik tahminlerinin yüksek indeks kaynağı için düşük seviyeden daha kesin olduğu açıktır (Reid ve diğer., 1990).



Şekil 3.1 Farklı yapı modelleri için yapısal indekisin çakışma kontrolü (Reid ve diğer., 1990'dan değiştirilerek alınmıştır)

Euler Dekonvolüsyon Yöntemi kullanılarak yapılan bazı çalışmalar (Barbosa ve diğer., 1999; Keeting, 1998; Keating ve Pilkington, 2004; Oruç ve Selim 2011; Özyalın, 2003; Pamukçu ve diğer., 2007; Reid ve diğer., 1990; Thompson, 1982) yöntemin sunduğu başarılı sonuçları ortaya koymakta; gravite ve manyetik veri setleri kullanılarak elde edilen yapısal parametrelerle (derinlik, yapı sınırı gibi) ilgili önemli bilgiler sunmaktadır. Bu durum gravite ve manyetik yöntemlerin daha ayrıntılı ve güvenilir sonuçlar sağlamasına yardımcı olmaktadır.

3.1.3.3 Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Yöntemi

Normaliz edilmiş Tam Gradyan Yöntemi (NTG), en temel anlamda potansiyel alan verilerinin normalleştirilmiş tam gradyan (yatay ve düşey türevlerin karelerinin toplamının karekökü) değerlerinin aşağı analitik uzanımına dayanmaktadır (Aydın, 2005; Berezkin 1973; Dondurur, 2005; Oruç, 2012). NTG yöntemi, Nabighian (1972, 1974) tarafından ortaya atılmış ve sonrasında birçok çalışmacı (Aydın, 1997, 2005; Berezkin, 1973, 1988; Berezkin ve diğer., 1978; Dondurur 2005; Molovichko ve diğer., 1989; Mudretsova ve diğer., 1979; Oruç, 2012; Özyalın, 2003; Pamukçu ve Akçığ, 2011) tarafından kullanılarak başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

Potansiyel teori gereğince, potansiyel alan verileri, kütlenin içinde Poisson denklemini sağlar ve kütle yakınlarında analitiklik özelliğini kaybeder. Bu durum kütle içi ve kenarlarındaki tekil noktaların bulunmasıyla anomali kaynağının derinliği ve geometrisi hakkında bilgi verir. Rejyonel (bölgesel) ve rezidüel (yerel) anomalileri birbirinden ayırma yöntemi olan aşağı analitik uzanım, kaynağın üst yüzeyine kadar veriye uygulanabilir. Bu noktadan sonra tekil noktaya rastlanır ve analiz karışık salınımlar içerir (Pamukçu, 2004). Berezkin (1973) tarafından tanımlan tam gradyan fonksiyonuyla, türevler anomalinin kendisine değil NTG operatörünün hesabında kullanılmıştır. Türevlerin tam gradyan içindeki kombinasyonu salınımları azalttığı için salınımlar büyük ölçüde yok olur (Berezkin, 1988; Aydın, 1997; Oruç, 2012). Eşitlik (3.20)'de verilen NTG operatörü $G(x, z)$, yöntemin temel konseptini oluşturur ve iki boyutta tanımlanmıştır (Berezkin, 1973).

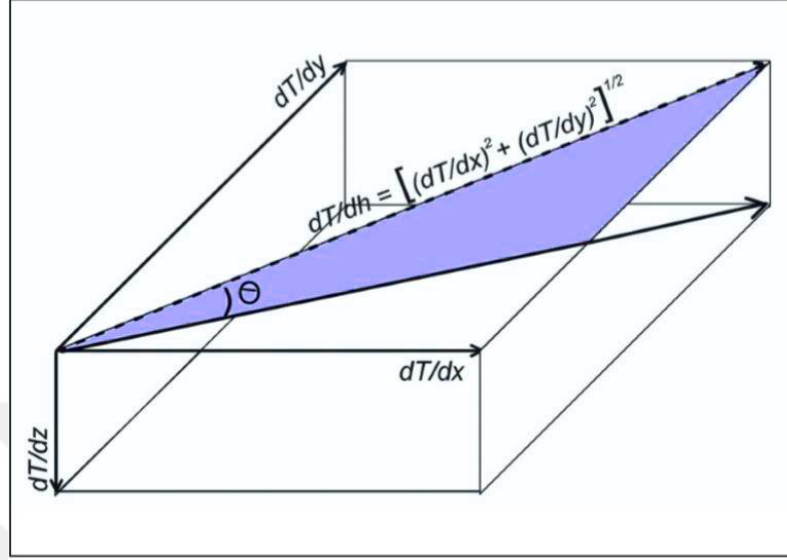
$$G(x, y) = \frac{\sqrt{\left[\left(\frac{\partial W(x,z)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial W(x,z)}{\partial z}\right)^2\right]^v}}{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[\left(\frac{\partial W(x,z)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial W(x,z)}{\partial z}\right)^2\right]^v} \quad (3.20)$$

Burada, M gözlem sayısı; $W(x, z)$ x eksenini boyunca jeofiziksel alanı tanımlayan fonksiyon; $\frac{\partial W}{\partial x}$ ve $\frac{\partial W}{\partial z}$, $W(x, z)$ fonksiyonunun x ve z 'ye göre türevleri; v , NTG operatörünün derecesidir ve NTG bölümünün tepe genlik değerini ve tepe anomali genişliğini kontrol eder (Berezkin, 1988; Dondurur, 2005).

3.1.3.4 Tilt Açısı Yöntemi

Potansiyel alan yöntemlerinde anomali kaynağı olan yapının sınırları ve derinliği hakkında bilgi veren tilt açısı yöntemi, Miller ve Singh (1994) tarafından önerilmiştir. Daha sonra Verduzco ve diğer. (2004) tarafından geliştirilen yöntem günümüzde yaygın olarak kullanılmaktadır (Akın ve diğer., 2011; Arısoy ve Dikmen, 2011; Arısoy, 2012; Doğru ve diğer., 2017; Oruç, 2011; Salem ve diğer., 2007). Şekil 3.2'de geometrik gösterimi verilen tilt açısı (θ), potansiyel alanın düşey ve yatay türevlerinin oranlanmasıyla elde edilir (Miller ve Singh, 1994; Verduzco ve

diğer., 2004). Tilt açısı Eşitlik (3.21)'de, toplam yatay bileşen ise Eşitlik (3.22)'de verilmiştir.



Şekil 3.2 Tilt açısının geometrik gösterimi (Akın ve diğer., 2011'den değiştirilerek alınmıştır)

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)}{\left(\frac{\partial T}{\partial h} \right)} \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial T}{\partial h} = \left(\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.22)$$

Burada, T potansiyel alanı, $\frac{\partial T}{\partial h}$ yatay türevlerin toplamını, $\frac{\partial T}{\partial x}$ x yönündeki, $\frac{\partial T}{\partial y}$ y yönündeki, $\frac{\partial T}{\partial z}$ z yönündeki türevleri ifade eder. Potansiyel alan verilerine ait yatay yöndeki türevler, sonlu farklar kullanılarak hesaplanmaktadır (Akın ve diğer., 2011).

Tilt açısının sıfır değeri yapı sınırını, pozitif değerleri kaynak içini, negatif değerler ise kaynak dışını göstermektedir. Bu sayede yapı sınırlarının belirlenmesi mümkündür ve güvenilir sonuçlar sunmaktadır (Akın ve diğer., 2011; Miller ve Singh, 1994; Verduzco ve diğer., 2004). Yöntemde, fonksiyonun ters trigonometrik olması nedeniyle genlik değerleri $\pm 90^\circ$ arasında sınırlanır ve $\pm 45^\circ$ genlikleri arasındaki mesafenin yarısı yapının üst derinliği hakkında bilgi verir (Akın ve diğer., 2011; Salem ve diğer., 2007).

Tilt açısının en önemli avantajı, yoğunluk, manyetik duyarlılık, eğim ve sapma açıları, kalıcı manyetizasyon, yapısal indeks gibi herhangi bir parametrenin girdi olarak kullanılmamasıdır (Akın diğer., 2011). Öte yandan yöntem, diğer türev kullanan yöntemler kadar gürültü duyarlılığına sahip olmadığı için çalışmacının yorumu önem kazanmaktadır (Arısoy, 2012).

3.2 Küresel Konum Belirleme Sistemi (GPS) Yöntemi

3.2.1 Temel Bilgiler

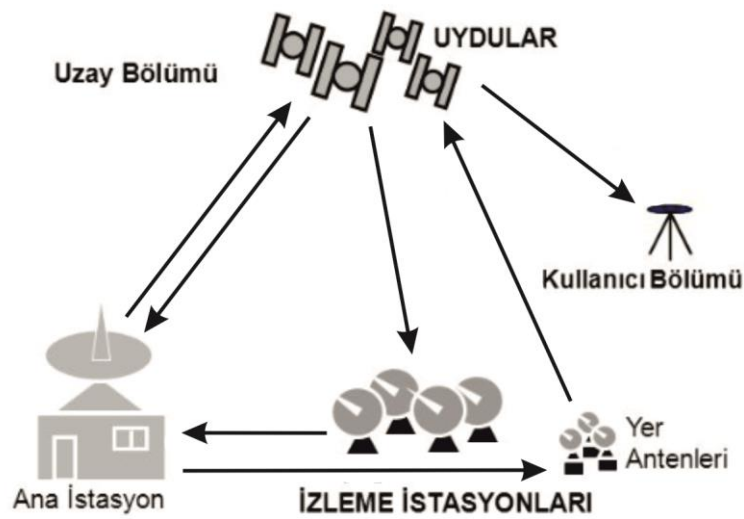
Küresel Konum Belirleme Sistemi, askeri amaçlar için geliştirilmiş daha sonraları sivilin kullanımına izin verilmiş radyo navigasyon sistemidir. Uydulardan oluşan sistem, 24 saat boyunca her türlü hava koşullarında yatay ve düşey konum bilgilerinin ölçülebilmesi olanak sağlar. Gelişen teknoloji ve veri işlem teknikleriyle birlikte bir noktanın konumunu ve hızını mm bazında bulabilme imkanı sağlayan GPS, deformasyon çalışmalarında tercih sebebi haline gelmiştir. Deformasyon çalışmalarında, koordinatları uzun süren gözlemlerle belirlenen ve yüksek doğruluğa sahip noktalardan faydalanarak bir fayın yakın ve uzak çevresindeki hız/yerdeğiştirme değerleri bulunabilmektedir. Bu değerler yardımıyla bölge oluşan gerilmelerin ve yamulmaların hesap edilmesi, fayların kinematığının ve dinamiğinin belirlenmesi mümkün olabilmektedir (Yavaşoğlu ve diğer., 2003).

Bir noktanın konumunun doğru belirlenebilmesi için en az 4 uydudan kod-faz varış zamanı ölçülmesi gerekmektedir. Konumu bilinen GPS uyduları yardımıyla, bir noktanın yer merkezli kartezyen kordinatları bulunabilmektedir. GPS ile konum belirleme uydu-alıcı uzaklıklarının hesabına dayanan bir uzayda geriden kestirme probleminin çözümüdür. Geriden kestirme, konumu bilinmeyen bir noktadan konumu bilinen noktalara yapılan gözlem ve hesapları kapsamaktadır. GPS verileri ticari (pratik mühendislik uygulamaları vs.) ve bilimsel (yer kabuğu hareketlerinin belirlenmesi, ülke temel GPS ağlarının kurulması, referans sistemi oluşturulması vs.) amaçlı yazılımlar kullanılarak değerlendirilir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

GPS sistemi üç ana bölümden oluşmaktadır. Bunlar uydulardan oluşan Uzay Bölümü, tüm sistemi yöneten Kontrol Bölümü ve alıcıların bulunduğu Kullanıcı Bölümü'dür (Şekil 3.3). Uzay bölümü ekvator ile 55° açı yapan 6 yörünge düzlemi üzerine yerleştirilmiş ve 12 saatte yörüngesini tamamlayan 32 uydudan oluşmaktadır. Uyduların yeryüzeyinden yüksekliği 20200 km'dir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

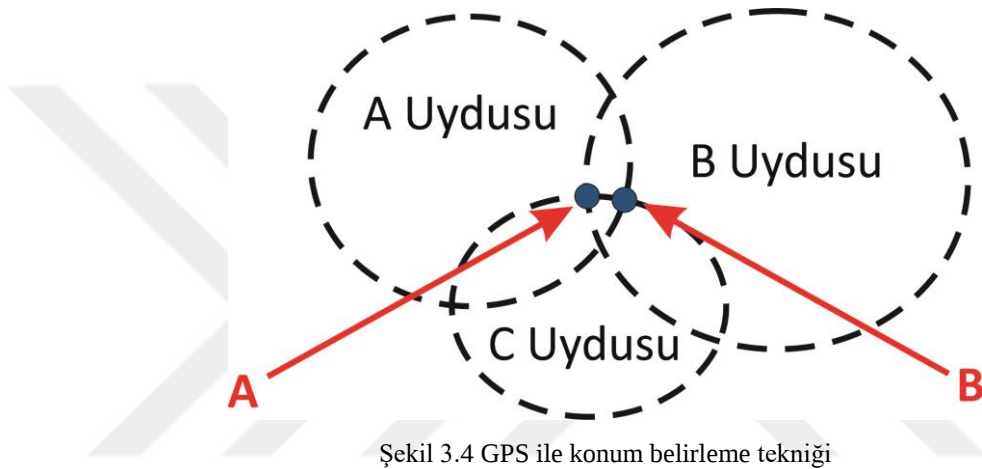
Kontrol bölümü; Ana kontrol istasyonu (Colorado Springs), yer antenleri ve izleme istasyonlarından oluşan İşletim Kontrol Sistemi (OCS: Operational Control System)'nden meydana gelmektedir. Tüm GPS uyduları dünya üzerinde uygun şekilde dağıtılmış, konumu bilinen 6 sabit izleme istasyonundan (Hawaii, Colorado Springs, Cape Canaveral, Ascension, Diego Garcia, Kwajalein) izlenmektedir. Bu istasyonların amacı, günlük olarak uyduların sağlıklı biçimde çalışmalarını sağlamak, toplanan verilerin irdelenmesi ile uydu yörüngelerinin belirlenmesi, uydu saatlerinin düzeltmelerinin hesaplanması ve yeni hesaplanan saat düzeltmesi gibi bilgilerin uydulara yüklenmesidir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

Kullanıcı Bölümü ise GPS uyduları tarafından gönderilen verileri alabilen GPS alıcıları ve bunların fonksiyonel parçalarından oluşmaktadır (Kahveci ve Yıldız, 2001). GPS farklı amaçlar için kullanılan bir sistemdir ve GPS alıcısına sahip herkes tarafından kullanılabilir.



Şekil 3.3 GPS'in bölümleri

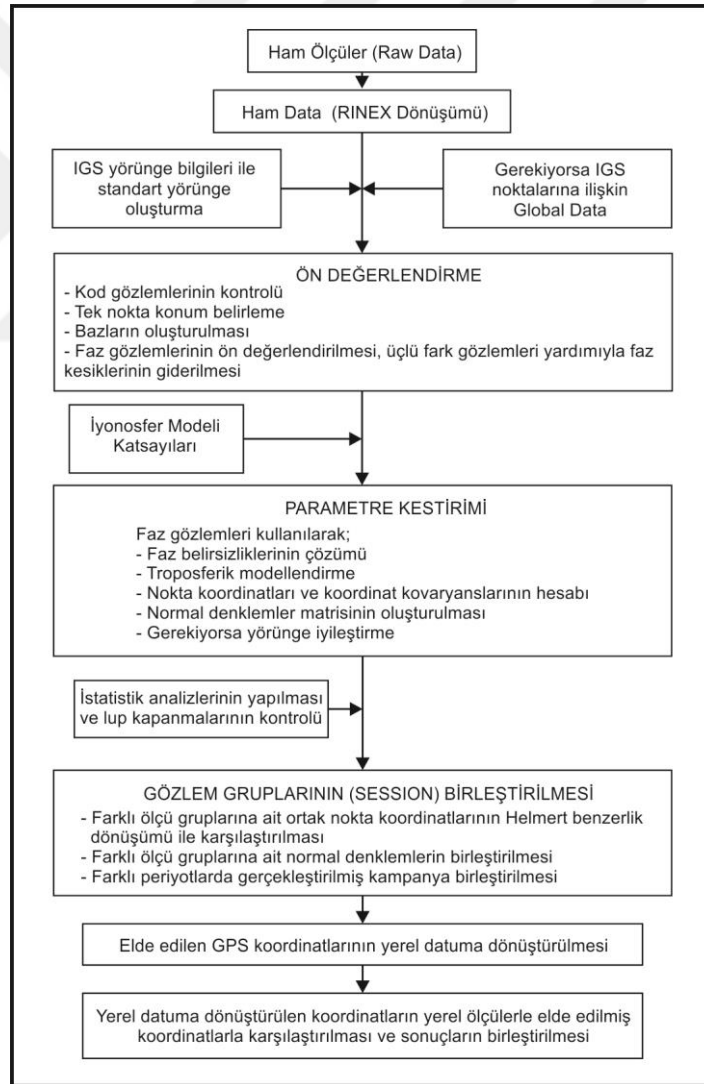
GPS ile konum belirleme temel anlamda uydu-alıcı uzaklıklarının hesabına dayanır ve konumu bilinmeyen bir noktadan konumu bilinen noktalara yapılan gözlem ve hesapları kapsamaktadır. Sinyalin uydudan alıcıya ulaşma zamanının ışık hızı ile çarpılmasıyla uydu ile alıcı arasındaki uzaklık bulunmaktadır (Kahveci ve Yıldız, 2001). Yeryüzünde konumu belirlenmek istenen nokta, 4 uydu sayesinde sağlıklı olarak bulunur. Aranılan nokta konumu 3 uydunun kesişim bölgesindeki iki noktadan birisidir (Şekil 3.4). Bu durumda, 4. uydu alıcı saati hatasının giderilmesi için kullanılır ve iki nokta sorunu giderilir (Kahveci ve Yıldız, 2001).



GPS'te farklı ölçme teknikleri vardır. Bunlar ölçüm noktası türüne, çalışma duyarlılığı ve amacına göre yapılabilen farklı ölçüm teknikleridir. Elde edilen koordinatlar alıcı türüne, gözlem süresine, uydu sayısı ve konumuna, ölçüm tekniğine göre değişir. Mutlak ve bağıl olmak üzere iki farklı şekilde konum belirlenebilir. Mutlak konum belirlemede, alıcının kurulu olduğu noktanın koordinatları tek alıcıyla dört ya da daha fazla uydudan kod gözlemleri yapılarak belirlenmektedir. Alıcı koordinatları, kullanılan kod bilgisine (P kod, C/A kod) ve uydu geometrisine bağlı olarak anında ve mutlak anlamda belirlenebilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2001). Birden fazla noktanın birbirine göre konumlarının belirlenmesine ise bağıl konum belirleme denir. Konumu belirlenecek nokta hareketsiz ise statik konum belirleme; hareketli ise kinematik konum belirleme söz konusudur. GPS ölçümlerinde farklı amaçlara yönelik 3 tip ölçüm gerçekleştirilebilir. Jeodezik kontrol ölçmeleri ve deformasyon ölçümlerinde statik ölçüm tekniği; kontrol ölçmeleri ve poligon ağı ölçmelerinde hızlı statik ölçüm tekniği; açık

alanlarda detay ve mühendislik ölçmelerinde ise dur-git ölçüm tekniği tercih edilmektedir (Kahveci ve Yıldız, 2001).

GPS ölçümlerinin değerlendirilmesi aşamasında, ticari veya bilimsel amaçlı yazılımlar kullanılabilir. Ticari amaçlı yazılımlar mühendislik uygulamalarında kullanılırken, bilimsel amaçlı yazılımlar plaka hareketleri, temel GPS ağı kurulumu, referans sistemi oluşturulması gibi daha kapsamlı çalışmalarda kullanılmaktadır. Bu çalışma kapsamında GPS verileri değerlendirilirken bilimsel amaçlı yazılım tercih edilmiş, ve bilimsel amaçlı yazılımların genel iş akışı Şekil 3.5'te verilmiştir (Kahveci ve Yıldız, 2001).



Şekil 3.5 Bilimsel Amaçlı yazılımların genel iş akışı (Kahveci ve Yıldız, 2001)

3.2.2 GPS Verilerinden Deformasyon Analizi

Deformasyon, bir cisme etkiyen kuvvet sonucu cisimde meydana gelen şekil değişimi olarak tanımlanmaktadır. Yerkürenin litosferi sürekli olarak küçük ve büyük deformasyonlara uğramaktadır. Bu deformasyonun birçok kaynağı olmakla birlikte, en önemli etken levha hareketleri olarak kabul edilmektedir. Levha Tektoniği Kuramı'ndan da bilindiği üzere, üzerinde yaşadığımız rijit litosfer akışkan astenosfer üzerinde hareketli bir yapıya sahiptir. Göreceli harekete sahip levhalar ve bloklar, kendi içerisinde ve levha sınırlarında büyük kuvvetlere maruz kalırlar ve şekilsel değişimlere uğrarlar. Birim yüzeye etki eden kuvvet gerilme (stres) olarak tanımlanmakta ve bu gerilmeler farklı jeolojik elemanları (fay, çatlak gibi) oluşturur. Deformasyon (gerinim), gerilmelerin oluşturduğu etkidir. Deformasyon cismin maruz kaldığı farklı etkilere bağlı olarak yerdeğiştirme (translasyon), dönme (rotasyon), hacim değişikliği (dilatasyon) veya şekil-biçim değişikliği (distorsiyon) şeklinde olabilir. Bir cisimdeki deformasyon hem dilatasyon hem de distorsiyonun kombinasyonu şeklinde de olabilir. Cismin maruz kaldığı gerilmenin şiddetine bağlı olarak cisim eski haline geri dönebildiği gibi, şekil değişimine uğrayabilir, hatta kırılabilir (Turcott ve Schubert, 2002).

Son yıllarda yerbilimlerinde sıkça kullanılan Küresel Konum Belirleme Sistemi (GPS), geniş ölçekte ve yüksek çözünürlükte hız/yerdeğiştirme veri setleri sunmaktadır. Bu veri setlerinin modellenmesi ve analiziyle, levha hareketleri ve bu hareketler sonrasında oluşan değişimleri saptamak mümkündür. Yerdeğiştirme alanının gradyenti olan deformasyon, levha içi ve levha sınırlarında yapılan ölçümlerden elde edilen GPS yerdeğiştirme vektörleri kullanılarak hesaplanabilmekte ve bölge tektoniğiyle ilgili önemli bilgiler ortaya koymaktadır. Son yıllarda, visr2 (Shen ve diğer., 1996), STRAINGPS (Pietrantonio ve Riguzzi, 2004), StrainSim-Pro (Allmendinger ve diğer., 2007), grid_strain ve grid_strain3 (Teza ve diğer., 2008) ve SSPX (Cardozo ve Allmendinger, 2009) özellikle GPS yerdeğiştirme/hız verilerinin, 2 ve 3 boyutlu deformasyon modellemesini kolaylaştırmıştır.

Çalışma kapsamında yapılan deformasyon analizi MDSofit Bilişim firmasının geliştirdiği GeodSuit yazılımı kullanılarak yapılmıştır. Yapılan analiz için en uygun program olan GeodSuit, DEÜ 2018.KB.FEN.010 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında temin edilmiştir. Diğer yazılımlar gibi deformasyon analizinin matematiksel temeli Shen ve diğer. (1996) çalışmasına dayansa da, Aktuğ ve diğer. (2009) bu temeli modifiye ederek geliştirmiştir. Bu sayede GPS hız ve yerdeğiştirme verileri kullanılarak;

- Levha hız vektörlerinin hesaplanması,
- Deformasyon oranlarının hesaplanması ve haritalanması,
- Levha sınırları boyunca elastik yamulma etkilerinin hesaplanması ile intersismik deformasyon analizi,
- Farklı yer modelleri ile elastik dislokasyon hesaplamaları,
- Üç boyutlu sismik yer değişimlerini ve jeodezik verilerden fay parametrelerinin hesaplanması,
- Blok modelleme ve fay kayma hızlarının hesaplanması,

gibi işlemler rahatlıkla yapılabilen ve bu özellikler GeodSuit yazılımını diğer programlardan bir adım öne çıkarmaktadır.

3.2.2.1 İki Boyutlu Deformasyon Analizi

Bir cismin kuvvet etkisiyle şekil değişikliğine uğraması deformasyon (gerinim) olarak tanımlanmaktadır. Cisim, uygulanan kuvvete tepki olarak şekilsel değime uğrar ve uygulanan kuvvet doğrultusunda daralırken, uygulanan kuvvete dik doğrultuda genişler. Bu durumda daralma bölgesinde sıkışma, genişleme bölgesinde ise uzama gözlenir. Asal gerinim parametreleri pozitif değere sahip ise o doğrultuda genişleme, negatif değer ise sıkışmayı belirtir (Baysal ve diğer., 2010; Demir, 1999).

GPS verileri kullanılarak yapılan deformasyon analizinde genellikle yatay bileşenler kullanılmaktadır. Yatay bileşenler düşey bileşene göre daha yüksek

doğruluğa sahip olduğu için iki boyutlu gerinim tensörü elemanları kullanılarak analiz gerçekleştirilir.

Gerinim tensörü (E), köşegen elemanları ε_{xx} ve ε_{yy} koordinat eksenleri boyunca birim uzunlukta oluşan genişlemeyi, köşegeni dışındaki elemanları ε_{xy} ve ε_{yx} ise koordinat eksenlerine göre deformasyon sonucu ortaya çıkan küçük açısal bozulmaları tanımlar. Gerinim tensörü, Eşitlik (3.23)'teki matris ile tanımlanmaktadır (Baysal ve diğer., 2010).

$$E = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} \end{bmatrix} \quad (3.23)$$

Burada;

ε_{xx} , x yöndeki hareketin bu yönde oluşturduğu deformasyonu,

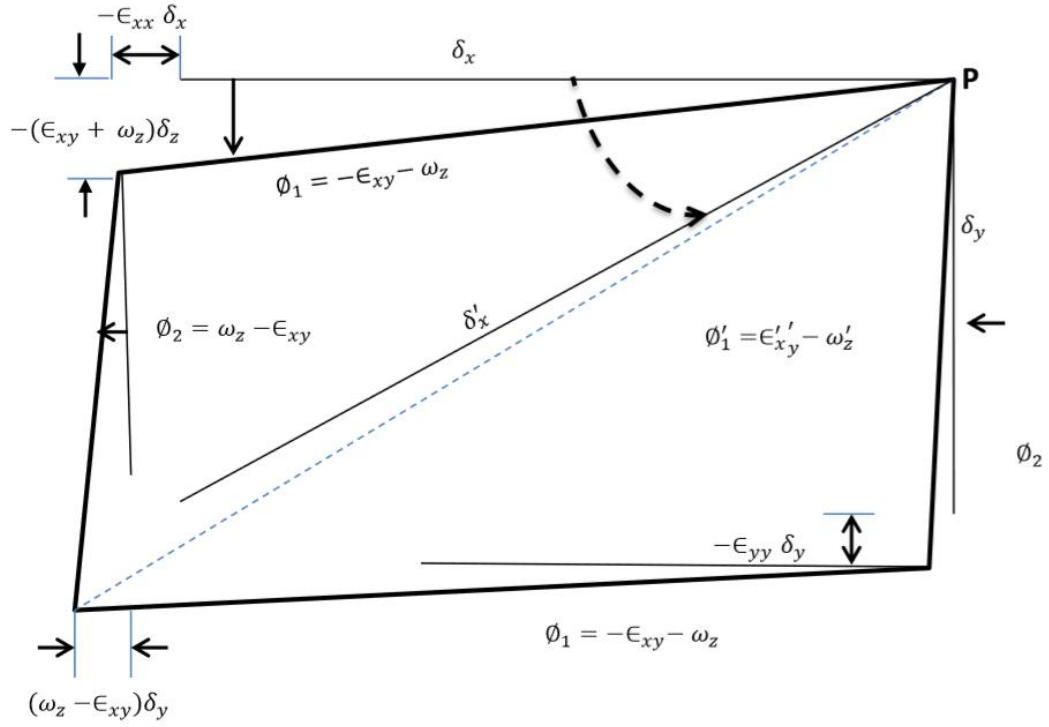
ε_{xy} , x yöndeki hareketin y yönünde oluşturduğu deformasyonu,

ε_{yx} , y yöndeki hareketin x yönünde oluşturduğu deformasyonu,

ε_{yy} , y yöndeki hareketin bu yönde oluşturduğu deformasyonu

ifade etmekte ve matris simetrik özellik gösterdiği için ε_{xy} ve ε_{yx} birbirine eşit olmaktadır (Baysal ve diğer., 2010).

Bilindiği üzere deformasyon farklı türlerde gerçekleşebilir ve gerilmelerin etkisinde kalan bir cismin konumunda, şeklinde ve hacminde değişiklik gözlenebilir. Şekil 3.6'da x eksenindeki deformasyonun bileşenleri verilmiştir.



Şekil 3.6 X eksenindeki deformasyon bileşenleri (Turcott ve Schubert, 2002)

Şekil 3.6'dan hareketle yapılacak iki boyutlu gerinim analizinde gerinim, her koordinat eksenini için o yöndeki yerdeğiştirme miktarının aynı yöndeki türevleri ile bulunur. Meydana gelen deformasyonun koordinat eksenleri yönündeki türevleri hız gradyent tensörünü (L) oluşturur. Hız gradyent tensörü, gerinim tensörü (E) ve dönme tensörü (R) toplamına eşittir ve Eşitlik (3.24)'deki gibi tanımlanır (Baysal ve diğer., 2010). R ile ifade edilen dönme (dönüklük) tensörü, ters simetrik bir matris olup köşegen üzerindeki elemanları 0'dır ve Eşitlik (3.25)'teki matris ile ifade edilir (Demir, 1999).

$$L = E + R \quad (3.24)$$

$$R = \begin{bmatrix} 0 & -\omega_{12} \\ \omega_{12} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.25)$$

Gerinim analizinde bilinmeyenler vektörü, Eşitlik (3.26)'teki gibi olur (Baysal ve diğer., 2010).

$$[\epsilon_{XX} \quad \epsilon_{XY} \quad \epsilon_{YY} \quad \omega \quad T_X \quad T_Y]^T \quad (3.26)$$

Burada T_x , x yönündeki ötelemeyi; T_y , y yönündeki ötelemeyi; ω , dönüklüğü ifade etmektedir (Baysal ve diğer., 2010). Fay zonları çevresindeki deformasyon miktarının hesaplanması için GPS hızları kullanılarak yıllık makaslama gerinimleri hesaplanmalıdır. GPS hızları ile gerinim parametreleri arasındaki ilişki Eşitlik (3.27)'deki gibidir.

$$u = Lx + t^{\&} \quad (3.27)$$

Burada u : nokta hızları, $t^{\&}$: öteleme hızları , x : konum vektörü ve L : katı blok dönüklüklüğü ($w^{\&}$) ile gerinim parametrelerinin yıllık değişiminden ($e^{\&}$) oluşan deformasyon tensörüdür. L deformasyon tensörü,

$$L = e^{\&} + w^{\&} \quad (3.28)$$

şeklinde ifade edilir (Feigl, 1990). $w^{\&}$ ve $e^{\&}$ gerinim parametrelerinin birbirleri ile olan ilişkileri Eşitlik (3.29) ve (3.20)'da verilmiştir (Feigl, 1990; Turcotte and Schubert, 2002). Bağıntılardaki kısmi türevler kuzey ve doğu yönündeki gradyenlere karşılık gelmektedir (Baysal, 2015).

$$w_{ij}^{\&} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad i \neq j, \quad w_{ii}^{\&} = 0, \quad i = j \quad (3.29)$$

$$w_{ij}^{\&} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.30)$$

Gerinim parametreleri aşağıdaki bağıntılardan elde edilir. Eşitlik (3.31) dilatasyon, Eşitlik (3.32) saf kayma, Eşitlik (3.33) mühendislik kayması, Eşitlik (3.34) toplam kayma, Eşitlik (3.35) maksimum asal gerinim, Eşitlik (3.36) minimum asal gerinim, Eşitlik (3.37) gerinim elipsinin yönü, Eşitlik (3.38) ise toplam kayma yönü bağıntısıdır (Feigl vd., 1990).

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} \quad (3.31)$$

$$\gamma_1 = \varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy} \quad (3.32)$$

$$\gamma_2 = 2\varepsilon_{xy} \quad (3.33)$$

$$\gamma = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2} \quad (3.34)$$

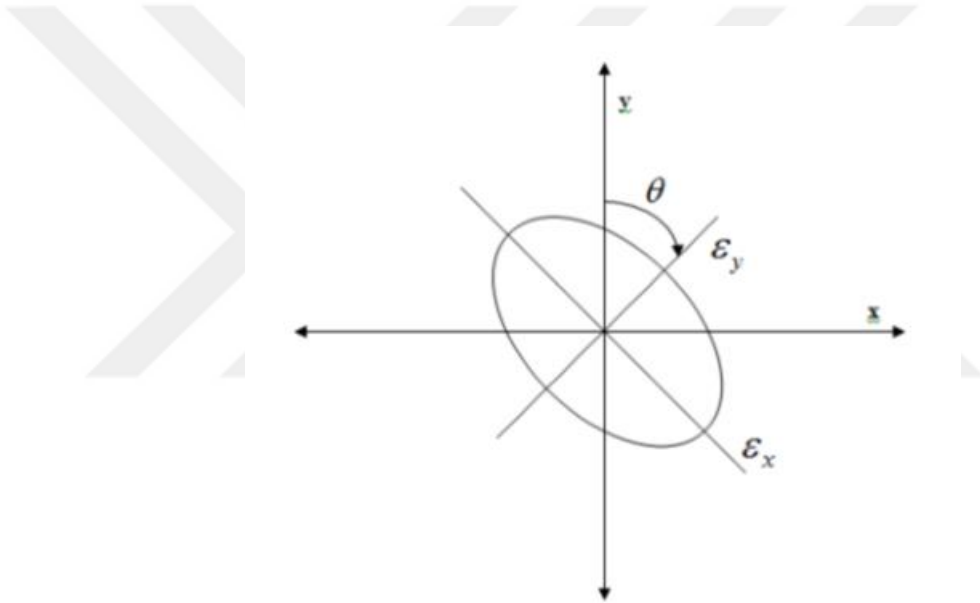
$$\varepsilon_x = \frac{1}{2}(\Delta + \gamma) \quad (3.35)$$

$$\varepsilon_y = \frac{1}{2}(\Delta - \gamma) \quad (3.36)$$

$$\theta = \frac{-1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\gamma_2}{\gamma_1} \right) \quad (3.37)$$

$$\theta + 45^\circ \quad (3.38)$$

Deformasyonun belirlenmesi ve incelenmesi için birbirine dik ana deformasyon eksenlerini seçilir. Bu eksenler karşılıklı olarak en büyük, orta ve en küçük uzama doğrultularına paraleldir. Noktaların birbirlerine göre konumları deformasyon öncesi ve sonrası farklıdır. Deformasyon öncesinde bir daire üzerinde bulunan noktalar, deformasyon sonrasında bir elips üzerinde yer alırlar ve bu elipse gerinim elipsi (Şekil 3.7) adı verilmektedir (Baysal ve diğer., 2010).

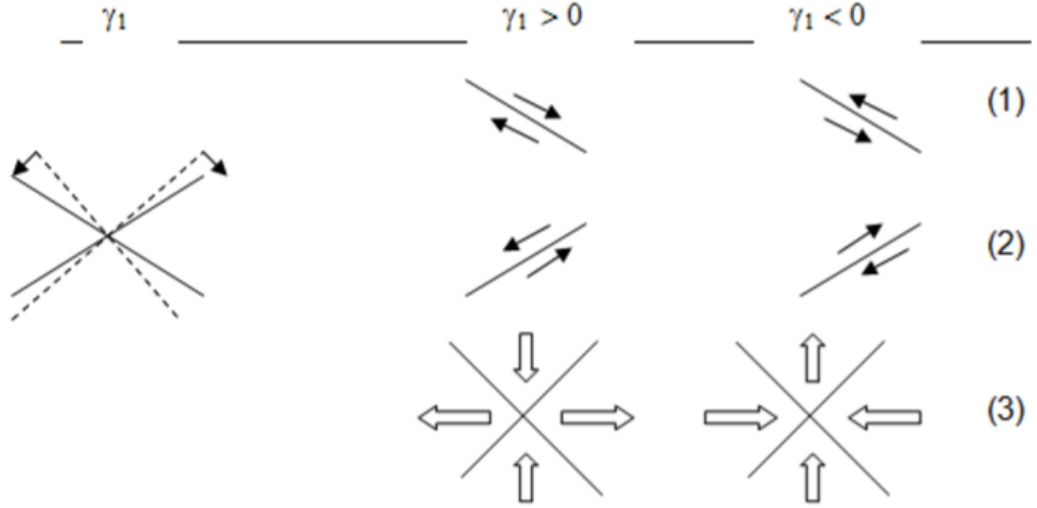


Şekil 3.7 Gerinim elipsi (Feigl, 1990)

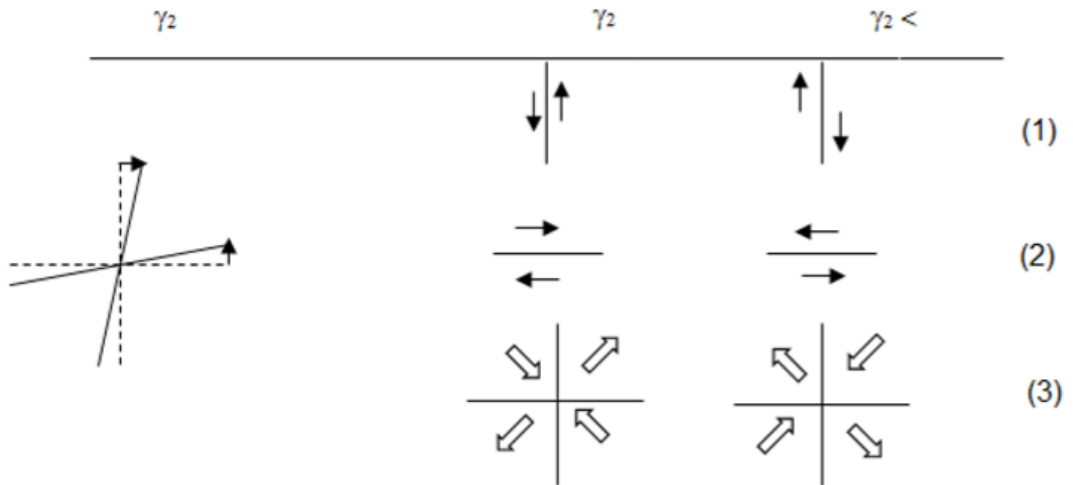
Gerinim elipsi, asal eksenleri ε_x ve ε_y olan bir elipstir. Bu elipsin ε_x büyük yarı eksenini, ε_y ise küçük yarı eksenini ifade eder. ε_x eksen maksimum çekme meydana geldiği eksen olup, minimum çekme geriniminin meydana geldiği doğrultu ise ε_y 'dir. Elipsin y ekseninden olan dönüklüğünü ise θ açısı vermektedir. Gerinim elipsinin büyüklüğü, meydana gelen gerinimin büyüklüğünü tanımlar (Baysal, 2015).

Saf kayma ve mühendislik kayması üç farklı şekilde olabilir. Bu değerlerin pozitif ya da negatif olmasına göre değişen modeller Şekil 3.8 ve 3.9'da gösterilmektedir.

Pozitif yöndeki asal gerinim genişlemeyi, negatif asal gerinim ise sıkışmayı belirtir. Genişleme yönü noktadan dışarıya doğru, sıkışma yönü ise tersi yönde oklarla gösterilir (Baysal, 2015).



Şekil 3.8 Saf kayma için (1) basit kayma KB-GD yönündeki faylanma, (2) basit kayma KD-GB yönündeki faylanma, (3) K-G saf kayma (Feigl, 1990)



Şekil 3.9 Mühendislik kayması için (1) basit kayma KG yönündeki faylanma, (2) basit kayma DB yönündeki faylanma, (3) KD-GB saf kayma (Feigl, 1990)

Hız vektörleri kullanılarak doğrusal dönüşümle deformasyon parametrelerinin tespiti için, 6 bilinmeyen parametrenin matematiksel çözümü yapılır. Noktaların

yatay yöndeki (doğu ve batı) hızları ölçüldüğünden, 3 noktaya ait denklemler oluşturularak çözüm yapılabilir (Baysal, 2015).

Homojen gerinim çözümünde, homojen olduğu kabul edilen alan içerisinde en az üç nokta, dengeleme yapılabilmesi için ise en az dört noktaya ihtiyaç vardır. Üç nokta bulunması halinde En Küçük Kareler Yöntemi ile yapılacak ters çözüm, doğrusal bir denklem sisteminin çözümü şeklindedir (Baysal, 2015).

$$V_E = T_x + \varepsilon_{xx}x + \varepsilon_{xy}y - \omega y \quad (3.39)$$

$$V_N = T_y + \varepsilon_{yy}y + \varepsilon_{xy}x + \omega x \quad (3.40)$$

Eşitlik (3.39 ve 3.40), noktaların doğu ve batı yönlerindeki hızlarına ait denklemlerdir. Bilinmeyenler, Eşitlik (3.26)'te verilen vektörün elemanlarıdır. Bilinmeyenler vektörünün doğrusal denklem sistemleri ile çözümü Eşitlik (3.41)'deki gibi ifade edilir (Baysal, 2015).

$$\begin{bmatrix} V_E \\ V_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x & y & 0 & -y & 1 & 0 \\ 0 & x & y & x & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{xy} \\ \varepsilon_{yy} \\ \omega \\ T_x \\ T_y \end{bmatrix} \quad (3.41)$$

Eşitlik (3.41)'in En Küçük Kareler Yöntemi ile çözümü, Eşitlik (3.42) ile ifade edilebilir ($\hat{\delta}$: Ters Çözümle hesaplanacak parametrelerin vektörü).

$$\hat{\delta} = (A^T C_r^{-1} A)^{-1} A^T C_r^{-1} W \quad (3.42)$$

Eşitlik (3.41)'de verilen matematiksel model doğrusal olduğundan yaklaşık değerlerin seçimi önemli olmayıp, sıfır alınabilir. Buna göre kapanma vektörü (W),

$$W = -l^0 \quad (3.43)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Eşitlik (3.26)'da verilen gerinim parametrelerinin sonsal varyans-kovaryans matrisi ($C_{\hat{\delta}}$) ise Eşitlik (3.44)'den bulunur (Baysal, 2015).

$$C_{\hat{x}} = (A^T C_r^{-1} A)^{-1} \quad (3.43)$$

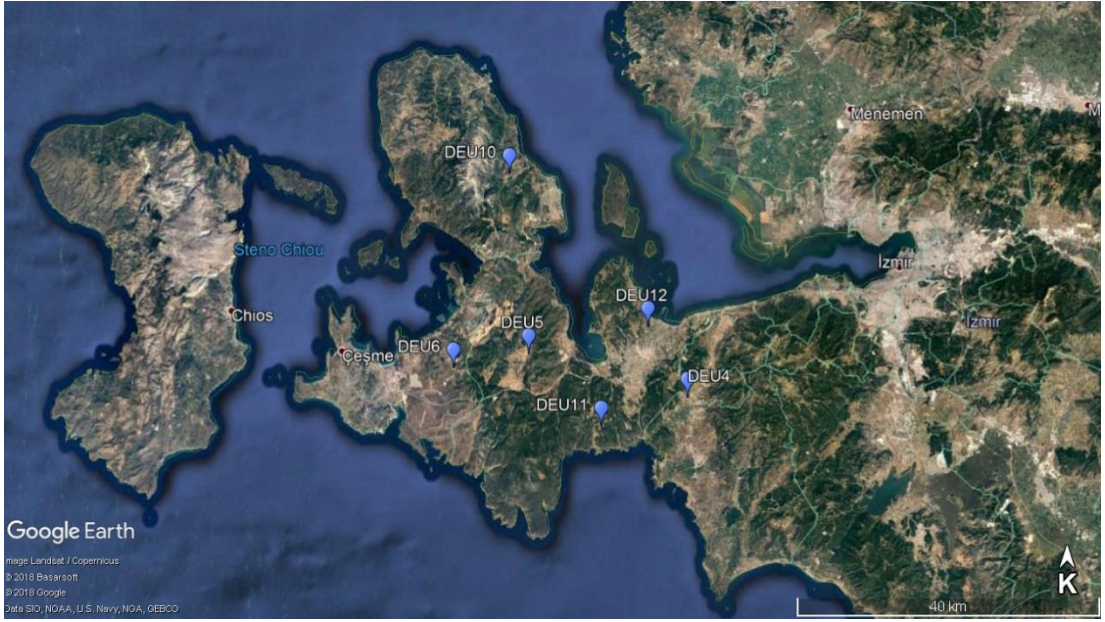


BÖLÜM DÖRT

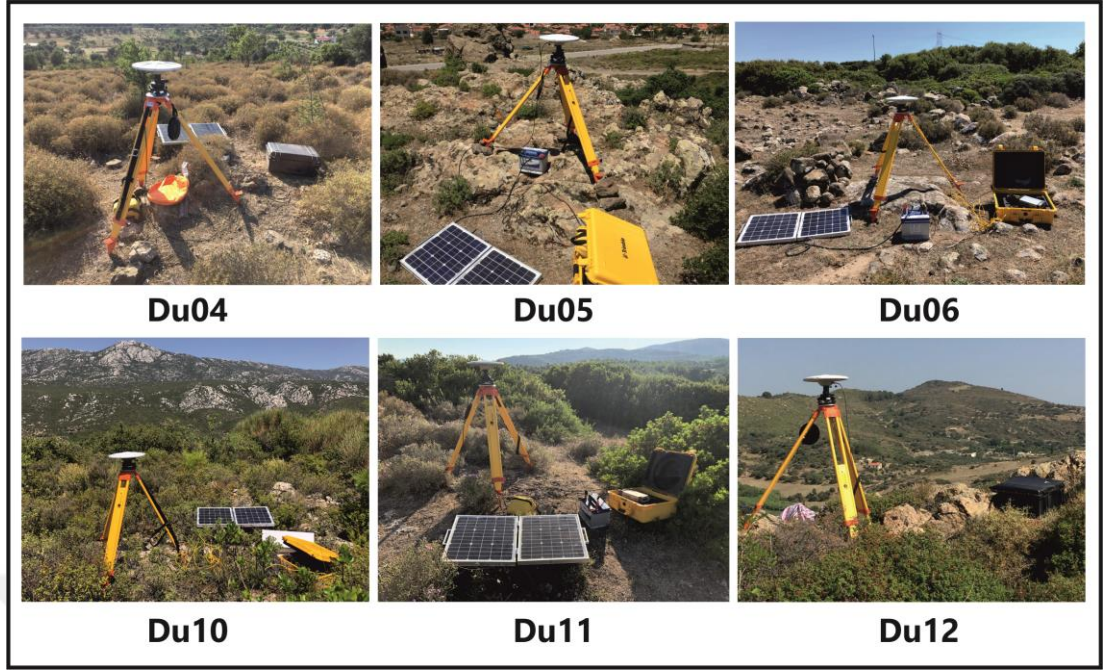
SAHA ÇALIŞMALARI VE UYGULAMALAR

4.1 Saha Çalışmaları

Çalışma kapsamında 03/07/2018-11/07/2018 tarihleri arasında, 3 günlük periyotta ortalama 7'şer saatlik GPS ölçümleri yapılmıştır. Ölçümler, 2009-2011 yılları arasında 108Y285 no'lu TUBİTAK Projesi'nde ölçüm yapılan lokasyonların bazılarında gerçekleştirilmiştir. Söz konusu ölçüm noktaları, çalışma amacına uygun şekilde Gülbahçe fayının doğusunda ve batısındaki blokları temsil eden yüzlek vermiş anakayalar üzerinde seçilmiştir (Şekil 4.1). DU04, DU05, DU06, DU10, DU11 ve DU12 noktalarında yapılan ölçümlere ait fotoğraflar Şekil 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.1 GPS ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)



Şekil 4.2 GPS ölçümlerine ait fotoğraflar (Kişisel arşiv, 2018)

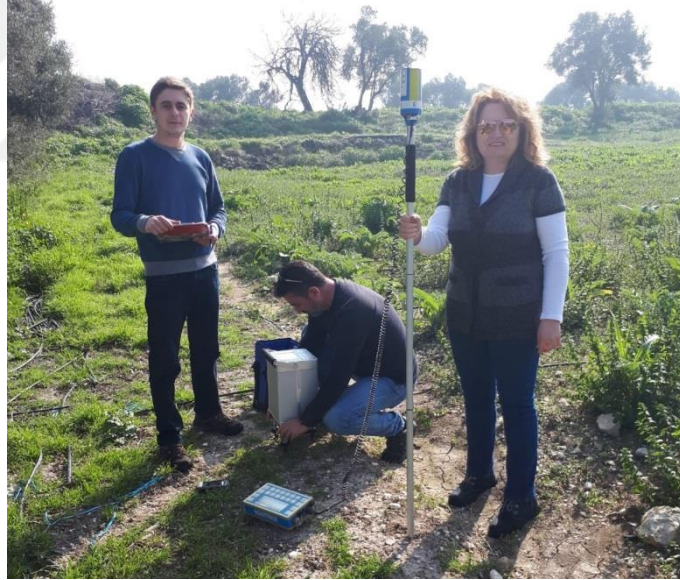
Çalışma kapsamında yapılan gravite ve manyetik ölçümleri iki etapta gerçekleştirilmiştir. İlk ölçümler 12/07/2018-23/07/2018 tarihleri arasında, ikinci ölçümler ise 20/02/2019-06/03/2019 tarihleri arasında yapılmıştır. Saha çalışmalarından 192 noktadan elde edilen gravite verileri, 2009-2011 yılları arasında 108Y285 no'lu TUBİTAK Projesi kapsamında toplanan gravite verileriyle birlikte değerlendirilmiştir. 311 noktada yapılan manyetik ölçümler bölge için ilk kez yapılan büyük ölçekli çalışmadır. Gravite ölçüm noktalarının lokasyonları Şekil 4.3'de, manyetik ölçüm noktaları ise Şekil 4.4'te verilmiştir. Manyetik (solda) ve gravite (sağda) ölçümlerine ait fotoğraflar Şekil 4.5'de verilmiştir. Gravite ve manyetik ölçümlerde baz noktası olarak Dokuz Eylül Üniversitesi Tınaztepe Kampüsü'ndeki koordinatı bilinen sabit GPS istasyonu baz noktası olarak seçilmiştir. Ölçüm yapılan günler sabah ve akşam bu noktada baz ölçümleri yapılmıştır.



Şekil 4.3 Gravite ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)



Şekil 4.4 Manyetik ölçüm noktalarının konumunu belirten Google Earth görseli (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)



Şekil 4.5 Manyetik ve gravite ölçümlerine ait fotoğraf (Kişisel arşiv, 2018)

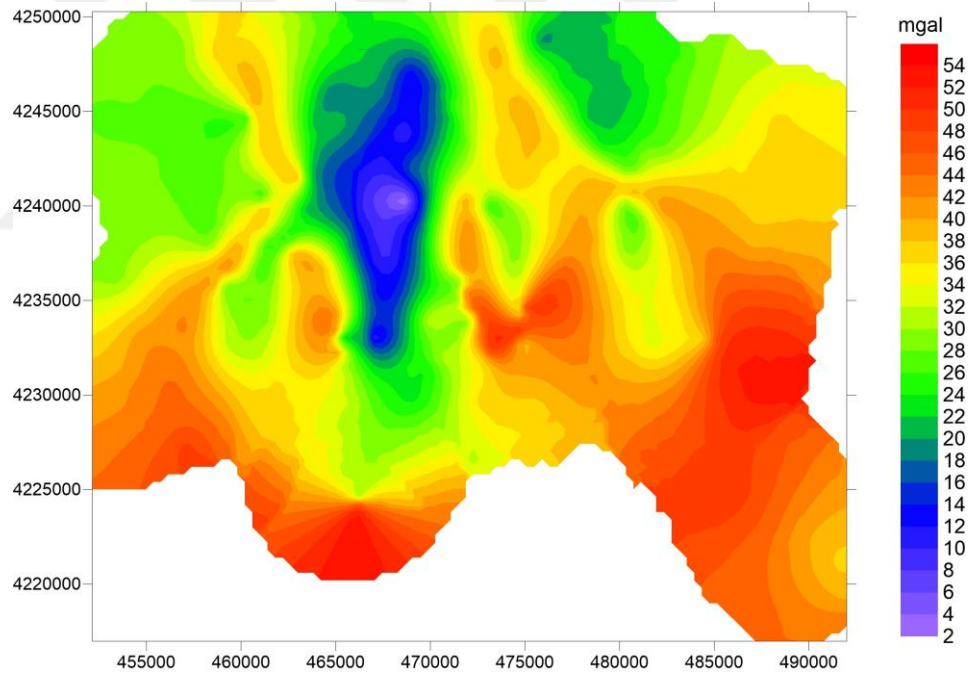
4.2 Uygulamalar

Çalışma kapsamında uygulanan veri işlem yöntemlerine ait matematiksel altyapılar Bölüm 3’te anlatılmıştır. Bu bölümde gravite, manyetik ve GPS verilerinin değerlendirme kriterleri ve elde edilen sonuçlarla ilgili bilgiler verilecektir.

4.1.1 Gravite Verilerine Uygulanan Yöntemler

Saha çalışmalarından elde edilen gravite verileri üzerinde veri işlem teknikleri uygulamadan önce Bölüm 3'te bahsedilen düzeltmelerin uygulanması gerekmektedir. Çalışma amacına göre farklılık gösterse de, gravite uygulamalarında genellikle tam Bouguer anomalisi kullanılır. Bu nedenle ham veriye sırasıyla baz, enlem, yükseklik (serbest hava ve Bouguer) ve topoğrafya düzeltmeleri yapılır. Bu düzeltmeler sonucunda elde edilen anomali tam Bouguer anomalisi olarak isimlendirilir.

Çalışma kapsamında da tam Bouguer anomali haritası kullanılacağı için öncelikle söz konusu düzeltmeler yapılmıştır. Elde edilen 2 boyutlu harita Şekil 4.6'da verilmiştir.

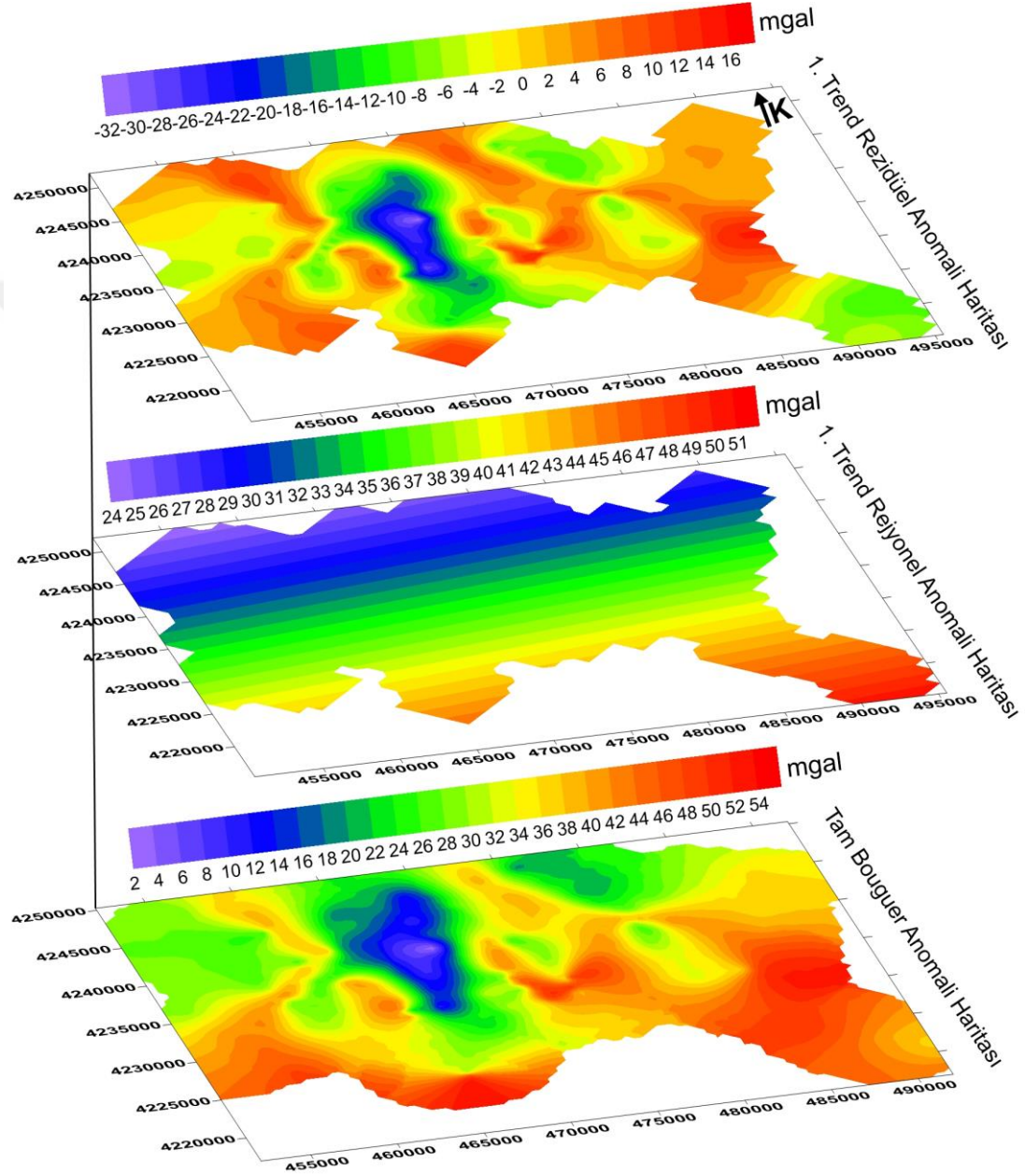


Şekil 4.6 Çalışma alanına ait tam Bouguer anomali haritası

4.1.1.1 Trend Analizi Uygulaması

Elde edilen harita rejyonel ve rezidüel etkileri taşıdığı için bir sonraki aşama olarak trend analizi gerçekleştirilmiştir. Etkili bir rejyonel rezidüel ayırma yöntemi olan trend analizi yapılırken, hesaplanan 1. dereceden trend değerleri tam Bouguer

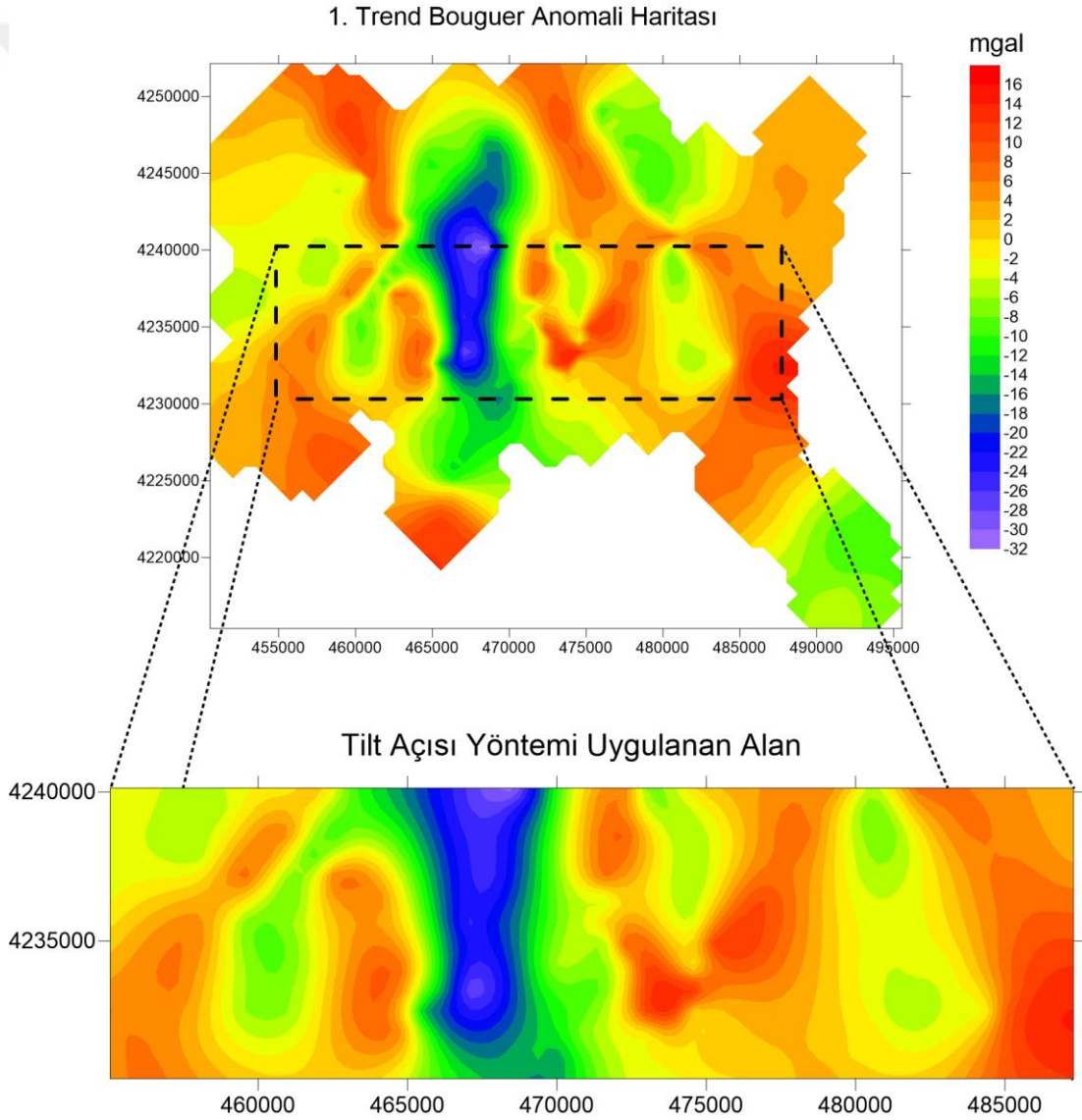
değerlerinden çıkarılmıştır (Şekil 4.7). Bilindiği gibi trendin derecesini arttırarak analize devam etmek daha sık yapıların neden olduğu anomalileri vermektedir. Bu çalışma kapsamında 1. trend sonucunda elde edilen Bouguer gravite verilerine NTG ve tilt açısı yöntemleri uygulanmıştır.



Şekil 4.7 1. derece trend uygulaması (1. Trend rejyonel anomalilerin, tam Bouguer anomalilerden çıkarılmasıyla elde edilen 1.trend rezidüel anomali haritası)

4.1.1.2 Tilt Açısı Uygulaması

Elde edilen 1. trend anomali değerlerine uygulanan tilt açısı yönteminin matematiksel altyapısı Bölüm 3'te verilmiştir. Uygulama, Arısoy ve Dikmen (2011) tarafından geliştirilen Matlab tabanlı Potensoft programı kullanılarak yapılmıştır. Çalışma alanının kuzeyi ve güneyinde bulunan kara-deniz sınırı nedeniyle alan tam bir dikdörtgen şeklinde değildir. Deniz kısmındaki veri seti ortalama değerler yöntemiyle belirlenip haritalandığı için, çalışma alanının seçili bölümünde tilt açısı yöntemi uygulanmıştır (Şekil 4.8).

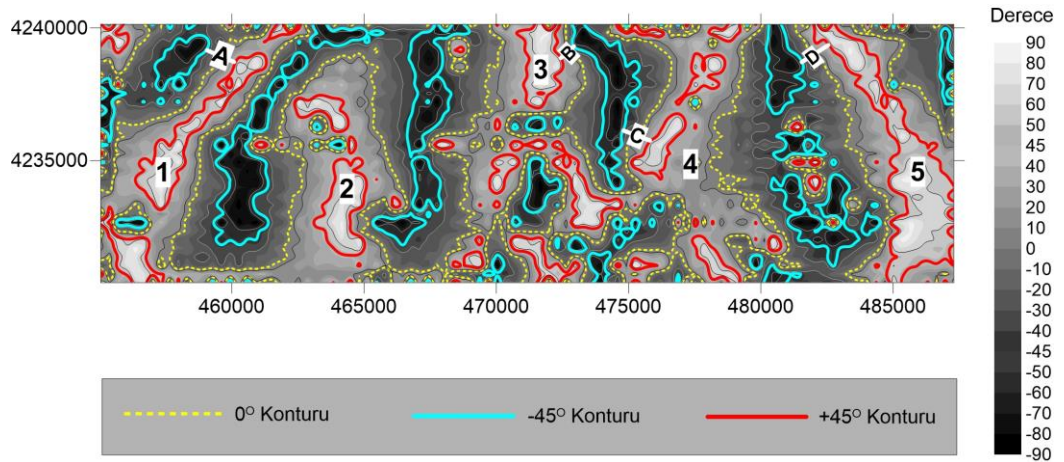


Şekil 4.8 Tilt açısı yönteminin uygulandığı alan

Değerlendirme işleminde ilk olarak anomaliye düşey türev uygulanmıştır. Bu işlem Oruç (2011) tarafından önerilmiş olup, yapının derinlikle ne kadar yoğunlaştığının ifadesi olarak kabul edilmektedir. Daha sonra düşey türev uygulanmış veri setine tilt açısı yöntemi uygulanarak elde edilen 2 boyutlu harita Şekil 4.9’da verilmiştir.

Bölüm 3’te de belirtildiği gibi, 0° konturları yapı sınırını, pozitif değerler yapı içini, negatif değerler ise yapı dışını ifade etmektedir. $\pm 45^\circ$ konturlarının dik uzaklığının yarısı yapının üst derinliği hakkında bilgi verir (Akın ve diğer., 2011; Miller ve Singh, 1994; Salem ve diğer., 2007; Verduzco ve diğer., 2004). Şekil 4.9 incelendiğinde 1, 2, 3, 4 ve 5 ile numaralandırılmış yapılar gözlenmektedir. Yapılar yaklaşık olarak K-G uzanım göstermekte ancak güneye doğru yapı sınırları karmaşıklık göstermektedir.

A ile işaretlenen mesafe 1. yapının kuzey kısmının derinliği hakkında bilgi vermektedir. Yapılan hesap sonucu derinlik yaklaşık olarak 630 m olarak bulunmuştur. B, 3 numaralı yapının derinlik hesabında kullanılan mesafedir ve buradan derinlik 370 m bulunmuştur. C, 4 numaralı yapının derinliğinin hesaplandığı mesafedir ve derinlik 600 m bulunmuştur. Son olarak D ile gösterilen mesafeden 5 numaralı yapının derinliği yaklaşık 620 m olarak hesaplanmıştır. Yöntemin çalışma prensibinden de bilindiği üzere, bahsedilen derinlikler yapının üst sınırının derinlikleridir.

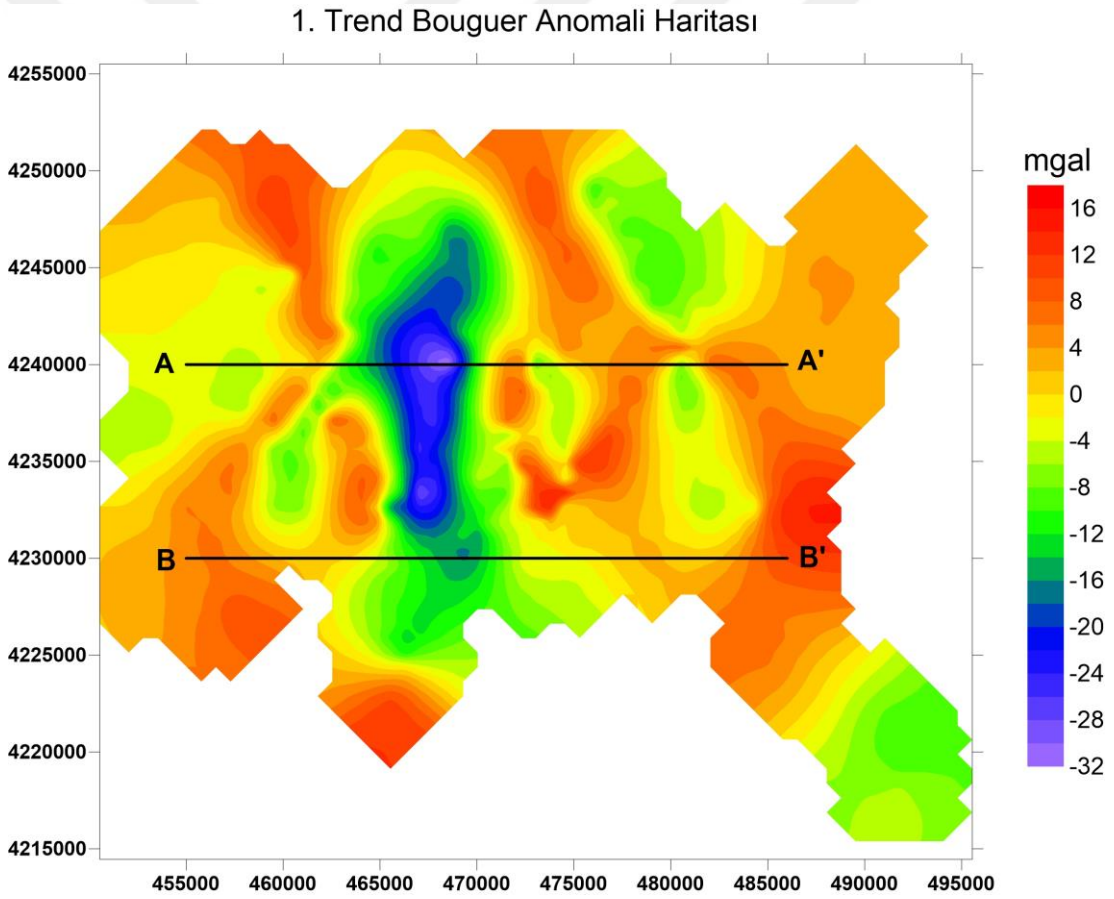


Şekil 4.9 Tilt açısı yöntemi sonucunda elde edilen 2 boyutlu harita

4.1.1.3 Normalize Edilmiş Tam Gradyan (NTG) Uygulaması

NTG yöntemi de tilt açısı yöntemi gibi yapı derinlikleri hakkında bilgi vermekte, ancak tilt açısına göre daha derin yapıları tespit edebilme yeteneğine sahiptir. Yönteminin matematiksel altyapısı Bölüm 3'te verilmiştir.

NTG yöntemi uygulanırken, seçilen bir hat üzerindeki gravite değerleri kullanarak 1 boyutlu derinlik analizi yapılmıştır. Çalışma alanının yaklaşık olarak merkezinde yer alan D-B uzanımlı 2 hat boyunca (A-A' ve B-B') yöntem uygulanmıştır. Hatların konumları Şekil 4.10'da verilmiştir.



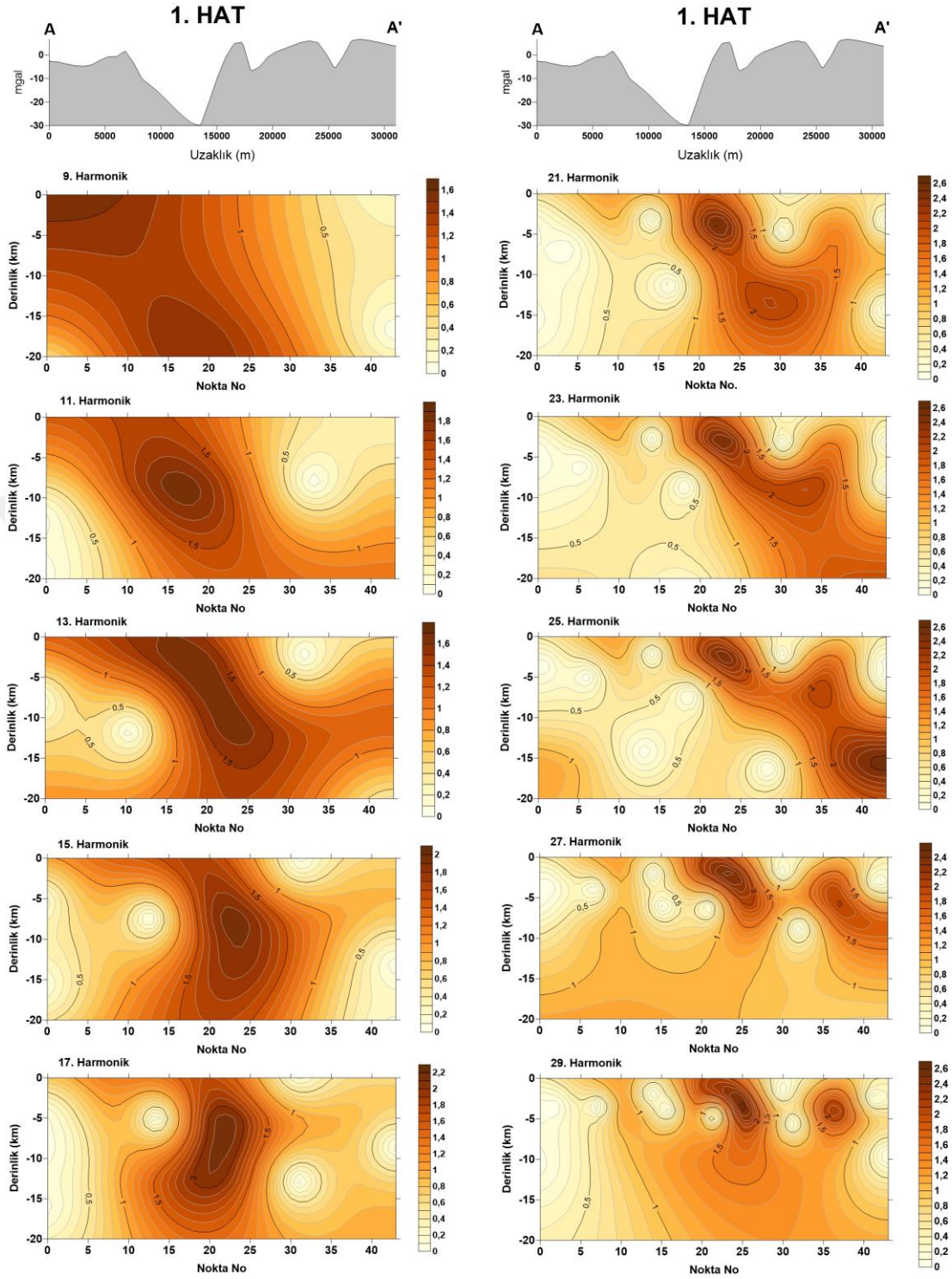
Şekil 4.10 NTG uygulanan A-A' ve B-B' hatlarının konumu

Birbirine paralel, 31,5 kilometre uzunluğundaki hatlar boyunca 750 m örnekleme aralığına sahip veri setine uygulanan NTG yöntemi sonuçları ve elde edilen derinlik kesitleri Şekil 4.11 ve 4.12'de verilmiştir. A-A' (1. Hat), ve B-B' (2. Hat) hattı için

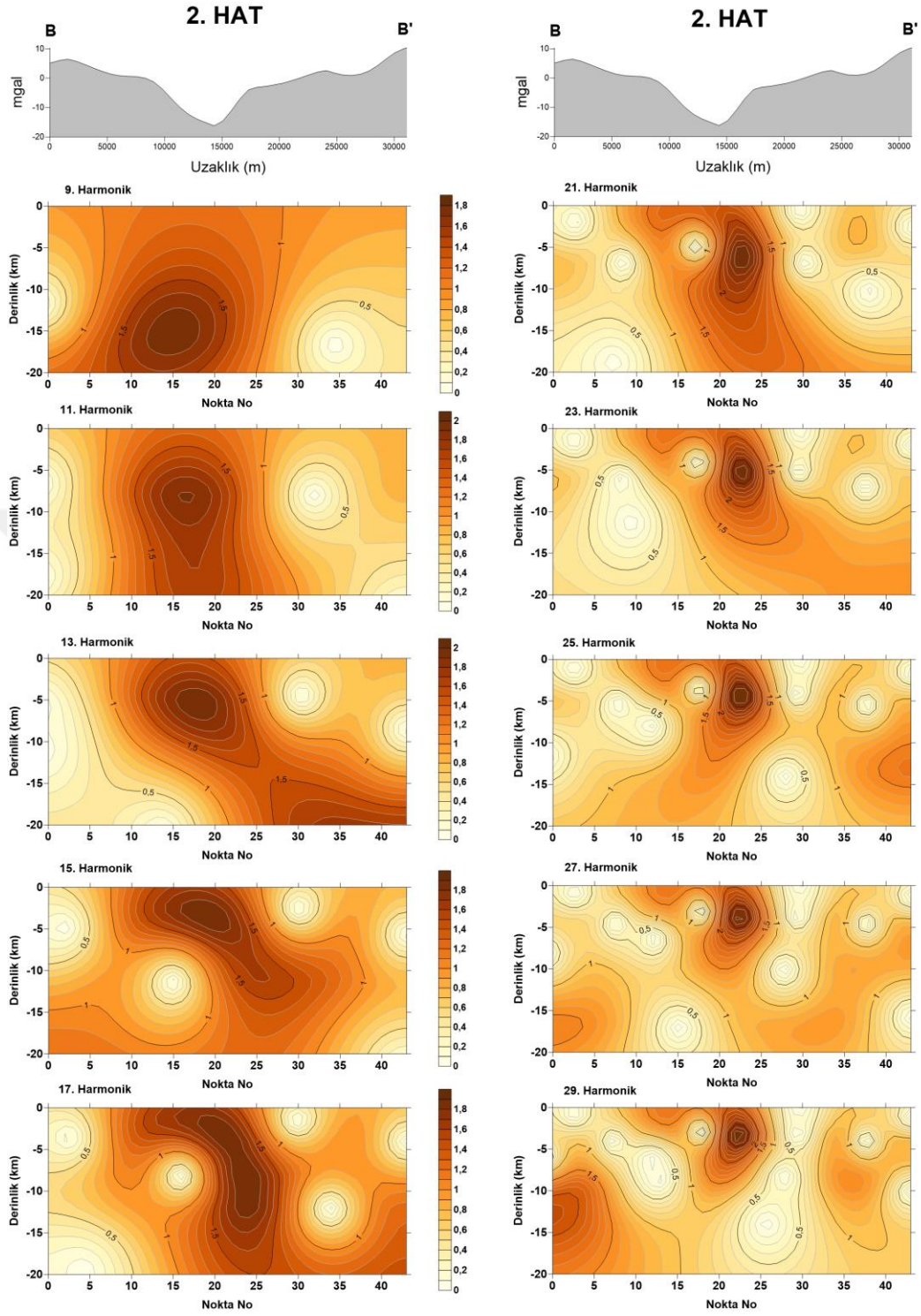
9, 11, 13, 15, 17, 21, 23, 25, 27 ve 29'uncu harmoniklerdeki derinlik kesitleri elde edilmiştir. Harmoniklerin artması daha sık yapılarla ilgili bilgi taşımakta olup; kesitlerdeki 1'den büyük değerler yapı merkezini, 1'den küçük değerler ise yapı sınırı hakkında bilgi vermektedir.

Hatların uzunlukları göz önünde bulundurulursa bu çalışma için 10 kilometreden daha derin yapıların yorumlanması sağlıklı olmamaktadır. Şekil 4.11 incelendiğinde, harmonik dereceleri arttıkça rezidüel yapılar gözlenmektedir. 11'inci harmonikte 15. ve 20. noktalar arasında yaklaşık olarak 9 km derinliğinde bir yapı görülmektedir. 29. harmonikte ise 20-30 ve 33-40 noktaları arasında yaklaşık olarak 3 km derinliğe sahip iki yapı gözlenmektedir. Ayrıca A-A' hattı için 11. harmonikte tespit edilen derinliğin eğimli duran bir yapının alt ucu, 29. harmonikteki derinlik değerinin ise bu yapının üst ucuna ait olabileceği bir diğer ihtimaldir.

2. hattın derinlik kesidini veren Şekil 4.12 incelendiğinde, 11'inci harmonikte 15. ve 20. noktalar arasında yaklaşık olarak 9 km derinliğinde bir yapı gözlenmektedir. 2. hattın 21. Harmoniğe ait kesitte, 20. ve 25. noktalar arasında yaklaşık 6 km'de bir yapı gözlenmektedir. Bu yapılar 1. Hattın olduğu gibi gravite anomalisinin negatiften pozitifte geçtiği bölgede gözlenmektedir. Kuzeyde iki yapının, güneyde ise bir yapının varlığından söz edilebileceği gibi, A-A' hattına ait sonuçlardakine benzer şekilde eğimli bir yapının bu etkiyi yaratmış olması da bir diğer ihtimaldir.



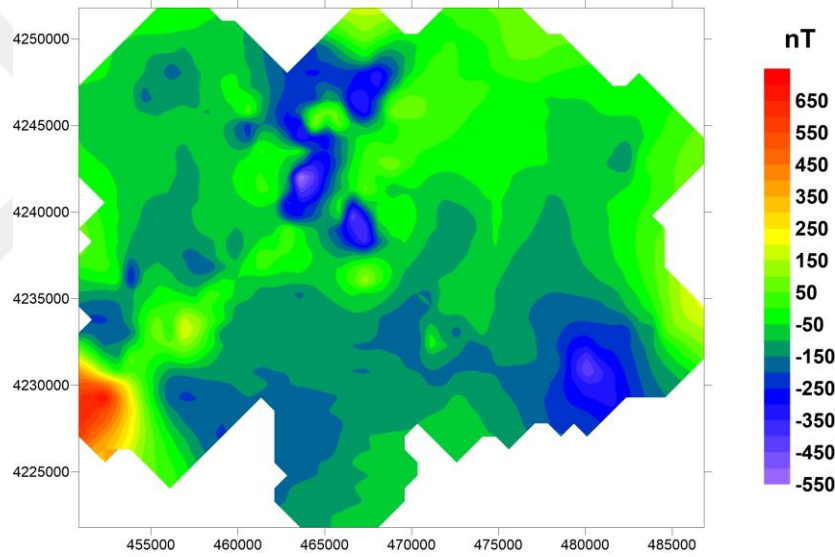
Şekil 4.11 A-A' hattı için çeşitli harmoniklerdeki NTG uygulaması sonucunda elde edilen derinlik kesitleri



Şekil 4.12 B-B' hattı için çeşitli harmoniklerdeki NTG uygulaması sonucunda elde edilen derinlik kesitleri

4.1.2 Manyetik Verilere Uygulanan Yöntemler

Saha çalışmalarından elde edilen manyetik veriler üzerinde veri işlem teknikleri uygulamadan önce Bölüm 3'te bahsedilen düzeltmelerin uygulanması gerekmektedir. Bu nedenle ilk önce ham veriye baz düzeltmesi yapılmıştır. Manyetik yöntemin zorluklarından birisi manyetik alanın çift kutuplu yapısıdır. Bu durum manyetik anomalilerin yorumlanmasında zorluklara neden olmaktadır. Aynı şekilde manyetik anomaliler üzerinde uygulanacak veri işlem tekniklerini de etkileyeceği için, tek kutba indirgeme işlemi yapılır. Kutba indirgenmiş verileri içeren manyetik anomali haritası Şekil 4.13'te verilmiştir.



Şekil 4.13 Tek kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası

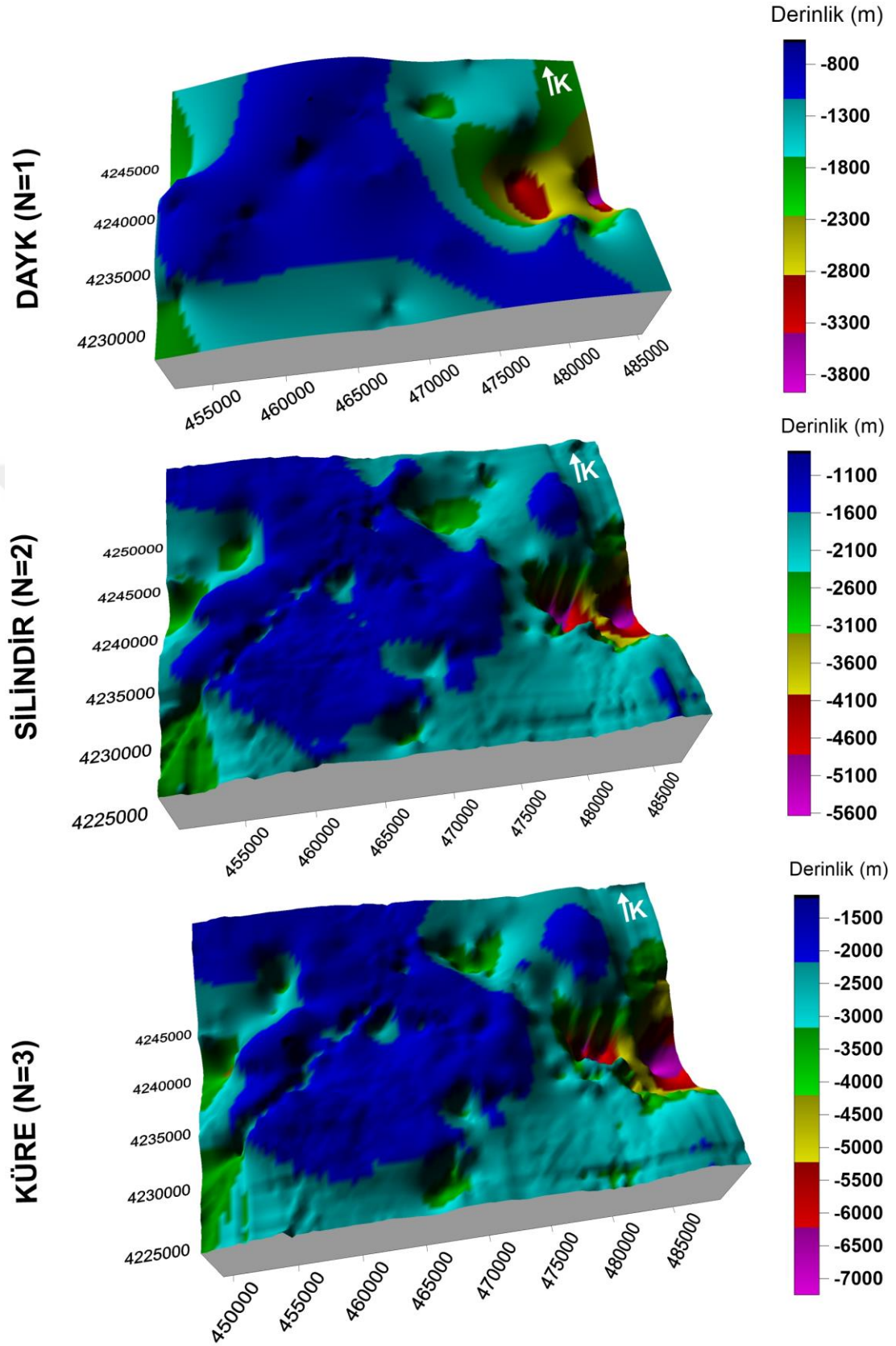
4.1.2.1 Euler Dekonvölüsyon Yöntemi Uygulaması

Bölüm 3'te matematiksel altyapısı verilen Euler dekonvölüsyon yöntemi, kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasına uygulanmıştır. Yöntemin anomalilere neden olan kaynağın yatay ve düşey yöndeki derinlik bilgilerini sunma özelliği nedeniyle potansiyel alan verilerinin yorumlanmasında sıkça kullanılır. Ayrıca anomaliye neden olan yapının yapısal indeks kavramıyla tanımlanması ve bu yapının yer altındaki bölgesel dağılımının bulunabilmesi önemli bir özelliktir. Çalışma

kapsamında dayk (N=1), silindir (N=2) ve küre (N=3) için Euler çözümlemeleri yapılmış ve elde edilen 3 boyutlu derinlik kesitleri Şekil 4.14'te verilmiştir.

Şekil 4.14 incelendiğinde, 3 yapı türü (Tablo 3.1) içinde hemen hemen aynı bölgelerde derinliklerin arttığı gözlenmektedir. Özellikle çalışma alanının doğusundaki derinlik dağılımları, en derin bölgeyi işaret etmektedir. Bu bölgede, dayk modeli için derinlik 3900 m, silindir modeli için 5600 m, küre modeli için ise 7200 m olarak hesaplanmıştır. Şekil 2.3'teki jeoloji haritası incelendiğinde bu alan Seferihisar yükselimini oluşturan Bornova filiş zonuna karşılık gelmektedir.

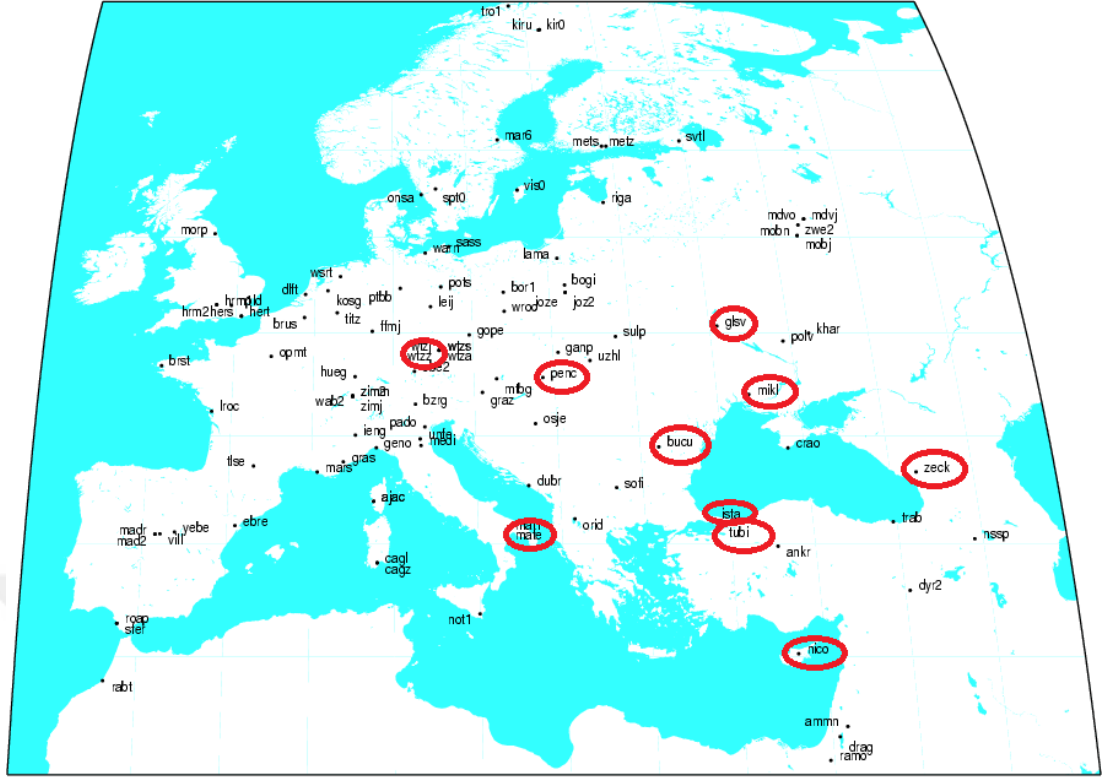




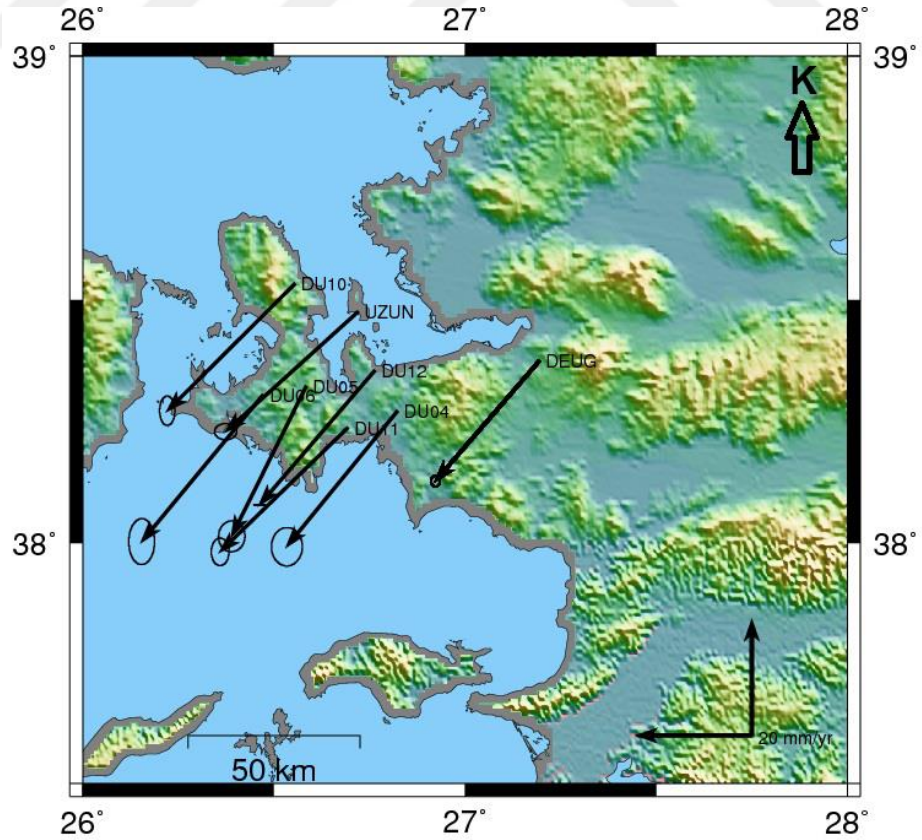
Şekil 4.14 Dayk (N=1), silindir (N=2) ve küre (N=3) modeli için yapılan Euler dekonvolüsyon çözümlmeleri ve elde edilen 3 boyutlu derinlik kesitleri

4.1.3 GPS Verilerine Uygulanan Yöntemler

Çalışma kapsamında 6 GPS istasyonunda (DU04, DU05, DU06, DU10, DU11, DU12) ve Uzunada'da (UZUN) ve DEÜ Tınaztepe Kampüsünde bulunan DEUG istasyonlarından toplanan GPS verileri, MIT (Massachusetts Institute of Technology), SIO (Scripps Institution of Oceanography) ve Harvard Üniversitesi tarafından geliştirilen GAMIT/GLOBK yazılımı kullanılarak değerlendirilmiştir (Herring ve diğer., 2015). Değerlendirme aşamasında yerel ve global ağıları birbirine bağlamak için Uluslararası GNSS Servisi (IGS) istasyonları hesaba katılması gerekmektedir. Bu IGS istasyonları, verilerin analizinde gerekli parametrelerin (istasyon koordinatları, yer yönlendirme parametreleri, atmosferik zenith gecikmeler vb.) tahminini sağlamaktadır. Böylelikle, Avrasya plakasının stabil olduğu (hareket etmediği) varsayılarak, bu plakaya göre çalışma alanının hareketini hesaplayabilmek için IGS istasyonlarından 10 IGS istasyonu seçilmiş (Şekil 4.15), bu istasyonlar değerlendirmeye katılmıştır. Bu IGS istasyonları Şekil 4.15'te kırmızı elipslerle işaretlenmiş olan; ISTA, TUBI (Türkiye), ZECK (Rusya), NICO (Kıbrıs), MIKL, GLSV (Ukrayna), BUCU (Romanya), PENC (Macaristan), WTZR (Almanya) ve MATE (İtalya)'dır. Ayrıca, Uluslararası Yersel Referans Sistemi (ITRF) olarak ITRF08 kullanılmıştır. Çalışma kapsamında ölçülen GPS verileri, 2009, 2010 ve 2011 yıllarında 108Y285 no'lu Tübitak Projesi kapsamında ölçülmüş değerler ile birlikte kombin edilerek hız değerleri elde edilmiştir (Şekil 4.16).



Şekil 4.15 GPS hızlarının hesaplanmasında kullanılan IGS istasyonları

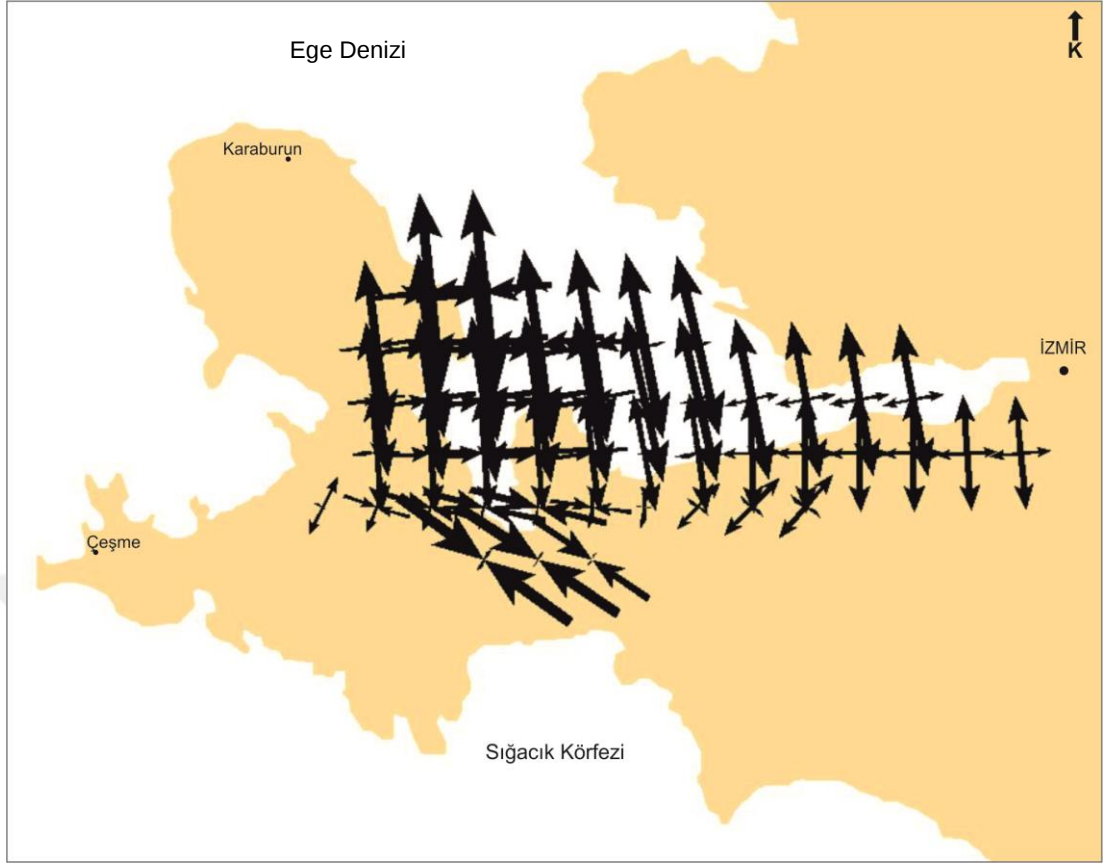


Şekil 4.16 Değerlendirmeler sonucunda elde edilen 8 GPS istasyonuna ait hız değerleri

4.1.3.1 İki Boyutlu Deformasyon Analizi Uygulaması

Bölüm 3'te matematik altyapısı verilen deformasyon analizi, Dokuz Eylül Üniversitesi 2018.KB.FEN.010 no'lu Bilimsel Araştırma Projesi kapsamında satın alımı yapılan GeodSuit yazılımının da temel arkaplanını oluşturmaktadır. GAMIT/GLOBK yazılımı ile elde edilen GPS hız vektörlerinin tektonik ile ilişkilendirilmesi için 2 boyutlu deformasyon analizin yapılması gerekmektedir. Bu aşamada alansal deformasyon bilgilerinin elde edilmesi için gridleme işlemi yapılır. Elde edilen hız vektörlerine en uygun gridleme işlemi için grid aralığı 0,05 derece olarak seçilmiştir. Bu seçim yapılırken her istasyonun hesap yapılacak grid noktasına olan uzaklığı ve hesap üzerindeki etkisi matematiksel işlem dizisi ile yapılmakta ve optimum grid aralığı belirlenmektedir. Gridleme işlemi ile tanımlanan alanın her bir düğüm (grid) noktasını için deformasyon hesabı yapılır ve asal gerilme eksenleri oluşturulur. Bu eksenler her bir hücrenin yöne bağlı deformasyonu hakkında bilgi taşımaktadır. Çalışma kapsamında elde edilen hız vektörleri kullanılarak elde edilen alansal asal gerilme eksenleri Şekil 4.17'de verilmiştir.

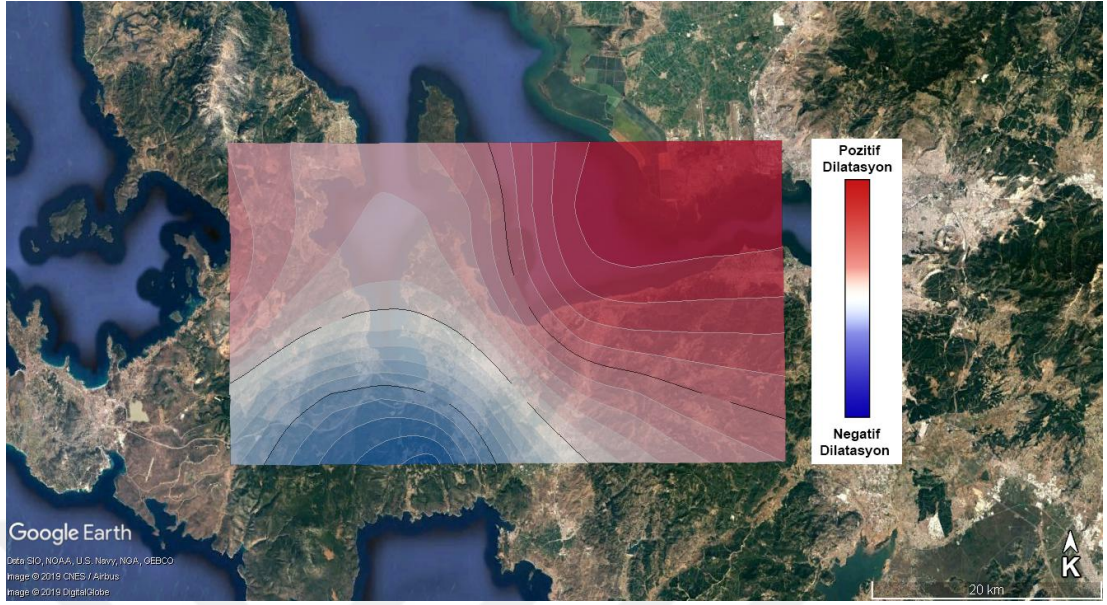
Şekil 4.17 incelendiğinde, Urla havzasının bulunduğu alandaki yüksek sıkışma eksenleri ve Gülbahçe Körfezi'nin kuzeyindeki yüksek açılma eksenleri gözlenmektedir. Ayrıca bu K-G yönlü açılma, İzmir Körfezi'ne doğru devam etmektedir. En temel ifadeyle çalışma alanının kuzeyinde (Gülbahçe Körfezi, Uzunada, İzmir Körfezi) K-G yönlü açılma, güneyinde (Urla havzası ve çevresi) ise KB-GD sıkışma hakimiyeti gözlenmektedir.



Şekil 4.17 GeodSuit programı kullanılarak hesaplanan deformasyon ve alansal asal gerilme eksenleri

Başka bir deformasyon türü olan dilatasyon, hacimsel değişimleri ortaya koyar. Bazı durumlarda strese maruz kalan kayaç/yapı üzerinde şekilsel değişiklik oluşmasa da hacimsel değişim meydana gelir. Bu durumda hacim artışı varsa pozitif, hacim azalması varsa negatif dilatasyon söz konusudur. Hesaplanan asal gerilme eksenleri ile dilatasyon arasındaki ilişkiyi gözlemlemek için gridlenmiş alanda dilatasyon hesabı da yapılmış ve Şekil 4.18’de verilmiştir (kırmızı renk pozitif değerleri yani hacim artışı, mavi renk negatif değerleri yani hacim azalmasını ifade eder).

Hacimsel deformasyon (dilatasyon) haritası incelendiğinde, bölgedeki pozitif ve negatif dilatasyonlar görülmektedir. Pozitif dilatasyon yani hacim artışından kaynaklı deformasyonun, İzmir Körfezi’nde yoğunlaştığı tespit edilmiştir. Bu durumun, Şekil 4.17’de verilen açılma rejiminden kaynaklandığı düşünülmektedir. Negatif dilatasyon değerleri incelendiğinde ise, bu bölümde de hacim azalmasının kaynağını oluşturan sıkışma hakimiyetinden (Şekil 4.17) bahsetmek mümkündür. Bu durum, asal gerilme eksenleri ve dilatasyon arasındaki uyumu gösterir niteliktedir.



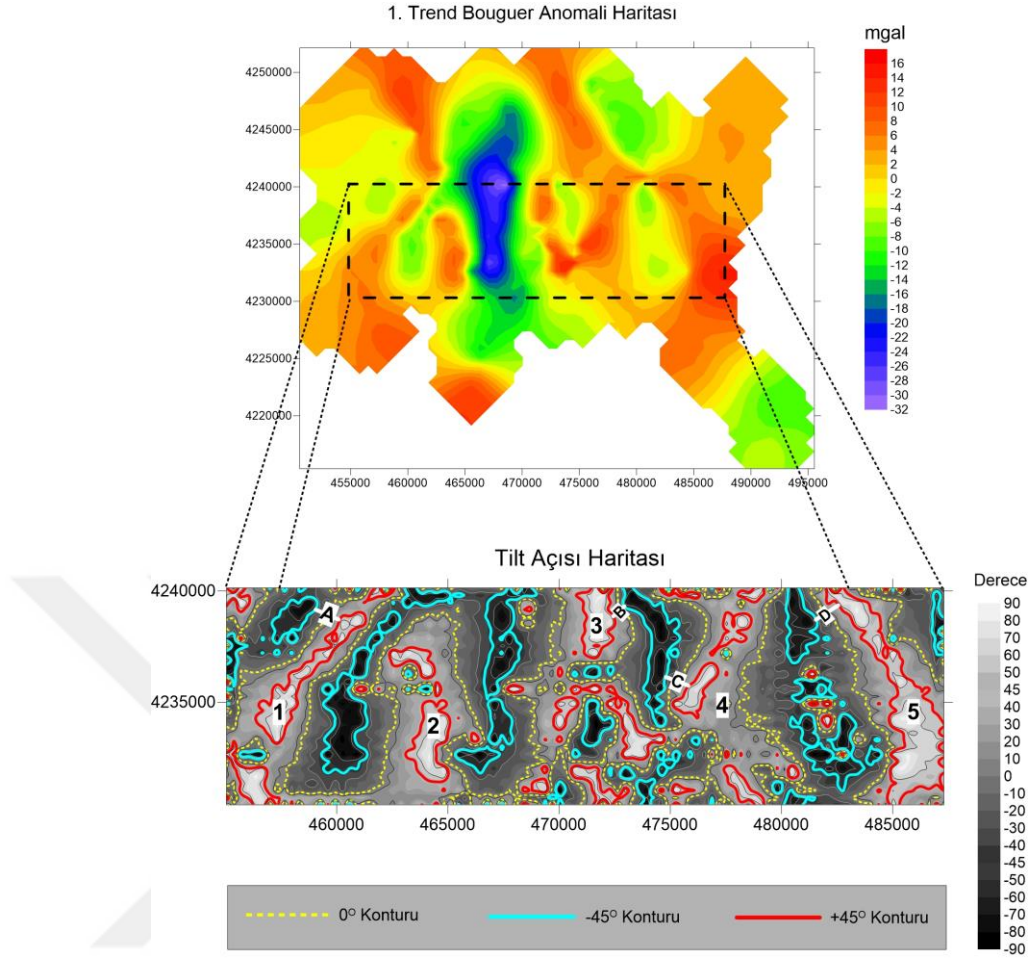
Şekil 4.18 GeodSuit programı kullanılarak hesaplanan dilatasyon (hacimsel değişim) haritası (Google Earth, 2018 kullanılarak oluşturulmuştur)

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Çalışma kapsamında çalışma alanında ölçülen mikrogravite verilerinden elde edilen tam Bouguer gravite verilerinin 1. trend değerlerine uygulanan tilt açısı yöntemi sonuçları incelendiğinde, yaklaşık K-G uzanımlı 5 yapı gözlenmektedir (Şekil 5.1). Bu yapıların derinlikleri hesaplandığında, tilt açısı yönteminin sığ yapılarda daha başarılı sonuçlar ortaya koyduğu bir kere daha görülmüştür. Çalışma alanının özellikle güney kısmındaki karmaşık tektonizmanın, 3 numaralı yapıyı kestiği düşünülmektedir. 1. trend Bouguer anomali haritasındaki yüksek gravite değerlerinin, tilt açısı haritasındaki yapılara denk geldiği gözlenmektedir. Bu durumda, yüksek pozitif genlikli anomalilerin sığ yapılardan kaynaklandığı söylenebilir (Şekil 5.1).

Tilt açısı yönteminin sonuçları bölgenin jeolojisiyle (Şekil 2.3) birlikte incelendiğinde, tam olarak uyuşma gözlenmemektedir. Bunun nedenlerinden birisi bölgedeki zorlu topoğrafya koşullarına bağlı olarak fazla jeolojik araştırmanın yapılamamasıdır. Diğer bir neden olarak ise bölgedeki karmaşık tektonik yapının çok ayrıntılı olarak araştırılmamış olmasıdır. Bu nedenle bölgenin yüzey jeolojisinin ayrıntılı araştırılması önerilmektedir.



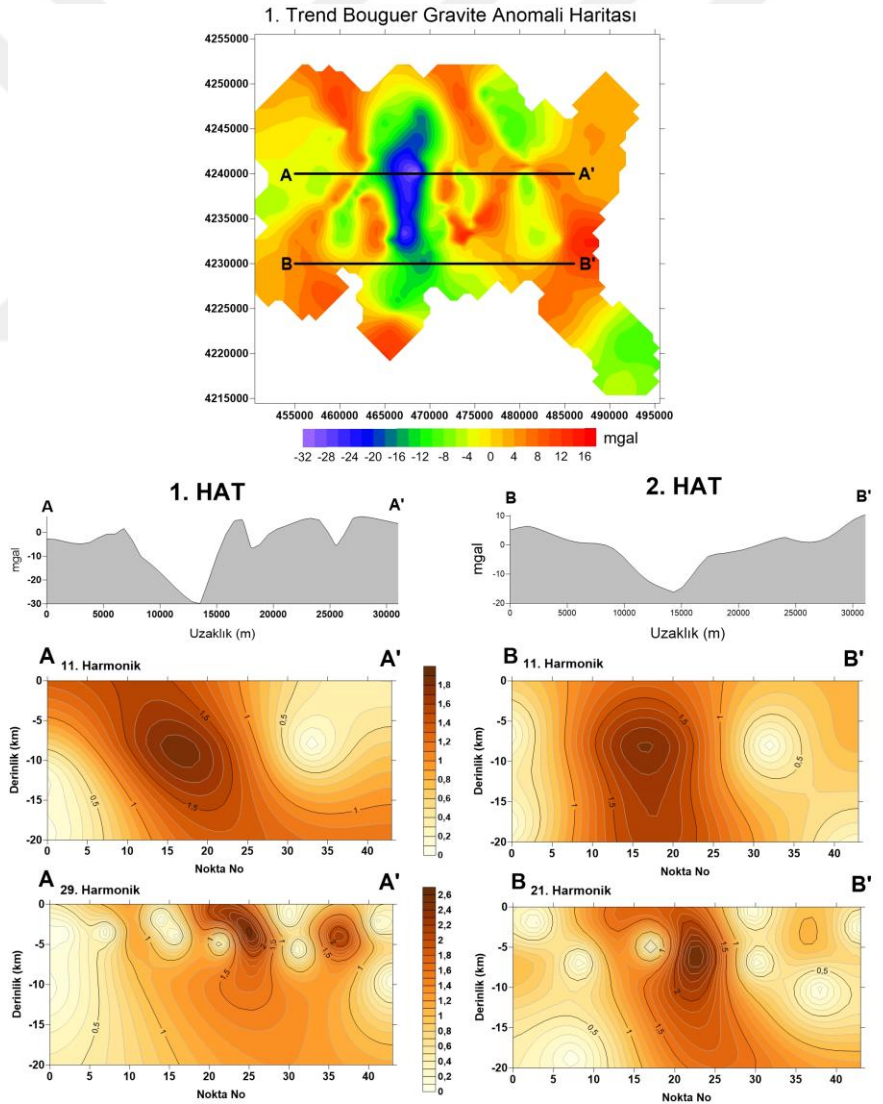
Şekil 5.1 Tilt açısı yönteminin uygulandığı alan ve sonuçları

Tam Bouguer gravite verilerinin 1. trend değerlerine uygulanan normalize tam gradyan (NTG) yöntemine ait sonuçlar, A-A' ve B-B' hatları için Şekil 5.2'de verilmiştir. Yapı sınırları ve derinliklerinin tespit edilmesi için uygulanan yöntemin sonuçları, iki hat boyunca derinlik kesitleri şeklinde elde edilmiştir. NTG yöntemi farklı harmoniklerdeki derinlik kesitlerini ortaya koymakta, bu kesitlerde 1'den büyük tam anomali kapanımları yapının konum ve derinlik bilgilerini taşımaktadır. Bu nedenle A-A' hattı için 11. ve 29. harmoniklerin, B-B' hattı için 11 ve 21. harmoniklerin kesitleri hat bilgileriyle Şekil 5.2'de birlikte verilmiştir.

A-A' ve B-B' hatlarının 11. Harmoniği için 15 ve 20. noktaları arasında yaklaşık 9 km derinlikteki yapının varlığı gözlenmektedir (Şekil 5.2). A-A' hattı yapının kuzey bölümü, B-B' hattı ise güney bölümüyle ilgili bilgiler taşımakta ve bu yapının K-G uzanımlı olarak aynı derinlikte uzandığı düşünülmektedir. A-A' hattının 29.

harmoniği incelendiğinde 20-30 ve 33-40 noktaları arasında yaklaşık olarak 3 km derinliğe sahip iki yapı görülmektedir (Şekil 5.2). B-B' hattının 21. harmoniğinde ise 20. ve 25. noktalar arasında yaklaşık 6 km'de bir yapı gözlenmektedir (Şekil 5.2). Bu durumda kuzeyde iki yapının, güneyde ise bir yapının varlığından söz edilebilir.

Ayrıca A-A' hattı için 11. harmonikte tespit edilen derinliğin eğimli duran bir yapının alt ucu, 29. harmonikteki derinlik değerinin ise bu yapının üst ucuna ait olabileceği bir diğer ihtimaldir. Aynı şekilde B-B' hattına ait kesitlerin 11. ve 21. harmoniklerdeki derinlik değerlerinin D-B uzanımlı eğimli bir yapının etkisi olabileceği göz ardı edilmemelidir.



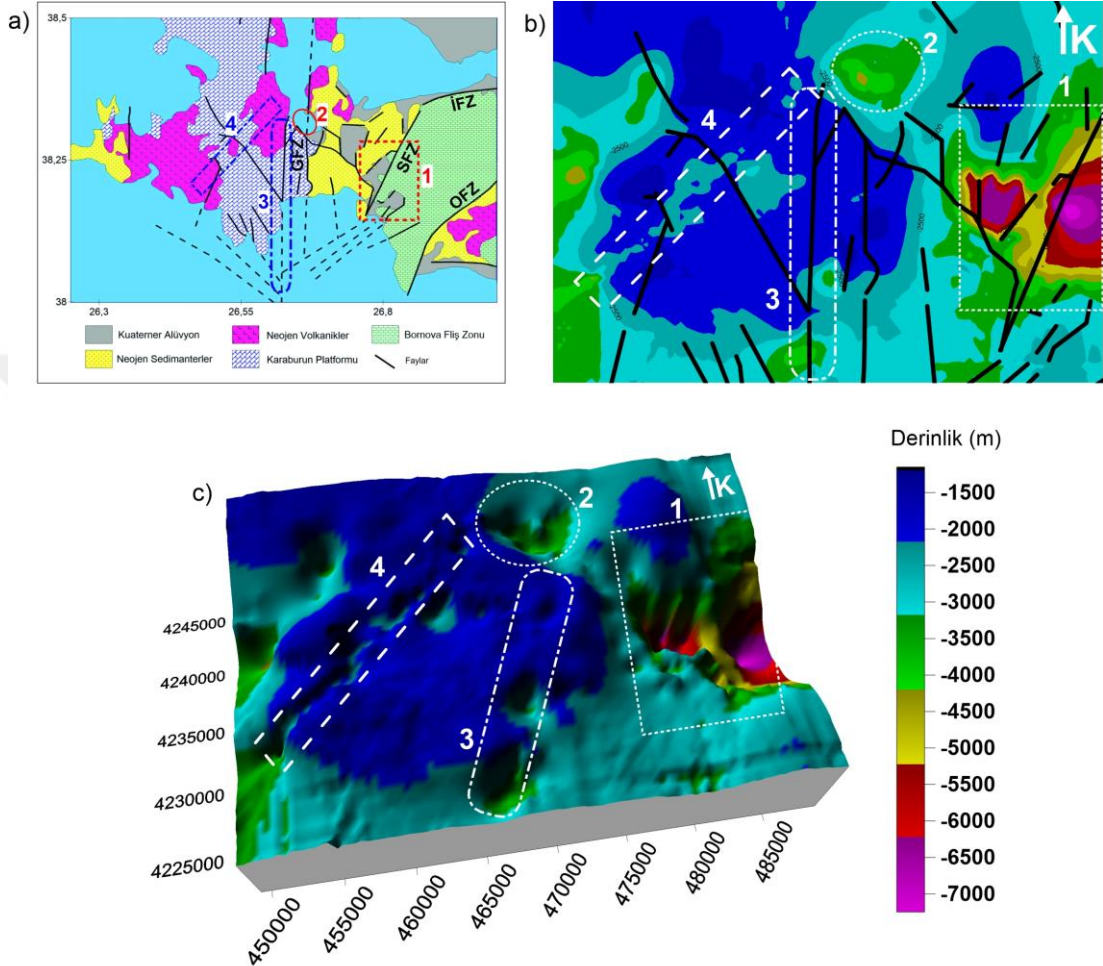
Şekil 5.2 NTG yönteminin uygulandığı hatlar ve bu hatlara ait sonuçlar

Çalışma kapsamında çalışma alanında ölçülen manyetik verilerin tek kutba indirgenmesiyle elde edilen değerlere Euler dekonvolüsyon yöntemi kullanılarak dayk, silindir ve küre modeli için (Tablo 3.1) derinlik analizi yapılmıştır. Şekil 3.1'deki yapısal indeksin çakışma kontrolü sağlanarak oluşturulan dayk, silindir ve küre modelleri için derinlik kesitleri Şekil 4.14'te verilmiştir. Bu kesitler incelendiğinde 3 model için de benzer bölgelerdeki derinlik artışı göze çarpmaktadır (Şekil 4.14). Bu derinlik modellerinin yorumlanması için Şekil 5.3'te verilen küre derinlik modeline ait 3 ve 2 boyutlu haritalar jeoloji haritasıyla birlikte sunulmuştur. Şekil 5.3b incelendiğinde sağ yönlü doğrultu atımlı Seferihisar fay Zonu'nun güneydoğusunda (Şekil 5.3a), 1 ile numaralandırılmış bölge modelin en derin noktasını vermektedir. Bu derin yapının hemen batısında Neojen sedimanter birimlerinin bulunduğu bölgede de aynı şekilde ikinci bir yapının varlığı izlenmektedir (Şekil 5.3b ve c). Her iki yapı Tablo 3.1 ve Şekil 3.1'deki küre modeli çözümünü desteklediğinden üç boyutlu bir yapı olarak yorumlanmıştır. Şekil 5.3b ve c'deki 1 numaralı alanda SFZ ve kuzeybatıdan gelen fayın (Şekil 5.3a) kesişim bölgesine karşılık geldiği lokasyonda bulunmaktadır.

Şekil 5.3b ve c'deki 2 numaralı kısımda yer alan ve derinlik değeri 3500-4000 m olarak belirlenen bölge, Gülbahçe Körfezi'nin bulunduğu alandır. Bu bölgedeki yapının, geçmiş deniz çalışmaları (Altan ve Ocakoğlu, 2016; Pekçetinöz ve diğer., 2007; Pekçetinöz ve diğer., 2009) ve kara çalışmalarıyla (Pamukçu ve diğer., 2014; Uzelli ve diğer., 2017) belirlenen jeotermal alanın bir elemanı olduğu düşünülmektedir. Bu bölgede Uzelli ve diğer. (2017) tarafından önerilen jeotermal modeldeki deniz içinde bulunan negatif çiçek yapısı, Euler dekonvolüsyon modelindeki yapıyı desteklemektedir.

Şekil 5.3b ve c incelendiğinde, 3 numaralı alanın Gülbahçe fayına ait küre modeli çözümünü sunduğu göz önünde bulundurulduğunda buradaki yapısal elemanın 3 boyutlu davrandığı düşünülmektedir.

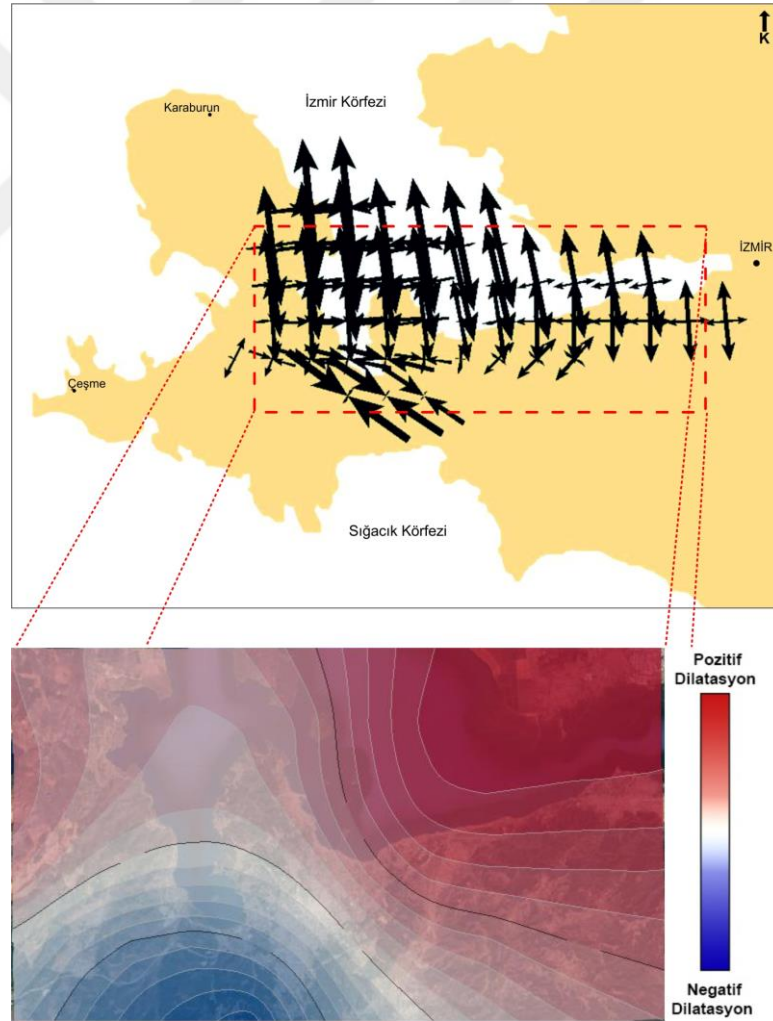
Şekil 5.3b ve c'deki KD-GB uzanımlı hat, 4 numaralı alanla gösterilmiştir. Bu hat boyunca 3 boyutlu yapıya ait Euler çözümleri elde edilebildiğinden, 4 numaralı hattaki yapının da 3 boyutlu olduğu düşünülmektedir.



Şekil 5.3 Euler dekonolüsyon yöntemine ait sonuçlar a) alanın jeoloji haritası, b) küre modeline ait 2 boyutlu harita (bölgedeki faylarla birlikte çizilmiştir), c) küre modeline ait 3 boyutlu harita

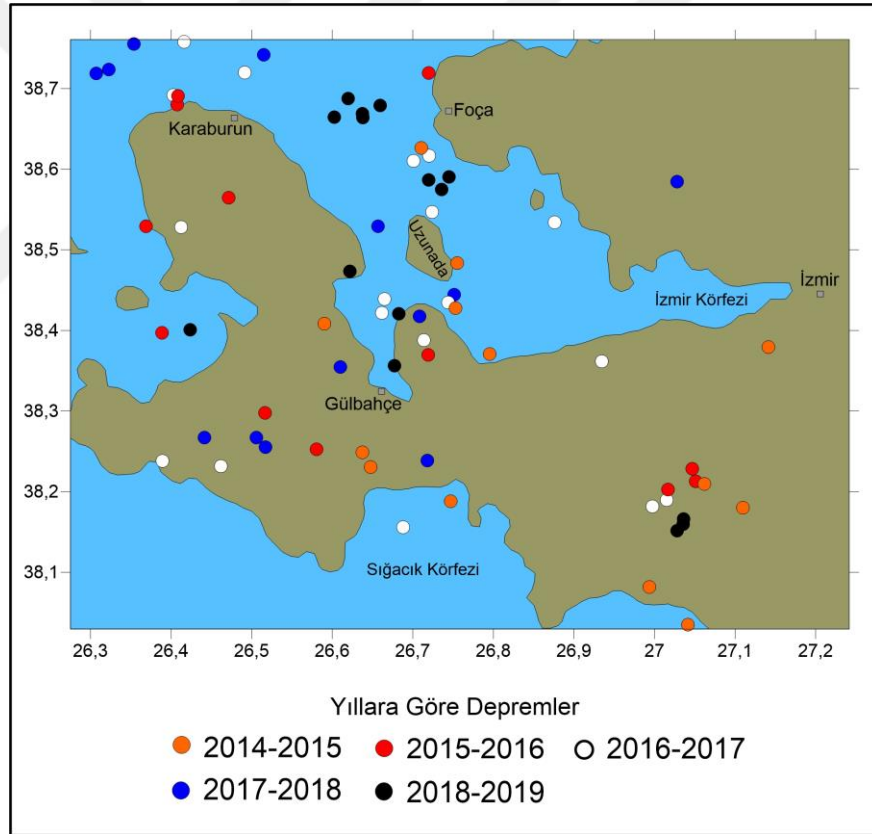
Çalışma kapsamında gerçekleştirilen GPS ölçümlerinden elde edilen hız vektörleri kullanılarak iki boyutlu deformasyon analizi yapılmıştır. 2005 yılında Sığacık Körfezi'nde gerçekleşen deprem sonrasında bölgedeki stres birikiminin çalışma alanının kuzeyine kaydığı Pamukçu ve Malaliçi (2018) tarafından verilmiştir. 2005 depremi öncesi Sığacık Körfezi'ndeki yüksek deformasyon oranının deprem sonrasında kuzeye yönelmesi bu bölgede oluşabilecek depremlerin habercisi olarak yorumlanmış ve bu bölgedeki stresin artabileceği vurgulanmıştır (Pamukçu ve Malaliçi, 2018).

Yapılan iki boyutlu deformasyon analiziyle belirlenen asal gerilme eksenleri, çalışma alanının kuzeyinde yer alan İzmir iç ve dış körfezi boyunca yaklaşık K-G açılmanın, Gülbahçe Fay Zonu ve Urla havzasının bulunduğu bölgede ise sıkışma rejiminin hakim olduğunu göstermektedir (Şekil 5.4). Çalışma alanı için yapılan dilatasyon (hacimsel deformasyon) analizinde ise İzmir iç körfezinde hacim artışı, Gülbahçe Fay Zonu'nun bulunduğu alanda ise hacim azalması görülmektedir (Şekil 5.3). Bu durum, çalışma alanının kuzey ve güney bölümünün farklı tektonik elemanların etkisinde olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Pamukçu ve Malaliçi (2018)'in de önerdiği gibi kuzey bölümdeki deformasyon oranı artarak devam etmektedir.



Şekil 5.4 Yapılan deformasyon analizi sonucu elde edilen asal gerilme eksenleri ve dilatasyon

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün verileri kullanılarak, son beş yılda (01/01/2014-01/01/2019) çalışma alanı ve çevresinde gerçekleşen magnitüdü 3'ten büyük depremler Şekil 5.5'te verilmiştir. Yıllara göre farklı renklerle belirtilen bölgedeki 71 depremin episantr dağılımları incelendiğinde (Şekil 5.5), depremlerin büyük çoğunluğunun çalışma alanının kuzeyinde gerçekleştiği görülmektedir. Yapılan iki boyutlu deformasyon analizinde de görüldüğü gibi, yüksek deformasyon oranlarının bulunduğu bölgenin sismik aktivitesi yüksektir. Özellikle Uzunada'nın kuzey ve güneyi oldukça aktif depremselliğe sahiptir. Yapılan deformasyon analizi sonucunda elde edilen asal gerilme eksenleri (Şekil 5.4) bu bölgedeki yüksek deformasyonu ortaya koymakta, deformasyon analizi ile deprem dağılımlarının uyumlu olduğu göstermektedir.



Şekil 5.5 Çalışma alanı ve çevresinde gerçekleşen depremlerin son 5 yıllık episantr dağılımları (<http://www.koeri.boun.edu.tr> verilerine göre)

KAYNAKLAR

- Akçığ Z, ve Pınar R. (2000). *Gravite ve manyetik arama yöntemleri*. İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Basım Ünitesi.
- Akın, U., Şerifoğlu, B. I. ve Duru, M. (2011). Gravite ve manyetik yöntemlerde tilt açısının kullanılması. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 143, 1-12.
- Aksu, A. E., Piper, D. J. W. ve Konuk, T. (1987). Late Quaternary tectonic and sedimentary history of outer İzmir and Candarli Bays, Western Turkey. *Marine Geology*, 76, 89–104.
- Aktuğ, B. ve Kılıçoğlu, A. (2006). Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics*, 41, 471–484.
- Aktuğ, B., Nocquet, J. M., Cingöz, A., Parsons, B., Erkan, Y., England, P.C., Lenk, O., Gürdal, M.A., Kılıçoğlu, A., Akdeniz, H. ve Tekgül, A. (2009). Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: limits to block-like behavior. *Journal of Geophysical Research*, 114, 1978–2012.
- Allmendinger, R. W., Reilinger, R. ve Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics* 26, 1-18.
- Altan, Z. ve Ocakoğlu, N. (2016). Shallow seismic study of the geothermal areas in the Gülbahçe Bay and İzmir Gulf (Aegean Sea, Western Turkey). *Marine Geophysical Research*, 37, 297–311.
- Arısoy, M. Ö. (2012). *Potansiyel alan verilerinin kesirsel merteye türevleri ile değerlendirilmesi*. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.

Arısoy, M. Ö. ve Dikmen, Ü. (2011). Potensoft: Matlab-based software for potential field data processing, modeling and mapping. *Computers & Geosciences*, 37 (7), 935-942.

Aydın A. (1997). *Gravite verilerinin normalize edilmiş tam gradyan, varyasyon ve istatistik yöntemleri ile hidrokarbon açısından değerlendirilmesi, model çalışmalar ve Hasankale-Horasan (Erzurum) havzasına uygulanması*. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.

Aydın, A. (2005). Gravite anomalilerinin doğrudan yorum yöntemleri ile değerlendirilmesi: Hasankale-Horasan bölgesinden bir uygulama. *Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 1, 95-102.

Barbosa, W., Silva, J. B. C. ve Medeiros, W. E. (1999). Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*, 64, 48–60.

Baysal, İ. (2015). *Güncel gps hızları kullanılarak Marmara'daki gerinim (strain) alanlarının belirlenmesi*. Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.

Baysal, D., Aktuğ, B. ve Koçyiğit, A. (2010). GPS nokta koordinatlarındaki zamana bağlı değişimlerin analizi ve yorumu: İzmir bölgesinde uygulama. *Harita Dergisi*, 144, 29-39.

Berezkin, V. M., Kirichek, M. A, ve Kunarov, A. A. (1978). *Application of geophysical methods for directly oil and gas exploration*. Moskova: Nedra Publishing House.

Berezkin, V.M. (1988). *Method of the total gradient in geophysical prospecting*. Moskova: Nedra Publishing House.

- Berezkin, W. M. (1973). *Application of gravity exploration to reconnaissance of oil and gas reservoir*. Moskova: Nedra Publishing House.
- Cardozo, N. ve Allmendinger R. W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers & Geosciences*, 35, 1343–1357.
- Çırmık, A., Pamukçu, O., Gönenç, T., Kahveci, M., Şalk, M. ve Herring, T. (2017a). 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.
- Çırmık, A., Doğru, F., Gönenç, T. ve Pamukçu, O. (2017b). The stress/strain analysis of kinematic structure at Gülbahçe Fault and Uzunkuyu Intrusive (İzmir, Turkey). *Pure and Applied Geophysics*, 174, 1425–1440.
- Demir, C. (1999), *Kuzey Anadolu Fay Zonu batı kesiminde yatay yer kabuğu hareketleri ve gerinim birikiminin araştırılması*. Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.
- Dewey, J. F., ve Şengör, A. C. (1979). Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90 (1), 84–92.
- Doğru, A., Görgün, E., Özener, H. ve Aktuğ, B. (2014). Geodetic and seismological investigation of crustal deformation near Izmir (Western Anatolia). *Journal of Asian Earth Sciences* 82, 21–31.
- Doğru, F., Pamukçu, O. ve Özsöz, İ. (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 Yıldız, H. (2018). Lithospheric structure of western Anatolia and the Aegean Sea using GOCE-based gravity field models. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 59 (2), 135-160.
- Dondurur, D. (2005). Depth estimates for slingram electromagnetic anomalies from dipping sheet-like bodies by the normalized full gradient method. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 2179-2195.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). *İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri*. 13 Ocak 2017, http://www.mta.gov.tr/v3.0/sayfalar/bilgi-merkezi/deprem/pdf/izmir_rapor.pdf.
- Feigl, K. N., King, R. W. ve Jordan, T. H. (1990). Geodetic measurements of tectonic deformation in the Santa Maria fault and thrust belt, California. *JGR Solid Earth*, 95, 2679-2699.
- Glover, C. ve Robertson, A. H. F. (1998). Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey. *Tectonophysics*, 298, 103–132.
- Google Earth, (2018). 12 Mayıs 2018, <https://www.google.com/earth/>.
- Göktaş, F. (2016). Ildır Körfezi güneyindeki bölgenin Neojen stratigrafisi Çeşme Yarımadası, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 59 (3), 299–321.
- Gönenç, T., Pamukçu, O., Uyanık, O., Çakmak, O., Sındırgı, P. ve Kaftan, İ. (2010), İzmir'in güneyindeki yeni mikrogravite profil çalışmaları. *Türkiye 19. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi*, 23-26 Kasım, Ankara, Türkiye.
- Grasemann, B. ve Stüwe, K. (2009). Tectonics and geodynamics. B. De Vivo, B. Grasemann, ve K. Stüwe, (Ed.). (2009), *Geology Vol. 1* içinde (163-190). Oxford: Eolss Publishers.

Gürçay, S. (2014). *Sığacık körfezi ve çevresinin deniz altı aktif tektoniğinin yüksek çözünürlüklü sismik yöntemler uygulanarak araştırılması*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A. ve McClusky, S. C. (2015). Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.6. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.

Kahveci, M. ve Yıldız, F. (2001). *GPS global konum belirleme sistemi*. Ankara: Nobel Yayın Dağıtım.

Kearey, P., Brooks, M. ve Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (3. Baskı). Oxford: Wiley-Blackwell.

Keating, P. ve Pilkington, M. (2004). Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical prospecting*, 52 (3), 165-182.

Keating, P. B. (1998). Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophys*, 63, 1595–1603.

LaFehr, T. R. (1991). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56, 1170–1178.

Malaliçi, B. C., Pamukçu, O., Çırmık, A. ve Dindar, H. (2019). Deformation analysis of East Mediterranean with using SSPX software. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 21 (61), 235-246.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M.,

- Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N. ve Veis, G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 105, 5695-5719.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 30 (2), 109–185.
- Miller, H. G. ve Singh, V. (1994). Potential field tilt-a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32 (2), 213-217.
- Milsom, J. (2003). *Field geophysics* (3. Baskı). West Sussex: John Wiley & Sons.
- Molovichko, A. K., Kostitsin, V. I. ve Tarunina, O. L. (1989). *Detailed gravity prospecting for oil and gas*. Moskova: Nedra Publishing House.
- Mudretsova, E. A., Varlamov, A. S., Filatov, V. G. ve Komarova, G. M. (1979). *The Interpretation of High precision data over the nonstructural oil and gas reservoirs*. Moskova: Nedra Publishing House.
- Nabighian, M.N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.
- Nabighian, M.N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crosssection. *Geophysics*, 39, 85-92.
- Ocakoğlu, N., Demirağ, E. ve Kuşçu, I. (2004). Neotectonic structures in the area offshore of Alaçatı, Doğanbey and Kuşadası, Western Turkey: Evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province. *Tectonophysics*, 391, 67–83.

- Ocakoğlu, N., Demirağ, E. ve Kuşçu, I. (2005). Neotectonic structures in Izmir Gulf and surrounding regions (Western Turkey): evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155–171.
- Oruç, B. ve Selim, H. H. (2011). Interpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform. *Journal of Applied Geophysics*, 74, 194-204.
- Oruç, B. (2011). Edge detection and depth estimation using a tilt angle map from gravity gradient data of the Kozaklı-Central Anatolia region, Turkey. *Pure and Applied Geophysics*, 168 (10), 1769-1780.
- Oruç, B. (2012). Source location and depth estimation using normalized full gradient of magnetic anomalies. *Yerbilimleri*, 33, 177-192.
- Özyalın, Ş. (2003). *Potansiyel alanlarda otomatik değerlendirme teknikleri ve arkeolojik alanlara uygulanması*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Pamukçu, O. ve Akçığ, Z. (2011). Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 901–917.
- Pamukçu, O. (2004). *Doğu Anadolu bölgesinin jeodinamik yapısının jeofizik verilerle irdelenmesi*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- Pamukçu, O., Akçığ, Z., Demirbaş, Ş. ve Zor, E. (2007). Investigation of crustal thickness in Eastern Anatolia using gravity, magnetic and topographic data. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 2345–2358.
- Pamukçu, O., Gönenç, T., Çırmık, A. ve Kahveci, M. (2013). Sismik riski yüksek olan İzmir-Karaburun'un güneyinde yapılmış mikrogravite ve gps çalışmaları. *TMMOB Jeofizik Dergisi*, 18, 59–66.

- Pamukçu, O., Gönenç, T., Çırmık,, A., Sındırgı, P., Kaftan, İ. ve Akdemir, Ö. (2015). Investigation of vertical mass changes in the south of Izmir (Turkey) by monitoring microgravity and GPS/GNSS methods. *Journal of Earth System Science*, 124, 137–148.
- Pamukçu, O., Gönenç, T., Uyanık, O., Sözbilir, H. ve Çakmak, O. (2014). A microgravity model for the city of İzmir (Western Anatolia) and its tectonic implementations. *Acta Geophysica*, 62 (4), 849–871.
- Pamukçu, O., Sözbilir, H., Ersay, E. ve Yurdakul, A. (2011). The use of microgravity modelling for understanding of the tectonic activity in Izmir, Western Anatolian region, Turkey. *European Geosciences Union (EGU 2011)*, 3-8 Nisan, Viena, Avusturya.
- Pamukçu, O. ve Malaliçi, B. C. (2018). Analysis of preseismic and postseismic deformation of Gülbahçe and surroundings with Sığacık (İzmir-Turkey) earthquake (2005). *4th International Conference on Engineering and Natural Sciences (ICENS 2018)*, 2-6 Mayıs, Kiev, Ukrayna.
- Pamukçu, O. ve Özsöz, İ. (2018). Magnetic anomaly of the Mid-Atlantic ridge and its surroundings obtained from swarm constellation. *4th International Conference on Engineering and Natural Sciences (ICENS 2018)*, 2-6 Mayıs, Kiev, Ukrayna.
- Pekçetinöz, B., Günay, C., Eftelioğlu, M. ve Özel, E. (2007). Gülbahçe körfezindeki jeotermal aktivitenin jeofizik yöntemlerle araştırılması. *6. Ulusal Kıyı Mühendisliği Sempozyumu*, 25-28 Ekim, İzmir, Türkiye.
- Pekçetinöz, B., Kayseri, M. S., Eftelioğlu, M., ve Özel, E. (2009). Gülbahçe körfezindeki hidrotermal aktivitenin yüksek ayrımlıklı sığ sismik ve palinolojik çalışmalar ile belirlenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 3, 326–366.

- Pietrantonio, G. ve Riguzzi, F. (2004). Three-dimensional strain tensor estimation by GPS observations: methodological aspects and geophysical applications. *Journal of Geodynamics*, 38, 1–18.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J. ve Somerton, I. W. (1990). Magnetic interpretation in 3-D using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55, 80-91.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanli, I. (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102, 9983–9999.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R. ve Ravat, D. (2007). Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73 (1), 1-10.
- Shen, Z. K., Jackson, D. D. ve Ge, B.X. (1996). Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, 101, 27957–27980.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C. ve Özkaymak, Ç. (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) depremlerinin sismik jeomorfolojisi ve bölgedeki gerilme alanları ile ilişkisi, Batı Anadolu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 52 (2), 217–238.
- Tan, O. (2013). The dense micro-earthquake activity at the boundary between the Anatolian and South Aegean microplates. *Journal of Geodynamics*, 65, 199–217.
- Teza, G., Pesci, A. ve Galgaro, A. (2008). Grid_strain and grid_strain3: software packages for strain field computation in 2D and 3D environments. *Computers and Geosciences* 34, 1142–1153.

- Thompson, D. T. (1982). EULDPH-A technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophys*, 47, 31–37.
- Turcotte, D. L. ve Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge: Cambridge Press.
- Uzel, B. ve Sözbilir, H. (2008). A first record of strike-slip basin in western Anatolia and its tectonic implication: The Cumaovası basin as an example. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 559–591.
- 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, 439-471.
- Uzelli, T., Baba, A., Mungan, G., Dirik, K. R. ve Sözbilir, H. (2017). Conceptual model of the Gülbahçe geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics*, 68, 67–85.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M. ve MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23 (2), 116-119.
- Yavaşoğlu, H. (2003). *Kuzey Anadolu Fayının orta bölümünün kinematığının 2001 ve 2002 GPS ölçmeleri ile belirlenmesi*. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.