

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

İZMİR VE ÇEVRESİNDEKİ MİKROGRAVİTE
VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Mehmet ÇETİNER

Ekim, 2012

İZMİR

İZMİR VE ÇEVRESİNDEKİ MİKROGRAVİTE VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Mehmet ÇETİNER

Ekim, 2012

İZMİR

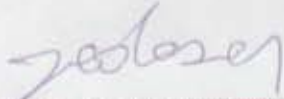
YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MEHMET ÇETİNER, tarafından DOÇ.DR. OYA PAMUKÇU yönetiminde hazırlanan “İZMİR VE ÇEVRESİNDEKİ MİKROGRAVİTE VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.



DOÇ.DR. OYA PAMUKÇU

Yönetici



PROF.DR. HASAN SÖZBİLİR

Jüri Üyesi



DOÇ.DR. MUSTAFA AKGÜN

Jüri Üyesi



Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tüm yaşamım boyunca adım attığım her alanda benden desteklerini esirgemeyen, koruyan, kollayan, iyi bir birey olmam konusunda yardım eden biricik AİLEM'E; maddî ve manevî verdikleri tüm destekler için teşekkür eder, her daim yanımda olmalarını dilerim.

Bu tezi yaratmamda, kazandığım tecrübeleri edinmemde, jeofizik mühendisliğinin lisans eğitiminde aldığım eğitimi ve başarıyı bir çita daha yukarıya çıkarmamı sağlayan emeklerini benden esirgemeyen Sayın Hocalarım Doç.Dr.Oya PAMUKÇU'ya ve Araş.Gör.Dr. Tolga GÖNENÇ'e katkı ve emeklerinden dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Tez içeriğinde geçen veri toplama aşamasında benden desteklerini esirgemeyen tüm Jeofizik Mühendisi arkadaşlarıma ve benden desteklerini esirgemeyen tüm dostlarıma teşekkür ederim.

İZMİR VE ÇEVRESİNDEKİ MİKROGRAVİTE VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

ÖZ

Batı Anadolu bölgesi karakteristik olarak aktif deformasyon alanıdır. Bu aktif bölge içinde yer alan çalışma alanı İzmir ve çevresi mikrogravite verileri ile ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu amaçla, TÜBİTAK 108Y285 nolu proje kapsamında İzmir ve çevresinde ilk olarak ölçülmüş mikrogravite verilerinin değerlendirme ve modellenmesi çalışmanın konularını kapsamaktadır. Çalışma alanında öncelikle profiller boyunca mikrogravite ölçümleri yapılmıştır. Arazi çalışmalarından sonra elde edilen verilere düzeltme ve indirgemeler uygulanmış ve Bouguer gravite anomali değerleri elde edilmiştir. Daha sonra elde edilen Bouguer gravite verilerine veri işlem yöntemleri uygulanmıştır. Son aşamada üç boyutlu gravite modelleme yöntemi irdelenmiştir. Yöntem önce kuramsal verilere ikinci aşamada ise çalışma alanına ait gravite verilerine uygulanarak, çalışma alanı üç boyutlu olarak modellenmiştir.

Sonuç olarak çalışma alanına ait mikrogravite verilerinin batıdan doğuya doğru göreceli olarak değiştiği saptanmıştır. Bölgedeki fayların bu değişimi denetleyen etkenler olduğu modelleme sonuçlarıyla değerlendirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Mikrogravite, İzmir, üç boyutlu modelleme

EVALUATION OF MICROGRAVITY DATA AROUND IZMIR

ABSTRACT

The West Anatolian coast is an active deformation area. The area which has been been in this active area, has been searched by the measurements which has been taken from Izmir city and its around.

With this purpose, the microgravity survey which has been measured firstly in Izmir and the surrounding in the Project of Tubitak 108Y185 and which has been modeled For this purpose, first, the geology of the area and seismotectonic amenities has examined. The data which has been taken from survey process, has been applied the corrections and reductions, then the Bouger gravity anomalies has been obtained. After that the data process has been applied to the anomalies. At the last stage, the three dimensional gravity model has been examined. First of all the method has been applied to the theoretical datas then it has been applied to the gravity datas which has been taken from the survey process, by this process the field has been modelled as a three dimensional.

At last it has been observed that the microgravity datas which has belong to the observation area Izmir and its around, changes from east to west. Bölgedeki fayların bu değişimi denetleyen etkenler olduğu modellenme sonuçlarıyla değerlendirilmiştir.

Keywords: Microgravity, Izmir, Three Dimensional Modelling

İÇİNDEKİLER

| | Sayfa |
|--|-----------|
| YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU | ii |
| TEŞEKKÜR..... | iii |
| ÖZ | iv |
| ABSTRACT | v |
| BÖLÜM BİR - GİRİŞ..... | 1 |
| BÖLÜM İKİ - ALANIN JEOLJİSİ | 4 |
| BÖLÜM ÜÇ - UYGULANAN YÖNTEM | 10 |
| 3.1 Gravimetrik Yöntem..... | 10 |
| 3.1.1 Yer Çekimi İvmesi..... | 10 |
| 3.1.2 Gravite Etkilerine Etki Eden Etkiler ve Düzeltmeler | 11 |
| 3.1.2.1 Enlem Etkisi..... | 11 |
| 3.1.2.2 Yükseklik Etkisi..... | 12 |
| 3.1.2.2.1 Serbest Hava Düzeltmesi | 12 |
| 3.1.2.2.2 Bouger Düzeltmesi..... | 12 |
| 3.1.2.3 Topoğrafya Etkisi..... | 13 |
| 3.1.2.4 Atmosfer Etkisi | 13 |
| 3.1.2.5 Yoğunluk Etkisi | 13 |
| 3.1.2.6 Gel-Git(Med-Cezir) Etkisi..... | 14 |
| 3.1.2.7 İzostasi Etkisi | 15 |
| 3.2 Mikrogravite Yöntemi..... | 16 |
| 3.2.1 Yöntemin Tanımı..... | 16 |
| 3.2.2.1 Boşluk Araştırmalarında Örnek Mikrogravite Kullanımları..... | 18 |
| 3.2.1.2 Mikrogravite Uygulama Alanları..... | 19 |
| 3.2.1.2.1 Akifer Görüntüleme | 19 |

| | |
|---|-----------|
| 3.2.1.2.2 Arkeolojik Çalışmalar | 19 |
| 3.2.1.2.3 Mağara ve Sığ Çukur Araştırmaları | 19 |
| 3.2.1.2.4 Kömür Madeni Araştırmaları | 19 |
| 3.2.1.2.5 Çevre Çalışmalarında | 20 |
| 3.2.1.2.6 Evaporit Çözünmelerini Denetlemede | 20 |
| 3.2.1.2.7 Jeolojik Modellemede | 20 |
| 3.2.1.2.7 Taş Ocaklarında..... | 20 |
| 3.2.1.2.8 Arazi Doldurma Çalışmalarında..... | 20 |
| 3.3 Uygulanan Parametre Tayin ve Modelleme Yöntemleri..... | 21 |
| 3.3.1 Gravite Verilerine Uygulanan Süzgeçleme Yöntemi | 21 |
| 3.3.2 Gravite Verilerine Uygulanan Türev Yöntemi | 22 |
| 3.3.3 Gravite Verilerine Uygulanan Kayan Pencere Güç Spektrumu Yöntemi | 24 |
| 3.3.4 Gravite Verilerine Uygulanan Parasnis Yoğunluk Tayini Yöntemi | 24 |
| 3.3.5 Gravite Verileri ile Talwani Modellemesi Yöntemi..... | 25 |
| 3.3.6 Yeraltındaki Küp Modeli İçin 3Dinver Programı ile Yapılan Çözümleme | 26 |
| BÖLÜM DÖRT-KURAMSAL UYGULAMALAR..... | 28 |
| 4.1 Matematiksel Teori..... | 28 |
| 4.2 Kuramsal Uygulama ve 3 Boyutlu Modellenmeleri..... | 29 |
| BÖLÜM BEŞ - ARAZİ UYGULAMASI | 42 |
| 5.1 Kullanılan Ekipman..... | 42 |
| 5.1.1 Scintrex CG-5 | 43 |
| 5.1.1.1 Kullanım Alanları | 43 |
| 5.1.2 Leica 1200+ GPS | 44 |
| 5.2 Mikrogravite Profil Saha Çalışmaları..... | 45 |
| 5.2.1 Veri Toplama | 45 |
| 5.2.2 Yöntem Uygulamaları | 46 |

BÖLÜM ALTI - SONUÇ VE YORUMLAMA 58

KAYNAKLAR 60

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Batı Anadolu bölgesi, Arap, Afrika ve Avrasya plakaları arasında uzanan yüksek sıkışma zonunun bir parçası konumundadır. Dünyadaki tektonik olarak en aktif ve hızlı deforme olan alanlardan biridir. Batı Anaolu Bölgesi K-G yönlü açılma sistemi içerisinde yer alan karmaşık bir tektonizmaya sahiptir. İzmir ve çevresi Şekil 1.1' de görüldüğü gibi bu sistem içinde yer almaktadır. İzmir ve çevresi'ne ait tektonizma ile ilgili çeşitli yaklaşımlar yapılmıştır (Ocakoğlu ve diğ. 2004; 2005, Ocakoğlu ve Demirağ, 2005; Uzel ve Sözbilir, 2008). Yapılan son çalışmalarda, İzmir ve çevresinin doğrultu atımlı ve normal fayların birlikte bulunduğu koridor içinde bulunduğu belirtilmektedir (Uzel ve Sözbilir, 2008). Bu koridor İzmir-Balıkesir Transfer Zonu olarak tanımlanmaktadır.

İzmir ve çevresinde bilinen diri fay haritaları Şaroğlu ve diğ. (1992) tarafından verilmiştir. Fakat daha sonra İzmir ve yakın çevresinde yapılan çalışmalarda (Barka ve diğ., 1996; Emre ve Barka, 2000) bilinenden daha fazla deprem kaynağı olduğu belirtilmiştir. Günümüzde ise Emre ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmada bölgedeki faylar ile ilgili güncelleme yapılmaktadır. Bu çalışmalarda (Akıncı ve diğ., 2000, Emre ve diğ. 2005, Ocakoğlu ve diğ., 2005) aktif tektonizma içerisinde farklı doğrultularda oluşan fayların kinematığının çözülmesi, kinematik özelliklerinin daha ayrıntılı incelenmesi ve daha detay araştırmaların yapılmasının gerektiği belirtilmektedir. Kinematik modellerin tanımlanması ve hareketlerin sürekli görüntülenmesi bölgenin sismik riskini anlamaya yönelik önemli bir kilit noktadır.

İzmir ve çevresinde Pamukçu ve diğ. (2010), Gönenç ve diğ. (2010), Pamukçu ve diğ. (2011) tarafından yapılan çalışmalarda gravite anomalilerinin tektonik yorumuna yönelik yaklaşımlar yapılmıştır.

Buradan hareketle bu çalışmada, TÜBİTAK 108Y285 nolu İzmir Güneyindeki Aktif Fayların Mikrogravite ve GPS Yöntemleriyle Araştırılması Projesi kapsamında İzmir'in güneyinde ölçülen mikrogravite verileri farklı tekniklerle değerlendirilmiştir.

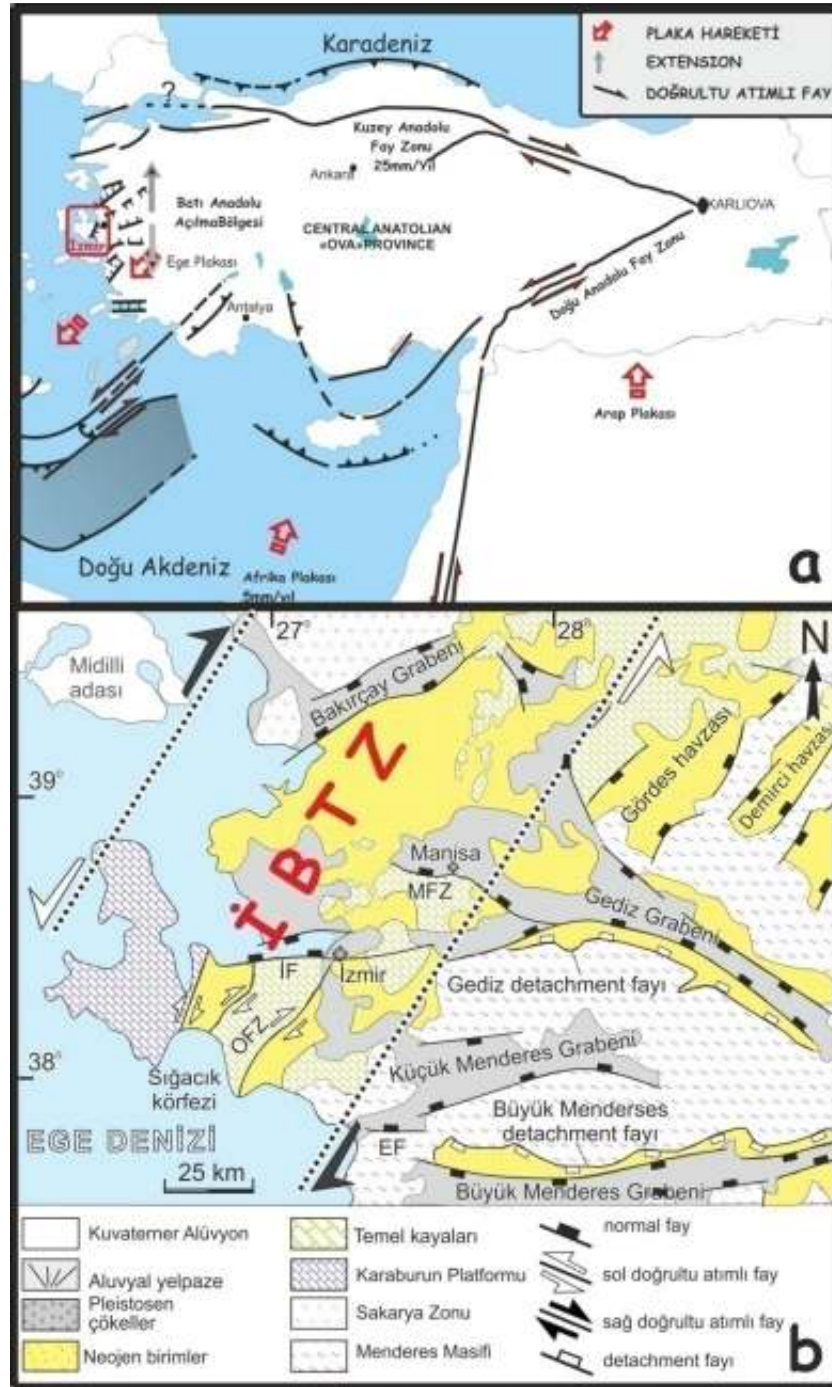
İlk aşamada 38.3^0 - 37.7^0 enlemleri ve 26.3^0 - 27.3^0 boylamları arasındaki bölgeye ait mikrogravite ve topoğrafya değerleri ölçülmüştür. Daha sonra bu değerler

kullanılarak düzeltme ve indirgemeler yapılmış ve çalışma alanına ait Bouger gravite anomali değerleri elde edilmiştir.

İkinci aşamada Bouger anomali değerlerinin ikinci türevi ile rezidüel değişimler irdelenmiştir.

Son olarak modelleme uygulaması için 3Dinver (Ortiz and Agarwal, 2005) bilgisayar programı kullanılmıştır. Bu aşamada yöntem önce kuramsal verilere, sonra çalışma alanına ait Bouguer arazi verilerine uygulanmıştır. Elde edilen bulgular Talwani(1959) yöntemi ile modellenmiş kesit modelleri ile birlikte irdelenmiştir.

Sonuç olarak bu çalışma kapsamında elde edilen bulgular önceki çalışmaların sonuçları ve jeolojik veriler ile birlikte irdelenerek İzmir'in güneyine ait olası 3 boyutlu gravite modeli sunulmuştur.



Şekil 1.1 a) Çalışma alanının bölgesel tektonik yapısı b) çalışma alanının yerel tektonik elemanları (Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğ., 1985; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Ambraseys, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Taymaz ve diğ., 1991; Reilingerve diğ., 1997; Ambraseys ve Jackson, 1998; Bozkurt, 2001; Gönenc ve diğ., 2012, Sözbilir, 2001).

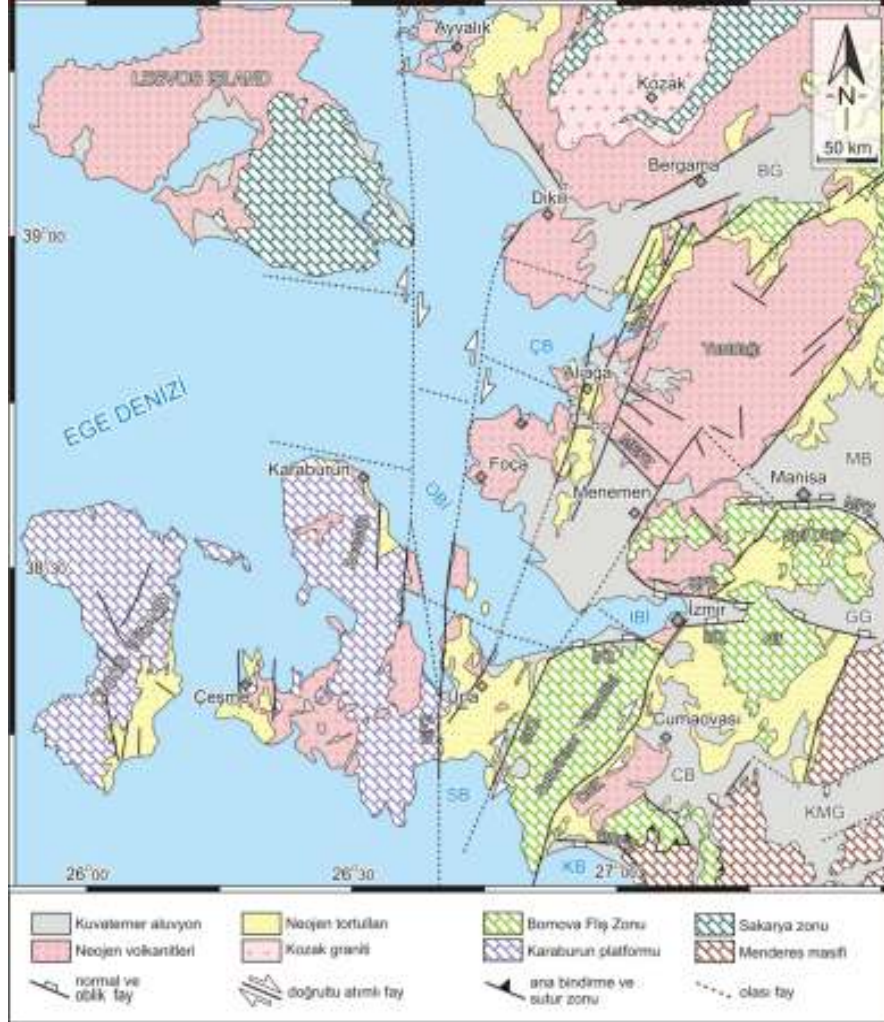
BÖLÜM İKİ

ALANIN JEOLojİSİ

Çalışma alanı Batı Anadolu tektonizması içinde B-D doğrultusunda Çeşme'den Ödemiş'e, K-G doğrultusunda, Menemen Manisa'dan Bayındır' a kadar uzanmaktadır (Şekil 1.2). Yapılan çok sayıdaki çalışmalar Batı Anadolu'nun Üst-Miyosen-Pliyosen'den beri gelişen D-B yönlü graben formlu büyük açılı normal faylarla karakterize ederken, bazı çalışmalar KD-GB yönelimli doğrultu atımlı fayların Batı Anadolu kabuğunu deforme ettiğini açıklamaktadır. Batı Anadolu'nun güneybatısındaki hareketin temel eksenleri; İzmir-Balıkesir arasında bulunan geniş geçiş zonu ile karakterize edilir (Uzel ve Sözbilir, 2008). Angelier ve diğ. (1982)'e göre açılma ve genişleme Miyosen zamanı sırasında meydana gelmiş ve en az üç sıkışma olayı Batı Anadolu'da gözlenmiştir. İlk sıkışma olayı Lycian havzasında KB-GD sıkışma yapılarını biçimlendirmiştir (Sözbilir, 2005). İkinci sıkışma olayı İzmir yakınlarında Miyosen zamanında pek çok bükülme, kıvrılma ve doğrultu-atımlı fayları meydana getirmiştir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen zamanındaki sıkışma fazı, tüm Ege ve Anadolu bölgesini etkilemiştir (Mercier, 1981). Bazı araştırmacılar Ege trenci boyunca görülen dalma-batma zonunun bu sıkışma fazı ile ilişkili olduğunu düşünmektedirler. Kissel ve diğ. (1987) Karaburun Yarımadası ve İzmir'in kuzeydoğu bölgesi arasında büyük diferansiyel blok rotasyonunun meydana geldiğini belirtmiştir. İzmir alanı için Geç Miyosen'den beri en büyük atım yapısı Gülbahçe fayının batısındaki Karaburun Yarımadası'nda saat yönündeki rotasyon ile meydana gelmiştir. Diğer taraftan İzmir'in kuzeyi ve doğusundaki alan, saatin tersi yönünde rotasyon göstermektedir (Kissel ve diğ., 1987; Uzel ve Sözbilir, 2008).

Kahle ve diğ. (1998) tarafından Hellenik yay, Ege Denizi ve Batı Anadolu'yu kapsayan bölgede kabuksal deformasyon yamulma oranlarını belirlemek için 1988–1996 yılları arasındaki Doğu Akdeniz'in GPS hız alanları kombine edilmiş, yapılan çalışmalar sonucunda Ege Denizi açılma deformasyonu ile karakterize edilmiştir. Bu deformasyonun doğrultusu kuzeyde saatin tersi yönünde bir rotasyon göstermektedir. Açılma mekanizması Kuzeybatı Anadolu'da K-KD, Orta ve Kuzey Yunanistan'da KKB yönlüdür. Ege Bölgesi ve Kuzey Yunanistan'da açılma, Hellenik yayda sıkışma hakimdir. Maksimum sağ yönlü kesme gerinim oranları Kuzey Anadolu Fay (KAF) zonu ve Kuzey Anadolu çukurunda görülmektedir ve bu zonlar Ege açılma

zonunun kuzey sınırını vermektedir. Maksimum sol yönlü kesme gerinim oranları ise Strabo-Pliny trenç sisteminde gözlenmiştir ve bu bölge Ege mikroplakasının güneydoğu sınırını vermektedir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2 Bölgenin basitleştirilmiş jeolojik haritası (Kaya, 1979; 1981; Sözbilir ve diğ. 2008; 2009; Uzel ve Sözbilir 2008; Özkaymak ve Sözbilir 2008; Helvacı ve diğ., 2009)

Gediz, Menderes ve Gökova Graben sistemlerinde Fethiye-Burdur zonu boyunca bu durum açık olarak görülmektedir. Marmara Denizi ve Marmara Denizi'nin doğusundaki alan hem açılma hem sıkışma yamulma oranları ile karakterize edilmiştir. KAF zonunun KD-GB yönelimli parçası sıkışma ile ilişkilendirilirken, KB-GD doğrultulu segmentler açılma sistemi ile ilişkilendirilirler. Bu durum KAF zonundaki transpresyonal ve transtensiyonel gerilmeler ile ifade edilir. Hellenik yay, yaya dik yöndeki sıkışma ile karakterize edilirken, KAF zonunda ve Kuzey Anadolu

Çukurunda sağ yönlü doğrultu atım bileşenleri hakimdir. Mudurnu vadisi, Kuzey Marmara Denizi, Saroz Körfezi Kuzey Anadolu çukuru ve Sporades basenini içeren bölge major doğrultu atımlarla sınırlıdır, yüksek sismisite ile karakterize edilmektedir ve bu sınır Anadolu-Ege Plakasını Avrasya'dan ayırır. Bu alan 170 nstrain/yıllık sağ yönlü bir gerinim oranına sahiptir. KAF zonu ve Kuzey Anadolu Çukuru (KAÇ) ile San Andreas fay zonu gerinim oranları karşılaştırıldığında her iki alanda benzer büyüklükler olduğu görülmüştür. Bundan dolayı KAF zonu ve KAÇ sismik tehlike açısından San Andreas fayı ile eşit öneme sahiptir (Kahle ve diğ., 1999).

1989–1997 yılları arasında elde edilen GPS hız alanları, Afrika plakasının kuzeydoğusu, Arabistan plakasının kuzeyi, Türkiye'nin orta ve batısındaki hareketlerin saatin tersi yönünde bir rotasyon yaptığını göstermektedir (McClusky ve diğ.; 2000). Bu rotasyon kuzeyde, KAF ve Ege Denizi'nin kuzeyindeki açılma ile sınırlanmıştır. Güney Ege'de GPS hız alanı Avrasya'ya göre yaklaşık $30 \text{ mm} \pm 1 \text{ mm/yıllık}$ bir hareket ile güneybatıya doğrudur. Hız alanı güney Ege'deki hareketin Batı Anadolu'daki aktif deformasyona hakim olan horst-graben yapılarıyla ilişkili D-B yönelimli normal faylardan kaynaklandığını göstermektedir. Güney Ege/Hellenik yayın hareketi Güney Ege plakasının rotasyonu ile uyumlu bir şekildedir. Güney Ege'deki uyumlu rotasyon, açılma, gerinim oranlarına ve kabuksal incelmeye neden olmaktadır. Yeni veriler Ege için iki plaka (Anadolu ve Ege) modelini işaret etmektedir ve bu görüş bölgedeki sismik ve neotektonik veriler ile desteklenmektedir.

GPS verilerinin değerlendirilmesi ile elde edilen sonuçlar, Türkiye'nin doğusundaki KB-GD yönlü doğrultu atımlı faylardaki sağ-yanal doğrultu atımlı faylar ile Kafkasya boyunca görülen itme arasındaki Arabistan-Avrasya plakası ayrılmasını göstermektedir. Kafkasya'daki toplam kısalma yılda $10 \pm 2 \text{ mm}$ 'dir. İç Anadolu'daki içsel deformasyon yılda 2 mm 'den küçüktür. Anadolu'nun hareketi kuzeyde sağ-yanal KAF ve güneydoğuda sol-yanal Doğu Anadolu Fayı (DAF) ile sınırlanmaktadır. Bu faylar için fay atım oranlarının üst sınırı $24 \pm 1 \text{ mm/yıl}$ ve $9 \pm 1 \text{ mm/yıl}$ 'dir. Avrasya'ya göre Ege'nin güneybatısı düşük içsel deformasyon ile (2 mm/yıldan az) $30 \pm 2 \text{ mm/yıllık}$ bir hız ile güneybatıya doğru hareket etmektedir. Güneydoğu Ege saat yönünün tersi yönde rotasyona uğrayarak, güneybatı Ege'ye

göre 10 ± 1 mm/ yıllık bir hızla Hellenik trençe doğru hareket etmektedir. Kuzey Ege Çukuru ve Korin Körfezi güneybatı Ege plakasının kuzey sınırını biçimlendirmektedir. Güney Ege, Anadolu'dan Batı Anadolu'daki K-G yönlü açılma sistemi ile ayrılmaktadır (McClusky ve diğ.; 2000). Nyst ve Thatcher (2004) Ege'nin aktif deformasyonuna yönelik GPS hız vektörlerini kullanarak yaptıkları çalışmada bölgeyi Güney Marmara, Güney Ege, Anadolu ve Orta Yunanistan olmak üzere dört mikropalakaya ayırarak bir model oluşturmuşlardır. Güney Ege mikropalakası lokal olarak açılma göstermektedir ve bu açılma oranı ortalama 46 ± 20 nstrain/yıldır. Açılma asal gerilmeleri bölgedeki aktif normal faylara diktir. Güneydoğu Ege'de 5–10 mm/yıllık D-B yönlü açılma görülmektedir ve asal açılma oranı 47 ± 20 nstrain/yıldır. Güneybatı Ege'de yaklaşık 5 mm/yıllık bir açılma görülmektedir ve asal gerinim oranı 47 ± 8 nstrain/yıldır (Nyst ve Thatcher, 2004).

Son yıllarda yapılan deniz jeofiziği araştırmaları ile doğrultu atımlı fayların (Tuzla fayı, Bergama-Foça Fay Zonu) da etkin olduğu ve tektonik sistemler denetiminde harekete geçme potansiyelinin daha önceden bilinenin aksine, sanılandan daha fazla olduğu anlaşılmıştır (Ocakoglu ve diğ.; 2004, 2005b). Kahle ve diğ.; (1998) tarafından elde edilen GPS hız vektörlerine göre çalışma alanında D-B yönlü sıkıştırma gerilim hızı, buna karşın K-G çekme gerilim hızı mevcuttur. Bu bilgilere göre, çalışma alanındaki K-G uzanımlı ve önemli ölçüde ters fay bileşenine sahip olan aktif faylar Ege Denizi'nde meydana gelen D-B yönlü sıkışmanın İzmir Körfezi ve çevresindeki göstergesi olarak yorumlanmıştır. İzmir Körfezinin KKB-GGD uzanan dış kısmı kabaca D-B yönünde sıkışmaktadır. Anadolu batıya kaçarken Yunanistan anakarasına çarpmakta ve GPS sonuçlarının da verilerinin de göstermiş olduğu gibi saatin tersi yönünde dönerek GB'ya 30 ± 2 mm/yıl yer değiştirme hızı ile hareket etmektedir (McClusky ve diğ., 2000). Bu tektonizmanın çalışma alanındaki karşılığının sıkışma ve dönmeyi gösteren K-G haritalanmış ters faylar ve KD-GB haritalanmış doğrultu atımlı faylar olduğu düşünülmektedir. Çalışma alanında ikincil olarak haritalanan aktif normal fayların ise bölgede GPS sonuçlarının göstermiş olduğu kabaca K-G yönlü gerilmenin karşılığı olduğu düşünülmektedir (Ocakoglu ve Demirağ, 2005). Aktuğ ve Kılıçoğlu (2005) tarafından İzmir ve çevresinde GPS değerleri ve gerinim alanlarının kullanılmasıyla yapılan çalışmada; Karaburun Yarımadası ile İzmir Körfezi'nin kuzeyindeki bölge arasındaki D-B yönündeki

kısalmanın ve İzmir Körfezi'ndeki açılmanın Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki genel açılma rejimi ile uyumlu olduğu görülmüştür. Karaburun Yarımadası'ndaki D-B yönlü kısalma ve K-G yönlü açılma, sağ yönlü faylanma ve saat yönündeki rotasyon ile yakından ilişkilendirilmiş, K-G yönlü açılmanın tüm Batı Anadolu'da olduğu gibi çalışma alanında da hakim olduğu ancak en büyük açılma oranının Karaburun Yarımadası'nın ortasında Tuzla fayı ve Tuzla fayının batısında gözlemlendiği belirtilmiştir.

Bu durum bölgedeki sismik aktiviteyi desteklemektedir. Bölgedeki GPS hız alanlarından Batı Anadolu'ya göre İzmir Körfezi'nde açılımın yüksek olduğu ve bu açılmanın batıya doğru arttığı anlaşılmaktadır. İzmir Körfezi'nin batısındaki açılım artışının İzmir Körfezi'nin doğusundaki sıkışmadan kaynaklandığı düşünülmektedir. Bu açılmanın sıkışmadan kaynaklandığının bir diğer kanıtı Karaburun Yarımadasındaki saat yönündeki rotasyon hareketidir. İzmir Körfezi ve Karaburun Yarımadasının bu major özellikleri İzmir ve çevresinin genel tektonik özelliklerini belirlemektedir. İzmir Körfezi ve çevresindeki neotektonik rejiminde, Urla Bloğunun güneyindeki hareket ve İzmir Körfezinin kuzey kısmı ile Karaburun Yarımadası arasındaki D-B kısalma hakim olduğu ve açılma rejiminin batıya doğru arttığı belirtilmiştir (Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2005).

İzmir ve çevresinde son onbeş yılda meydana gelen orta büyüklükteki üç deprem (1992-Doğanbey, 2003-Urla ve 2005) bölgenin doğrultu atımlı fayların kontrolünde şekil değiştirdiğini göstermektedir. Bu değişiklik bölgesel ölçekte Gümüldür ve Bigadiç arasındaki İzmir-Balıkesir transfer fay zonu olarak adlandırılan zonun varlığı ile açıklanabilir (Sözbilir ve diğ., 2003; 2005). Bu hattın batısında kalan ve Karaburun'a kadar gözlenen faylar, aynı fay sistemi içinde ele alınmalı ve bölgenin deprem potansiyeli bu fay kuşağının varlığı dikkate alınarak değerlendirilmelidir (Sözbilir ve diğ., 2005).

2005 ekim ayında (17 Ekim 2005, $M_w=5.4$; 17 Ekim 2005, $M_w=5.8$ ve 20 Ekim 2005, $M_w=5.8$) deprem dizisi olarak Sığacık Körfezi'nde meydana gelen depremlerin ilgi çekici olmasının nedeni K-G açılmanın ve D-B yönelimli normal fayların hakim olduğu bölgede, bu depremlerin sağ yanal doğrultu atımlı faylarda meydana gelmiş olmasıdır (Benetatos ve diğ., 2006). Yapılan çalışmalar bu deprem dizilerinin, Karaburun yarımadası ile Seferihisar yükseltisi arasında kalan bölgedeki faylarda

gelişmiş olan çiçek yapısı (V-şekilli model) adı verilen ana faya bağlı fay parçacıklarının yüzeye doğru dallanarak, çiçek kesitine benzeyen bir görünüm sunduğu KD-GB, K-G ve KB-GD doğrultulu fay parçalarında meydana geldiği gözlenmiştir (Sözbilir ve diğ., 2005). Aktar ve diğ.'nin (2007) Sığacık depremleri ile ilgili yaptıkları çalışmada ana şokların ve artçı şokların birbirleri arasında kuzeye doru 90°lik açı bulunan iki doğrultu atımlı fayın meydana getirdiği konjuge fay sisteminde oluştuğu belirtilmiştir.

Sözbilir ve diğ.'nin (2008) İzmir Körfezi'nde yaptıkları kinematik analiz ve paleosismolojik çalışmalar sonucunda; İzmir Fayı, Seferihisar Fayı ve Karşıyaka Fayı'nın transtansiyonel kuvvetlerin etkisiyle belirli dönemlerde birlikte çalışarak İzmir Körfezi'nin açılmasına katkı sağladıkları belirtilmiştir.

BÖLÜM ÜÇ

UYGULANAN YÖNTEM

3.1 Gravimetrik Yöntem

Gravite yönteminin temeli Newton'un "Çekim Yasası"ndan gelmektedir.

$$F = (G * M_1 * M_2) / r^2$$

- F: kuvvet(dyn)
- G: Gravite sabiti = $6.673 * 10^8 \frac{cm^3}{gr} . sn^2$
- r: kütleler arası yarıçap
- M_1, M_2 : kütleler

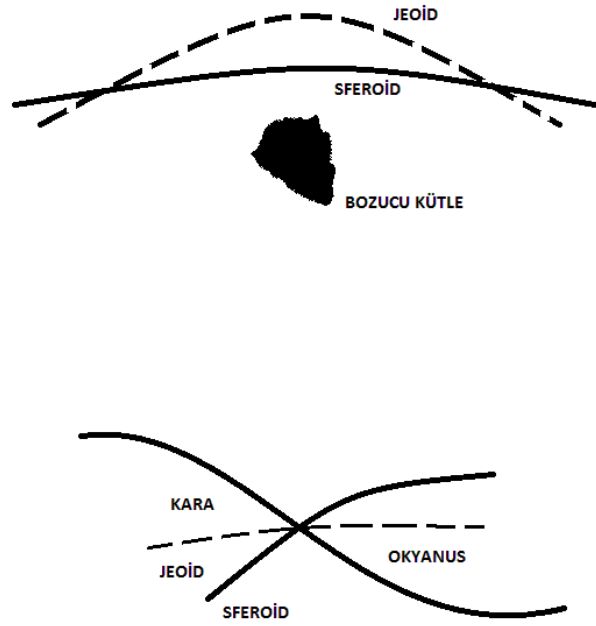
Yer küresi içindeki bir cisim için $\Rightarrow F = (G.M.m) / R^2$

- M: yer küresi kütlesi
- m: yer küresi üzerindeki cismin kütlesi
- R: yerin ortalama yarıçapıdır.

Newton'un 2.yasası ise, $F = m.g$ ve $g = (G.M) / R^2$ 'dir.

3.1.1 Yer Çekimi İvmesi

Gravite ivmesi enleme bağılı olarak değişir. Bunun sebebi ekvator ve kutuplardaki yerçekimi farklı olduğu için çekimlerde farklıdır. Kutuplarda yarıçap ekvatora göre yaklaşık 21,5 km daha kısadır. Bu nedenle ivme ekvator'dan kutuplara gidildikçe artar. Şekil 3.1' de görüldüğü gibi g vektörüne dik olan eş potansiyel yüzeye 'jeoid' denir. Yeryüzünde ortalama olarak deniz yüzeyinden geçen ve karaların altında da devam ettiği varsayılan bu eş potansiyel yüzey kıtalarda deniz yüzeyinden daha yüksek bir noktadan geçmektedir. Gravite değişimlerinin saptanmasında düzgün bir yeryüzü şekli gereklidir. Bu yüzey yerküresini homojen kabul eden 'sferoid'dir. Yeraltında farklı yoğunluk ve büyüklükte kütlelerin varlığı jeoid yüzeyini sferoid yüzeyinden ayırır.



Şekil 3.1 Jeoid yüzeyi; kıtalarda sferoidin üzerinden, okyanuslarda sferoidin altından geçer.

3.1.2 Gravite ölçülerine etki eden etkiler ve düzeltmeler

- Enlem etkisi
- Yükseklik etkisi
- Serbest hava düzeltmesi
- Plaka etkisi (Bouguer etkisi)
- Topografya etkisi
- Atmosfer etkisi
- Yoğunluk etkisi
- Gel-Git (Med-Cezir) etkisi
- İzostasi etkisi

3.1.2.1 Enlem Etkisi

Üzerine bulunulan enlemin meydana getirdiği etkidir.

$G_0(a) = 978031.845(1 + 0.0053024(\sin^2 a) - 0.0000059(\sin^2(2a)))$ bağıntısı ile hesaplanır.

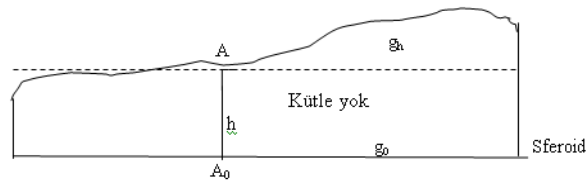
$G_0(a)$: a enlemindeki deniz seviyesindeki gravite

a: enlem derecesidir.

Aynı enlemde ölçülen g değerleri farklı ise buna “bouguer etkisi” denir.

3.1.2.2 Yükseklik Etkisi

3.1.2.2.1 Serbest Hava Düzeltmesi. Bu etki artan gravite çekiminin artan yüksekliğine göre azalan değerini verir. Deniz yüzeyinden h yükseliğindeki bir A noktasında ölçü alınmış olsun(Şekil3.2).



Şekil 3.2 h yükseklikte alınan ölçümün görünümü

$g_0 = g'$ 'nin deniz seviyesindeki değeri

$g_h = g'$ 'nin h yüksekliğindeki değeri

G=Gravitasyon sabiti

r=Yerin ortalama yarıçapı

M=Yerin ortalama kütlesi

Deniz yüzeyindeki gravite değeri; $g = G * M / r_0^2$

h g_0 yüksekliğindeki gravite değeri; $h = G * M / (r_0 + h)^2$

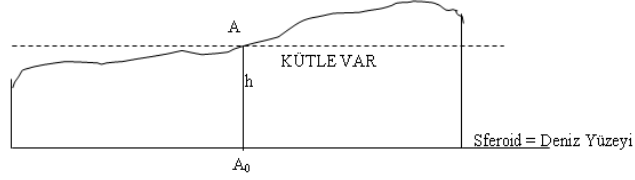
G, M ve r_0 değerleri yerine konursa serbest hava etkisi;

$g_{sh} = -0.3086$ mgal çıkacaktır ki bu da her bir metre için gravitedeki azalma miktarını vermektedir.

Serbest hava etkisi enleme göre de değişmektedir. Bu durumda genel olarak Türkiye'deki enlemler için ortalama $g_{sh} = 0.3086h$ mgal/m alınabilir. Her bir metre yükseklikte gravitede 0,3086 mgal kadar azalma olduğundan ölçü değerlerine bu kadar eklemek gerekecektir.

3.1.2.2.2 Bouguer Düzeltmesi. Şekil3.3 de görüldüğü üzere herhangi bir nokta ile deniz yüzeyi arasında o noktanın denizden yüksekliği kalınlığında kütle vardır. Bu ek kütlelerin meydana getireceği çekim kuvveti ile ilgili düzeltmeye “Bouguer

düzeltilmesi” denir. Bu kütlenin etkisi; $g_{Bh}=0,04185$ mgal/m olur. Bu etkinin ölçü değerinin çıkarılması gerekmektedir.



Şekil 3.3 Deniz seviyesinden h yükseklikte alınan ölçümün görünümü

Serbest hava ve bouguer düzeltmeleri ölçü istasyonunun denizden yüksekliği ile ilgilidir ve düzeltme birlikte yapılır. Bu birlikteliğe ‘yükseklik düzeltmesi’ denilmektedir.

$$Y.D = (g_{sh} - g)$$

$$Y.D = ((0.3086 - 0.04185 \text{ mgal}) * h)$$

3.1.2.3 Topografya Etkisi

İki boyutlu kütle düz değildir; çukurlar ve yükseltiler söz konusudur. Bu çukur ve yükseltilerin yoğunluk ve uzaklıklarının da gravite çekimine etkisi vardır, bu etkiye topografya veya engebe etkisi denir (Şekil 3.4-3.5). Topografya düzeltmesinde iki yöntem kullanılmaktadır;

- Hammer Yöntemi (abak ile)
- Talvani Yöntemi

3.1.2.4 Atmosfer Etkisi

Bu etki dikkate alınmamaktadır.

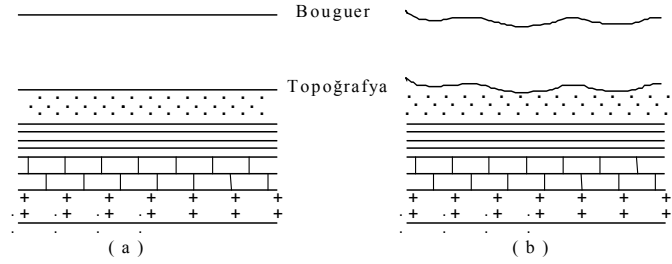
3.1.2.5 Yoğunluk Etkisi

Yoğunluk, gravite çekimlerinde önemli bir parametredir. Bu etkin parametrenin değişimi anomalilerin oluşmasına neden olur. Ancak değişim yanal olursa mümkündür.

3.1.2.6 Gel-Git (Med-Cezir) Etkisi

Ay ve güneşin, gravite ölçüm değerlerine az da olsa negatif etkisi söz konusudur. Bu çekim etkisi gel-git düzeltmeleri yapılarak giderilmektedir. Etki miktarı yaklaşık 0,2–0,3 mgal düzeyindedir.

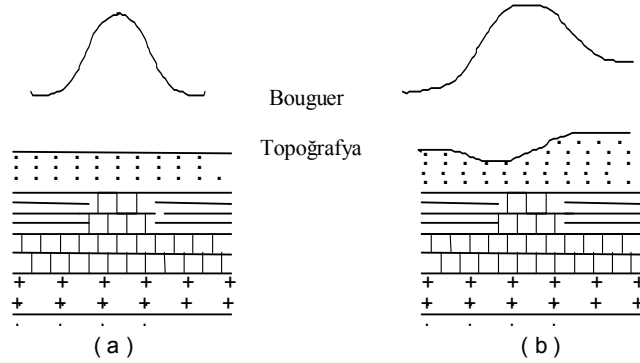
Yanal geçişi olmayan tabakalardan oluşsaydı;



Şekil 3.4 a) Yüzey topografyası düz : Her yerde aynı gravite ölçüsü alınacak ve herhangi bir anomali oluşmayacaktır.

b) Yüzey topografyası engebeli: Topografyayı yansıtan gravite ölçüleri alınacak ve topografyaya benzer küçük genlikli gravite değerleri elde edilecektir.

Yerküresi yanal yoğunluk değişimli tabakalardan oluştuğunda;



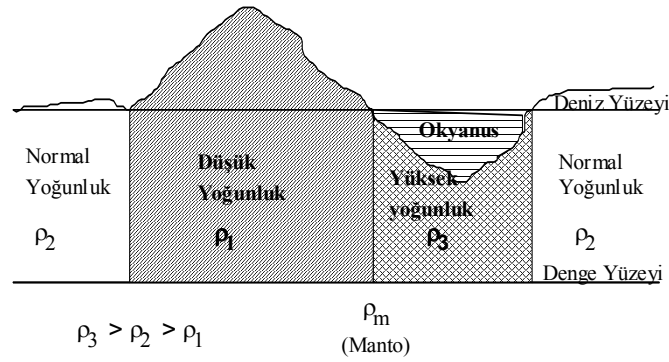
Şekil 3.5 a) Yüzey topografyası düz: Yanal değişimin olduğu yerlerde farklı gravite ölçümü elde edilecek ve anomali gözlenecektir. Şekilde şeyller içinde daha yüksek yoğunluklu kireçtaşı birimleri yer almaktadır.

b) Yüzey topografyası engebeli; Yine yanal geçiş olan yerlerde farklı gravite ölçüsü alınırken topografya etkisinden doğan anomali ile beraber toplamı kadar bir anomali elde edilecektir. Ancak yüzey topografya etkisi,

düzeltilme yöntemleri ile giderilecek ve yalnızca topografya altındaki yanal yoğunluk geçişli tabakaların etkileri kalacaktır. Topografya etkisi, yüzey kayaç yoğunluğu ile bouguer etkisini düzeltmede kullanılan 0.04191 h kadar anomali doğuracaktır.

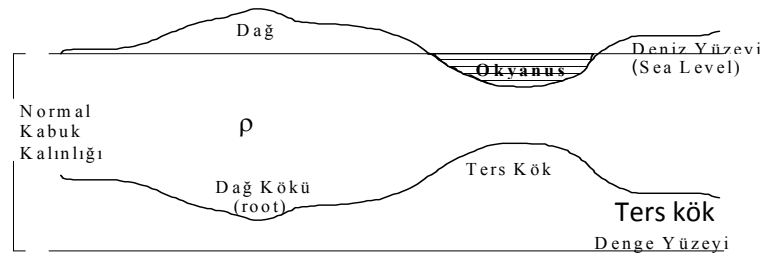
3.1.2.7 İzostasi Etkisi

Pratt-Hayford (Denge) Hipotezi: Topografya belirli derinliklerde fakat farklı yoğunluklarda dengelenir. Topografya azaldıkça yoğunluk artar (Şekil 3.6).



Şekil 3.6 Pratt-Hayford'a göre topoğrafya-yoğunluk değişimi

Airy-Heiskanen Hipotezi: Topografyada belirli derinlikler simetri gösterir. Deniz yüzeyi kadar yanal olarak derinlik sabittir. Denge yüzeyinde basınç her yerde aynıdır (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 Airy-Heiskanen Hipotezi'ne göre topoğrafya-yoğunluk değişimi

3.2 Mikrogravite Yöntemi

3.2.1 Yöntemin Tanımı

Mikrogravite tekniği jeofizik mühendisliğinde kullanılan bir tekniktir. Dünyanın gravitasyonel çekimini zamana bağlı ölçen bir sistemdir, boşluk ve boşlukların varlığını yorumlardan elde eder. Gravite anomalileri boşluk ve boşlukların üst üste gelmesi üzerine daha büyük değişimler gösterir ve yükseklik, enlem rejyonel jeolojik farklılıkların konvansiyonel gravite ölçümleri ile direkt olarak ölçülmesini engeller. Mikrogravite yöntemi büyük ölçüde son on yılda gelişim göstermiş ve yüksek çözünürlüklü donanımların etkisi, alan yorum teknikleri, karmaşık indirgeme ve analizler sayesinde bu anomaliler saptanabilir ve değerlendirilir hale gelmiştir. Büyük mağara ve boşluklar izole edilmiş anomalilerde açığa çıkar ama bunlar şekil ve derinlik hakkında detaylı bilgi sağlarlar. Kayıp veriler, düzeltme yöntemleri ve boşlukla ilişkilendirip hesaplanarak düzeltmeler doğrulanabilir. Bu metot doğal ve yapay boşlukları ayırt etmede sıklıkla kullanılmaya başlamıştır.

Dünyanın yerçekimi ivmesi $9,78(\text{ms}^{-2})$ ile $9,83(\text{ms}^{-2})$ arasında değişmektedir. Bu değerler çok küçük gravite anomalilerini değerlendirmek için oldukça büyüktür. Bu sebepten daha hassas olan gal(Galileo'dan gelir) olarak adlandırılan ve 1 ms^{-1} in $100'$ de $1'$ i olan birim kullanılır.

$$100\text{gal} = 1 \text{ ms}^{-1}$$

Dünya üzerinde yapılan bir çok ölçüm sonrasında gal biriminin de boşluklar ve boşluklar için büyük olduğu gözlenmiş ve mikrogal olarak adlandırılan ve galin $1,000,000'$ da bir $1'$ i olan birim kullanılmaya başlamıştır.

$$1 \text{ gal} = 1000000 \text{ Mikrogal}$$

Dünyanın gravite değeri $980,000,000$ mikrogal olmakla beraber mağara ve boşluklarda bu değer $5-200$ mikrogallik değişimler gösterir.

İncelenen alandaki karstik özellikli ve maden içeren yapılar değerlendiriciler için sıklıkla kısıtlamalar ve sorunlar oluşturur. Boşluklar gelişen ve yeniden yapılanan bölgelerde bir risk teşkil eder ve bunların hareketi ile özel veya kamu mülklerinde ciddi hasarlara neden olabilir. Sorumlu mühendislik, önceki boşlukların yerlerinin belirlenerek son mühendislik tasarımı ve yapılaşmaya uygulanmasını gerektirir.

Genel olarak en çok karşılaşılan doğal hedefler, kireçtaşlarındaki sığ çukur, derin çukur ve büyük mağara sistemleri gibi erime boşluklarıdır. Fakat maden çalışmaları, maden kuyuları ve tünelleri gibi yapay boşluklar daha fazla rastlanırdır(Owen, 1983).

Gelişen veya yeniden yapılanan bölgelerde, bölgenin incelenmesinde kullanılan en yaygın yöntem öncelikle yer tayini yapmak, daha sonra da mağaraların uzanım doğrultularını sondaj yardımıyla bulmaktır. Ancak Jeofizik aramalar çok daha ucuz bir şekilde mal edildiği için jeofizik yöntemler tercih edilir oldu.

Bir boşluk çevresindeki malzemeden daha az yoğunluğa sahip bir kütle oluşur. Bir boşluğun içi hava ile, su ile, alüvyonla, çökel malzeme ile ya da bunların karışımı ile dolu olabilir.

Mikrogravite yöntemi boşluk bulma için ideal bir yöntemdir. Yöntemde amaç yeraltındaki çekimleri ölçerek, yerçekimindeki değişimlerden bir anomali elde etmektir, çünkü bir boşluk çevre kayaktan daha küçük bir değer verir.

Bu metot basit gibi görünse de yeraltının incelenmesi hassas donanımlar, katı veri kalitelerinin kontrolü, veri indirgemesinde karmaşık veri analizleri sayesinde değerlendirilip yorumlanabilir. Yakın ve çoklu çapraz geçişler sonuçlara kesinlik kazandırır ve yapılan ölçümlerde boşluğun jeolojik ya da topografik etkilerinin görülmesini sağlar.

Bir kayacın Mikrogravite yöntemi ile belirlenebilmesi için o kayacın çevre kayaçla arasında yoğunluk farkı bulunması gerekir. Eğer yoğunluk farkı bulunmuyorsa Mikrogravite yöntemi ile sonuç alınamayacağından farklı yöntemler tercih edilmelidir. Boşluklar genelde çevrelerine göre belirli oranlarda farklılıklar gösterirler.

Hava boşlukları içerilerinde malzeme bulundurmadıklarından büyük anomali gösterirler. Su dolu boşluklar havaya göre %60, moloz ya da çamur dolu boşluklarda havaya göre ancak %40 oranında anomali oluştururlar. Tipik yoğunluk farkları hava boşlukları için $\Delta\rho = -2,5 \text{ gcm}^{-3}$, su dolu boşluklarda $\Delta\rho = -1,5 \text{ gcm}^{-3}$, Çamur/moloz dolu boşluklarda $\Delta\rho = -1,0 \text{ gcm}^{-3}$ tür.

Bunlar büyük yoğunluk farkları olmasına karşın hedef küçük farklılıklardır.

Boşluk doğal ya da yapay olsa da bir giriş ve çıkış yoluna sahip olmalıdır, aksi takdirde içerisinde barındırdığı malzeme dışarıya çıkamaz. Sonuçta, boşluğun etkisi

yalnızca yoğunluğuna bağlı değildir, boşluğun ana maddesini bünyesinde barındıran çevre kayalar da sonuca etki eder. (Chamon and Dobereiner 1988, Bishop et al 1994, Patterson et al 1995)

3.2.1.1 Boşluk Araştırmalarında Örnek Mikrogravite Kullanımları

Mikrogravite tekniği yer altı boşluklarının tespitinde kullanılmıştır. Neumann Mikrogravite araştırmasını gömülü su tankı rezervuarlarında uygulamıştır. Ayrıca taşocağı madenlerinin varlığının araştırlmasında başarı ile uygulanmıştır. Fojklawich (1976) Düşey gradiyent Gravite ölçümlerini Polonyanın altında uzanan tünelleri ve kaya mağaralarının araştırmada kullanmıştır. Buttler (1984) Sığ alt yüzey tünellerin ve mağaraların tespitinde Mikrogravite ve gradiyent tekniklerini kullanmıştır. Sığ (10 m altında) hava dolu boşluklarda 30 m'ye kadar da su dolu boşluklarda uygulanmıştır (Florida, Manatee Springs). Profilden yatay aralıklı gradiyent değerleri elde edilmiştir.

Düşey gradiyent ise Hillbert Dönüşüm tekniği ile Yatay gradyentten elde edilmektedir.

Önemli olarak bilinmelidir ki küçük Gravite çekimine sahip oluşumlar Gravite ölçümlerinin hassaslığından kaçabilmektedir. Elde edilmiş Mikrogravite anomalileri teoride tahmin edilen kadar geniş çıkmaktadır. Gravite ikincil etkilerle çevrelenmiş boşluğun ispatında kullanılır.

Al Rafaiy (1990) Kuveytin 27 kilometre kuzeyindeki Eosen yaşlı Damman kireçtaşının bulunduğu Al-Dahr bölgesinde mağaraların varlığının tespitinde uygulanmıştır. -20 ve -80 mikrogal arasında negatif anomali veren ölçümler yapılmıştır.

Ghatge (1993) küçük Mikrogravite izlerini sığ, terk edilmiş maden yataklarını bulmakta kullanmıştır. Gravite ölçümlerinin maden araştırmalarında kullanımı hakkında katkıda bulunmuştur.

Patterson ve diğerleri (1995) Yorkshire'daki alçılı Permo-Trias tabakaların çökme ayrımlarının tanımlanmasında mikrogravite yöntemini kullanmışlardır.

3.2.1.2 Mikrogravite Uygulama Alanları

- Akifer Görüntüleme
- Arkeolojik Araştırmalar
- Mağara ve Çukur Araştırmaları
- Çevre Çalışmalarında
- Evaporit Çözünmeleri Araştırmalarında
- Jeolojik Modellemede
- Taş Ocaklarında
- Arazi Doldurma Çalışmalarında

3.2.1.2.1 Akifer Görüntüleme. Mikrogravite, rezervi tükenmiş su yataklarında ve kızgın kuru kaya haline dönüşmüş jeotermal sahaların saptanmasında başarıyla kullanılan bir yöntemdir. Mikrogravite'nin jeotermal sahalarda kullanım amacı akiflerdeki su miktarının günden güne değişimini saptamak ve hidrojeolojik modelin belirlenmesidir.

3.2.1.2.2 Arkeolojik Çalışmalar. Mikrogravite metodu arkeolojide de boş hacim üzerinde odaklanır. Bundan dolayı mikrogravite yer altındaki insan yapısı koridor ve odaların tespit edilmesinde çok elverişlidir. Yöntemin oldukça güvenilir olması arkeologların tarihi yapıya zarar vermeden korkusuzca çalışmalarına yardımcı olur.

3.2.1.2.3 Mağara ve Sığ Çukur Araştırmaları. Mikrogravite, yer altında 50 m den sığ mağara ve çukurların bulunmasında kullanılan en etkili yöntemdir.

Mikrogravite karstik yapının şeklini belirlemede kullanılan tek yüzeysel jeofizik metodudur. Uygun şartlar altında mikrogravite doğal çukurların bulunmasında ve modellenmesinde mükemmel sonuç verir.

3.2.1.2.4 Kömür Madeni Araştırmaları. Mikrogravite yöntemi 1980'li yıllardan itibaren avantajları nedeniyle çok hızlı bir gelişim sürecine girmiştir ve şimdilerde yeraltındaki boşluklu yapının bulunmasında kullanılan en başarılı yöntemlerden biri haline gelmiştir.

Mikrogravite yöntemi, kömür madeninin tespit edilmesi ve yeraltındaki yayılımının saptanmasında çok başarılıdır. Mikrogravite diğer jeofizik yöntemler gibi kültürel mirasın korunmasında önemli rol oynar.

3.2.1.2.5 Çevre Çalışmalarında. 1970 lerin başlarında mikrogravite, gömülü olan beton su tanklarının ve rezervlerinin bulunmasında kullanılmıştır fakat şimdilerde daha çok 2. Dünya Savaşından kalan sığınakların bulunmasında kullanılmaya başlanılmıştır. Boşluk araştırmalarının çevreye uyulanmış şekillerinde kullanılan başarılı bir yöntemdir.

3.2.1.2.6 Evaporit Çözünmelerini Denetlemede. Hem doğal hem de yapay evaporit çözümleri İngiltere de ani bir gerileme dönemine girmiştir. Jipsiyum fiyatlarındaki ani yükselme insanları bu doğrultuda yönlendirmiştir. Mikrogravite yöntemi, araştırma ve sondaj çalışmalarında mükemmel sonuç vermiştir. Böylece breş sütunları ve yüzeyde çatlaklı mağaralar arasındaki sıralama yenilenmiştir.

3.2.1.2.7 Jeolojik Modellemede. Ana kaya tipik olarak çevre kayaktan daha yoğundur. Eğer yoğunluk ayırt edici özellikse ki öyle bu durumda mikrogravite yöntemi kullanılabilir. Faylanmaların tespit edilmesinde de kullanılmaktadır. Ana kaya içindeki boşlukların bulunmasında önemli rol oynar. Örneğin bu anakaya üzerine kurulacak bina için temel oturtulacaksa bu boşluklar mühendislik açısından çok önemlidir.

3.2.1.2.8 Taş Ocaklarında. Mikrogravite yöntemi, kapalı taş ocaklarında özellikle Güney Afrika, Numbia ve Avusturalya da başarıyla kullanılmıştır. Uygulamalar yapısal haritalama, eski maden alanlarının denetlenmesi ve derin çukurlardan kaynaklanan su taşması olaylarının resmedilmesidir. Son iki örnek ciddi güvenlik sorunları ve madenin ekonomik açıdan sürekliliği açısından çok önemlidir. Mikrogravite yöntemi, maden aktivitesinin güvenli bir şekilde ilerlemesini sağlar.

3.2.1.2.9 Arazi doldurma Çalışmalarında. Mikrogravite yöntemi, eskiden uygulanmış olan arazi dolgu çalışmalarının yerini ve yayılımını tespit etmede kullanılır. Yöntemin başarısı en büyük nedeni, dökülen malzeme ve ana kaya

arasındaki yoğunluk farkına bağlıdır. Profillerin sayısı ve sıklığı ne kadar çok olursa yöntem de o kadar kesin sonuçlar sunabilir.

3.3 Uygulanan Parametre Tayin ve Modelleme Yöntemleri

3.3.1 Gravite Verilerine Uygulanan 2 Boyutlu Süzgeçleme Yöntemi

Bir kayıtcı tarafından kaydedilen bir sinyal incelendiğinde; incelemenin amacına bağlı olarak; sinyal içinde istenmeyen olaylar da gözlenir. Bu nedenle bu istenmeyen olayları anomaliden ayırmak için süzgeçler kullanılır. Zaman ortamı süzgeçleme bağıntısı

$$\phi'(x) = \phi(x) * f(x) \quad \phi(x) : \text{Giriş verisi}$$

$$\phi'(x) : \text{Çıkış verisi} \quad (3.1)$$

$$\phi'(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) \cdot \phi(x - \tau) \cdot d\tau \quad f(x) : \text{Süzgeç işlevi}$$

τ : Evrişimdeki kayma miktarı

şeklinde verilmektedir. Süzgeç işlevi olan $f(x)$ in belirli ve sonlu sayıda eleman içermesi gerekir. Süzgeç elemanları bu sayının dışında sıfırdır ($|x| \geq X$ için $f(x) = 0$). O halde (3.1) bağıntısının sınırları değiştirilirse süzgeç işlevi bakışık olacağından

$$\phi'(x) = \int_{-X}^X f(\tau) \cdot \phi(x - \tau) \cdot d\tau \quad (3.2)$$

bağıntısıyla tanımlanan zaman ortamındaki süzgeçleme bağıntısının Fourier Dönüşümü alınarak frekans ortamındaki süzgeçleme denklemi elde edilir ve kısaca

$$\phi'(u) = F(u) \cdot \phi(u) \quad u : \text{frekans ortamı bağımsız değişkeni}$$

$F(u)$: Süzgecin frekans tepki işlevi

şeklinde gösterilir. Süzgecin frekans tepki işlevi

$$F(u) = \int_{-X}^X f(x) \cdot \exp(-2\pi \cdot jux) dx \quad (3.3)$$

olarak verilir. (3.3) bağıntısının daki $f(x)$ işlevi daima düşey eksene göre bakışık olduğundan Fourier Kosinüs Dönüşümü alınırsa

$$F(u) = 2 \int_0^x f(x) \cdot \cos(2\pi \cdot ux) dx \quad (3.4)$$

bağıntısına ulaşılır. (3.4) bağıntısının ayrık işlevi ise

$$F(u) = 2 \sum_{k=0}^x w(k) \cdot \cos(2\pi \cdot ku) \quad (3.5)$$

şeklinindedir. Zaman ve frekans ortamı süzgeç düzenleme işlemi aşağıdaki adımlarla yapılır.

1. Süzgecin geçirmesi ve süzmesi istenen dalga boyu için, zaman ortamı örnekleme aralığı kullanılarak kesme frekansı hesaplanır
2. Kesme frekansı saptanan dönüşüm işlevi frekans ortamında uygun örnekleme aralıkları ile örneklenecek frekans ortamı ayrık dizisi oluşturulur.
3. İkinci adımda elde edilen dönüşüm işlevi bakışık duruma sokulur (Pınar ve Akçığ, 1995).

3.3.2 Gravite Verilerine Uygulanan Türev Yöntemi

Rejyonel-rezidüel ayırmada kullanılan yöntemlerden bir tanesi de türev yöntemleridir. Bilindiği gibi Δg gravite değeri uzaklığın karesi ile türevi ise uzaklığın dördüncü kuvveti ile orantılıdır. Bu nedenle de Bouguer anomali haritasında düzgün değişen fonksiyonlar türev haritasında bulunmayacak, diğer bir deyişle derin etkiler bastırılacak, yüzeye yakın etkiler izlenecektir. 2. türev yöntemi yüksek geçişli bir süzgeçleme işlemidir ve yüzeye yakın sığ etkiler görmek için yapılır. Genel olarak türev bağıntıları şu şekildedir:

$$\left[\frac{\partial g}{\partial z} \right] = \frac{1}{s} \sum_i A_i \overline{\Delta g}(r_i) \quad z=0 \quad (3.6)$$

$$\left[\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} \right] = \frac{K}{s^2} \sum_i B_i \overline{\Delta g}(r_i) \quad z=0 \quad (3.7)$$

Bu bağıntılarda s =grid aralığı, K =katsayısı ve A_i ve B_i $g(r_i)$ ye ait katsayılarıdır. 2. İkinci türev hesaplamasında Fourier Dönüşümleri de kullanılır. Bilindiği gibi potansiyel, kütlelerin bulunmadığı yerde Laplace denklemini gerçekler ve bu yaklaşım

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} = 0 \quad (3.8)$$

bağıntısını ile tanımlanır. Yukarıda bağıntıda aşağıdaki şekilde düzenlenirse,

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \quad (3.9)$$

elde edilir. $z=0$ düzlemindeki $g(x,y)$ potansiyel verisi Fourier dönüşümünden yararlanarak,

$$g(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Phi(u, v) \exp[2\pi i(ux + vy)] du dv \quad (3.10)$$

bağıntısı ile verilir. Laplace denklemin de bu eşitlik kullanılırsa x ve y sırası ile;

$$\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial x^2} = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} 4\pi^2 u^2 \Phi(u, v) \exp[2\pi i(ux + vy)] du dv \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial y^2} = - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} 4\pi^2 v^2 \Phi(u, v) \exp[2\pi i(ux + vy)] du dv \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial^2 g(x, y)}{\partial z^2} = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} 4\pi^2 (u^2 + v^2) \Phi(u, v) \exp[2\pi i(ux + vy)] du dv \quad (3.13)$$

Z yönündeki ikinci türevin Fourier dönüşümünün $\Phi''(u, v) = 4\pi^2 (u^2 + v^2) \Phi(u, v)$ bağıntısı ile bulunabileceği görülür. $F(u, v) = 4\pi^2 (u^2 + v^2)$ olmak üzere,

$$\Phi''(u, v) = F(u, v) \cdot \Phi(u, v) \quad (3.14)$$

elde edilir.

İkinci türev işlecini oluşturulmasında $F(u, v) = 4\pi^2 (u^2 + v^2)$ bağıntısından yararlanılır. Önce işlecini frekans tepki işlevi oluşturulur. İkinci aşamada bu işlec ters Fourier Dönüşümü ile zaman ortamına geçilerek uzay ortamı katsayıları bulunur. Bu katsayılar ile de veri evriştirilerek ikinci türev anomali haritası elde edilir (Pınar ve Akçığ, 1995).

3.3.3 Gravite Verilerine Uygulanan Kayan Pencere Güç Spektrumu Yöntemi

Güç spektrumunun, potansiyel alan verilerine uygulanması ve bozucu kütlelerin oluşturduğu anomalilerin güç spektrumlarının elde edilmesi ile ilgili çalışmalar Bhattacharyya (1965; 1966), Spector ve Bhattacharyya (1966) tarafından geliştirilmiştir. Daha sonra anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin saptanması ise Spector ve Grant (1970) tarafından gerçekleştirilmiştir. Yöntem günümüze kadar da bir çok araştırmacı tarafından kullanılmıştır. Gravite yönteminde güç spektrumu ile anomaliye neden olan yapının parametreleri arasındaki ilişki

$$S(w) = \sum_{p=1}^p f^p(w, \alpha_1^p, \alpha_2^p, \dots, \alpha_n^p) \exp(-2wh) \quad (3.15)$$

olarak verilir. İstatistiksel bir yaklaşım olan spektrum kestiriminin sağlıklı olabilmesi ise ancak değişinti ve ortalama karesel hatanın küçük olması ile olanaklıdır. Bu uygulamada veri bir pencere fonksiyonu yardımıyla eşit sayıda bölmeye ayrılarak, her bölmenin spektrumu ayrı ayrı bulunur ve aynı frekanslardaki değerler toplanıp aritmetik ortalaması alınarak spektrum elde edilir. Ara işlemlerden sonra bağıntı

$$S = C \cdot \exp(-2wh) \quad (3.16)$$

şeklini alır. (3.16) bağıntısının her iki tarafının logaritması alınarak gerekli düzenlemeler yapılırsa, anomaliye neden olan yapılara ilişkin ortalama derinlik

$$\bar{h}_i = \frac{\ln(w_{i+1}) - \ln(w_i)}{2(w_{i+1} - w_i)} \quad i = 1, 2, \dots \quad (3.17)$$

bağıntısından yararlanılarak bulunur.

3.3.4 Gravite Verilerine Uygulanan Parasniz Yoğunluk Tayini Yöntemi

Anomali değerlerine enlem düzeltmesi uygulandıktan sonra ortama ait ortalama yoğunluk (3.18) nolu bağıntı (Parasniz, 1952) kullanılmıştır.

$$g_B = g_{obs} \pm d_{gl} + 0,3086\Delta h - (0,04191\rho)\Delta h + d_{gr} = g_{obs} - d_{gl} + dg_{FA} - dg_B + dg_T \quad (3.18)$$

Burada g_{obs} ; station reading, dg_L ; latitude correction, dg_{FA} ; free air correction, dg_B ; Bouguer correction, dg_T ; terrain correction olarak tanımlanmaktadır. Çalışma sahası çok engebeli ve ani kot değişiklikleri mevcut ve homojen ise ölçülen gravite değerleri sadece yükseklik değişiminden etkilenecektir. Eğim hesabından ortalama yoğunluk değerine, (3.19) bağıntısı kullanılarak, ulaşılır.

$$\rho = \frac{0,3086 - \frac{\Delta g}{\Delta h}}{0,04191} \quad (3.19)$$

3.3.5 Gravite Verileri ile Talwani Modellemesi Yöntemi

Gravite anomalilerinin değerlendirilmesinde, anomaliyi yaratan yeraltı yapısının geometrik şeklinin aranması modelleme çalışmalarının temelini oluşturur. Oluşturulacak geometrik modelin, yaratacağı anomali hesaplanarak elde edilen veriler, araziden ölçülmüş gravite verileri ile karşılaştırılarak önkestirilen modelin yapıyı ne oranda yansıtabileceği araştırılır. Kuramsal bağıntısı bilinmeyen anomalilerin modellenmesi Talwani ve diğ., (1959) tarafından geliştirilen modelleme yöntemiyle yapılır. Şekil 3.8' deki, A dan B ye gravite etkisi bulunmak istenirse

$$\Delta g = 2 \cdot G \cdot \rho \int_{\theta_i}^{\theta_{i+1}} z \cdot d\theta \quad (3.20)$$

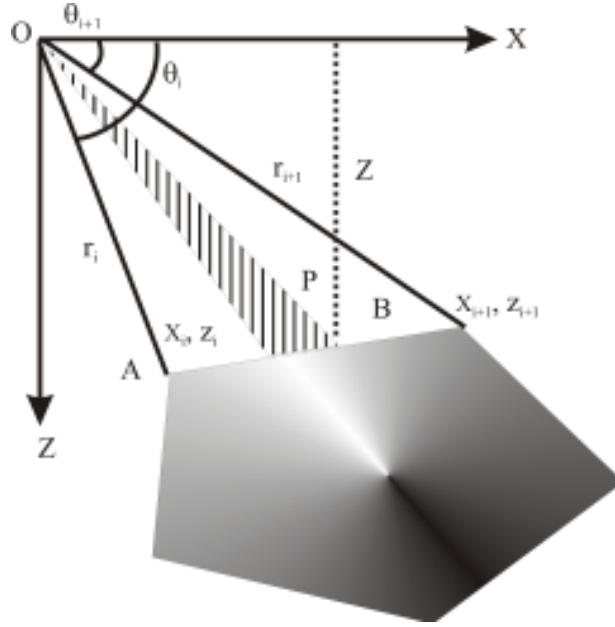
bağıntısı elde edilir. z yerine konulup integral çözüldüğünde

$$\Delta g = 2 \cdot G \cdot \rho \sum_{j=1}^n \frac{x_{j+1}z_{j+1} - z_j x_{j+1}}{(x_{j+1} - x_j)^2 + (z_{j+1} - z_j)^2} \left\{ (x_{j+1} - x_j) \cdot (\theta_j - \theta_{j+1}) + \frac{1}{2} (z_{j+1} - z_j) \cdot \ln \frac{r_{j+1}}{r_j} \right\} \quad (3.21)$$

$$r_i = (x_i^2 + z_i^2)^{1/2}$$

$$\theta_i = \arctan \frac{z_i}{x_i}$$

bağıntısına ulaşılır. Bu bağıntıdan yararlanarak, yeraltında bulunan iki boyutlu çokgen şekilli bir cismin gravite anomalisi kolaylıkla hesaplanır.



Şekil 3.8 İki boyutlu bir cismin kartezyen koordinatlarda görünümü

3.3.6 Yeraltındaki Küp Modeli İçin 3Dinver Programı ile Yapılan Çözümleme

Yapılan çalışmada 3Dinver (Ortiz and Agarwal, 2005) modelleme programı kullanılmıştır. 3Dinver (Ortiz and Agarwal, 2005) programı Türkiye’de bazı çalışmalarda kullanılmıştır. Bunlar; Ege Bölgesi’nin kabuk yapısının belirlenmesi (Altınoğlu, 2010), Akdeniz Bölgesinin Depremselliğinin, Kabuk yapısı ve Potansiyel Alan Verileriyle İrdelenmesi (Aydın, 2010) gibi gravite ve mikrogravite yöntemiyle elde edilen verilerin ters çözüm işleminden sonra modellenmesini içeren çalışmalardır.

Yumuşak zeminlerde, değişikliklerin topografya içerisinde daha sert tabakalara bağlı olduğu varsayılır. Eğer değişikliklerde topografik dalgalanmalarda varsa, anomaliler yapının üstünde yatay bir düzleme indirgenebilir (Henderson and Cordell, 1971, Rao and Murthy 1978) . Dahası şebekenin ölçüleri tamamıyla kayaç yükü kaplar, böylece derinliğin yoğunluk arayüzeyi bütün dış, grid noktalarında sıfırdır, yükündeki yoğunluk farkı, yoğunluk ara yüzeyin parabolik olarak derinlikle Chakravarthi (2002) tanımlandığı gibi değişiklik gösterdiği varsayılır.

$$\Delta\rho(Z) = \frac{\Delta\rho_0^3}{(\Delta\rho_0 - \alpha Z)^2} \quad (3.22)$$

$\Delta\rho(Z)$ yoğunluk farkı herhangi bir derinlikte yoğunluk farkı yerin yüzeyindeki dış değer, sabittir. Yoğunluk farkı derinlikle parabolik şekilde değişmesiyle 3D prizmatik yapısının sebep olduğu yerçekimi değişikliğinin kaydını sağlar. 3D düşey prizmasından çıkan yapay gravite anomalisi 3Dinver(Ortiz and Agarwal, 2005) programı ile hesaplanabilir.

Ters çözüm prosedüründe Parker(1973) tarafından bulunan gravite anomalilerinin değerlendirildiği Fourier geçişleri kullanılmaktadır.

$$F(\Delta g) = -2\pi G\rho e^{(-kz_0)} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (3.23)$$

Burada; $F(\Delta g)$ Gravite anomalilerinin Fourier geçişi, ρ tabakalar arası yoğunluk farkı, G gravite sabiti, k dalga numarası, $h(x)$ ara yüz derinliği ve z_0 dik ara yüzün derinliği temsil eder.

Oldenburg(1974); bu bağlantıyı, gravite anomalilerinden gelen dalgalı arayüzün derinliğine ulaşmak için şu şekilde düzenlemiştir;

$$F[h(x)] = -\frac{F[\Delta g(x)]e^{(-kz_0)}}{2\pi G\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (3.24)$$

Bu teorem arayüz yoğunluğunun topoğrafyasını elde etmeyi sağlar.

Devam edilince, arayüzün derinliği sıfırdan büyükse ve topoğrafyayı kesmiyorsa, işlem uzaklaşmaya başlar.

Ters çözüm işlemi yüksek frekanslarda sabit değilken, $HCF(k)$, yüksek geçiş filtresi, bu işleme dahil olur ve işlemin uzaklaşmasını önlemeye çalışır. Bu filtre şu şekildedir;

$$HCF(k) = \frac{1}{2} \left[1 + \cos \left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)} \right) \right] \quad (3.25)$$

$$WH < k < SH,$$

$$k > SH \leftrightarrow HCF(k) = 0$$

$$k < WH \leftrightarrow HCF(k) = 1$$

Gözlenen gravite anomalilerindeki yüksek frekans etkilerini kısıtlamak için kullanılır.

BÖLÜM DÖRT

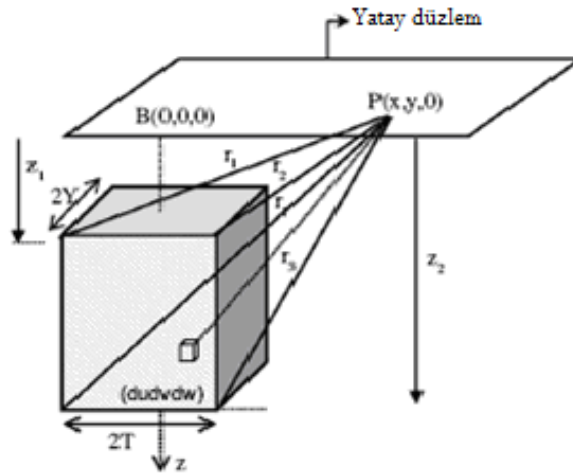
KURAMSAL UYGULAMALAR

4.1 Matematiksel Teori

Çalışmanın bu aşamasında kuramsal model olarak gravite yönteminde üç boyutlu küp modeli kullanılmıştır(Şekil 4.1).

$$\begin{aligned}
 \Delta g(x, y) = & \frac{B_0^0 z_0}{R^3} \\
 & + 3B_2^0 [(3 \cos^2 \Psi - 1)z_0^3 + (5 \sin^2 w \sin^2 \Psi - 2 \cos^2 \Psi - 1)x^2 z_0 \\
 & + (5 \cos^2 w \sin^2 \Psi - 2 \cos^2 \Psi - 1)y^2 z_0 - 2 \sin w \sin \Psi \cos \Psi (x^3 + xy^2 - 4xz_0^2) \\
 & + 2 \cos w \sin \Psi \cos \Psi (y^3 + x^2 y - 4yz_0^2) - 10 \sin w \cos \Psi \sin^2 \Psi (xyz_0)] / 2R^7 \\
 & + 3B_2^2 [-3 \sin^2 \Psi z_0^3 + (5 \cos^2 w - 5 \sin^2 w \cos^2 \Psi + 2 \sin^2 \Psi)x^2 z_0 \\
 & + (5 \sin^2 w - 5 \cos^2 w \cos^2 \Psi + 2 \sin^2 \Psi)y^2 z_0 \\
 & + 2 \cos w \sin \Psi \cos \Psi (y^3 + x^2 y - 4yz_0^2) \\
 & - 2 \sin w \sin \Psi \cos \Psi (x^3 + xy^2 - 4xz_0^2) \\
 & + 10 \sin w \cos w (1 + \cos^2 \Psi)xyz_0] / R^7 \\
 B_0^0 = & 8G\rho abc \quad B_2^0 = \frac{B_0^0(2c^2 - a^2 - b^2)}{6} \quad B_2^2 = \frac{B_0^0(a^2 - b^2)}{12}
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

(Grant and West, 1965).



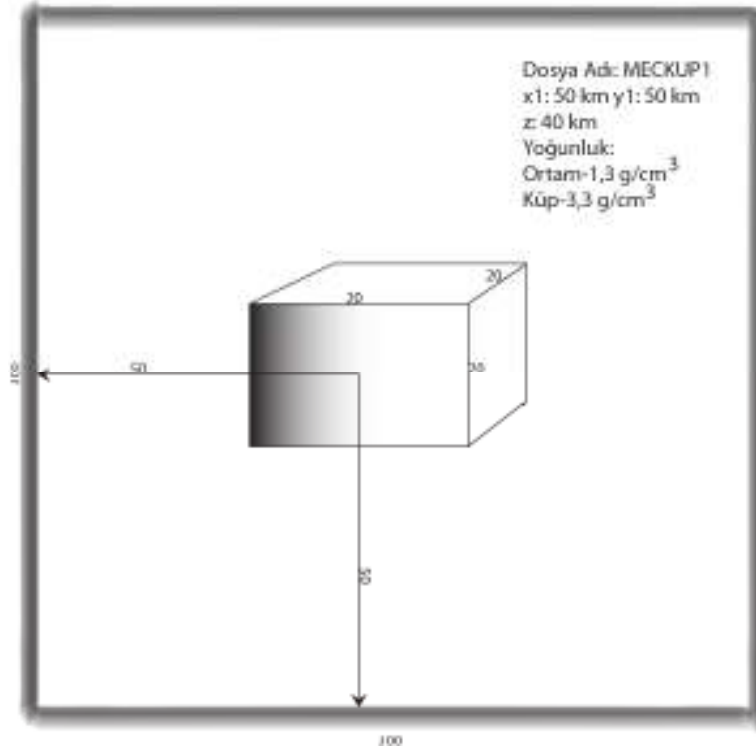
Şekil 4.1 Üç boyutlu düşey prizma sistemi

4.2 Kuramsal Uygulama ve 3 Boyutlu Modellenmeleri

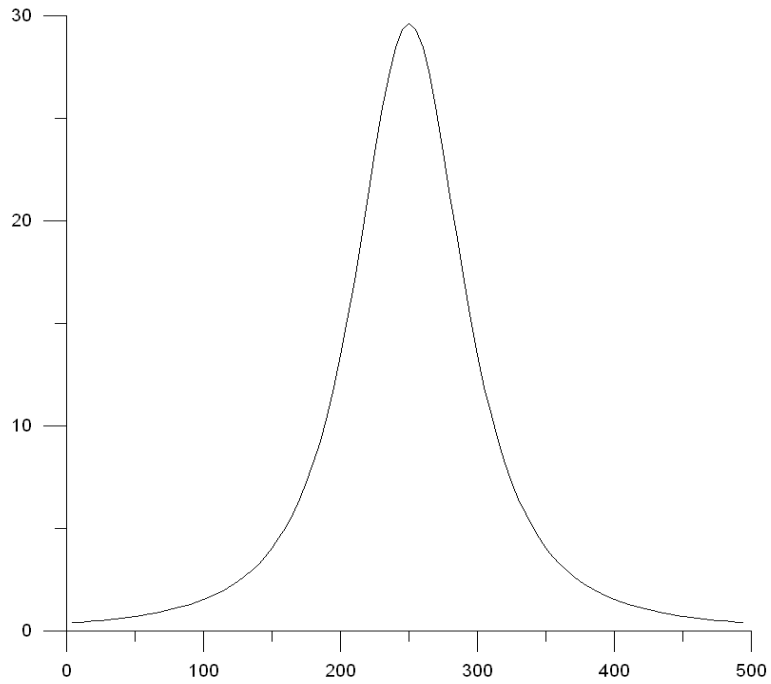
Çalışmanın bu aşamasında, (4.1) bağıntısından yararlanılarak yeraltında tek ve ikili yapıdan oluşan modeller tasarlanmıştır (Şekil 4.2-4.5). Daha sonra seçilen bu veri setleri, (3.23), (3.24), (3.25) bağıntıları kullanılarak, 3Dinver programında değerlendirilmiştir.

➤ MECKUP1 Modeli

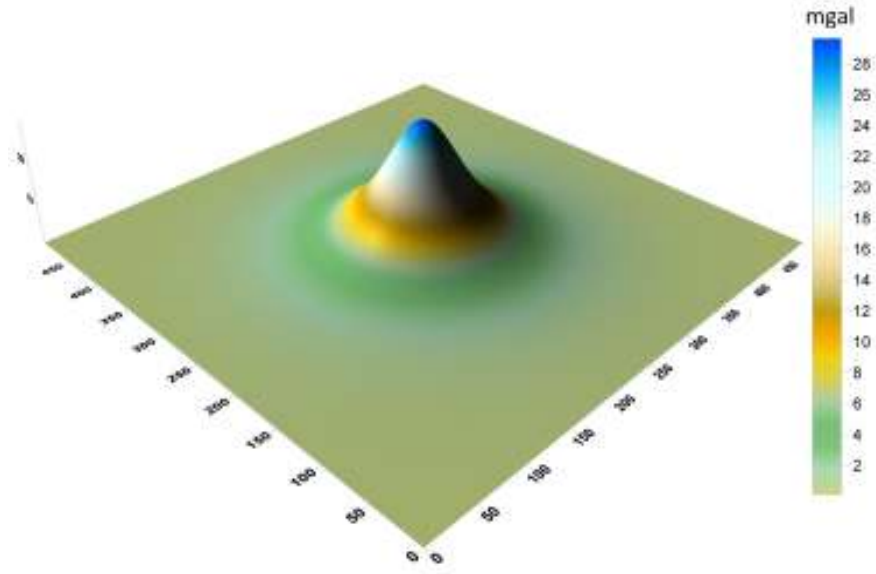
Tasarlanan bu model, 20 km x 20 km x 20 km boyutlara sahip tek küp modelini, en üst kenarı yeryüzünden 40 km aşağıda olacak şekilde düşünülmüştür. Alanın 100 km ye 100 km ye bir alan olduğu düşünülüp, model x eksenine yönünde 50 km y eksenine yönünde 50 km olarak yerleştirilmiştir. Ortamın yoğunluğu $1,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak, küp modelininki ise $3,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır (Şekil 4.2). Bu modele ait 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği Şekil 4.3 de sunulmaktadır. Şekil 4.4 de verilen MECKUP1'nin kuramsal Bouguer anomali değerleri kullanılarak 3Dinver programı ile modelleme yapılmıştır. Modelleme sonucunda Şekil 4.5 deki taban derinliğinin ve bu değerler kullanılarak hesaplanmış Bouguer değerlerinin 3 boyutlu haritası Şekil 4.6 da görülmektedir.



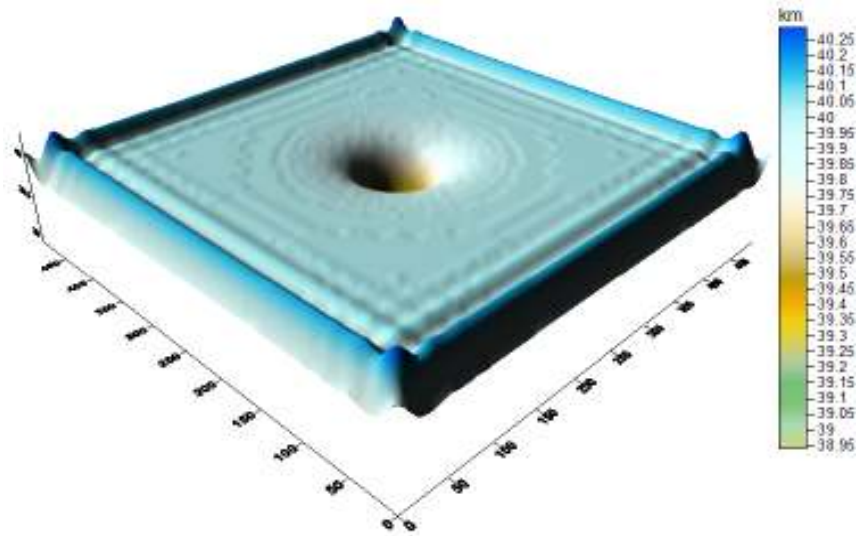
Şekil 4.2 MECKUP1 modeli.



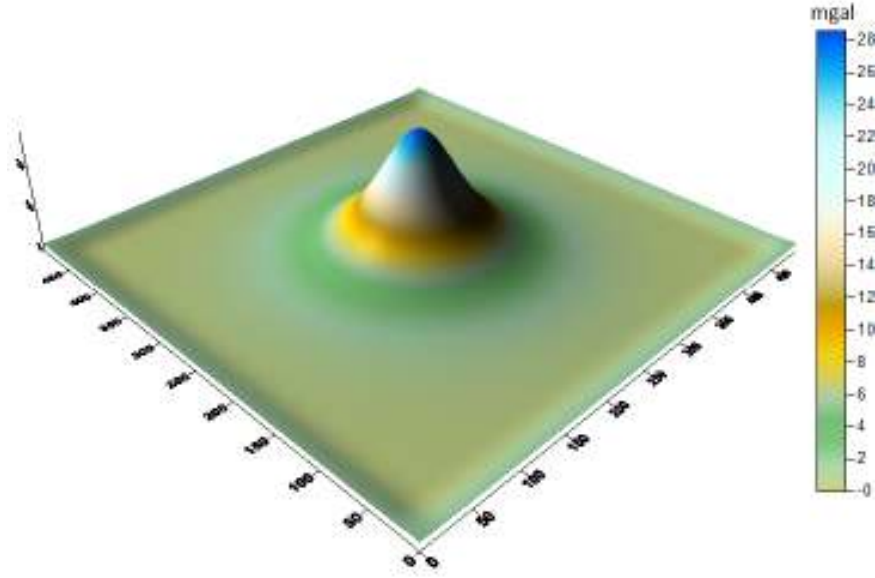
Şekil 4.3 Şekil 4.2 deki küp modelinin 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği.



Şekil 4.4 MECKUP1'nin kuramsal Bouguer anomali değerleri.



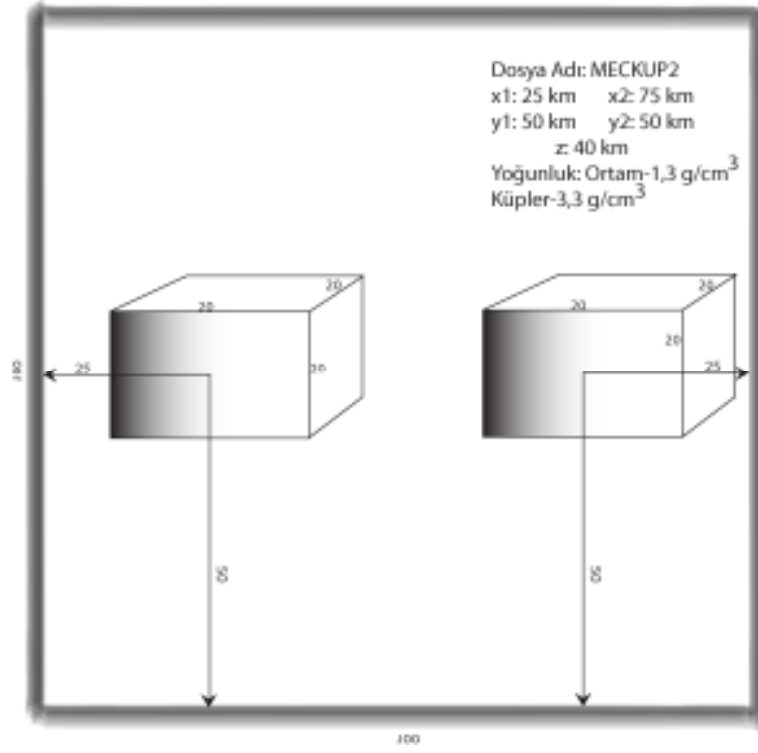
Şekil 4.5 MECKUP1'in 3Dinver programı ile elde edilen taban derinliğinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.



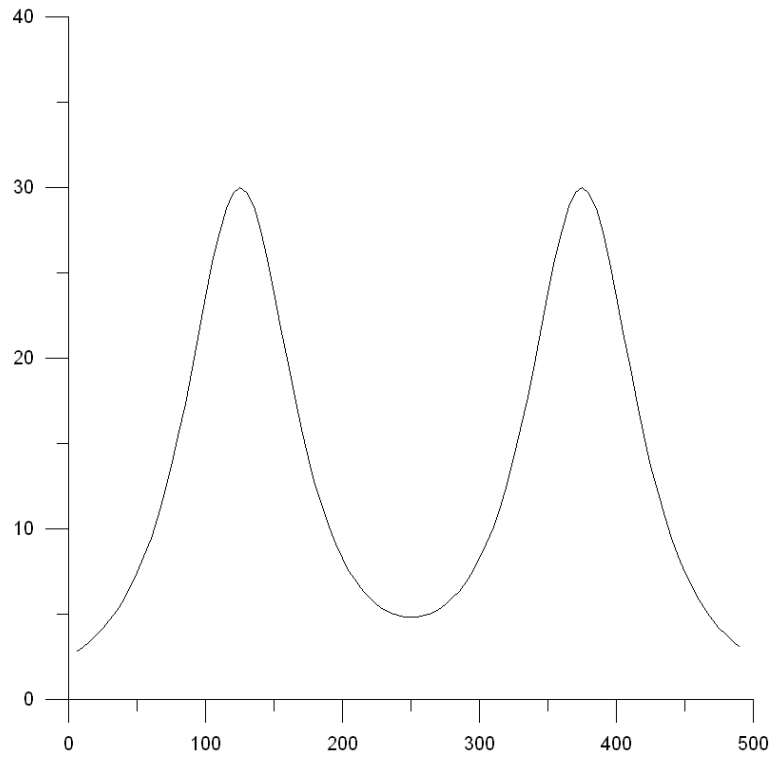
Şekil 4.6 3Dinver programı ile elde edilen taban toğografyasından hesaplanan Bouguer değerlerinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.

➤ MECKUP2 Modeli

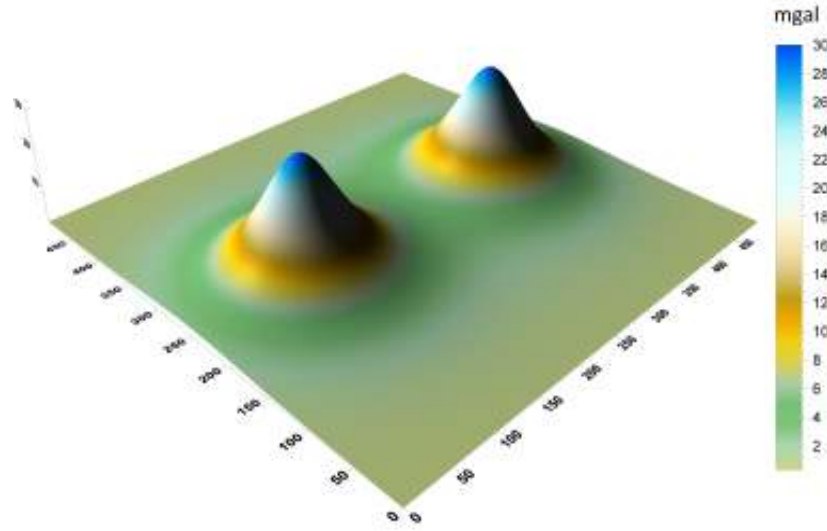
Tasarlanan bu model, 20 km x 20 km x 20 km boyutlarına sahip iki küp modelini, en üst kenarları yeryüzünden 40 km aşağıda olacak şekilde düşünülmüştür. Alanın 100 km ye 100 km ye bir alan olduğu düşünülüp, ilk model x ekseninde 25 km y ekseninde 50 km olarak yerleştirilmiştir. İkinci model ise x ekseninde 75 km yönünde ve y ekseninde yine ilki gibi 50 km olacak şekilde yerleştirilmiştir. Bu modelde küplerin alanın kenarlarına olan uzaklığı aynı olacak şekilde düşünülmüş ve birbirinin ikizi olan küplerin vereceği anomali gözlenmiştir. Ortamın yoğunluğu $1,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak, küp modellerinin her ikisinin de $3,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır (Şekil 4.7). Bu modele ait 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği Şekil 4.8 de sunulmaktadır. Şekil 4.9 da verilen MECKUP2'nin kuramsal Bouguer anomali değerleri kullanılarak 3Dinver programı ile modelleme yapılmıştır. Modelleme sonucunda Şekil 4.10 daki taban derinliğinin ve bu değerler kullanılarak hesaplanmış Bouguer değerlerinin 3 boyutlu haritası Şekil 4.11 de görülmektedir.



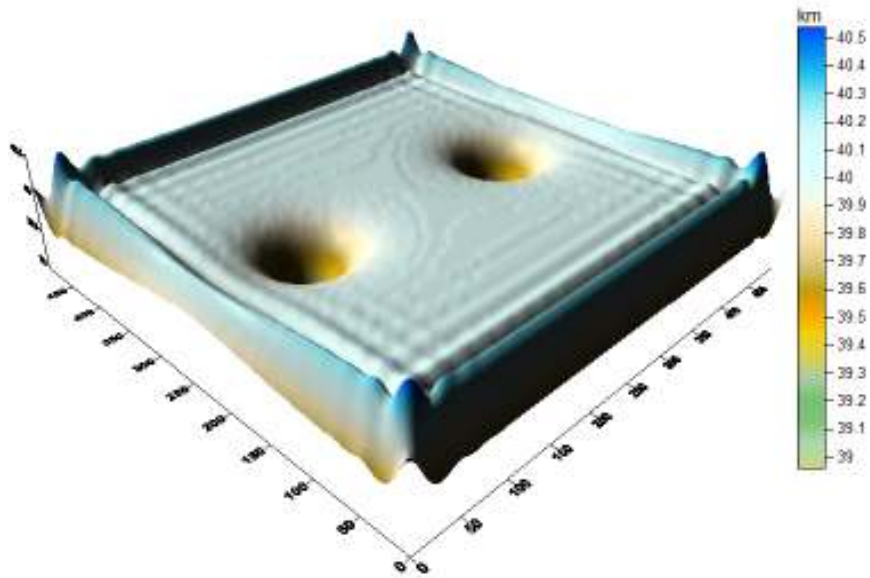
Şekil 4.7 MECKUP2 modeli.



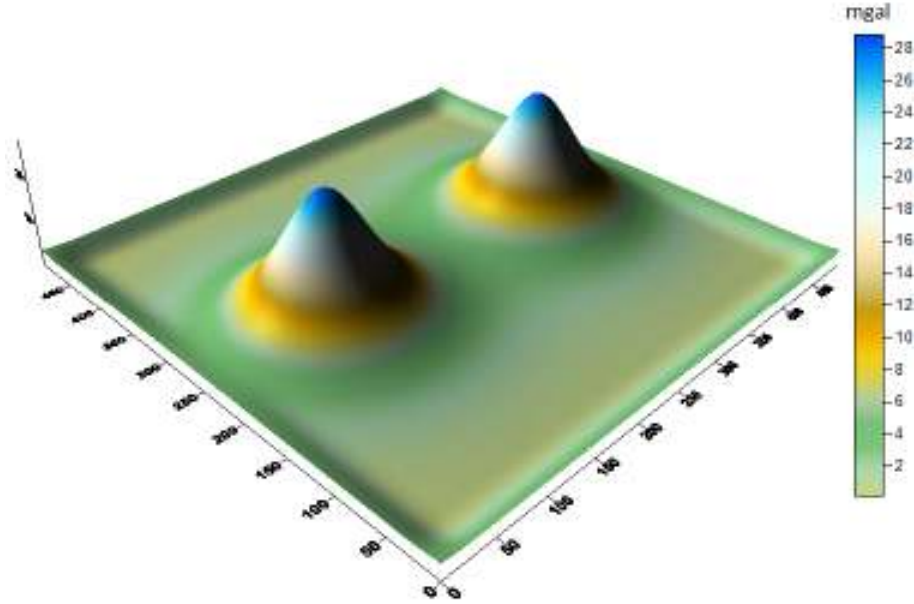
Şekil 4.8 Şekil 4.7 deki küp modelinin 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği.



Şekil 4.9 MECKUP2' nin kuramsal Bouguer anomali değerleri.



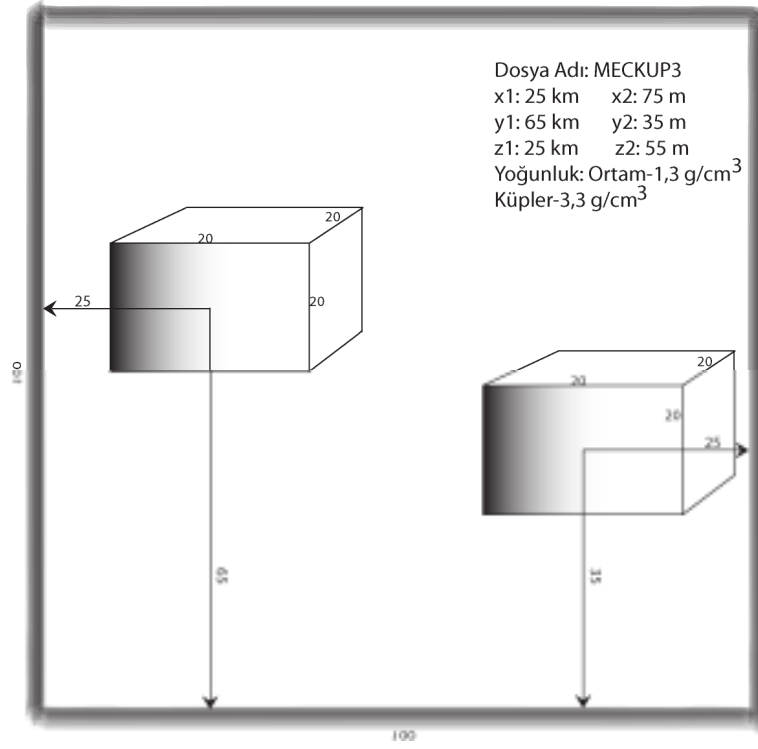
Şekil 4.10 MECKUP2'nin 3Dinver programı ile elde edilen taban derinliğinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.



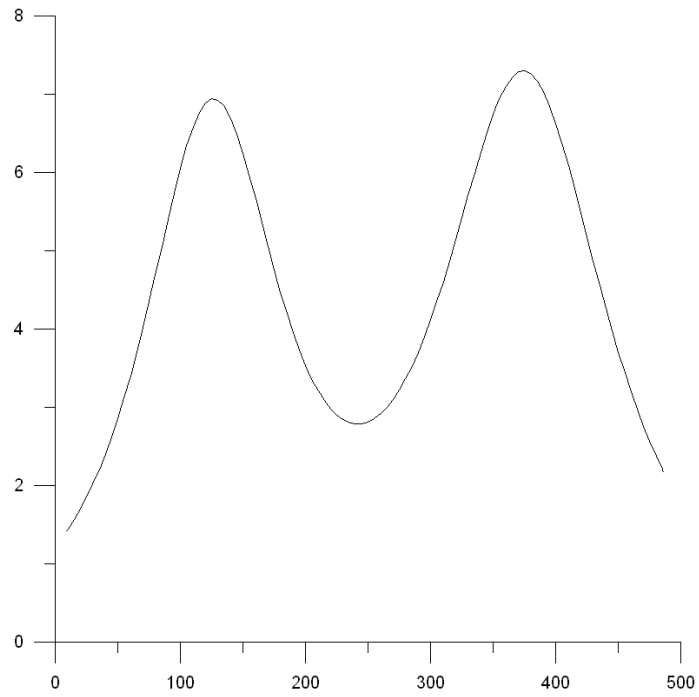
Şekil 4.11 3Dinver programı ile elde edilen taban toğografyasından hesaplanan Bouguer değerlerinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.

➤ MECKUP3 Modeli

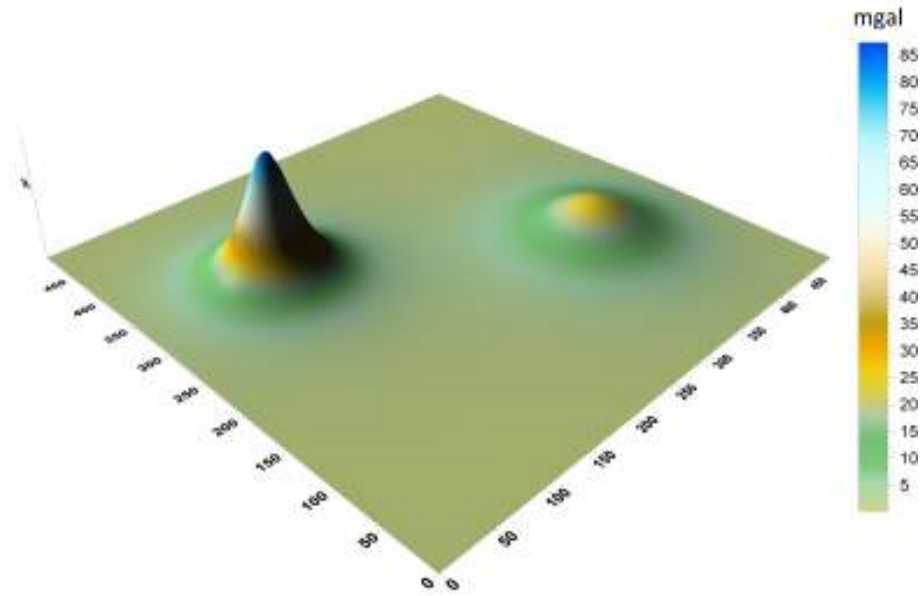
Tasarlanan bu model, 20 km x 20 km x 20 km boyutlarına sahip iki küp modeli oluşturulmuştur. Alanın 100 km ye 100 km ye bir alan olduğu düşünülüp, ilk model x eksenini yönünde 25 km y eksenini yönünde 65 km olarak yerleştirilmiştir. İkinci model ise x eksenini yönünde 75 km yönünde ve y eksenini yönünde 35 km olacak şekilde yerleştirilmiştir. Bu modelde küplerin alanın kenarlarına olan uzaklığı aynı fakat tabandan birbirlerine olan uzaklıkları farklı olacak şekilde düşünülmüş ve küplerin vereceği anomali gözlenmiştir. Ortamın yoğunluğu $1,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak, küp modellerinin her ikisinininki ise $3,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak varsayılmıştır (Şekil 4.12). Bu modele ait 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği Şekil 4.13 de sunulmaktadır. Şekil 4.14 de verilen MECKUP3'ün kuramsal Bouguer anomali değerleri kullanılarak 3Dinver programı ile modelleme yapılmıştır. Modelleme sonucunda Şekil 4.15 deki taban derinliğinin ve bu değerler kullanılarak hesaplanmış Bouguer değerlerinin 3 boyutlu haritası Şekil 4.16 da görülmektedir.



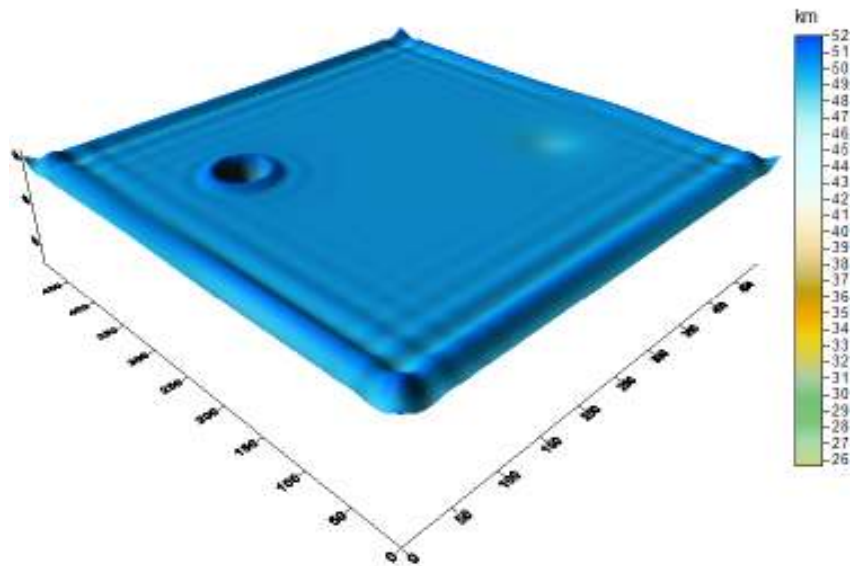
Şekil 4.12 MECKUP3 modeli.



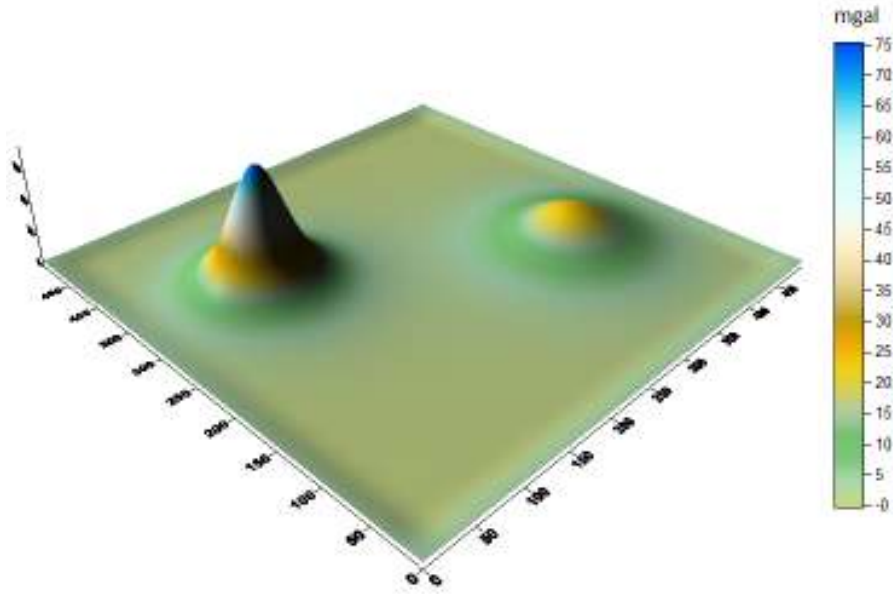
Şekil 4.13 Şekil 4.12 deki küp modelinin 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği.



Şekil 4.14 MECKUP3' ün kuramsal Bouguer anomali değerleri.



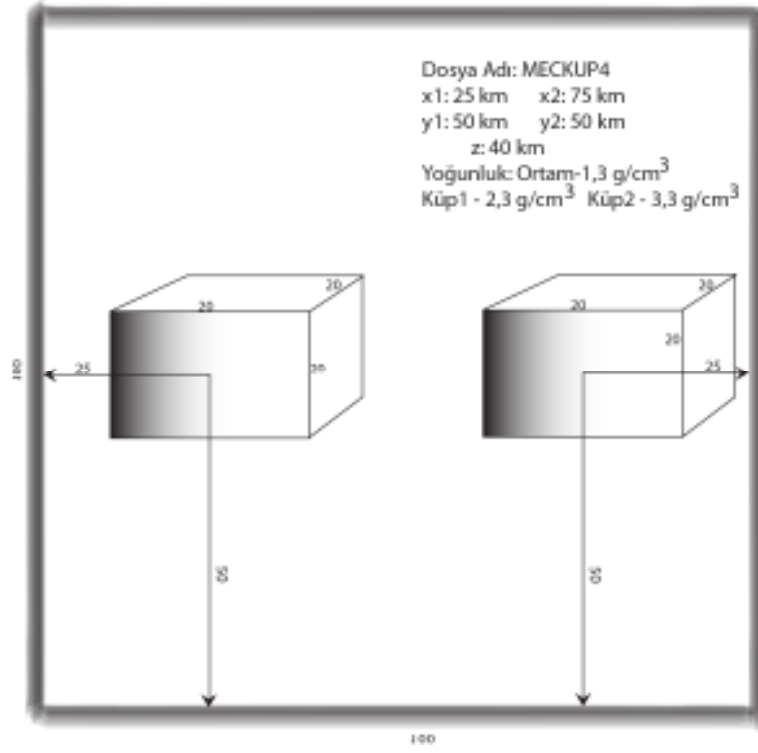
Şekil 4.15 MECKUP3' ün 3Dinver programı ile elde edilen taban derinliğinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.



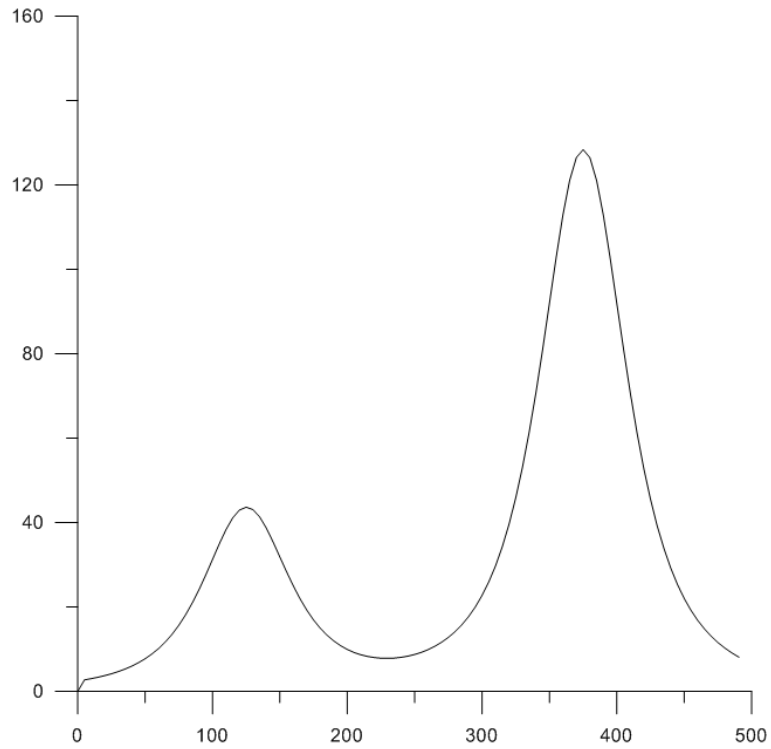
Şekil 4.16 3Dinver programı ile elde edilen taban toğğrafyasından hesaplanan Bouguer değerlerinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.

➤ MECKUP4 Modeli

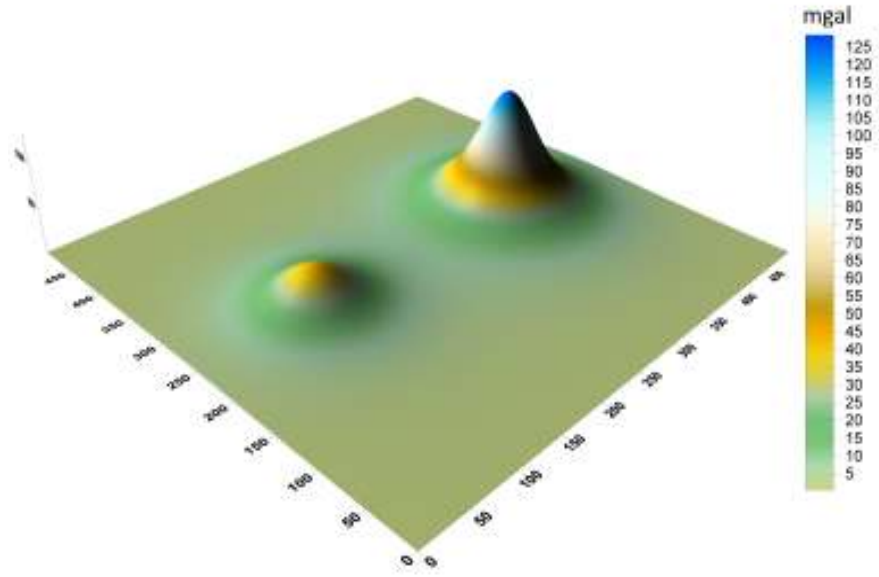
Tasarlanan bu model, 20 km x 20 km x 20 km boyutlara sahip iki küp modelini, en üst kenarları yeryüzünden 40 km aşağıda olacak şekilde düşünülmüştür. Alanın 100 km ye 100 km ye bir alan olduğu düşünülüp, ilk model x ekseni yönünde 25 km y ekseni yönünde 50 km olarak yerleştirilmiştir. İkinci model ise x ekseni yönünde 75 km yönünde ve y ekseni yönünde yine ilki gibi 50 km olacak şekilde yerleştirilmiştir. Bu modelde küplerin alanın kenarlarına olan uzaklığı aynı olacak şekilde düşünülmüştür. Bu modelin “MECKUP2” modelinden farklı olarak küplerin yoğunluklarının birbirinden farklı seçilmiştir. Yoğun olan küpün, diğer küpe kıyasla sabit ortam yoğunluğunda nasıl bir anomali vereceği gözlenmek istenmiştir. Ortamın yoğunluğu $1,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak, küp modellerinin ilkinin yoğunluğu $2,3 \text{ gr/cm}^3$, diğerinin ki ise $3,3 \text{ gr/cm}^3$ olarak varsayılmıştır (Şekil 4.17).



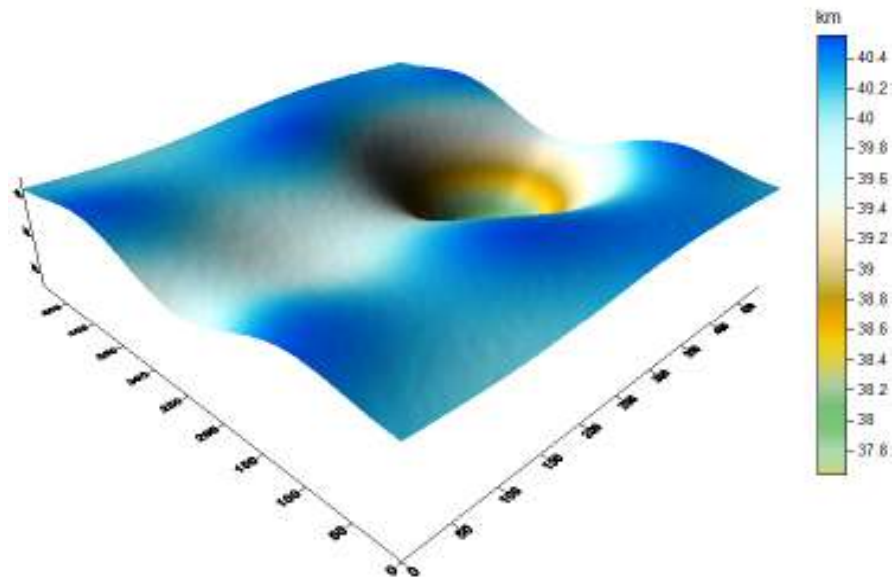
Şekil 4.17 MECKUP4 modeli.



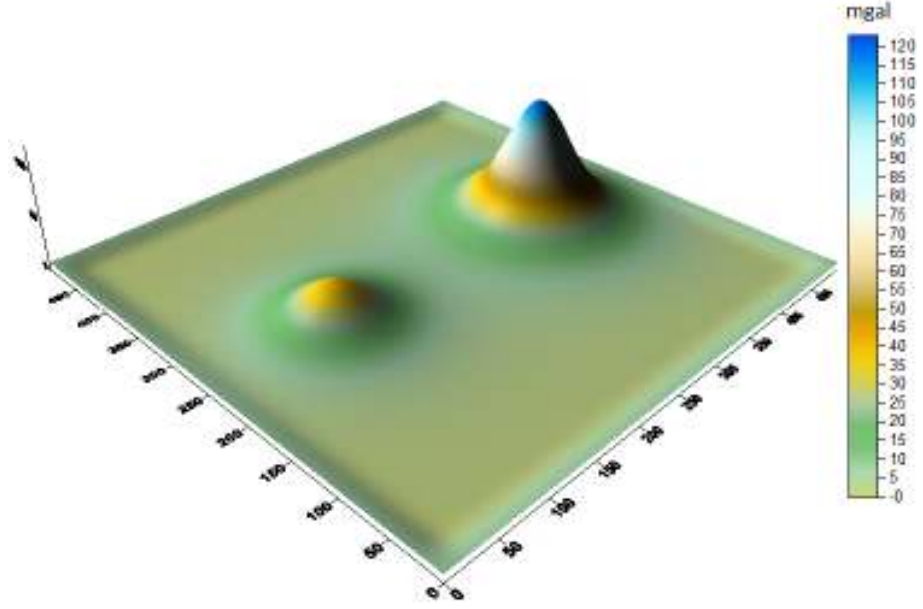
Şekil 4.18 Şekil 4.17 deki küp modelinin 2 boyutlu kuramsal Bouguer anomali değerlerinin grafiği.



Şekil 4.19 MECKUP4' ün kuramsal Bouguer anomali değerleri.



Şekil 4.20 3Dinver(Ortiz and Agarwal, 2005) programı ile elde edilen taban derinliğinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.



Şekil 4.21 3Dinver programı ile elde edilen taban toğğrafyasından hesaplanan Bouguer değerlerinin 3 boyutlu yüzey görünüm haritası.

5.1.1 Scintrex CG-5

Scintrex Ltd. tarafından üretilen CG-5 Autograv, sıfırlanmaksızın 8000 mgal üzerinde ölçüm ve 0.001 mGal okuma çözünürlüğüne sahip bir mikro işlemci tabanlı otomatik gravite ölçerdir. Sadece bir tuş yardımıyla ölçüme başlanır ve ölçüm yerine ve hassasiyete göre 1 dakikanın altında sürebilir. Cihaz, Autograv çevrim moduna ayarlanarak bir grup seri gravite ölçümü gerçekleştirilebilir. Tekil okumalar da doğrudan mgal olarak gösterilir.

Gravite sensörü, kontrol sistemi ve batarya, bir taşıma çantası olarak tek bir cihaz kutusuna entegre edilmiştir. Bu kutu, okuma arasında sensörün açılıp kapatılmasını ortadan kaldırır. Aleti tripota yerleştiren sistem cihazın stabilitesini daha da artırır.

CG-5'in sensör elemanının sıcaklığı, stabilize edilmiş bir vakum odasına sızdırmaz şekilde yerleştirilmesi ile, ortam sıcaklığı ve atmosferik basınçtaki değişikliklerden sağlam bir şekilde korunmaktadır. Çalışma sıcaklığı aralığının geniş olması operatörün Autograv'ı pek çok ortamda kullanmasını sağlar. Sensör manyetik olmayan erimiş kuvarstan yapıldığından, Autograv manyetik alan değişikliklerinden etkilenmez (Dünyanın manyetik alanının on katından, yani $\pm 0.5nT$ 'dan daha düşük olduğu sürece).

Akıllı batarya şarj edilebilirdir ve Autograv'a normal bir ölçüm günü boyunca yetecek yeterli gücü sağlar.

CG-5'in donanım bileşenleri; bir grafik gösterge, klavye, veri alım konektörleri, Flash hafıza, gerçek zamanlı saat ve Akıllı batarya kaynağından oluşur(Şekil 5.2).

5.1.1.1 Kullanım Alanları

CG-5 Autograv gravite ölçüm cihazı hem detaylı saha araştırmaları hem de büyük ölçekli bölgesel ve yerel araştırmalarda kullanılabilir. Bu cihaz özellikle maden arama, petrol ve gaz arama, mikrogravite uygulamaları için çok yönlü ve gelişmiş gravite sistemlerinden birine sahiptir.



Şekil 5.2 Scintrex CG-5 Autograv cihazının arazi kullanımı.

5.1.2 Leica 1200+ GPS

Şekil 5.3' de görülen Leica firmasının ürettiği bu GPS sistemi;

- 3 lü frekans kullanır.
- Uyumluluğu olduğu uydu sistemleri : GPS, GLONASS, GALILEO,COMPASS'dır.
- 120 kanallıdır.
- L1/L2/L5 GPS fazlarına sahiptir.
- L1/L2 GLONASS fazlarına sahiptir.
- Gezici ya da sabit istasyon olarak kullanılabilir.
- Saniyeler içinde pozisyon alır.
- Her 0,05 saniyede(20hz) pozisyon yeniler.
- Bekleme süresi 0,03 sn dir.
- Cm düzeyinde hassaslık sağlar.
- Hassas koordinatlar için CORS-TR ye bağlanır.
- 3 boyutlu koordinat tanımlar.
- Yatay koordinatlar her zaman daha hassas, düşey koordinatın hassasiyeti biraz daha düşüktür.
- UTM ve WGS84 arasında geçiş yapabilir.
- Ağaçlar ve yapıların arasında ölçü alabilir.



Şekil 5.3 Leica 1200+GPS cihazı mikrogravite ölçümü sırasında.

5.2 Mikrogravite Profil Saha Çalışmaları

5.2.1 Veri toplama

Ölçüm planlaması dahilinde ana baz istasyonu olarak Dokuz Eylül Üniversitesi Kampüsü içinde mutlak gravite değeri belirlenmiş olan sabit istasyon kullanılmıştır. Tüm ölçümler bu istasyona bağlanarak sonlandırılmıştır.

Oluşturulan toplamda 33 hat genelinde ölçüm alınmıştır. Çalışılan saha genelinde sağlıklı tilt açısı değerlerinin elde edilebilmesi, standart sapma değerlerinin ve hata miktarının düşük olmasını sağlamak amacı ile ölçümler minimum 60 saniye süreli 5-15 tekrarlı okuma gerçekleştirilmiştir. Veri toplama sürecinde koordinat bilgileri, istasyona ait tekrarlı ölçüm bilgileri, cihaz yüksekliği, basınç ve sıcaklık bilgileri arşivlenmiştir.

Veri toplama süresince veri kalitesini bozabilecek koşulların etkileri yok edilmeye çalışılmıştır. Sırasıyla, ölçüm süresince uygun koşullar için; endüstriyel trafik

gürültüleri (fabrika, ağır vasıta vb) genellikle yüksek frekanslı (4-100Hz) olması nedeni ile mümkün olduğunca bu gürültülerden kaçınılmaya çalışılmıştır. Mikrosismik gürültülerden (4-8 sn süreli periyoda sahip etkiler- uzun periyotlu deniz dalgalarının etkileri vb) kurtulmak için cihazın sismik filtresi etkin konuma geçirilmiştir. Rüzgar gürültüsünden de kurtulmak üzere geniş yüzeyli güneş şemsiyeleri kullanılmıştır(Şekil 5.4).

Ana kaya, kompakt zemin vb. bir ölçüm yapılabilecek sağlıklı zemin tayin edilememesi durumunda zemin mümkün olduğunca iyileştirilmiştir. Tüm ölçüm periyotları drift kontrolünü sağlayabilmek için bir günlük süreç içinde planlanmıştır

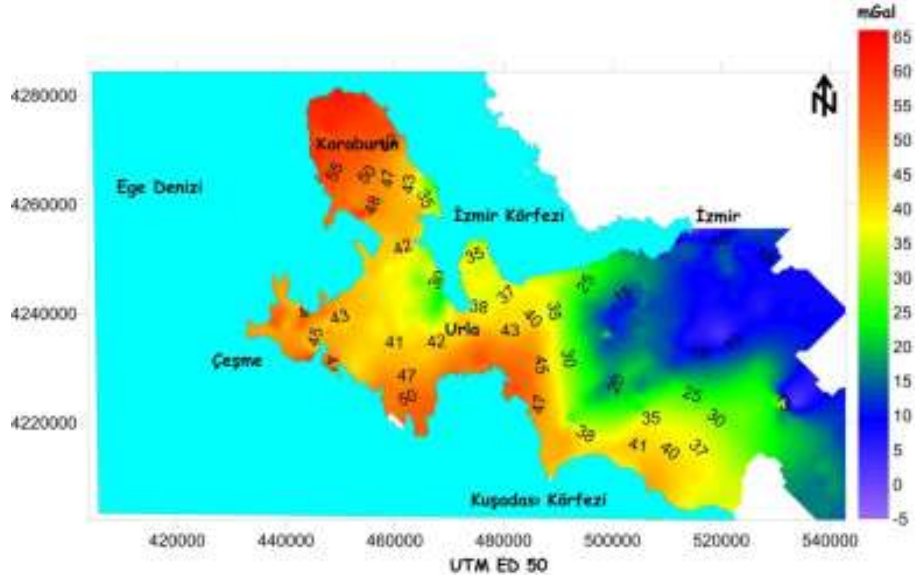
İzmir güney alanına ait Bouguer gravite anomali haritasına (Şekil 5.5), 1. Derece trend analizi uygulanmış, alana ait rejyonel (Şekil 5.6) ve rezidüel (Şekil 5.7) anomali haritaları elde edilmiştir.



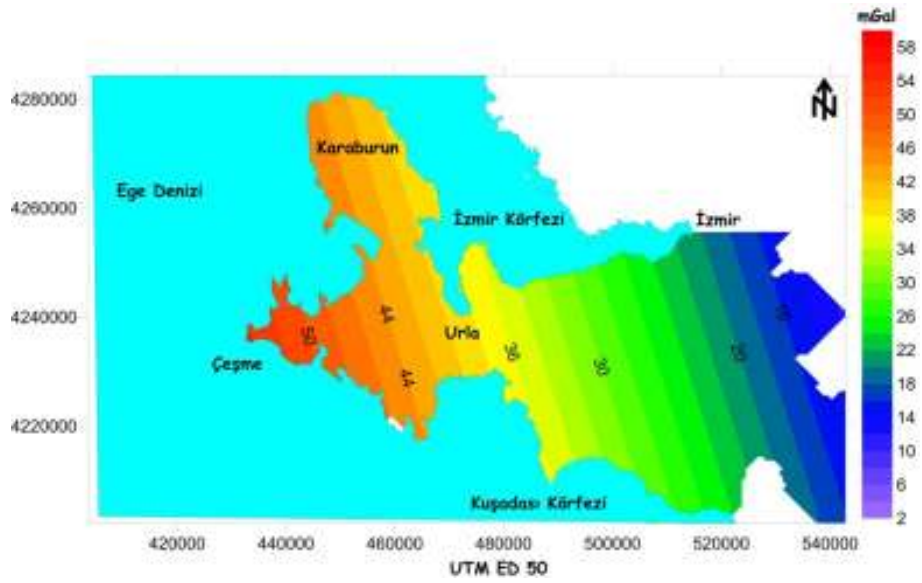
Şekil 5.4 Veri toplama esnasında araziden bir görünüm.

5.2.2 Yöntem Uygulamaları

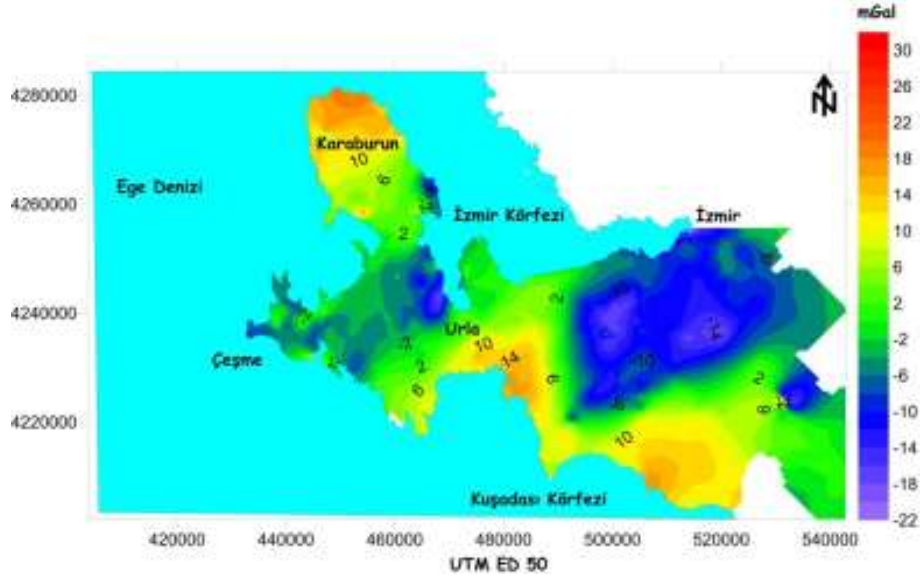
Çalışmanın bu aşamasında Şekil 5.1 deki ölçüm değerlerine öncelikle baz düzeltilmesi uygulanmıştır. Daha sonra baz düzeltilmesi uygulanmış gravite değerlerine (3.1-3.21) bağıntıları yardımı ile ve ölçülen topoğrafya değerlerinden yararlanılarak, süzgeçleme, türev, güç spektrumu, yoğunluk tayini ve modelleme yöntemleri uygulanmış ve Bouguer gravite anomali haritası elde edilmiştir(Şekil 5.6).



Şekil 5.5 İzmir güney alanına ait Bouguer gravite anomali haritası (UTM ED 50)

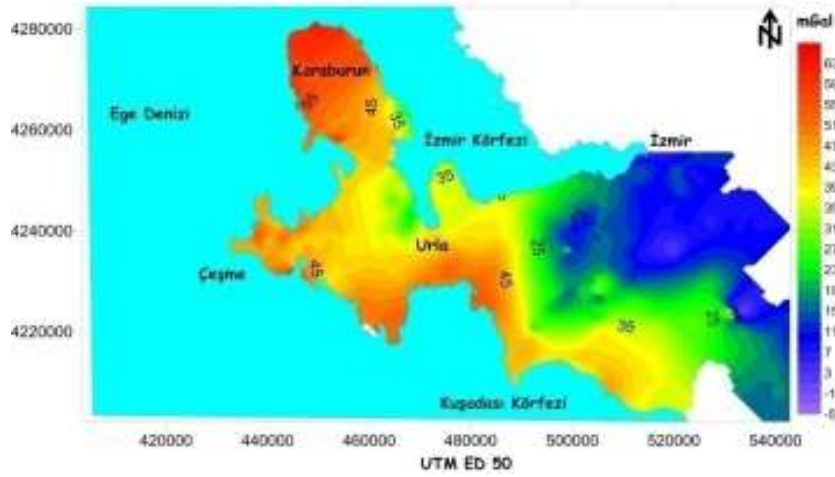


Şekil 5.6 İzmir güney alanına ait 1. Trend sonrası bölgesel değişimi gösteren Bouguer gravite anomali haritası

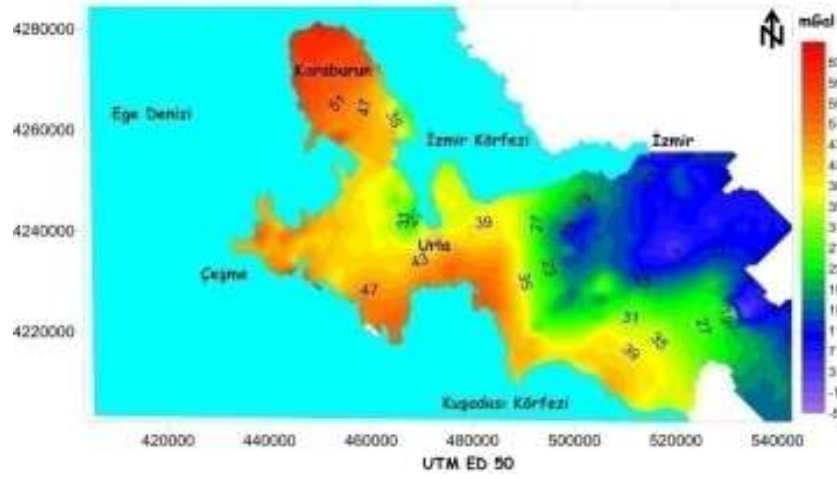


Şekil 5.7 İzmir güney alanına ait 1. Trend sonrası yerel değişimi gösteren Bouguer gravite anomali haritası

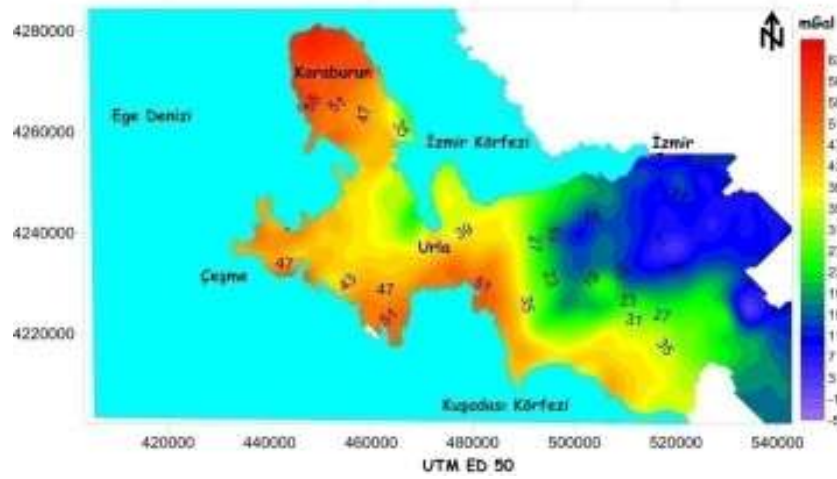
Çalışma kapsamında rejyonel ve rezidüel gravite anomalilerini denetleyen olası yapıları irdelemek amacıyla veri işlem yöntemleri kullanılmıştır. Hesaplanmış Bouguer gravite anomalisi (Şekil 5.5) değerlerine (3.1-3.5) bağıntıları kullanılarak 2 boyutlu 1.5 km (Şekil 5.8), 3 km (Şekil 5.9), 6 km (Şekil 5.10), 15 km (Şekil 5.11), 20 km (Şekil 5.12), kesme dalga boylu süzgeçler ve (3.6-3.14) nolu bağıntıları kullanılarak da 2 boyutlu 2. türev yöntemleri (Şekil 5.13) uygulanmıştır.



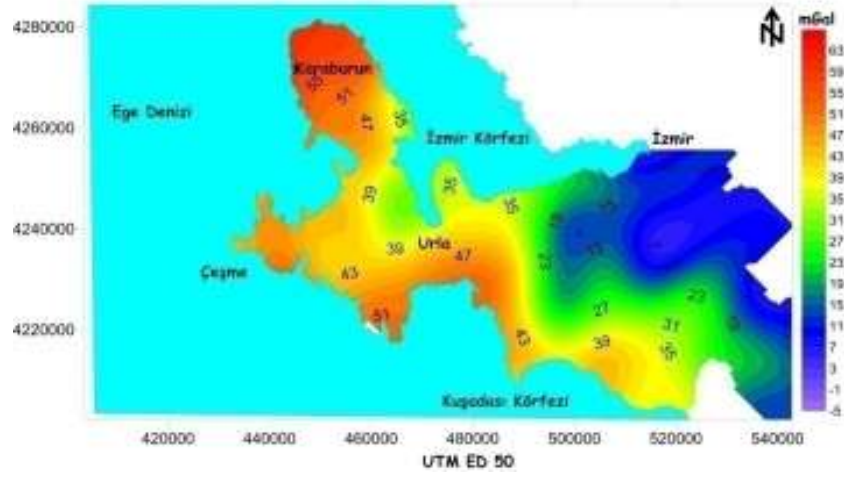
Şekil 5.8 1.5 km kesme dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulaması sonucu alan geneline ait bouguer anomali haritası.



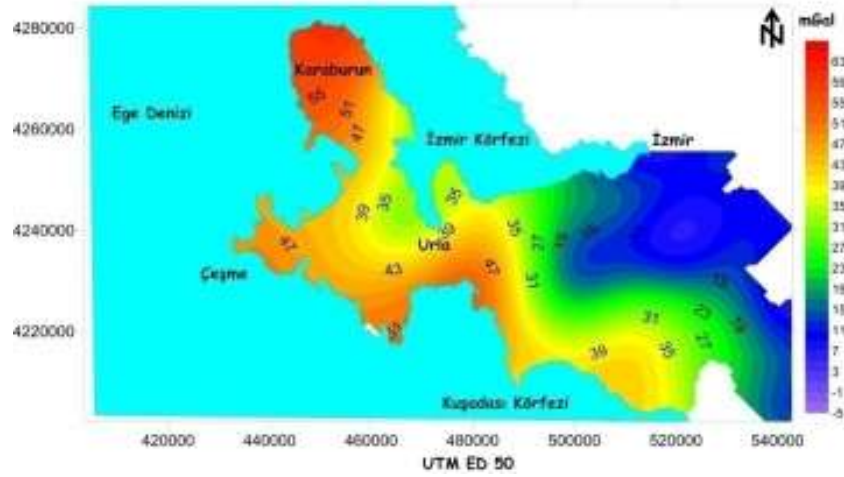
Şekil 5.9 3 km kesme dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulaması sonucu alan geneline ait Bouguer anomali haritası.



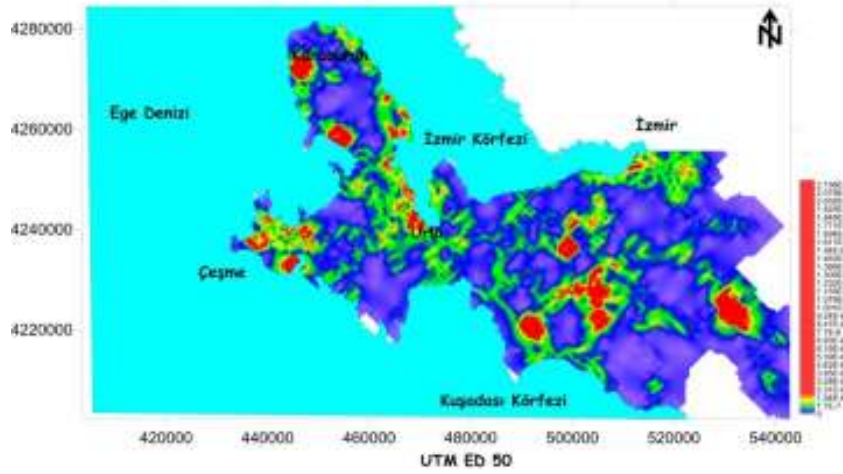
Şekil 5.10 6 km kesme dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulaması sonucu alan geneline ait Bouguer anomali haritası.



Şekil 5.11 15 km kesme dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulaması sonucu alan geneline ait bouguer anomali haritası.

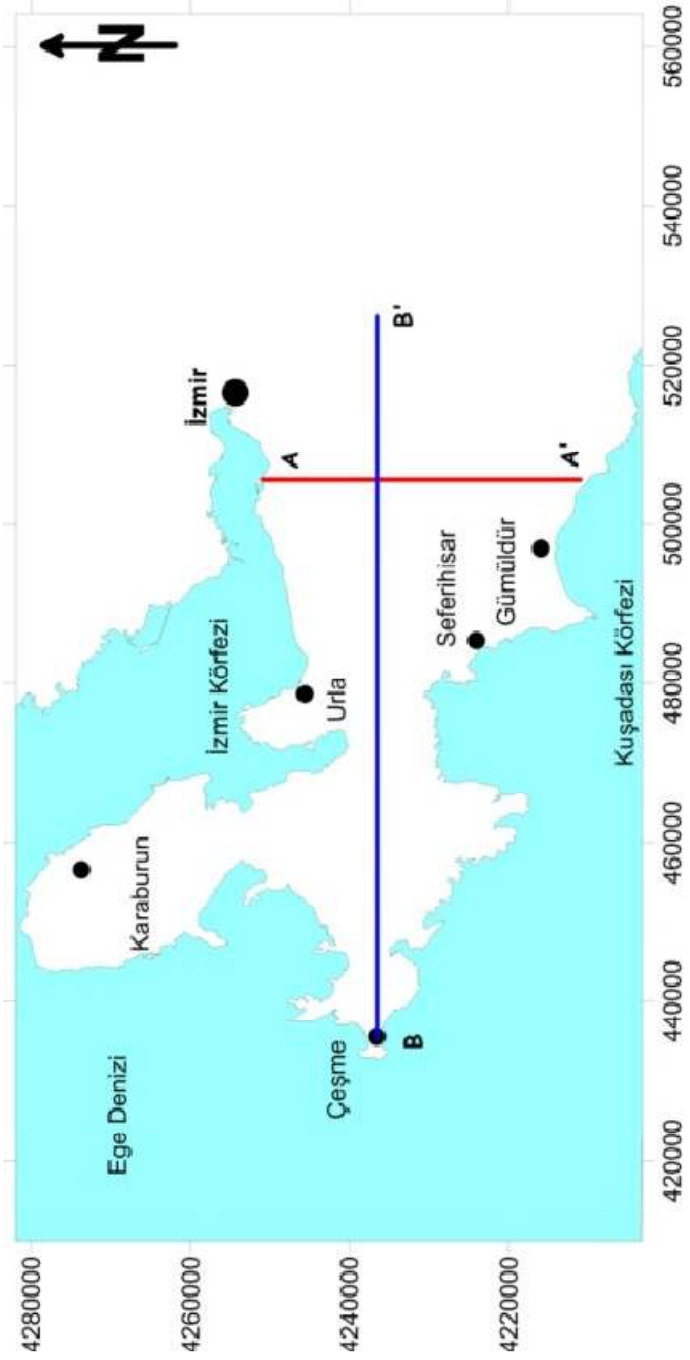


Şekil 5.12 20 km kesme dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulaması sonucu alan geneline ait bouguer anomali haritası.

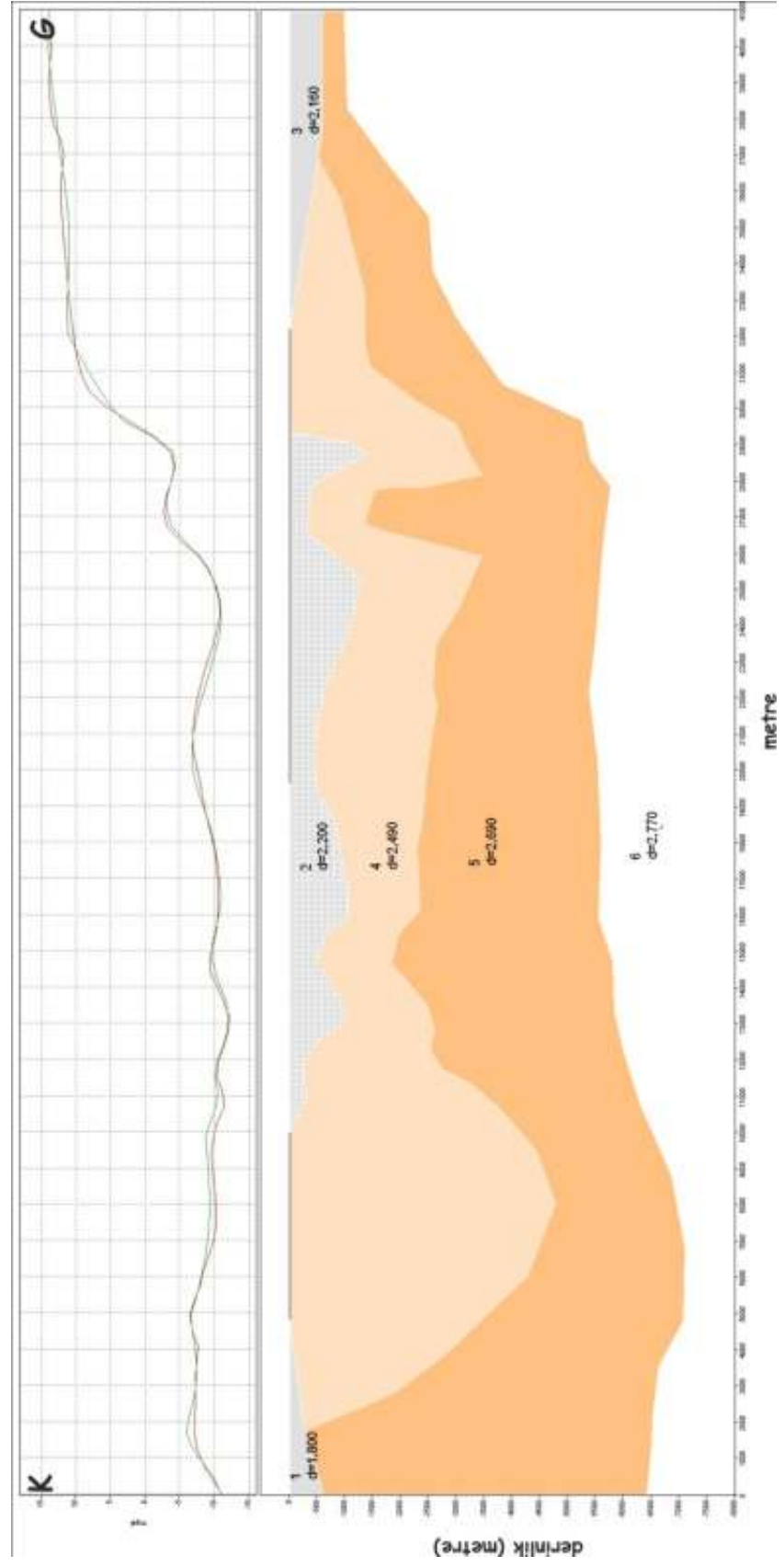


Şekil 5.13 Bouguer gravite anomali değerlerle ait ikinci türev anomali haritası.

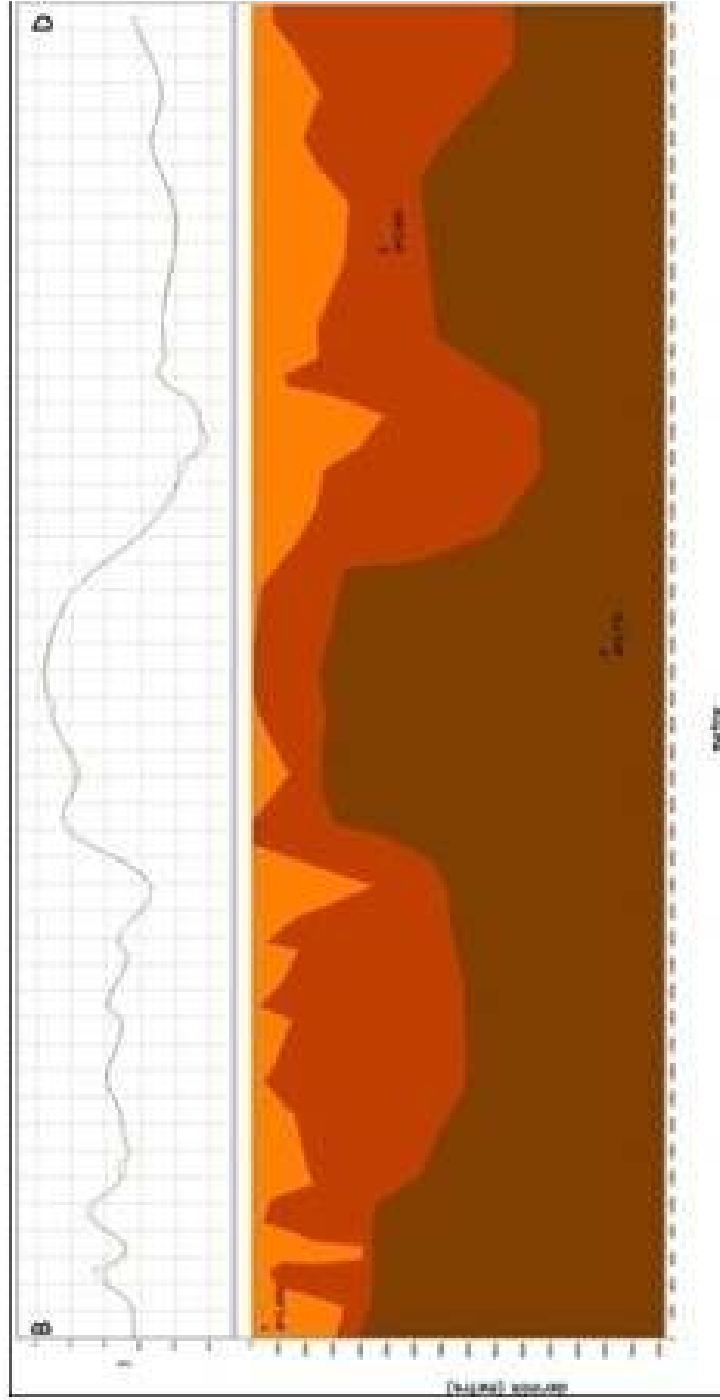
Bölgedeki K-G ve B-D yönlü kabuk değişimini irdeleyebilmek amacıyla Bouguer gravite anomalileri modellenmiştir. Bu amaçla önce (3.17) nolu bağıntıdan yararlanarak olası yapılara ait genel derinlikler ve (3.18-3.19) nolu bağıntılar yardımıyla olası yoğunluklar saptanmıştır. Daha sonra (3.21) nolu bağıntı yardımıyla Şekil 5.14'deki hatlara ait gravite modelleri oluşturulmuştur (Şekil 5.15-5.16).



Şekil 5.14 Alan geneli irdemeye yönelik Profil 1 (AA') ve Profil 2 (BB')'nün yaklaşık uzanım yönleri.



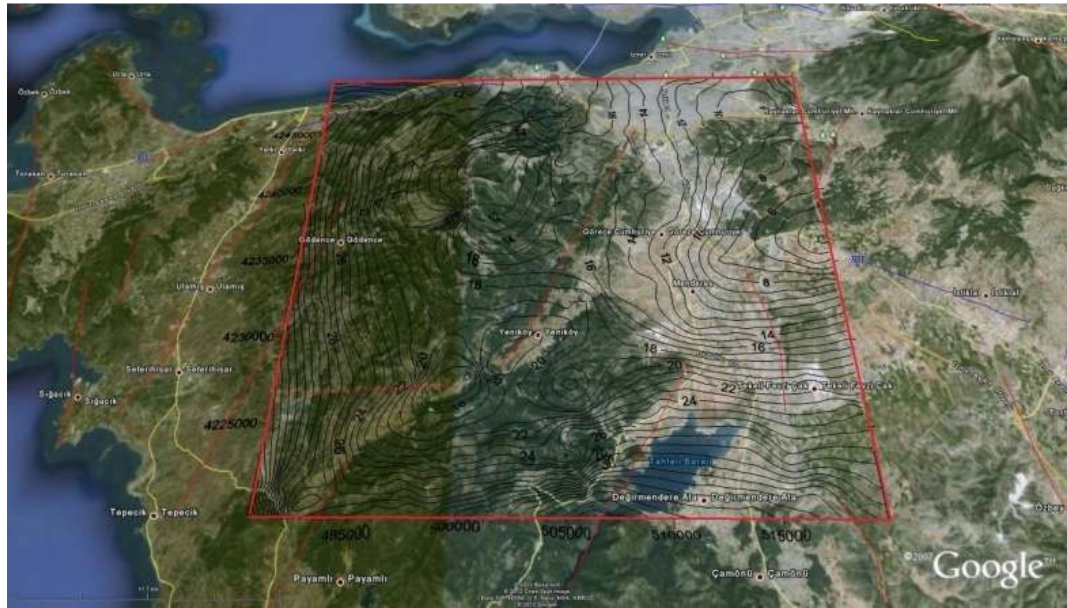
Şekil 5.15 Kuzey-güney (AA') yönlü 1. profile ait gravite modeli.



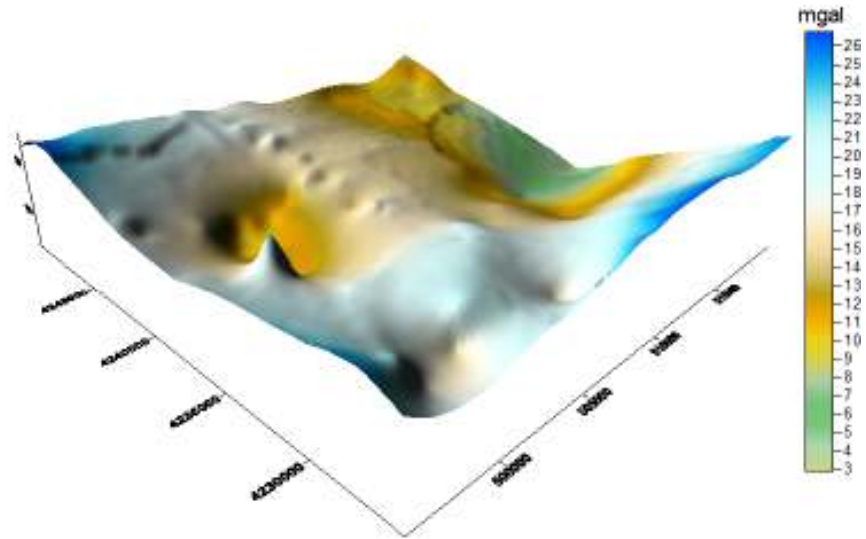
Şekil 5.16 Batı-Doğu (BB') yönlü 2. profile ait rejyonel ara yüzey geometrisi.

Çalışmanın diğer aşamasında ise kuramsal çalışmalarda başarılı sonuçlar alınan 3Dinver (Ortiz and Agarwal, 2005) programı, arazi verisinin bir kısmına da uygulanmıştır. Burada programın kare veri ile çalışması kuramından dolayı Şekil 5.17’de gösterilen alana ait Bouguer verileri (Şekil 5.18) seçilmiştir. Modellemede Şekil 5-15 ve Şekil 5.16 da 2 boyutlu olarak oluşturulan modellere ait parametreler kullanılmıştır.

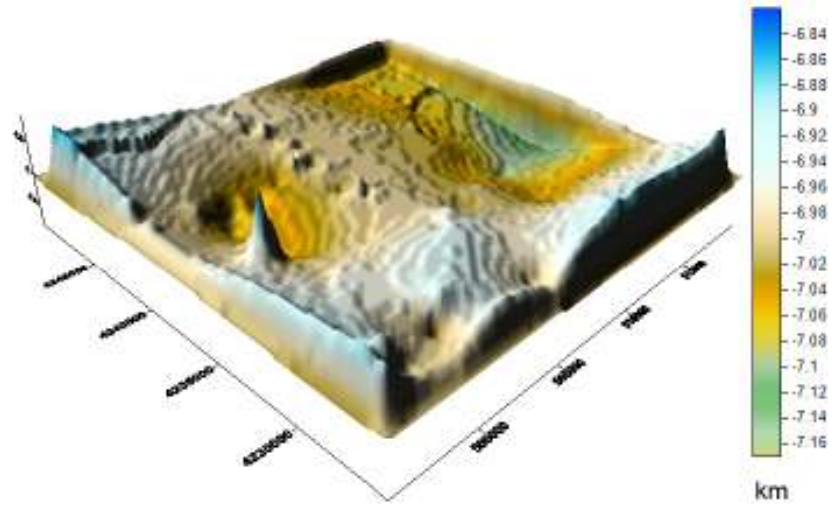
Seçilen bu veri setine (3.23), (3.24), (3.25) bağıntıları kullanılarak, 3Dinver programında değerlendirilmiştir. Şekil 5.19 ile saptanan taban topoğrafyasının değerleri ve Şekil 5.20’de değerler kullanılarak hesaplanmış Bouguer anomalilerinin değişimi sunulmaktadır.



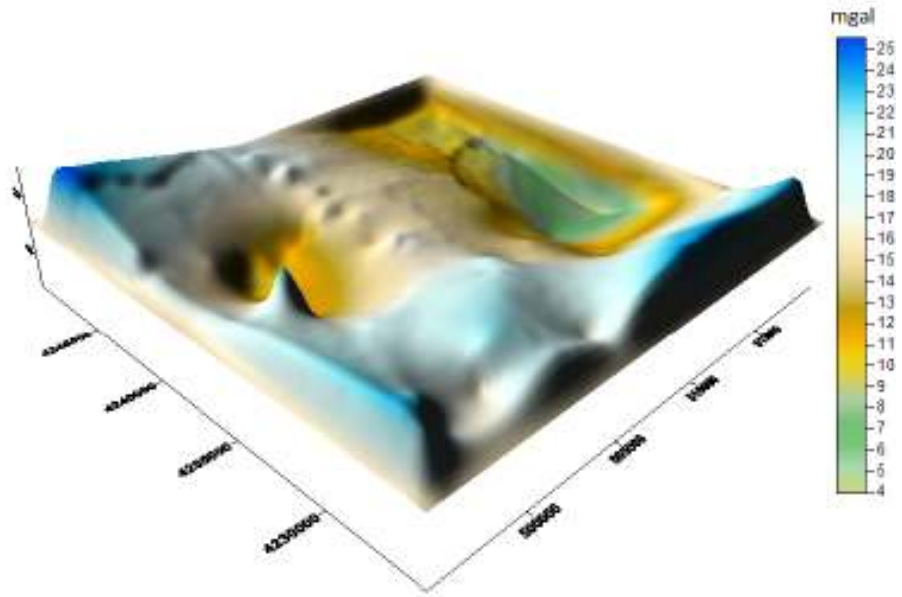
Şekil 5.17 3Dinver (Ortiz and Agarwal, 2005) programı ile uygulama yapılan arazi verisinin yerbulduru haritası.



Şekil 5.18 Şekil 5.17’de seçilen alanın araziden ölçülmüş Bouger Değerleri Haritası

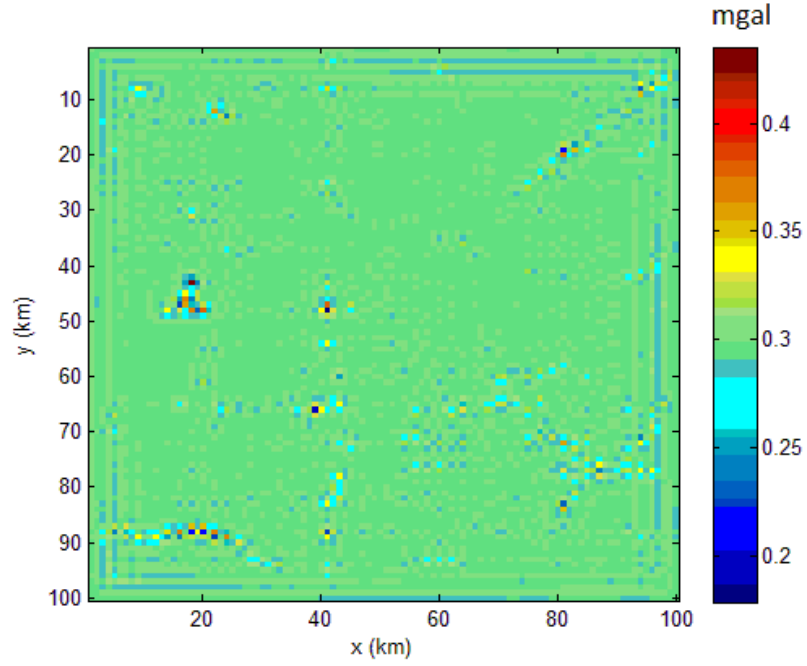


Şekil 5.19 Elde edilen taban derinliğinin 3 boyutlu haritası.



Şekil 5.20 Elde edilen Bouger değerlerinin 3 boyutlu haritası.

Şekil 5.21’de çalışma alanında ölçülen veriden elde edilen Bouguer gravite değerleri ile modelleme programından hesaplanan veri arasında fark görülmektedir. Bu fark haritası, modellemede derinliğin 8 km seçildiği hesaplamada, en küçük değerlerini almaktadır.



Şekil 5.21 Hesaplanan değerlere ait Bouguer Gravite anomalisi ile ölçülen değerlerden elde edilmiş Bouguer gravite anomalisi arasındaki farklar haritası.

BÖLÜM ALTI

SONUÇ VE YORUMLAMA

Bu çalışma kapsamında İzmir ilinin güneyinde ölçülmüş mikrogravite verileri değerlendirilmiş ve yer altı modeli elde edilmiştir.

Yapılan kuramsal çalışmalara göre, modellerden yola çıkarak kuramsal olarak hesaplanan (Şekil 4.4, Şekil 4.14, Şekil 4.19) Bouguer değerleri ile taban topoğrafyası değerleri kullanılarak 3Dinver programı ile modellenen (Şekil 4.6, Şekil 4.11, Şekil 4.16, Şekil 4.21) anomaliye ait Bouguer değerleri birbirine çok yakındır. Bu sonuçta 3Dinver programı ile modelleme tekniğinin iyi sonuç verdiğini desteklemektedir.

Çalışma sahasında ölçülmüş verilere uygulanan baz, enlem, serbest hava, topoğrafya ve Bouguer düzeltme ve indirgemeleri sonucunda Şekil 5.6' daki Bouguer gravite değerleri elde edilmiştir.

Şekil 5.6 daki Bouguer gravite haritasındaki değerler incelendiğinde, Karaburun yarımadası bölgesinde anomali genliklerinin yükseldiğini ancak İzmir merkeze doğru anomali genliklerinin düştüğü görülmektedir. Bu sonuç (Şekil 1.2) batıdaki Karaburun platformu doğuda ise neojen birimlerin geçişi ile uyumludur.

Bouguer gravite verilerinden 1.trend değişimi çıkarıldığında Şekil 5.7'deki rezidüel değişim elde edilmiştir.

Değişik kesme dalga boyları için yapılan veri işlem uygulamalarında Şekil 5.8-5.9-5.10-5.11-5.12' deki süzgeçlenmiş gravite anomali değerleri elde edilmiştir. Yapılan uygulamalarda anomali değerlerindeki değişimin çalışma alanının batısında Gülbahçe ve doğusunda tuzla fayları (Şekil 1.2) ve çevresinde olduğu saptanmıştır.

Şekil 5.14'te görülen ikinci türev haritası bize yapı sınırlarını vermektedir. Çöküntü alanlarda türev genlik değerleri yükselmiş, topoğrafyası yüksek kısımlarda türev genlik değerleri azalmıştır. Bu sonuçta izostazi ilkesine uygundur. Ayrıca bu genlik değişimine ait sınırlar bölgedeki fay lokasyonları (Şekil 1.2) ile uyumludur.

Şekil 5.15 ve 5.16' da çalışma alanına ait iki boyutlu modellemeler yapılmıştır. Şekil 5.15 incelendiğinde İzmir körfezinden başlayıp, Kuşadası körfezinde sonlanan gravite modeli boyunca Seferihisar yükseltisi bölgesinde kabuk kalınlaşmakta, daha güneye doğru kabuk göreceli olarak incelmektedir.

Doğu-Batı yönlü olan Şekil 5.16'daki gravite modelinde ise temel değişim Seferihisar fayı boyunca meydana gelmektedir. Burada gravite iki farklı anomali genliği sunmaktadır. Oluşturulan model de bunu desteklemektedir.

Çalışma sahasında yapılan kuramsal denemelerden hareketle çalışma alanına ait arazi verileri 3Dinver program ile modellenmiştir. Modelin doğruluğunu yükseltmek amacıyla iki boyutlu modelleme ve parametre kestirim yöntemleri ile saptanan yoğunluk ve derinlik parametreleri kullanılmıştır. Modelleme sonucunda taban derinlik değişimi (Şekil 5.19) ve buradan hesaplanan Bouguer gravite anomali haritaları (Şekil 5.20) elde edilmiştir. Araziden ölçülmüş Bouguer değerleri ile (Şekil 5.18) programda hesaplanan Bouguer değerlerinin (Şekil 5.20) çok yakın olduğu görülmektedir. Bu da modelleme tekniğini ve kullanılan parametrelerin doğruluğunu desteklemektedir.

Çalışma alanına ait anomaliden saptanan olası taban derinliğinin yaklaşık 8 km'dir. Bu sonuç gözlemsel ve hesaplanan Bouguer değerleri arasındaki hatayı (Şekil 5.21) en küçük yapan değerler ile de kontrol edilmiştir.

KAYNAKLAR

- AKDOĞAN N.(2003).*Arz Madencilik Osmaniye Krom Cevheri Ruhsat Alanı Mikrogravimetrik Yöntem Uygulaması.*,<http://www.belgeler.com/blg/2r6u/krom-da-gravite-yontemi-ile-yapilan-jeofizik-calisma-raporu#>
- AKINCI, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O. (2000) İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, 231-238, İzmir.*
- AKSU, A.E., Piper, D.J.W. and Konuk, T. (1987), Late Quaternary tectonic & sedimentary history of outer İzmir and Çandarlı bays, western Turkey, *Marine Geology*, 76, 89-104.
- AKTAR, M., Karabulut, H., Özalaybey, S. & Childs, D. A (2007). Conjugate Strike-Slip Fault System Within The Extensional Tectonics Of Western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 171, 1363-1375.
- AKTUĞ, B.(2003), ITRF hız alanı ve göreli referans sistemlerine bakış. *HGK Harita Dergisi, Sayı 130.*
- AKTUĞ, B. and Kılıçoğlu, A.(2005). Establishing regional reference frames for determining active deformation areas in Anatolia. *IAG-IABO-IAPSO Joint Assembly, Cairns, Australia, 22–26 September.*
- AKTUĞ, B. and Kılıçoğlu A(2006). Recent Crustal Deformation Of İzmir, Western Anatolia And Surrounding Regions As Deduced From Repeated GPS Measurements And Strain Field, *J.Geody.*,41, 471-484.
- ALTINOĞLU, F.F., Ege bölgesinin kabuk yapısının belirlenmesi(2010), https://gsa.confex.com/gsa/2010TU/finalprogram/abstract_175397.htm.
- AMBRASEYS, N.N. (1988). Engineering seismology. *Earthquake Engineering*

Structural Dynamics 17, 1–105.

AMBRASEYS, N.N., JACKSON, J.A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 133, 390–406.

ANGELIER, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier and E., Huchon, P. (1982). The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics* 86, 159-196.

AYDIN, A.(2010).Akdeniz Bölgesinin Depremselliğinin, Kabuk yapısı ve Potansiyel Alan Verileriyle İrdelenmesi.<http://www.e-kutuphane.imo.org.tr/pdf/11108.pdf>

BAYAT,C. (21 Eylül 2011). *Mikrogravite*

Nedir?,<http://www.canbayat.com/index.php/is/akademik/item/mikro-gravite-nedir.html>

BARKA, A. A., Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, İ. (1996). Active faults of Turkey. *J. Earthq. Prediction Res.*, 5,3, 413-421

BENETATOS, C., Kiratzi, A.; Ganas, A.; Ziazia, M.; Plessa, A. and Drakatos, G. (2006). Strike-Slip Motions In The Gulf Of Siğaçık (Western Turkey): Properties Of The 17 October 2005 Earthquake Seismic Sequence, *Tectonophysics*, 426, P.263–279.

BHATTACHARYYA, B.K. (1965). Two Dimensional Harmonic Analysis As A Tool For Magnetic Interpretation, *Geophysics*, 30, Pp. 829-857.

BHATTACHARYYA, B.K. (1966). Continuous Spectrum Of The Total Magnetic Field Anomaly Due To A Rectangular Prismatic Body, *Geophysics*, 31, Pp. 97-121.

BHATTACHARYYA, B.B., Roy, N. (1981). A Note On The Use Of A Nomogram For Self-Potential Anomalies, *Geophysical Prospecting* 29, 102-107

- BOZKURT, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, 3–30.
- BOZKURT, E., Sözbilir, H. (2006). Evolution Of The Large-Scale Active Manisa Fault, Southwest Turkey: Implications On Fault Development And Regional Tectonics, *Geodinamica Acta* 19, 427–453.
- DEWEY, J.F., Şengör, A.M.C. (1979). Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bui.*, 90, 84-92.
- ELBİR, G. (2009). Gülbahçe (Urla) Çevresinin Jeolojisi ve Jeotermal Özellikleri, *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Bitirme Ödevi*.
- EMRE, Ö. ve Barka, A. (2000). Gediz grabeni –Ege denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM, 2000), Bildiriler Kitabı*, 131–132, İzmir.
- EMRE, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F. (2005). İzmir yakın çevresinin diri fayları deprem potansiyelleri, *MTA Genel Müdürlüğü*, Rp: NO:10754, 1-80.
- EYİDOĞAN, H., Jackson, J. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implication for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophys Journal of Royal Astronomical Society* 81, 569-607.
- GÖNENÇ, T., Pamukçu, O., Pamukçu, Ç. and Deliormanlı A. (2012). Investigation Of Hot Spots In Western Anatolia By Geophysical And Mining Approaches, *Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, And Environmental Effects*, 34, (09), 775-792.

HELVACI, C., Ersoy , E., Sözbilir, H., Erkül, E. Sümer, Ö., Uzel, B. (2009). Geochemistry And $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology Of Miocene Volcanic Rocks From The Karaburun Peninsula: Implications For Amphibole-Bearing Lithospheric Mantle Source, Western Anatolia, *Journal Of Volcanology And Geothermal Research* 185, 181–202,

<http://deprem.sdu.edu.tr/tr/cihazlar/cihazlar-710s.html#3>

JACKSON, J., McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, 77, no. 1, 185–264.

KAHLE, H.G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. and Cross, P. (1998). The Strain Rate Field In The Eastern Mediterranean Region, Estimated By Repeated GPS Measurements, *Tectonophysics*, 294 237–252.

KAHLE,H., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Barka, A. and Veis, G. (1999). The GPS Strain Rate Field In The Aegean Sea And Western Anatolia, *Geophy. Res. Let.*, 26, 16, P. 2513-2516,

KAYA, O.(1979). Ortadoğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) Stratigrafisi Ve Tektoniği [Neogene Stratigraphy And Tectonics Of The Middle-East Aegean Depression],*Geological Society Of Turkey Bulletin*, 22, 35–58 [In Turkish With English Abstract].

KAYA, O.(1981). Miocene Reference Section For The Coastal Parts Of West Anatolia, *Newsletters On Stratigraphy* 10, 164–191.

KISSEL, C., Laj, C. and Şengör, A.M.C. and Poisson A. (1987). Paleomagnetic Evidence For Rotation In Opposite Senses Of Adjacent Blocks In Northeastern Aegea And Western Anatolia, *Geophy. Res. Let.*, 9, 907–910,

MCCLUSKY, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M.,Hurst, K., Kahle, K., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, M., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G. (2000). Global Positioning System Constraints On Plate Kinematics And Dynamics In The Eastern Mediterranean And Caucasus, *J. Geophy.Res.*105, B3, 5695-5719.

MERCIER, J.L.(1981). Extensional Compressional Tectonics Associated With The Aegean Arc: Comparison With The Andean Cordillera Of South Peru-North Bolivia, *Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London* 300, 337–357.

NYST, M.,Thatcher, W. (2004).New Constraints On The Active Tectonic Deformation Of The Aegean, *J.Geophy.Res.*,109, B11406, Doi:10.1029/2003JB002830.

OCAKOĞLU, N. , (2004). Demirağ E. and Kuşcu, İ,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, P. 67-83.

OCAKOĞLU, N.(2005). Demirağ E., İzmir Körfezi Ve Dolaylarının Aktif Tektonizmasının Sismik Yansıma Verileri Ile Incelenmesi, *İTÜ Mühendislik Dergisi*, Cilt:4, Sayı:6, 93-104.

OCAKOĞLU, N.(2005). Demirağ E. and Kuşcu, İ, Neotectonic Structures In Izmir Gulf And Surrounding Regions (Western Turkey): Evidences Of Strike-Slip Faulting With Compression In The Aegean Extensional Regime, *Marine Geology*, P.155-171.

- ORTÍZ, D.G., and Agarwal, B.N.P., (2005). 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker Oldenburg's algorithm. *Computer & Geosciences*, v.31, I. 4, 513-520
- ÖZKAYMAK, Ç. and Sözbilir, H. (2008). Stratigraphic And Structural Evidence For Fault Reactivation: The Active Manisa Fault Zone, Western Anatolia, *Turkish Journal Of Earth Sciences* 17 (3), 615–635.
- PAMUKÇU, O. and Yurdakul, A. (2008). Isostatic Compensation in Western Anatolia with Estimate of the Effective Elastic Thickness. *Turkish J. Earth Sci.*, 17, 545-557.
- PAMUKÇU, O., Kahveci, M., Ersay, E. Y., Yurdakul, A., Şalk, M. and Sözbilir, H. (2010). Determination of The Kinematic Structure of Izmir and Surrounding Using Repeated GPS/GNSS Observations. Preliminary Results, 15th General Assembly of WEGENER on 14-17 September 2010, İstanbul-Turkey, p7,
- PARASNIS, D.F. (1952). A Study Of Rock Densities In The English Midlands, Royal Astronomical Society Monthly Notices Geophysics Supplements. V. 6, Pp.252-271 (Cited In Telford, 1976),
- PINAR, R ve Akçığ, Z. (1995). Jeofizikte Sinyal Kuramı ve Dönüşümler. TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:3.
- POLAT O, Çeken U, Uran T, Gok E, Yilmaz, N, Beyhan M., Koç N, Arslan, B, Yılmaz D and Utku, M. (2009) Izmirnet: a strong-motion network in Metropolitan Izmir, western Anatolia, Turkey, *Seis. Res. Lett.*, 80 (5), 831-838.
- REILINGER, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak R., Özener, H., Kadirov, F. Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and

- Karam, G. (2006). GPS Constraints On Continental Deformation In The Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone And Implications For The Dynamics Of Plate Interactions, *Journal Of Geophysical Research*, 111, 26 Pp. , Doi:10.1029/2005JB004051.
- REILINGER, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, W. and Toksöz, M.N. (1997). Global Positioning, system measurements of present-day crustal movements in the Arabian-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 9983–9999.
- SCHUELER T. (1998). *Head of GNSS/INS Laboratory 1998-2010* [Http://Www.Ifen.Unibw- Muenchen.De/Software/Gravap/Index.Htm](http://www.ifen.unibw-muenchen.de/software/gravap/index.htm),
- SEYİTOĞLU, G vand Scott, B.C. (1991). Late Cenozoic crustal extension basin formation in west Turkey, *Geological Magazine*, 128, 155-166
- SÖZBİLİR, H. (2001). Extensional tectonics and geometry of related macroscopic structures: field evidence from the Gediz detachment, Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 10, 51–67.
- SÖZBİLİR, H.(2003). İnci, U., Erkul, F. and Sümer, Ö., An active intermitten transform zone accommodating N–S extension in Western Anatolia and its relation to the North Anatolian Fault System. *International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology, and Field Training Course in Paleoseismology, Ankara.*
- SÖZBİLİR, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Erkul, F., Ersoy, Y., İnci, U. ve Helvacı, C. (2005). İzmir Deprem Dizilerinin Nedeni, Faylardaki 'Çiçek Yapısı' *Cumhuriyet Bilim Teknik.*

SÖZBİLİR, H., Uzel, B., Sümer, Ö., İnci, U., Ersoy, E. Y., Koçer, T., Demirtaş, R ve Özkaymak, Ç. (2008). D-B Uzanımlı İzmir Fayı İle KD-Uzanımlı Seferihisar Fayı'nın Birlikte Çalıştığına Dair Veriler: İzmir Körfezi'ni Oluşturan Aktif Faylarda Kinematik Ve Paleosismolojik Çalışmalar, Batı Anadolu, *Türkiye Jeoloji Bülteni, Cilt 51, Sayı 2, 91-114.*

SÖZBİLİR,, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Ersoy, Y., Erkül, F., İnci, U., Helvacı, C. and Özkaymak, Ç. (2009). 17-20 Ekim 2005-Sığacık Körfezi (İzmir) Depremlerinin Sismik Jeomorfolojisi Ve Bölgedeki Gerilme Alanları İle İlişkisi, Batı Anadolu, *Türkiye Jeoloji Bülteni Cilt, 52, Sayı 2, 217-238.*

SÖZBİLİR., H., Sarı, B., Uzel, B., Sümer, Ö. and Akkiraz S. (2010). Tectonic Implications Of Transtensional Supradetachment Basin Development In An Extension-Parallel Transfer Zone: The Kocaçay Basin, Western Anatolia, *Turkey. Basin Research. (Baskıda),*

SPECTOR, A., Bhattacharyya, B.K. (1966). Energy Spectrum And Auto Correlation Functions Of Anomalies Due To Dikes; The Complex Gradient Method, *Geophysics, 46, Pp. 1572-1578.*

SPECTOR, A., Grant, F.S. (1970). Statistical Models For Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics, 35, Pp. 242-272*

ŞENGÖR, A.M.C. , (1987).Cross-faults and differential stretching of hanging wals in reglons of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L.,(eds.) *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication, No:28, 575-589.*

ŞENGÖR, A., Gorur, N. and Şaroglu, F. , (1985). Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation In Zones of Tectonic Escape: *Turkey as case study, in Bittle, K.T. and Christie-Blick, N. (eds.), strike slip formation and sedimation, Soc. Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publucation, 37, 227-265.*

- TALWANI, M., Worzel, J.L. and Landisman, M. (1959). Rapid Gravity Computations For Two-Dimensional Bodies With Applications To The Mendocino Submarine Fracture Zones, *Jour. Of Geophys. Res.*, 54, Pp. 49- 59.
- TAYMAZ, T., Jackson, J. and Mckenzie, D.P. (1991). Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International* 106, 433–490.
- UZEL, B. (2007).Cumaovası (Menderes) Havzasının Kuvaterner Jeolojisi Ve Aktif Tektoniği (*Yüksek Lisans Tezi*), *Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmir.*
- UZEL, B.& Sözbilir, H. (2008). A First Record Of A Strike-Slip Basin In Western Anatolia And Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin, *Turkish J. Earth Sci*, 17, P.559-591.
- UZEL, B., Sözbilir, H. ve Özkaymak, Ç. (2010). Neotectonic Evolution Of An Actively Growing Superimposed Basin In Western Anatolia:The Inner Bay Of Izmir, Turkey. *Turkish Journal Of Earth Science*, [Baskıda].
- UZEL, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic Evolution of an Actively Growing Superimposed Basin in Western Anatolia: The Inner Bay of İzmir, Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 21, 439-471.