

**DENİZLİ VE ÇAMELİ ARASINDAKİ BÖLGENİN DERİN
TEKTONİK YAPISININ POTANSİYEL ALAN VERİSİ KULLANILARAK
İNCELENMESİ**

Şerife BOĞAZKESEN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

2011

T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DENİZLİ VE ÇAMELİ ARASINDAKİ BÖLGENİN DERİN TEKTONİK
YAPISININ POTANSİYEL ALAN VERİSİ KULLANILARAK
İNCELENMESİ

Şerife BOĞAZKESEN

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

TEZ DANIŞMANI
Doç. Dr. Funda BİLİM

SİVAS
2011

Bu alışma, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmış ve jürimiz tarafından Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan :Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ

Üye (Danışman) : Doç. Dr. Funda BİLİM

Üye : Yrd. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ

ONAY

bu tez çalışması, .../.../2011 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ve yukarıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Mustafa DEĞİRMENCİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosu'nun 24.09.2008 tarihli ve 009 sayılı toplantısında kabul edilen Fen Bilimleri Enstitüsü Lisansüstü Tez Yazım Kılavuzu adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

ÖZET
DENİZLİ VE ÇAMELİ ARASINDAKİ BÖLGENİN DERİN TEKTONİK
YAPISININ POTANSİYEL ALAN VERİSİ KULLANILARAK
İNCELENMESİ

Şerife BOĞAZKESEN

Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Funda BİLİM

2011, 94 sayfa

Bu tezde, Denizli ve Çameli Havzası arasındaki bölgenin tektonik yapısının, potansiyel alan verilerinden gravite ve manyetik verilerinin ileri analiz yöntemleri ile değerlendirilerek ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Bunlara ilaveten dış odak derinlik dağılımı incelenerek manyetik ve gravite verileri ile birlikte değerlendirilerek, yüzeyde ve/veya olası gömülü çizgiselliklerin ve bölgenin deprenselliğinin belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Gravite ve manyetik anomaliler 2.5 boyutlu ve 3 boyutlu yöntemlerle modellenmiştir. Aynı zamanda Türkiye'nin jeolojik ve tektonik açıdan oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğu göz önünde bulundurulursa yer araştırmalarının bölgesel olarak yapılması gerekir. Bu amaçla genel bir yaklaşımla yapılan Türkiye'nin gravite ve manyetik anomali değerlendirilmesine bölgesel olarak katkıda bulunulmak istenmiştir.

Gravite anomali haritalarına ve manyetik anomali haritalarına 1 km'den 5 km'ye kadar yukarı uzanım yöntemi uygulanmıştır. Uzanım haritalarına analitik sinyal uygulanarak, yukarı uzanım analitik sinyal haritaları hazırlanmıştır. 2.5 boyutlu ve 3 boyutlu gravite modelleri oluşturulmuştur. Modelleme sonuçlarından Çameli Havza'sının ortalama 6 km derinliğe sahip olduğu belirlenmiştir.

Manyetik anomali haritasına kutba indirgeme, yukarı uzanım ve analitik sinyal yöntemleri uygulanmıştır. Bunun sonucunda Çameli Havzası ve güneyinde kalan bölgede düşük manyetik anomali değerlerinin bölgede bulunan Mesozoyik, Tersiyer yaşlı kireçtaşı ve kumtaşından kaynaklandığı önerilmiştir.

Yüzeyde gözlenen fay haritası ve depremlerin dış odak dağılımı haritasındaki depremler incelendiğinde çoğunlukla yüzeyde gözlenen faylarla uyumlu olduğu gözlenmektedir ve depremler Çameli Havzası ve Denizli çevresinde yoğunlaşmaktadır.

ANAHTAR KELİMELER: Çameli Havzası, Gravite anomaliler, Manyetik anomaliler, 2.5-B'lu Model, 3-B'lu Model, Analitik Sinyal, Yukarı Uzanım.

ABSTRACT

MSc Thesis

DEPHT STRUCTURE OF THE REGION BETWEEN TECTONICS CAMELI AND DENIZLI USING THE INVESTIGATION OF POTENTIAL FIELD DATA

Şerife BOĞAZKESEN

Master of Science Thesis, Department of Geophysics Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Funda BİLİM

2011, 94 pages

In this thesis, aims to determine tectonic structure of Denizli and the Çameli Basin by using advanced analysis methods on magnetic and gravity data obtained from potential field data. Furthermore outside focal depth distribution is considered with magnetic and gravity data to detect surfaced and/or possible buried lineation and seismicity of region.

Gravity and magnetic anomalies are modeled with 2.5D and 3D. On the other hand by considering Turkeys complex geological and tectonically structure ground researches should be made regionally. With this approach it has been aimed to contribute the Turkeys Gravity and magnetic anomaly evaluation.

Upward continuation maps from 1 km to 5 km are prepared by using magnetic anomaly and gravity anomaly maps. Upward continuation analytic signal maps are prepared by applying analytic signal to the upward continuation maps. 2.5D and 3D gravity models are generated. It is determined from the modeling results that the Çameli Basin has a depth of average 6 km.

Magnetic anomaly map examined by using reduction pole, upward continuation and analytic signal methods. As a result, It has been proposed that low magnetic anomaly area, in the Çameli Basin and southern region, are associated with Mesozoic, Tertiary limestone and sandstone.

Key Words: The Çameli Basin, Gravity anomalies, Magnetic anomalies, 2.5-D Model, 3-D Model, Analytical Signal, Upward Continuation.

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamda beni yönlendiren, bilgi ve tecrübelerini esirgemeyen değerli danışman hocam Doç. Dr. Funda Bilim'e (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Tezime ilgili çalışmalarımı gerçekleştirmemde büyük katkısı olan ve kaynaklarını benden esirgemeyen değerli hocalarım; Prof. Dr. Abdullah ATEŞ'e (Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü), ve Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ'a (Çanakkale Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Yüksek lisans tez çalışmam süresince üzerimde emeği bulunan değerli hocam Yrd. Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Lisans eğitimimden itibaren jeoloji konusunda kendisinden çok şey öğrendiğim, değerli Hocam Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Birlikte çıktığımız yolda desteklerini hiçbir anlamda esirgemeyen, karşılaştığım zorlukları aşmamı sağlayan arkadaşlarım Dilek DEMİR, Sinan KOŞAROĞLU, Özgenç AKIN ve Eren PAMUK'a

Manevi desteğini üzerimizden eksik etmeyen tüm Fen Bilimleri Enstitüsü çalışanlarına,

Ayrıca çalışmalarım sırasında beni asla yalnız bırakmayan, maddi ve manevi desteğini hiçbir zaman esirgemeyen aileme sabırlarından dolayı sonsuz teşekkürlerimi ve saygılarımı sunarım.

Şerife BOĞAZKESEN

Ağustos, 2011

İÇİNDEKİLER

ÖZET	İ
ABSTRACT	İİİ
TEŞEKKÜR	İV
ŞEKİLLER DİZİNİ	Vİİ
SİMGELER DİZİNİ	İX
1.GİRİŞ	1
1.1 Denizli ve Çameli Havzası'nın Genel Jeolojisi	3
1.1.1 Neojen Öncesi Temel Formasyonlar	6
1.1.3 Çameli Havzası' nın Genel Stratigrafisi	10
1.2 Çalışma Alanının Tektoniği ve Sismotektoniği	13
2.ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	18
2.1 Jeolojik Çalışmalar	18
2.2 Jeofizik Çalışmalar	21
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	25
3.1 Jeofizik Veri.....	25
3.2 Gravite Verisi.....	25
3.3 Havadan Manyetik Veri.....	27
4.UYGULANAN METODLAR.....	30
4.1 Yukarı Analitik Uzanım.....	30
4.2 Kutba İndirgeme Yöntemi	32
4.3 Analitik Sinyal Yöntemi	34
4.4 Üç Boyutlu (3-B) Modelleme Yöntemi	37
4.5 Manyetik Anomalilerin İki Buçuk Boyutlu (2.5-B) Modellenmesi	40
5. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	46
5.1 Gravite Anomali Sonuçları	46

5.1.1 Gravite Verisi Yukarı Uzanım Sonuçları.....	48
5.2 Manyetik Anomali Sonuçları.....	55
5.2.1 Manyetik Veriye Uygulanan Yukarı Uzanım Sonuçları.....	57
5.3 Üç Boyutlu (3-B'lu) Modelleme Çalışmaları ve Sonuçları	64
5.4 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B'lu) Modelleme Çalışması ve Sonuçları	66
5.5 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B) Gravite Modellemesi Çalışmaları.....	71
6.TARTIŞMA VE SONUÇLAR	72
7. KAYNAKLAR	74
8.ÖZGEÇMİŞ	80

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1.1 Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası (Barka ve Kandisky – Cade, 1989)	4
Şekil 1.1.2 Denizli ve Çameli Havzası'nın Jeolojik Haritası (Bingöl, 1989'dan sadeleştirilmiştir.)	5
Şekil 1.1.3 Çameli havzası ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz) (Erten, 2002; Alçıçek vd., 2004).....	11
Şekil 1.2.1 Çalışma Alanı'nın Yüzeyde Gözlenen Fay Haritası ve Depremlerin Dış Odak Dağılımı.....	16
Şekil 1.2.2 Deprem Sayılarının Yıllara Göre Dağılımı	17
Şekil 1.2.3 Depremlerin Odak Derinliği Dağılımı.....	17
Şekil 3.2.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal).....	26
Şekil 3.2.2 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının deprem verileri ile korelasyonu (Kontur aralığı: 5 mGal).....	27
Şekil 3.3.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT).....	29
Şekil 4.5.1 2.5-B model geometrisi (Shuey ve Pasquale, 1973).....	40
Şekil 5.1.1 Çalışma alanına ait gravite anomalilerinden elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 0.5 mGal)	47
Şekil 5.1.1.1 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 1 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)	49
Şekil 5.1.1.2 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 1 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 0.5 mGal).....	50
Şekil 5.1.1.4 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 3 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası(Kontur aralığı: 0.5 mGal).....	52
Şekil 5.1.1.5 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 5 km yukarı analitik uzanım haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)	53
Şekil 5.1.1.6 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 5 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı :0.5 mGal).....	54
Şekil 5.2.1 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 15nT).....	56

Şekil 5.2.1.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 1 km yukarı analitik uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT).....	58
Şekil 5.2.1.2 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 1 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)	59
Şekil 5.2.1.3 Çalışma alanına ait manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 3 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT).....	60
Şekil 5.2.1.4 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 3 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)	61
Şekil 5.2.1.5 Çalışma alanına ait manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 5 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT).....	62
Şekil 5.2.1.6 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 5 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)	63
Şekil 5.3.1 Çalışma alanına ait (- 0.5 gr/cm ³) yoğunluk için 3-B derinlik modeli haritası	65
Şekil 5.4.1 2.5 boyutlu modellemede kullanılan profillerin yer aldığı gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)	67
Şekil 5.4.2 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının A-A' profilinin 2.5-B modellenmesi	68
Şekil 5.4.3 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının B-B' profilinin 2.5-B modellenmesi	68
Şekil 5.4.5 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının D-D' profilinin 2.5-B modellenmesi	69
Şekil 5.4.6 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının E-E' profilinin 2.5-B modellenmesi	70

SİMGELER DİZİNİ

cm	Santimetre
m	Metre
km	Kilometre
gr	Gram
f	Fonksiyon
G	Gravite sabiti
I	Eğim açısı
D	Sapma açısı
J	Manyetizasyon şiddeti
k	Süseptibilite
F	Yerkürenin toplam manyetik alanı
h	Derinlik
x	Yatay uzaklık
nT	NanoTesla
MTA	Maden Tetkik Arama
IGRF	Uluslar Arası Jeomanyetik Referans Alanı
FFT	Hızlı Fourier dönüşümü
mGal	Miligal
2-B	İki boyutlu
2.5-B	İki buçuk boyutlu
3-B	Üç Boyutlu

1.GİRİŞ

Çameli Havzası, Güneybatı Anadolu'da yer alan Batı Anadolu'nun Neotektonik döneminde oluşmuş grabenlerden biridir. Çameli Havzası Geç Miyosen yaşlı olup (10.8 - 8.5 My) doğuda Dirmil Fayı batıda ise Bozdağ Fayı denetiminde KD-GB uzanımında bir graben olarak açılmaya başlar. Çameli Havzası'nda ofiyolit, mermer ve Likya napları olarak bilinen birimler yaygın olarak görülmektedir (Alçiçek, 2004).

Çameli Havzası'nın tektonik özellikleri nedeniyle geçmişten günümüze havza ile ilgili gerek genel gerekse bölgesel birçok jeolojik (stratigrafik, paleontolojik, tektonik) ve jeofizik araştırmalar gerçekleştirilmiştir. Denizli ve Çameli Havzası ile ilgili bölgesel jeolojik çalışmalar yapmış olan araştırmacılar çalışma alanında yüzeylenmiş olan birimleri inceleyerek sedimanter havzanın o bölgedeki yaklaşık kalınlık değerlerini vermişlerdir. Sedimanter havzanın kalınlığının belirlenebilmesi için jeofizik veriler kullanılarak gerçekleştirilen analitik çalışmaların sayıları oldukça azdır. Sarı ve Şalk (2004) tarafından Batı Anadolu'nun sedimanter havza kalınlığının belirlenebilmesi için gravite verilerine 2-B ve 3-B analiz çalışmaları yapmışlardır.

Bu tezde, günümüze kadar Çameli Havzası'nda yalnızca yüzey jeolojisi bilgilerine ve diğer verilerin (gravite, manyetik, deprem verileri gibi) tek başlarına kullanımına dayalı olarak gerçekleştirilmiş olan birçok çalışmanın bir arada değerlendirilmesi ile havzanın detaylı bir şekilde modellenmesi amaçlanmıştır.

Çalışma kapsamında MTA Genel Müdürlüğü'nün yayınlamış olduğu havadan gravite ve manyetik verileri ile KOERİ'nin (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü) yayınlamış olduğu deprem verileri kullanılmıştır.

Çameli Havzası'na ait havadan gravite ve manyetik verilerine jeofizik analiz yöntemleri uygulanmıştır. Gravite verilerine yukarı uzanım yöntemi, analitik sinyal yöntemi uygulanmıştır. Gravite verisinde uygulanan yukarı uzanım yöntemiyle derinlik ve reyonel değişimler izlenmiş analitik sinyal uygulanarak da yapı sınırları ortaya çıkarılmıştır. Havzanın en derin yerini tespit edebilmek için çeşitli mesafelerde yukarı uzanım yöntemi uygulanmış ve diğer yöntemlerle güvenilirliği karşılaştırılmıştır. Ayrıca 2.5-B modelleme ve 3-B derinlik modeli oluşturulmuş ve karşılaştırma yapılmıştır. 3-B modelden havzanın sediman kalınlığına ait bilgi açık bir şekilde elde edilmiş ve havzanın en derin yeri tespit edilmiştir.

Manyetik verilere ise kutba indirgeme, yukarı uzanım ve analitik sinyal yöntemleri uygulanmıştır. Bölgede sedimanter havza olarak tanımlanan alanda mıknatıslanma gösteren birimlere rastlanmamıştır.

Ayrıca deprem verileri kullanılarak yüzeyde gözlenen fay haritası ile depremlerin dış odak dağılımının korelasyonu yapılmıştır. Depremlerin Çameli ve Denizli ili çevresinde yoğunlaştığı tespit edilmiştir.

1.1 Denizli ve Çameli Havzası'nın Genel Jeolojisi

Çalışma alanı güneybatı Anadolu'da Menderes Masifinin örtü kuşağının güneydoğusunda Batı Toros (Likya) Naplarının içinde yer almaktadır. Şekil 1.1.1'de çalışma alanının yer bulduru haritası Şekil 1.1.2'de ise Güneybatı Anadolu'da yer alan tektonik birlikler ve jeolojik birimler gösterilmiştir.

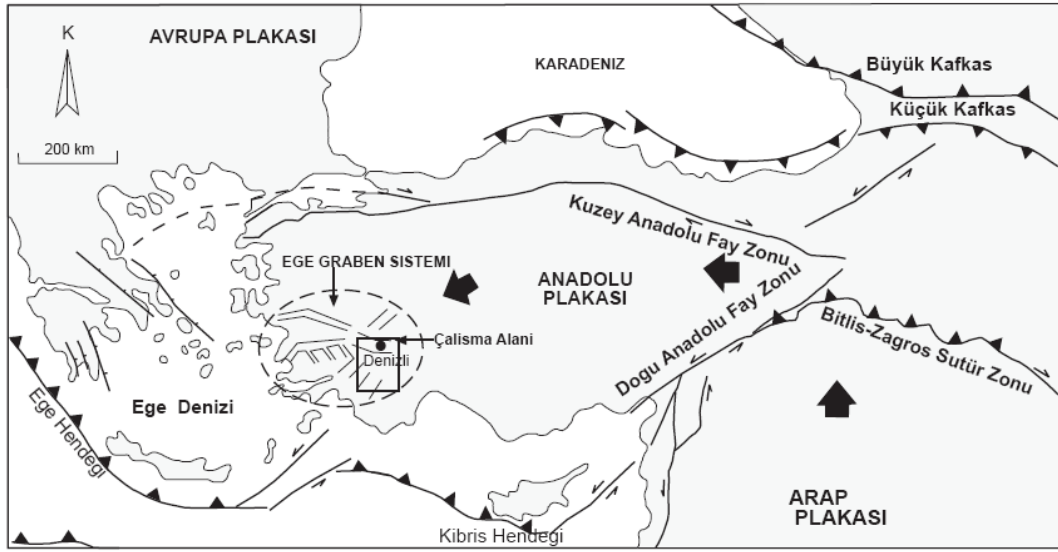
Menderes Masifi, KD-GB doğrultulu uzanan elips görünümlü metamorfik bir topluluktur. Menderes Masifi güneyinde Batı Toros (Likya) Napları, kuzeyinde ise genellikle ofiyolitik kaya topluluklarından oluşan İzmir-Ankara Zonu ile çevrilidir. Batıdaki uzantısı Ege denizindeki Siklad adalarında gözlenir. Doğuda ise Neojen örtünün altında kaybolur (Dora vd., 1987). Menderes Masifi esas olarak gnaysik çekirdek ve onun üzerine gelen örtü kayaçlarından oluşur. Örtü kayaçları değişik şist ve mermerlerden oluşur. Masifin merkezi çekirdek kısmı gözlü gnays (ortognays) yüksek derecede şist paragnayslar, eklojit fasiyesi kalıntılarında olan metagabrolardan oluşur. Örtü şistleri, feldispatlı gnayslar, mikaşist, granatşist, amfibolit, gözlü şistlerden oluşur.

Menderes masifindeki bilinen Metamorfizma yaşları farklıdır. Semiz (2003) tarafından aşağıdaki gibi özetlenmiştir. Prealpin metamorfizması özellikle çekirdek kayaçlarını etkilemiştir. İkinci evre metamorfizma ise amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleşmiştir. Üçüncü metamorfizma ise granitik sokulumların oluşumunu sağlayan ve yeşilşist fasiyesi koşullarında gerçekleşen metamorfizmadır. Menderes Masifinde en son metamorfizma Eosen yaşlı Barrowiyen tipte metamorfizmadır. Bu metamorfizma önceki araştırmacılar tarafından esas Menderes metamorfizması olarak adlandırılmaktadır. Bölgesel metamorfizma Batı Toros (Likya) Naplarının Menderes masifi üzerine yerleşmesine bağlı olarak gelişmiştir (Okay, 1989).

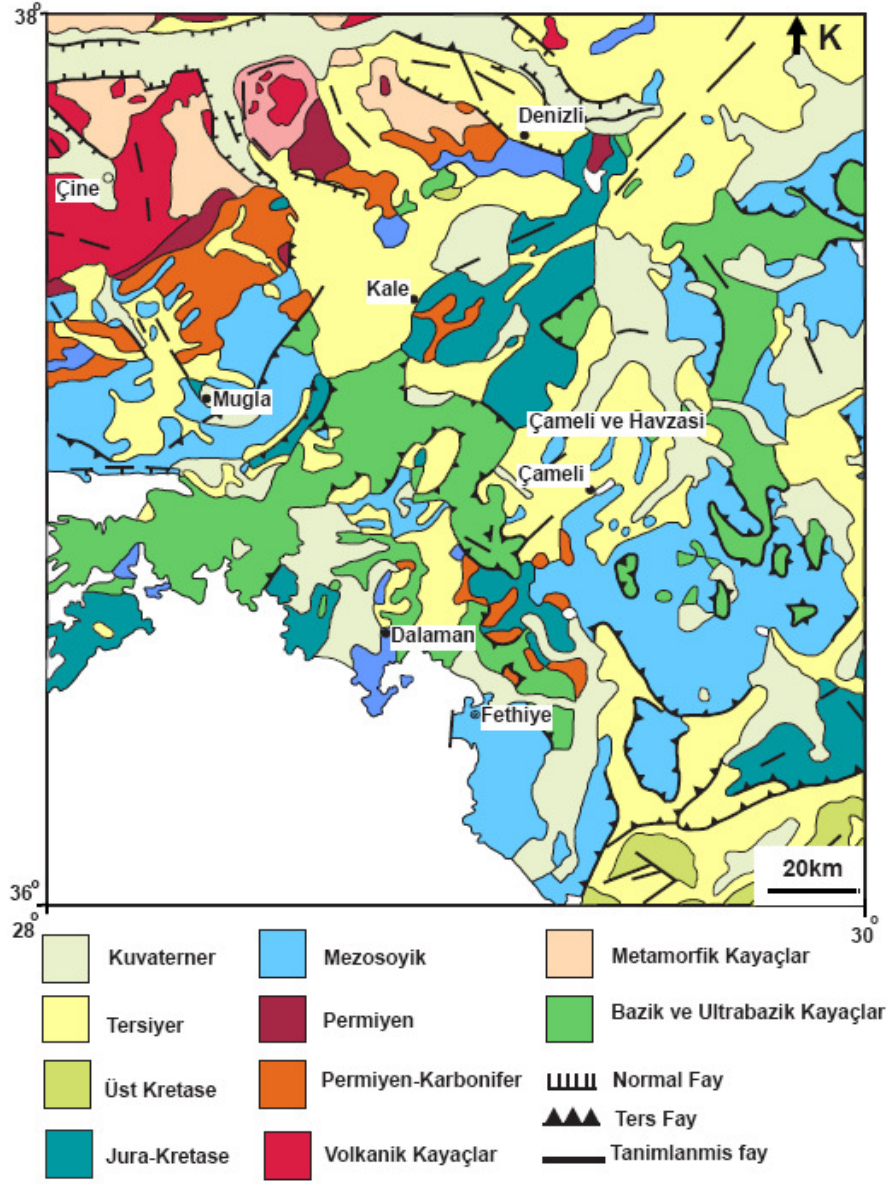
Çameli havzası, Batı Anadolu'nun Neotektonik döneminde oluşmuş grabenlerinden biridir. Havza, konumu ve içerdiği tortullarının zaman içindeki istiflenme düzeni ile bölgenin Neotektonik dönemine ışık tutabilecek veriler içerir. Havza dolgusunun özellikleri tortul fasiyes analizi yöntemi ile belirlenmiş, yaşlandırılmasında memeli fosil toplulukları kullanılarak, oluştuğu döneme ilişkin anahtar veriler elde edilmiştir. Çameli havzası Geç Miosen'de (10.8-8.5 My) doğuda Dirmil fayı batıda ise Bozdağ fayı denetiminde KD-GB uzanımında bir graben olarak açılmaya başlar. Alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel tortullardan oluşan, havzanın ilk ürünleri içinde yaygın olarak görülen büyüme fayları, etkin bir genişlemeyi işaret eder. Bu dönemden sonra havza büyük bir faylanma ile Erken-Orta Pliyosen'de (3.8-3.2 My)

ikiye bölünür. Bunun ardından genişleme tektoniğinin etkinliği nispeten azalır ve havza büyük bir göl ortamına dönüşür. Gölsel tortullar havza kenar fayları dahil, havzayı sonradan ikiye bölen fayı da aşar ve bu dönem Orta-Geç Pliyosen'e (3.5-2.5 My) kadar sürer. Bu göl ortamı, kenarlardan yelpaze ve akarsu deltalarının ilerlemesi ile doldurularak sığlaşır ve aynı zamanda havzanın merkez kesimlerinde gölsel karbonatlar depolanır. Havza bu dönemden sonra kenar faylarına paralel olmak üzere ve bir traverten seviyesi ile belirgin olan iki ayrı fay sistemi ile Geç Pliyosen'de (2.6-1.8 My) yeniden kırıldığı belirtilmiştir (Alçıçek, 2001).

Havzanın en son ürünleri, bu faylanma evresinin neden olduğu alüvyon çökelleridir. Bu kırılma evresinden sonra depolanan tortullar içinde görülen büyüme faylarına göre genişleme yeniden etkinlik kazanmış, Çameli havzası bugünkü şeklini kazanmıştır.



Şekil 1.1.1 Çalışma Alanının Yer Bulduru Haritası (Barka ve Kandisky – Cade, 1989)



Şekil 1.1.2 Denizli ve Çameli Havzası'nın Jeolojik Haritası (Bingöl, 1989'dan sadeleştirilmiştir.)

1.1.1 Neojen Öncesi Temel Formasyonlar

Çalışma alanında bulunan Neojen öncesi temel formasyonlar tabanda otokton konumlu olan Alçıboğazı ve Kızılyer Formasyonu ile başlar. Allohton konumlu Çökelez Kireçtaşı, Karatepe Formasyonu ve Honaz Ofiyoliti ile devam eder. Bu birimler üzerine ise tekrar otokton konumlu ve uyumsuz olarak Karadere ve Bayıralan Formasyonu gelmektedir (Semiz, 2003).

Alçıboğazı Formasyonu (Ka): Alçıboğazı Formasyonu fliş fasiyesinde gelişmiş çökellerden oluşmaktadır. Formasyon ilk kez Okay (1989) tarafından Alçıboğazı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Alçıboğazı Formasyonu kuvarsit, çört, serpantin, volkanit ve karbonat taneli kumtaşı, konglomera ve şeylden oluşan ve üste doğrudan fliş özelliği gösteren birimdir. Formasyonun üst kesimlerinde kireçtaşı ve mermer yer alır. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 70-100 m civarındadır (Okay, 1989). Üzerine uyumlu ve geçişli olarak Kızılyer Formasyonu gelmektedir.

Kızılyer Formasyonu (Kf): Evaporit mineralleri (jips, anhidrit), dolomit ve dolomitik kireçtaşı ardalanmasından oluşan birimi ilk kez Pekuz (1998) Kızılyer Formasyonu olarak adlandırmıştır.

Kızılyer formasyonundaki evaporitler, laminalı jips, masif jips, tabakalı jips, kırıntılı jips, yumrulu jips ve tabakalı anhidritten oluşur. Laminalı jipsler kıvrımlaşmış ve aralarında çeşitli boyutlarda mercekler şeklinde dolomitler yer alır. Yaklaşık kalınlığı 240 m'dir (Alçıçek, 2002). Kızılyer Formasyonunun altında uyumlu olarak Alçıboğazı Formasyonu yer alır. Üzerine ise yatay ve yataya yakın bir tektonik dokanakla (bindirme) Çökelez Kireçtaşları gelmektedir.

Çökelez Kireçtaşı (JKç): Çökelez kireçtaşı alttan üste doğru dolomit, dolomitik kireçtaşı, mikritik kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşları ile temsil edilen birime Konak vd. (1990) tarafından Çökelez Kireçtaşı ismi verilmiştir.

Çökelez Kireçtaşının en alt seviyesini koyu gri - siyahımsı renkli ve orta-kalın tabakalı dolomitler oluşturur. Üste doğru renkleri açılarak dolomitik kireçtaşlarına geçerler. En üstte ise çörtlü kireçtaşı gelmektedir. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 300-500 m'dir (Gürel, 1997). Stratigrafik istifte altında Kızılyer Formasyonu, üzerine ise

Karatepe Formasyonu gelmektedir. Çalışma alanında Sandal tepe ve Devçukur mevkiinde üzerine yataya yakın tektonik dokanakla Honaz Ofiyoliti gelmektedir.

Karatepe Formasyonu (Kf) : Karatepe Formasyonu, yerli ve yabancı blokların yer aldığı ve parçalanmış-ezilmiş serpantinden oluşmuş bir matriks içinde bulunan melanj türündedir. İlk kez Erişen (1971) tarafından Karatepe mevkiinde tanımlanmış ve adına da Şist-Radyolarit-Serpantin- Hornştayn Formasyonu denmiştir. Daha sonra Konak vd. (1990) tarafından yapılan çalışmada da Karatepe Formasyonu adı benimsenmiştir. Arazide kırmızı, kahverengi ve yer yer yeşilimsi ve mavimsi renkte görülür.

Karatepe Formasyonu ezilmiş ve bozulmuş tektonitler, gabro, radyolarit, çörtlü kireçtaşı, dolerit blokları, kırmızı pelajik kireçtaşlarından oluşur. Radyolaritler, genellikle 4-5 m'lik bloklar şeklinde, genellikle kırmızı renklere görülür. Formasyonun görünür kalınlığı 50- 60 m'dir (Gürel, 1997).

Honaz Ofiyoliti (HO): Honaz Ofiyoliti, tektonitler ve bunları kesen damar kayaçları olmak üzere iki ana bileşenden oluşan ve eksik dizi karakterli bir ofiyolitik topluluğu karakterize eder. Honaz Ofiyoliti altındaki Karatepe formasyonu üzerine yatay ve yataya yakın tektonik dokanaklı olarak gelmektedir. Üzerine ise uyumsuz olarak Karadere Formasyonu gelmektedir.

Honaz ofiyolitinin oluşum yaşı Üst Jura-Alt Kretase'dir. Honaz ofiyolitinin bölgeye yerleşim yaşı Üst Eosen-Oligosen arası bir dönemde olduğu tahmin edilmektedir (Özpınar, 1995). Honaz ofiyoliti litolojik özelliklerine göre Yeşilova-Burdur civarındaki Yeşilova ofiyoliti Özpınar vd. (1996) ve Acıpayam-Denizli güneyindeki Acıpayam Ofiyoliti Özpınar (1987) ile eşleştirilebilir.

Karadere Formasyonu (Tok): Karadere Formasyonu kızıl-kahverengi renkli, bloklu çakıltaşı-kumtaşı, çamurtaşı birimlerinin düzensiz olarak ardalanmasından oluşan birim ilk kez Hakyemez (1989) tarafından adlandırılmıştır.

Karadere Formasyonu, yukarı doğru tane boyu incelen bir istif gösterir. Yaklaşık kalınlığı 400 m'dir (Hakyemez, 1989). Karadere Formasyonu kendinden önceki tüm birimleri açısal uyumsuz olarak örter.

Karadere Formasyonu yarı kurak türde alüvyon yelpazesidir (Hakyemez, 1989). Karadere Formasyonunu, Sözbilir (1995) tarafından Çaykavuştu formasyonu ve Özler

(1996) tarafından ise Dağdere Formasyonu olarak adlandırılmışlar ve Oligosen yaşlı olduklarını belirtmişlerdir.

Bayıralan Formasyonu (Tob): Bayıralan Formasyonu, ufak çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşan birim ilk kez Konak vd. (1990) tarafından adlandırılmıştır. Bayıralan Formasyonu, kırmızı, sarı, kahverengi, bej ve zeytin yeşili renkli, ufak çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşmaktadır. Formasyonun görünür kalınlığı 250-300 m'dir. Karadere Formasyonu üzerine ise açısız uyumsuz olarak Kızıllburun Formasyonu gelmektedir.

Bayıralan Formasyonu yaşlı Oligosen olarak belirlenmiştir Bayıralan Formasyonu tortullaşması, esas olarak sahil şeridi ve sığ denizel koşullarda gerçekleşmiştir (Konak vd., 1990). Bayıralan Formasyonu Hakyemez, (1989) tarafından Mortuma Formasyonu, Sözbilir (1995) tarafından Sağdere Formasyonu ve Özler (1996) tarafından Çambaşı Formasyonu olarak tanımlanmışlardır.

Kızıllburun Formasyonu (Tk): Kızıllburun Formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı ve silttaşı birimlerinden oluşan ve Şimşek (1984) tarafından adlandırılan birimdir. Üst seviyelerindeki Kızıllburun Formasyonuna ait marnlar ve gölsel kireçtaşları gözlenmektedir.

Kızıllburun Formasyonu kendisinden yaşlı tüm kaya birimlerini açısız uyumsuzlukla örten, alüvyon yelpazesi kökenli karasal kırıntılardan oluşur Kızıllburun Formasyonunun en üstünde, menderesli ırmak ortamında oluşan gri yeşil renkli, kil-silt boyutunda malzemeler yer alır. Daha üstte altta 25-30 cm kalınlığında linyit seviyeleri içeren killi kireçtaşı ve gölsel kireçtaşı yer alır.

Kızıllburun Formasyonunun üst seviyelerinde tane boyu incelik ve karbonat miktarı artar (Göktaş, 1990). Çalışma alanındaki Kızıllburun Formasyonu üst seviyelerinde yer alan killi kireçtaşı-marn ve gölsel kireçtaşı olarak ayırtlanmıştır. Formasyonun yaklaşık kalınlığı 250-300m'dir (Gürel, 1997).

Kızıllburun Formasyonu alüvyon yelpazesi çökelleriyle başlayıp örgülü akarsu çökelleriyle devam eder ve menderesli akarsu çökelleriyle sona erer (Göktaş, 1990). Kızıllburun Formasyonu, Muğla civarındaki Yatağan formasyonu ve Denizli-Çameli civarındaki Çameli Formasyonunun alt kesimlerini oluşturan Derindere ve Kumafşarı üyeleri Alçiçek (2001) ile deneştirilebilir.

Sazak Formasyonu (Ts): Sazak Formasyonu, kıltaşı, silttaşı, killi kireçtaşı ve gösel kireçtaşı çökellerinden oluşur ve Şimşek (1984) tarafından adlandırılan bir birimdir.

Sazak Formasyonu, altta kıltaşı, kumtaşı ve konglomera ardalanması, silisifiye marn, beyaz sarımsı marn ve gösel kireçtaşlarından oluşur. Kıltaşı, kumtaşı ve çakıltaşı ardalanması dar bir alanda yüzeyler. En üstte dolomitik ve yeşil kıltaşları vardır ve kireçtaşları ile ardalanmalıdır.

1.1.3 Çameli Havzası' nın Genel Stratigrafisi

Şekil 1.1.3'te Çameli Havzası ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti verilmiştir (Erten, 2002; Alçiçek vd., 2004). Bu kesite göre; bölgede yüzeyleyen kaya toplulukları; Geç Miyosen öncesi temel birimleri, Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı graben dolgusu birimleri ve Kuvaterner birimleri olarak üçe ayrılmıştır. Oluşum yaşı Mesozoyik olan, ofiyolit ve mermerlerden oluşan kayalar en yaygın temel birimleridir. Likya napları olarak bilinen bu birimler; K-KB'dan, Erken Langiyen'den itibaren Orta Miyosen boyunca hareket ederek bölgeye yerleşmiş ve bu hareket Tortoniyen'e kadar sürmüştür (Kissel vd., 1993). Bölgede bu yerleşimden önce, Erken Miyosen'de karasal ve sığ denizel ortamda depolanmış bir istif bulunmaktadır ve bunlar da Çameli Neojen havzasının temelinde aittir. Bu istifin alt kesimleri kaba kırıntılı alüvyal tortullardan kuruludur ve yukarı doğru tane boyları incelerken yelpaze deltası tortullarına geçer. İstifin en üst kesimleri kıyı, lagün ve resif ortamlarını temsil eden kumtaşı, marn ve fosilli kireçtaşlarından oluşur. İstif, toplam 570 m kalınlıktadır ve üzerine açısız uyumsuzlukla Çameli formasyonu gelir.

Çameli Formasyonu (Üst Miyosen-Üst Pliyosen): Tümüyle karasal ortamda çökelmiş tortullardan (alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel) oluşur. Temel birimler ile yer yer tektonik dokanaklıdır. Ölçülü stratigrafik kesitlerde 506 m kalınlık ölçülmüştür. Bölgede yapılan önceki çalışmalarda birim, "Neojen örtü" olarak haritalanmış ve "Çameli formasyonu" veya "Yatağan formasyonu" adlarıyla tüm güneybatı Anadolu'daki aynı yaş ve litolojik özellikteki birimlerle eş tutulmuş, yaşı, altındaki ve üstündeki birimlere göre göreceli olarak Pliyosen kabul edilmiştir (Altınlı, 1954; Becker-Platen, 1970; Kara, 1976; Meşhur ve Yoldemir, 1983; Erakman vd., 1982; Göktaş, 1990). Ancak son yıllarda bölgede omurgalı fosilleri bulunmaya başlamıştır. Şekil 1.1.3'te Çameli formasyonu alttan üste doğru, sahada farklı renkleriyle ayrılabilen değişik litolojileri sunar. Bunlar, sırasıyla alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel depolanma sistemlerini temsil eden, Derindere üyesi, Kumafşarı üyesi ve Değne üyesi olarak ayrılmıştır.

SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
KUVATERNER							Alüvyal, akarsu ve gösel tortular	
NEOJEN	ÜST MİYOSEN-ÜSTPIYOSEN	VALLASIYEN- ÜST VILANIYEN	ÇAMELİ	DEGNE	300		Gösel kireçtasi	
							Gösel marn	
	ALT MİYOSEN	AKITANIYEN-ALT LANGIYEN		DERİNDERE	KUMAFSARI	146		Kömür Traventeri
								Kumtasi ve çamurtasi
				60			Çakiltasi ve kumtasi	
							Çakiltasi, kumtasi ve çamurtasi	
MESOZOYİK							Resifal kireçtasi	
					570		Marn	
							Kumtasi	
							Çakiltasi, kumtasi ve çamurtasi	
							Ofiyolitler	
							Metamorfikler	

MEMELİ FOSİL LOKALİTESİ

Geçiş

Karasal

Denizel

Karasal

TEMEL

ÇAMELİ HAVZA DOLGUSU

Şekil 1.1.3 Çameli havzası ve yakın çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz) (Erten, 2002; Alçiçek vd., 2004)

Derindere Üyesi: Çameli formasyonunun en alt kısmında yer alır. Alüvyon yelpazesi tortullarından oluşur. Havzanın kenar kesimlerinde ve havza dolgusunun en alt ve en üst kesimlerinde yaygındır. Koyu kırmızı renkte ve kalınlığı 40-60 m olan üye içinde matriks destekli konglomera ve çamurtaşı fasiyesleri ayırtlanmıştır. Kumafşarı ve Değne üyeleri ile yanal ve düşey geçişlidir. Temel kayaçları üzerine uyumsuz olarak yerleşir, bazı yerlerde ise dokanağı faylıdır.

Kumafşan üyesi: Özellikle havzanın kuzey kesimlerinde yaygın olarak yüzeyley. Çameli formasyonunun orta kısmında yer alır. Başlıca tabakalı kireçtaşı, kömür, laminalı silttaşı-çamurtaşı, ince taneli konglomera-kaba kumtaşı, epsilon çapraz tabakalı kumtaşı, tabakalı kumtaşı, düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı, ripil laminalı ince kumtaşı, tane destekli konglomera ve düzlemsel çapraz tabakalı konglomeralardan oluşur. Kalınlığı en fazla 146 m olarak ölçülmüştür. Derindere ve Değne üyeleri ile yanal ve düşey ilişkidir. Egemen olarak örgülü akarsu, menderesli akarsu, akarsu deltası ve yelpaze deltası fasiyes topluluklarından oluşur.

Değne üyesi: Çameli formasyonunun en üst üyesi ve gölsel tortullarını temsil eder. Başlıca tabakalı kireçtaşı, killi kireçtaşı ve laminalı marn fasiyeslerinden oluşur. Kalınlığı 75-300 m arasında değişir. Derindere ve Kumafşarı üyeleri ile yanal ve düşey ilişkidir. Doğrudan temel birimler üzerine yerleştiği gibi hemen Kumafşarı üyesi üzerinde de bulunur.

1.2 Çalışma Alanının Tektoniği ve Sismotektoniği

Batı Anadolu, dünyada sismik aktivitenin en yoğun olduğu ve hızlı bir genişlemeye maruz kalan bölgelerden biridir. Batı Anadolu'daki kıtasal genişleme miktarı 30-40 m/yıl olarak bilinmektedir (Mc Kenzie, 1978). Batı Anadolu "Ege genişleme bölgesi" olarak adlandırılan bölgenin bir parçasını oluşturmaktadır. Yunanistan, Makedonya, Bulgaristan ve Arnavutluk gibi ülkeler de bu Provens'in içinde yer almaktadır. Batı Anadolu'da yaklaşık D-B gidişli grabenler yer almaktadır. Bu çöküntü alanları (Edremit, Bakırçay, Simav, Gediz, Küçük Menderes ve Gökova) aktif normal fay zonları ile sınırlanmıştır. Batı Anadolu'da D-B gidişli egemen çöküntü alanları dışında daha az egemen olan KKD çöküntü alanları da yer almaktadır. Bunlar Gördes, Demirci, Selendi ve Uşak-Güre çöküntü alanlarıdır.

Büyük Menderes ve Gediz grabenlerinin kesiştiği bölgenin doğusunda kalan çöküntü alanına Denizli Havzası adı verilmektedir (Westaway, 1993). Denizli Havzası 50 km uzunluğunda, 24 km genişliğinde KB-GD uzanımlı bir çöküntü havzasıdır. Havzanın kuzey ve güneyi normal faylarla sınırlandırılmıştır. Sınır fayları tek bir parça olmayıp, fay segmentlerinden oluşmaktadır. Çalışma alanın fay haritası incelendiğinde, bölgede egemen normal fay sitemlerinin D-B, K-G, KD-GB ve KB-GD yönelimli oldukları görülmektedir (Şekil 1.2.1). Özpinar'a (1994) göre bölgedeki düşey devinim miktarı 0.5 mm/yıl ile 2.5 mm/yıl olarak değişmektedir. Karahayıt 100 Pamukkale travertenlerinin U/Th yöntemiyle saptanan yaşları en az 418.000 yıldır. Özellikle Karahayıt - Pamukkale ve Denizli İl merkezi Güneyinde yer alan traverten ve çimentolanmış yamaç molozlarında KKB-GGD, D-B yönlü olan gerilme çatlakları bölgedeki aktif tektoniğin devam ettiğini gösteren verilerdir.

Çameli Havzası'nın içinde bulunduğu Batı Anadolu'da, günümüze kadar etkinliği süren genişlemeli Neotektonik döneme ilişkin farklı birçok görüş bulunmaktadır. Dewey ve Şengör'ün (1979) savunduğu tektonik kaçma modeline göre, Anadolu levhacığının B-GB yönlü hareketi, Geç Serravaliyen'de Arap-Avrasya levhalarının güneydoğu Anadolu'da Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmasından sonra, Batı Anadolu'da bir genişleme rejimi oluşturmuştur. Anadolu levhası, bu çarpışmanın ardından meydana gelen sıkışmayı önce kalınlaşarak, daha sonra Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket ederek karşılamıştır. Bu hareket, Ege Denizi ile Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma, buna karşılık K-G yönlü bir genişleme meydana getirmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981). Le Pichon ve

Angelier (1979) tarafından savunulan yayardı açılma modeline göre, Afrika levhasının kuzey kenarının Hellen yayı boyunca kuzeye dalması sonucunda Ege bölgesinde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de başlayan kabuksal gerilme meydana gelmiştir. Seyitoğlu vd. (1997) tarafından önerilen orojenik çökme modeline göre ise, aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması sonucu genişlemeli neotektonik rejim başlamıştır. Bu olay, Paleosen çarpışması ile İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis süturu boyunca Anadolu levhasının kısalıp kalınlaşmasını takiben Geç Oligosen- Erken Miyosen'de başlamıştır. Bu bölgesel modellerin hangisi geçerli kabul edilirse edilsin, bulgular; Çameli Havzası'nın Geç Miyosen'de açıldığını ve tektonik kontrolün açılmadan sonra da sürdüğünü göstermektedir. Havza dolgusu içinde ayrılan fasiyes toplulukları ile bu toplulukların yanal ve düşey ilişkileri, havza evrimine ilişkin doğrudan ve daha güvenilir verilerdir. Bunlara göre Çameli Havzası değişik zamanlarda başlıca üç genişleme evresinde oluşmuştur.

İlk Genişleme Evresi ve Çameli Havzası'nın Açılması (Geç Miyosen):

Çameli'nin yaklaşık 25 km güneyinde, Elmalıyurt yakınlarında havza dolgusu istifinin en alt kesimlerinden Vallesiyen (10.8-8.5 My) yaşı elde edilmiştir. Çameli grabeni, havzanın gelişimindeki ilksel faylar olan, Bozdağ ve Dirmil fayları denetiminde açılmaya başlamıştır. Grabenin tortul dolgusunu teşkil eden Çameli formasyonu, güneybatı ve kuzeydoğuda temel kayaçları ve Erken Miyosen yaşlı tortulları açısız uyumsuzlukla üzerler. Oluşan graben yaklaşık 40 km genişlikte ve 60 km uzunluktadır ve havza merkezinde sığ göl tortulları depolanmıştır. Havza eksenine paralel gelişmiş akarsu sisteminin taşınımı KD'dan GB'ya doğru olmuş ve alüvyon yelpazeleri havza kenarındaki fay sarplıklarından havza ortasına doğru ilerlemişlerdir. Havza kenarlarında ve havzanın bu ilk evre tortulları içinde yaygın olarak görülen büyüme fayları, bu evrede etkin bir genişlemeyi ve tektonik ile eş yaşlı çökelişi işaret eder (Alçıçek vd., 2004)

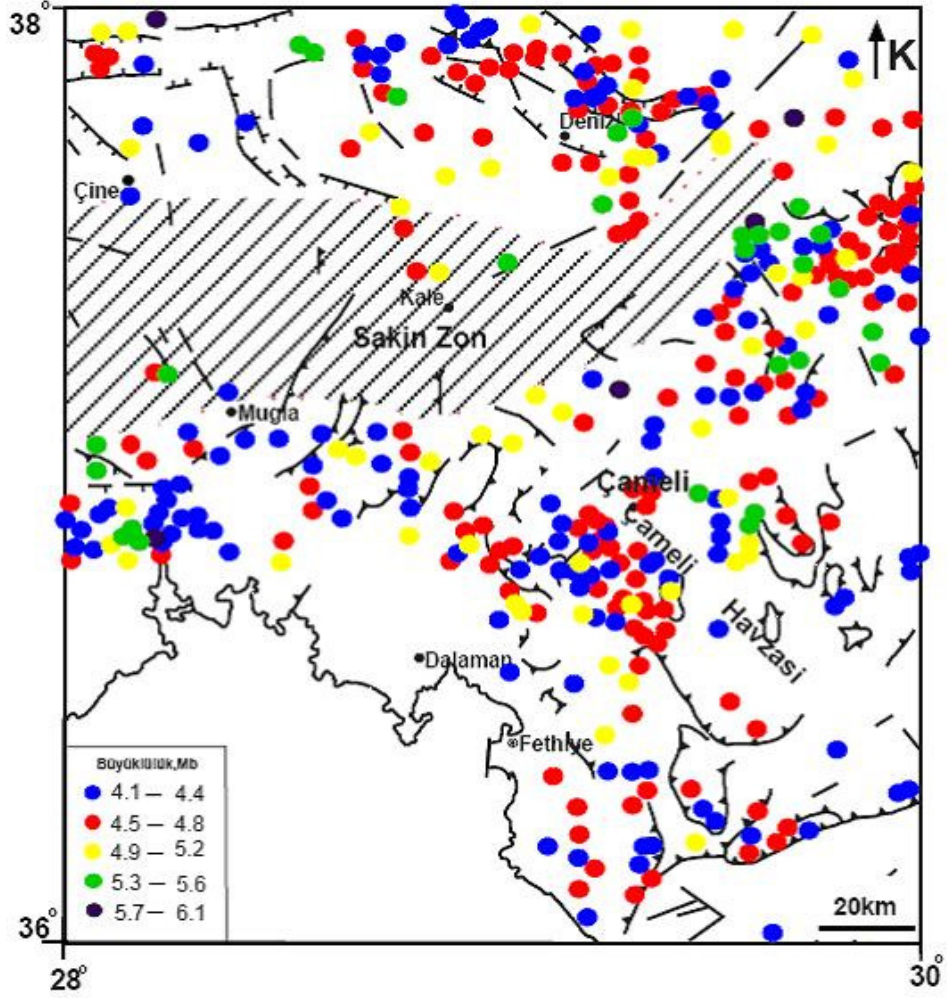
İkinci Genişleme Evresi (Erken Pliyosen):

İkinci genişleme evresinde, graben eksenini boyunca, havzayı boyuna iki parçaya bölen KB'ya dalımlı normal bir fay meydana gelmiştir. Bu yeni faylanma ile, Sarıkavak-Ericek yöresinde, kalınlığı 60 m'ye erişen, faydan uzaklaştıkça incelenen yanal olarak sığ-göl fasiyes topluluğuna geçen ilk seviye travertenleri meydana gelmiştir. Bu evrede açık göl fasiyes topluluğu depolanmaya başlamış ve havza ortası yükseltiler ile havza kenarındaki fay sarplıkları

genişleyen bu gösel ortamın istilasına uğramıştır. Havza merkezine yakın Kavalcılar yöresinde, açık göl tortulları, taban bloku olarak yükselmiş temel kayaları aşmıştır. Aynı stratigrafik seviyedeki Çamlıbel ve Ericcek lokaliteleri arasındaki bu yaş farkı, bu genişleme evresi sırasında göl seviyesinin yükselmesi ve havza içinde fayların yarattığı topoğrafik yükselimleri de istila etmesi ile açıklanmıştır. Havza merkezinde monoton açık göl fasiyes topluluğu 220 m kalınlığa erişir ve hiçbir sığlaşma belirtisi göstermez. Gösel fasiyes toplulukları, Suçatı ve Çavdır yakınlarında olduğu gibi, yerel olarak Dirmil ve Bozdağ faylarını üzerler ve bu durum bir genişleme sonrası gösel transgresyonu ifade eder. Nispeten kalın olan açık göl fasiyesi istifleri en üst kesimlerine doğru, aksel nehirlerin ilerleyen deltalarına ve havza kenarı yelpaze deltalarını bulunduran sığ göl tortullarına geçer (Alçiçek vd., 2004).

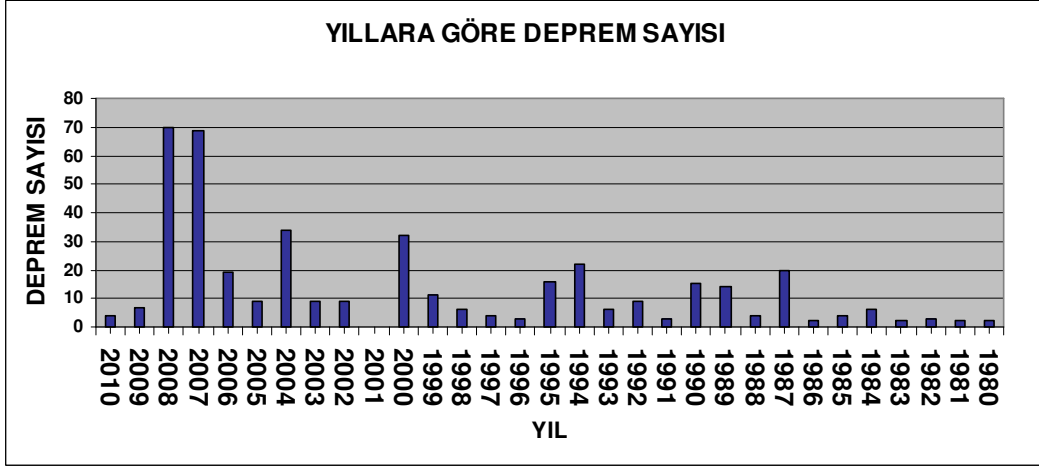
Üçüncü Genişleme Evresi (Engeç Pliyosen): Açık göl ortamının sığlaşmasından sonra havza Alcı-Kelekçi ve Uzunluk Çameli fayları boyunca daha dar yarı grabenlere ayrılmış ve böylece yeni bir genişleme evresi gelişmiştir. Bu yeni fayların doğrultuları ve kuzeybatıya olan dalımları önceki evrelerde oluşan birincil ve ikincil faylarla benzerdir. Bu faylanma olayı ile önceki evrelerde de parçalanmış havza dolgusu istifleri güneydoğuya doğru daha fazla eğimlenmiştir. Kavalcılar yakınlarında yüzeyleyen ve yaklaşık 6 m kalınlıktaki ikinci seviye travertenler, Uzunluk Çameli fayı ile ilişkili olarak meydana gelmiştir. Bu traverten fasiyes topluluğu, akarsu ve alüvyon yelpazesi fasiyes toplulukları ile üzerlenir. Bu üçüncü genişleme evresi, travertenler üzerine ilerleyen alüvyon yelpazesi tortulları Geç Villaniyen zamanında (2.6-1.8 My) meydana gelmiştir. Bu genişleme olayı sonrası; havzada belirgin paleocoğrafik değişiklikler ile birlikte toplam % 10'luk bir kabuksal genişlemenin meydana geldiği hesaplanmıştır. Tektonik sübidansın belirgin bir şekilde azaldığı Villaniyen sonunda Çameli havzası, alüvyon yelpazesi ve akarsu tortulları ile tamamen doldurulmuştur. Bunun ardından gelen Kuvaterner dönemi depolanma; başlıca akarsuların derine kazınması, mevcut topoğrafik yükseltilerin alçalması ve göreceli olarak aktif olmayan, havzayı oluşturan eski faylardan kaynaklanan küçük alüvyon yelpazelerinin oluşması şeklinde sürmektedir (Alçiçek vd., 2004).

Şekil 1.2.1’de çalışma alanında (1980- 2010) yılları arasında meydana gelmiş 4’den büyük depremlerin dağılımı görülmektedir. Deprem dağılımları incelendiğinde çoğunlukla yüzeyde gözlenen faylarla uyumlu olduğu gözlenmektedir. Depremler Çameli Havza’sı ve Denizli ili çevresinde yoğunlaşmaktadır.

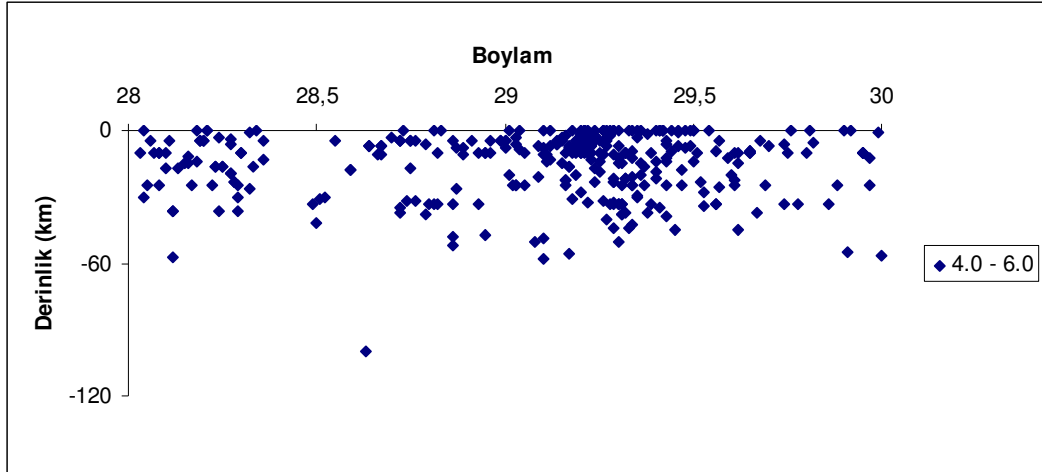


Şekil 1.2.1 Çalışma Alanı'nın Yüzeyde Gözlenen Fay Haritası ve Depremlerin Dış Odak Dağılımı

Yıllara göre deprem sayılarının dağılımından en çok depremin 2008 ve 2007 yılları olduğu saptanmıştır (Şekil 1.2.2). Şekil 1.2.3'te depremlerin odak derinliklerinin 0-60 km arasında dağıldığı gözlenmektedir.



Şekil 1.2.2 Deprem Sayılarının Yıllara Göre Dağılımı



Şekil 1.2.3 Depremlerin Odak Derinliği Dağılımı

2.ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1 Jeolojik Çalışmalar

Bugüne kadar çalışma alanı ve yakın çevresinde birçok stratigrafik, tektonik çalışmalar yapılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde bugüne kadar yapılan çalışmaların belli başlıları şunlardır;

Altınlı (1954), Denizli güneyinin jeolojik incelemesini yapmış, Tersiyer altındaki temelin Elmalı serisi, Komprehensif seri ve ultrabazik kayalardan oluştuğunu, Ultrabazik kayaları Jura ve Alt Kretase olmak üzere ikiye ayırmıştır. Oligosen çökellerinin çakıltaşlarıyla başladığını ve marnlarla devam ettiğini söylemiştir.

Kastelli (1971), Denizli güneyinde yaptığı jeotermal amaçlı çalışmalarda bölgedeki temel kaya birimlerinin ve Tersiyer çökellerinin stratigrafik konumlarını belirlemiştir. Mesozoyik'den Paleosen'e kadar oluşmuş tüm kireçtaşlarının uyumlu ve komprehensif seri olduğunu ifade etmiştir.

Bingöl (1976), Batı Anadolu'nun temel kayalarının Antekambriyen'den oluştuğunu ve Menderes, Kazdağ ve Uludağ Metamorfik masiflerinden oluştuğunu söylemiştir. Menderes masifinin Üst Kretase'de Kazdağ ve Uludağ masifleri altına daldığını, bu dalma sonucunda kuzeyde D-B ve KD-GB sıralanımı Alt Tersiyer yaşlı granodiyoritleri meydana getirmiştir. Eosen-Oligosen'de Kuzeybatı Anadolu tümüyle yükselmiş ve masif kenarında molas havzaları oluşmuştur. Orta Miyosen'den itibaren felsik ve asit volkanizma gelişmiş, kalkalkali volkanik kayaların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları nedeniyle üst kabuk ve üst kabuk ile okyanus tabanı karışımından türediğini söylemiştir. Pliyosen'de de bölgesel yükselme devam etmiştir. Yükselme ile D-B doğrultulu grabenler oluşmuştur. Anadolu'nun Ege adaları ile birlikte bir plaka oluşturduğu ve güneybatıya doğru hareket ettiğini belirtmiştir.

Dumont vd. (1979), Güneybatı Anadolu'da yaptıkları çalışmada Geç Miyosen'den sonraki dönemde, bölgede dört grabenleşme evresi saptamışlar ve bölgedeki grabenlerin oluşumunu bir sıkışma fazını izleyen ve ona dik çekme gerilmelerine bağlı olarak oluşan normal faylarla açıklanmıştır.

Bu grabenleşmeler; Miyosen sonu - Erken Pliyosen, Pliyosen, Eski Kuvaterner ve Genç Kuvaterner dönemlerinde meydana gelmiştir.

Ercan vd. (1983), Aydınlar, Yukarıkaraçay ve Aşağıkaraçay bölgesinde yer alan Üst Pliyosen yaşlı volkanitlerin, şoşonitik bazalt, latit ve trakit türünde olduklarını ve volkanizmanın tansiyon rejimi sonucu oluşan kıtasal riftleşme ürünü olarak meydana geldiklerini söylemişlerdir.

Özpınar (1987), Acıpayam (Denizli) batısının jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelemiştir. Bölgede Mesozoyik döneminde sığ denizel ortamda kalın bir karbonat çökelimi ve Paleosen sonuna kadar ise derin deniz çökellerinin meydana geldiğini söylemiştir. Ofiyolitik kayaçların harzburjit ve bunları kesen dolerit dayklarından oluştuğunu, eksik dizi karakterli ofiyolitik serinin bölgedeki yerini Lütseyen-Oligosen arasında aldığını belirtmiştir.

Okay (1989), Denizli güneyinde, Honaz dağı çevresinde yaptığı çalışmasında beş ana tektonik birimin olduğunu, bunların alttan üste doğru; Paraotokton Göbecik tepe birimi, Honaz şeyli, allokton konumlu Menderes masifi, Sandak birimi ve Honaz ofiyolitidir. Honaz dağının doğuya doğru devrik büyük bir kapalı antiklinal yapısı olduğunu söylemiştir.

Konak vd. (1990), temel kayaçları iki gruba ayırmışlardır. Menderes masifinin düşük metamorfizma geçirmiş birimlerini Bekilli grubu, Mesozoyik yaşlı olan karbonatlı kayaçları Çökelez grubu olarak tanımlamışlardır. Çökelez grubunun allokton olduğunu ve Bekilli grubu üzerine bindirmeli olarak geldiğini, Oligo-Miyosen yaşlı istifleri Bayıralan Formasyonu olarak ayırtetmişlerdir. Neojen birimleri ise Killik, Sakızcılar ve Ulubey Formasyonu olarak ve Kuvaterner yaşlı çökelleri Asartepe Formasyonu olarak tanımlamışlardır.

Güleç (1991), Batı Anadolu'da Miyosen-Pliyosen yaşlı kalkalkalen kayaçların genellikle andezit ve riyolit bileşiminde olduğunu ve plaka kenarı volkanitlerin özelliklerini gösterdiğini ve Kuvaterner yaşlı alkalen kayaçlar ise bazik bileşimde oldukları ve plaka içi volkanitleri özelliklerini gösterdiklerini söylemiştir.

Sözbilir (1995), Denizli'nin doğusunda yer alan Tersiyer yaşlı birimlerin sedimantolojik özelliklerini incelemiş ve Denizli molası olarak tanımlanan birime Çaykavuştu Formasyonu adını vermiştir.

Özler (1996), Çürüksu havzasının komşu havzalarla ilişkisi, bu havzalardaki kaynakların beslenimi, bölgedeki hidrotermal aktivite alanlarının belirlenmesi ve yer altı sularına etkisini araştırmıştır. Grabenleşmenin halen devam ettiğini, bölgede magma yaklaşımı ve volkanik aktivitelerle yeryüzüne büyük miktarda ısı transferi gerçekleştiğini, faylar boyunca sıcak su ve gazların yükselmesi, yeryüzüne yakın hazne kayaların konveksiyon yoluyla ısılarını temin ettiklerini söylemektedir.

Özpınar vd. (1996), Salda gölü (Yeşilova-Burdur) ve çevresinde en altta Geç Jura Erken Kretase yaşlı Yeşilova ofiyolitinin yer aldığını, bunun üzerine tektonik dokanaklı olarak Kızılcadağ Melanjı ve Jura yaşlı Doğanbaba kireçtaşlarını geldiğini söylemişlerdir. Salda gölü çevresindeki manyezitlerin kışın göl sularının çekilmesi ile kıyıda kalan çamurların atmosferle temas etmesi ve atmosferdeki CO₂'i bünyelerine absorbe etmeleri sonucu oluştuklarını belirtmişlerdir.

Pekuz (1998), Denizli güneydoğusunda yer alan Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı tortul kayaların, Neojen yaşlı birimlerin stratigrafik ve sedimentolojik özelliklerinin araştırılması ve Kızılyer bölgesindeki evaporitlerin çökelme ortamını ve petrografik özelliklerini incelemiştir.

Akgün ve Sözbilir (2001), Kale-Tavas ve Denizli molas havzalarında yaptıkları palinostratigrafik çalışma sonucunda iki farklı palinomorf topluluğunun bulunduğunu ve Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanında K-G genişleme tektoniği ile bu havzalarda depolanmanın başladığını belirtmişlerdir. Tortulların Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin dolgularından daha yaşlı olduğunu belirtmişlerdir.

2.2 Jeofizik Çalışmalar

Özgüler vd. (1980), MTA tarafından yürütülen Jeotermal Enerji Arama Projesi kapsamında, Denizli yöresinde özdirenç ve gravite etütleri yapılmışlardır. Çalışma alanı Menderes ve Gediz grabenlerinin kenarlarında yer alan Tekke Hamam, Kızıldere, Tosunlar, Bölmekaya, Yenice, Gölemezli, Karahayıt ve Pamukkale jeotermal sahalarını içerir. Bu sahalarda termal etkinlik 34°-98°C arasında değişen Sıcak su kaynakları, fümeroller, hidrotermal çökeller ve termal alterasyonlar şeklinde görmüşlerdir. Gravite etüdü jeotermal kaynakların aranmasında ön prospeksiyon amaçlı olarak yapmışlardır. Ölçümlerden elde edilen Bouguer anomali ve ikinci türev haritaları sahanın genel taban topografyasını ve horst-graben tektoniğini aydınlatmışlardır. Özdirenç etüdü, maksimum elektrot açıklığı 2000-6000 metre olmak üzere Schlumberger elektrot dizilimiyle yapmışlardır. Toplam olarak beş yüzü aşkın noktada yapılan elektrik sondaj ölçüleriyle yaklaşık 500 kilometrekarelik bir alan incelenmişlerdir. Model-eğri programı ve bilgisayar yardımıyla değerlendirilen saha verilerinden, jeotermal alanları işaret eden anomalilerin konum ve uzanımlarıyla ilgili bilgiler elde etmişlerdir. Kızıldere, Tosunlar, Bölmekaya, Yenice, Gölemezli, Karahayıt ve Pamukkale sahalarında saptanan bu anomaliler üzerinde, yörede jeotermal enerjinin bilimsel ve endüstriyel ölçeklerde belirlenebilmesi amacıyla sondajlar önermişlerdir.

Erees vd. (2000), Denizli havzasındaki faylar boyunca meydana gelen sismik aktiviteler ile bölgedeki termal suların fiziksel, kimyasal ve radon konsantrasyonu arasındaki ilişkiyi incelemişlerdir. Bu çalışmada kullanılan sismik veriler Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi, Deprem Araştırma Enstitüsü ve Sismolojik Laboratuardan elde edilmiştir. Tektonik aktivite öncesinde ve sonrasında radon konsantrasyonunun önemli derecede arttığını söylemişlerdir. Mayıs–Aralık (2000)'de bölgenin termal suların radon konsantrasyonunu ölçmek için 7 istasyon kurulmuşlardır. Bu çalışmalar esnasında bölgede var olan sürekli sismik aktivitelerden dolayı termal sulardaki radon konsantrasyonunun 0.67'den 25.90 kBpm⁻³, pH oranının 6.1' den 9.4'e sıcaklığının 34-85°C ve elektriksel iletkenliğin 1.7-6.6 mScm⁻¹ değiştiğini elde etmişlerdir. Büyük depremlerin öncesinde termal sulardaki radon konsantrasyonunun depremin öncül sinyalleri olarak nitelendirmişlerdir.

Orbay ve Dolmaz (2000), Batı Anadolu'nun negatif gravite anomalilerini temsil ettiğini görmüşlerdir. Gediz ve Büyük Menderes masifleri üzerinde ise negatif Bouguer gravite anomalilerini gözlemlemişlerdir. Gravite verilerinin düz modellenmesi ve

spektral analizi ile Batı Anadolu kabuk kalınlığının yaklaşık 35-40 km arasında olduğunu bulmuşlardır.

Sarı ve Şalk (2004), Batı Anadolu'nun tortul tabaka kalınlığını belirlemek için gravite verilerine 2B ve 3B analiz uygulamışlardır. Bu çalışmada MTA ve Maden Araştırma Genel Müdürlüğü tarafından 1/500.000 ölçekli hazırlanan Türkiye Bouguer Anomali Haritasını kullanılmışlar ve 5 km aralıklarla sayısallaştırmışlardır. Bouguer gravite profillerinin 2B analizinde Büyük Menderes grabeninin maksimum kalınlığının 2.5-3.0 km, Gediz grabeninin 1.5-2.0 km ve Denizli Kızıldere-Sarayköy alanının ise 2.0 km kalınlıkta olduğunu bulmuşlardır. 3B analiz çalışmalarında ise farklı yoğunluk değerleri varsayılarak kalınlıkları tahmin etmeye çalışmışlardır. Bunun sonucunda Gediz grabeninin 1.5-2.5, Büyük Menderes grabeninin 1.5 km kalınlıkta, Denizli'ye doğru Kızıldere-Sarayköy jeotermal alanın 2.0-2.5 km kalınlıkta olduğunu bulmuşlardır. Batı Anadolu'nun Graben sisteminin negatif gravite anomali değeri ve horstların ise pozitif gravite anomali değeri gösterdiğini elde etmişlerdir.

Yüksel (2004), Batı Anadolu Bouguer Anomalilerinin iki boyutlu alçak geçişli Rekursiv filtrelerini (IIR) kullanmıştır ve yerkabuğunun kalınlık dağılımını incelemiştir. Bu çalışmada Harita Genel Komutanlığı'nın 1/1.000.000 ölçekli Bouguer gravite anomali haritasını kullanmıştır. Batı Anadolu Bouguer gravite haritasının yoruma hazırlanması için tek ve iki boyutlu alçak geçişli rekursiv (IIR) filtreler kullanmıştır. Elde edilen rejyonel Bouguer Anomali haritasından alınan uygun doğrultudaki profillere Talwani yöntemi uygulanarak Batı Anadolu'nun kabuk kalınlık geometrisini modellemiştir. Ege bölgesinin kabuk kalınlığının ortalama 32 km'den başlayarak Anadolu'nun içlerine doğru B-D doğrultusunda 40 km'ye ulaştığını belirlemiştir.

Dolmaz vd. (2005a), Batı Anadolu genişleme bölgesinin havadan manyetik verisinin spektral analizine dayanan Curie noktası derinliği araştırmasında MTA Genel müdürlüğü tarafından alınmış olan havadan manyetik anomali verisini kullanmışlardır. Batı Anadolu'ya ait havadan manyetik anomali verisini 90x90 km²'lik bloklara ayırmışlar ve her birisine (Spector ve Grant, 1970) tarafından geliştirilmiş olan güç spektrumu analizi uygulanmıştır. Daha sonra (Okuba vd., 1985) tarafından önerilen yöntem uygulanarak Batı Anadolu'nun Curie noktası derinliği ve ısıl iletkenlik ölçümlerine benzer bir ısı akısı haritası oluşturmuşlardır. Bu çalışma ile sığ ve derin Curie noktası derinliğindeki alanlar arasındaki sınırın karmaşık Host- Graben sistemiyle karakterize edilen aktif bir genişleme sistemiyle uyumlu olduğunu bulmuşlardır.

Çalışma alanının batı kısmında gözlenen sığ Curie noktası derinliklerinin Menderes Masifi üzerinde gelişmiş graben gibi yapısal jeolojik yapılarla uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Dolmaz vd. (2005b), Afrika- Avrasya birleşme bölgesindeki kabuğun ısı yapısı için Curie noktası derinlik değişimlerinin belirlenmesine yönelik çalışmalarda Curie noktası derinlik değerleri kullanılarak güneybatı Türkiye'deki karmaşık deformasyon zonu boyunca kabuğun ısı yapısını araştırmışlardır. Güneybatı Türkiye için 80 bloktan hesapladıkları Curie noktası derinlik değerlerinin 9-20 km arasında değiştiğini ve Güneybatı Türkiye'de sığ Curie noktası derinliğine sahip iki bölgenin var olduğunu belirtmişlerdir. Bu bölgelerden ilki, çalışma alanının batı kısmında yer alan Uşak-Afyon bölgesindeki sığ Curie noktası derinlik bölgesinin oluşumunda üst kabuğun incilmesi ve yüksek iletkenlikli alt kabuğun sığlaşmasının neden olduğu, diğer sığ Curie noktası derinlik sahip bölgenin çalışma alanının güney kısmındaki Orta Anadolu Volkanik Bölgesi olduğunu ve bunun sığ kabuk seviyesindeki silika ergime varlığıyla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir. Bu iki bölgenin derin ve sığ Curie noktası derinlik bölgelerinin KKB- GGD yönelimli bir kuşakla ayrıldığı, yüksek ve düşük sismik etkinliğinin sınırı boyunca yer aldığı bulmuşlardır. Ayrıca, sismik etkinlikle Curie noktası derinliklerinin karşılaştırması sonucunda meydana gelen büyük depremlerin bölgesel ısı domların kenarlarının yakınında ve bölgesel olarak aktif sismik bölgeler içindeki düşük sismik etkinliğin sığ Curie noktası derinliği ve yüksek ısı akısıyla uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Bilim (2007), Batı Anadolu'nun Kütahya ve Denizli bölgelerinin termal yapısını ve tektonik özelliklerinin araştırılmasında havadan manyetik ve gravite verilerini kullanmıştır. Bu çalışmada kullandığı havadan manyetik verileri MTA Genel müdürlüğüne 600 m yükseklikte uçularak 5 km aralıklarla uçuş hatları boyunca toplanmıştır. (Baldwin ve Langel, 1993) tarafından geliştirilen bir bilgisayar programı kullanılarak IGRF (Uluslar arası Jeomanyetik Alan) kaldırılmıştır. Havadan manyetik anomali verilerinden Denizli ve Kütahya arasındaki bölgenin Curie noktası derinlik haritasını ve termal gradyan haritasını hazırlamıştır. Kütahya için Curie noktası derinliği 7 km'den küçük ve Denizli için 9 km'den büyük olduğunu belirlemiştir. Batı Anadolu'nun Curie noktası derinlik değerinin 10-14 km arasında değiştiğini saptamıştır. Ayrıca Batı Anadolu'nun jeotermal potansiyeli için çok önemli olan Curie noktası derinlik değerleri ve termal gradyent değerleri arasında çok iyi bir uyum içerisinde olduğunu belirlemiştir. Havadan manyetik verilerden elde edilmiş analitik sinyal

haritası ile Menderes Masifi altındaki mıknatıslanmış jeolojik yapının dağılımını göstermiştir. Bouguer Anamoli haritasında ise ince kabuk ve düşük yoğunluk dağılımı ile bağlantılı olarak Kütahya'nın KB ve Denizli'nin yakınlarında şiddetli negatif değer göstermektedir. Kabuk ve tek bir yoğunluk değeri varsayılarak gravite verilerinden çalışma bölgesinin kabuk kalınlığının 28 km'den 36 km'ye kadar değiştiğini elde etmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1 Jeofizik Veri

Denizli ve Çameli Havzası'nın modellenmesi için kullanılan gravite ve manyetik veriler MTA Genel Müdürlüğü'nden sağlanmıştır. Bölgenin depremselliğini belirlemek amacıyla kullanılan deprem verileri ise KOERİ'den (Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü) alınmıştır.

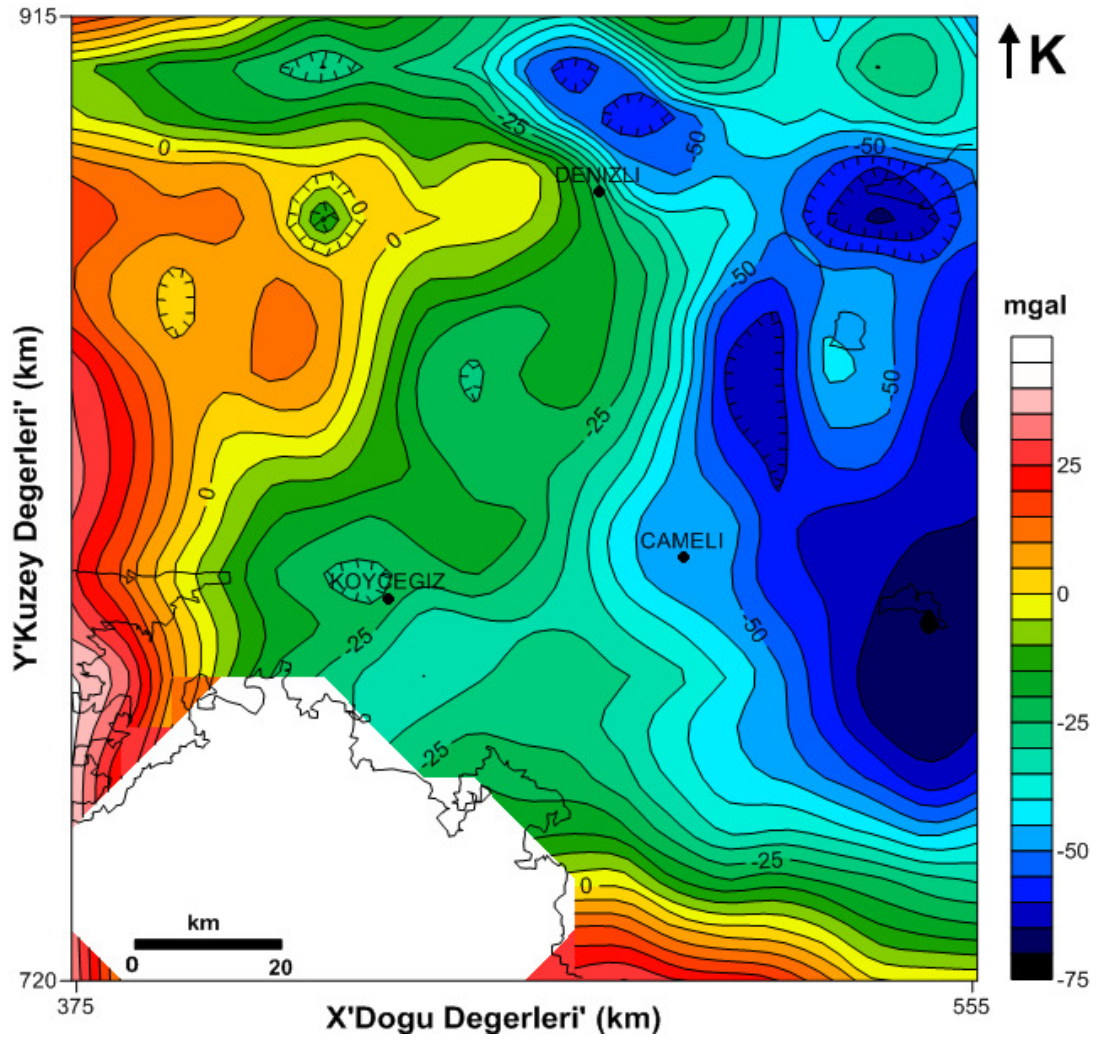
3.2 Gravite Verisi

Denizli ve Çameli Havzası'nın modellenmesi için kullanılan gravite verileri, 10 km grid aralıklı olarak Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu verilerle ilgili olarak gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve bu çalışmalar sonucu elde edilen gravite değerlerine yapılan tüm düzeltmeler MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi tarafından gerçekleştirilmiştir.

MTA Genel Müdürlüğü gravite ölçümlerini 2-5 km aralıklı 62.000 istasyonda gerçekleştirmiştir. Gravite istasyonlarının yerleri ve yükseklikleri MTA Jeodezi Dairesi tarafından 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalardan belirlenmiştir. Gravite verilerine MTA Genel müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi tarafından gerekli düzeltmeler uygulanmıştır. Çalışma alanına ait 5 mGal aralıklarla konturlanmış gravite anomali haritası Şekil 3.2.1'de verilmiştir.

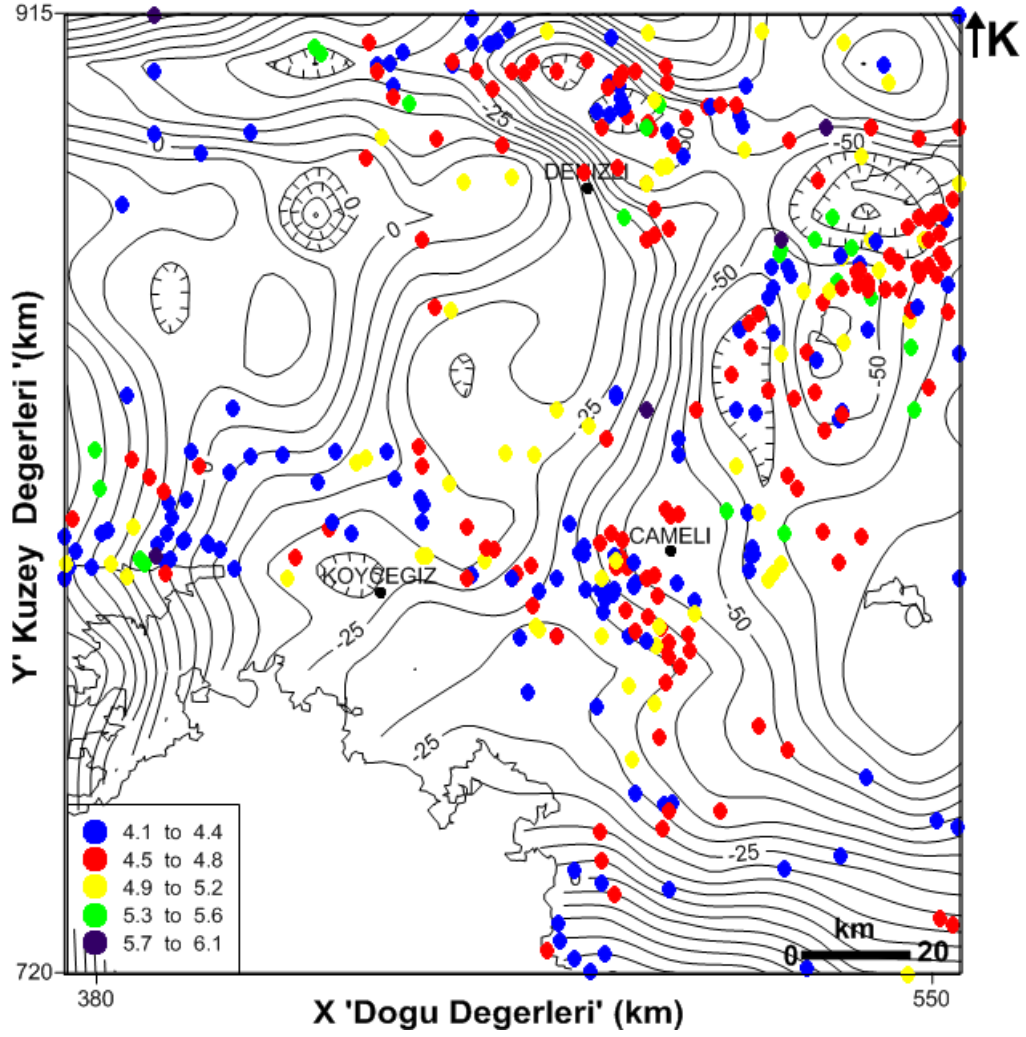
Gravite anomali haritası incelendiğinde güneyde Denizli ve Çameli'nin kuzeyi arasında kalan bölgede havza yapısı açıkça görülmektedir. Çameli Havzası ve doğusunda kalan bölümde K-G uzanımlı olarak çevredeki yapılara oranla daha düşük gravite anomali değerleri gözlenmektedir. Şekil 1.1.2'de verilen jeoloji haritası ile karşılaştırma yapıldığında bu hat boyunca düşük yoğunluk değerlerine sahip Oligosen, Miyosen, Tersiyer yaşlı sediman çökellerin (miyosen yaşlı kireçtaşı, mermer tabakaların) yer aldığı dikkati çekmektedir. Ayrıca Çameli Havzası ve Denizli yakınlarındaki şiddetli negatif anomali değerlerinin düşük yoğunluk dağılımı ile bağlantılı olduğu söylenebilir.

Tersiyer çökellerinin gösterdiği gravite anomali değerlerine göre, çökellerin kuzeybatısı ve batısında kalan bölümlerdeki yüksek anomali değerleri ise bazik ve ultra bazik kayalar ile ofiyolitik kayaları temsil ettiği söylenebilir.



Şekil 3.2.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)

Şekil 3.2.2'de ise çalışma alanında (1980- 2010) yılları arasında meydana gelmiş 4'den büyük depremlerin gravite anomali haritasındaki dağılımı görülmektedir. Deprem dağılımları incelendiğinde çoğunlukla negatif anomali yani; düşük yoğunluk değeri gözlenen Çameli Havza'sı ve Denizli ili çevresinde yoğunlaştığı belirlenmiştir.



Şekil 3.2.2 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının deprem verileri ile korelasyonu (Kontur aralığı: 5 mGal)

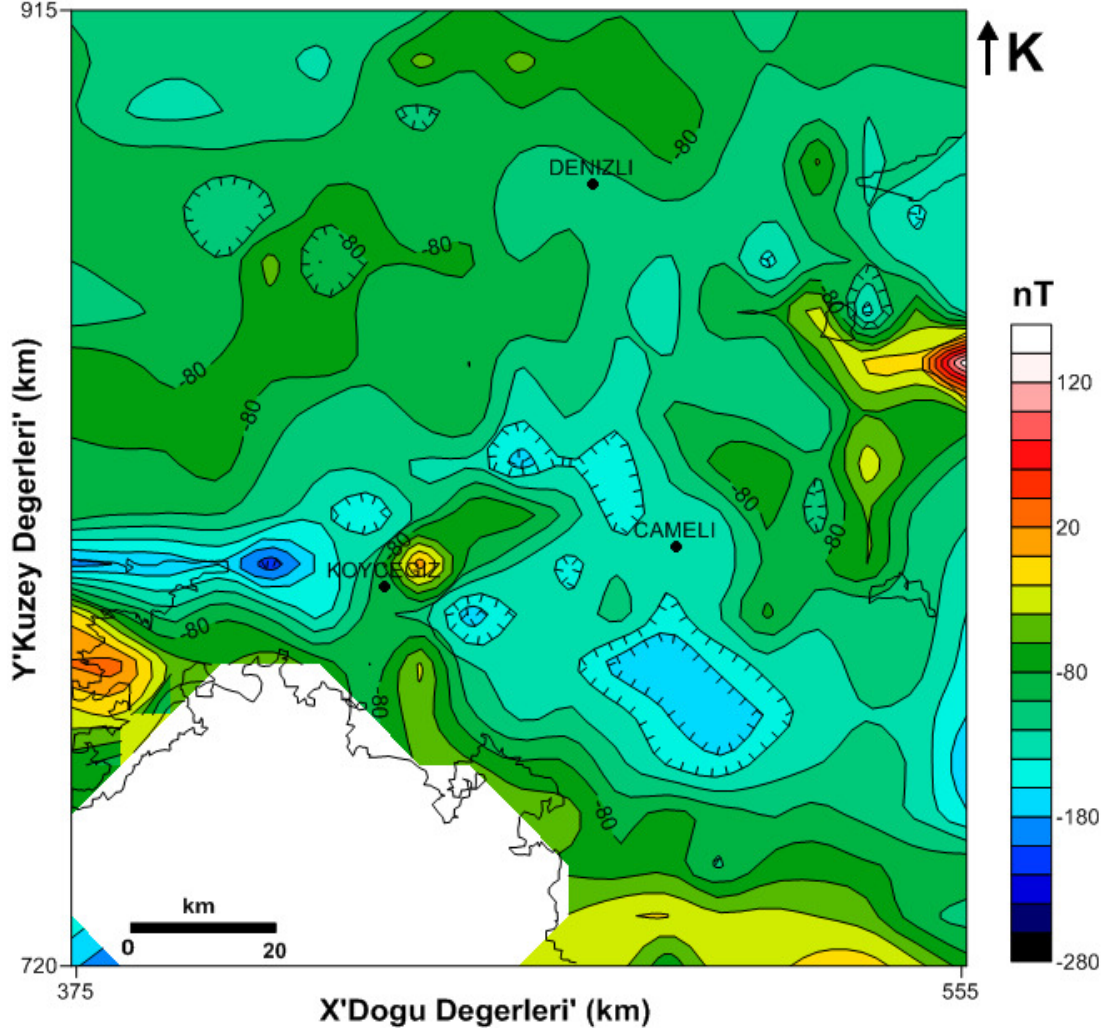
3.3 Havadan Manyetik Veri

Bu tezde kullanılan Havadan manyetik veriler, radar altimetre kontrolündeki 2 km uçuş hattı aralıklarına sahip ve yer yüzeyinden 600 m yükseklikte olan, kuzey-güney yönlü profiller doğrultusundaki yer manyetik alanı toplam bileşeni ölçümleri ile MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi'nden elde edilmiştir.

Elde edilen verilere, gerekli düzeltmeler MTA tarafından yapılmıştır. “International Geomagnetic Reference Field – IGRF” değerleri Baldwin ve Langel (1993) tarafından yazılan bir bilgisayar programı kullanılarak verilerden uzaklaştırılmıştır. Çalışma alanına ait 20 nT kontur aralıklı havadan manyetik anomali haritası Şekil 3.3.1’de verilmiştir.

Havadan manyetik yöntem çoğu kez ön etüt amacına yöneliktir. Havadan yapılan etütler verinin bir çeşit yukarı doğru analitik uzanım yapılmış şeklinin elde edilmesidir. Havadan manyetik anomalilerde sığ yapıların etkileri pek görülmez. Bunlar genellikle derinlerde bulunan temel kayanın etkisini yansıtırlar.

Manyetik anomali haritası incelendiğinde havzayı oluşturan Tersiyer yaşlı çökellerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu gözlenmektedir. Şekil 1.1.2’de verilen jeoloji haritası ile karşılaştırılma yapıldığında Çameli Havzası ve güneyinde kalan bölgede düşük manyetik anomali değerlerinin bölgede bulunan Mesozoyik, Tersiyer yaşlı kireçtaşı ve kumtaşı ile ilişkili olduğu görülmektedir.



Şekil 3.3.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)

4.UYGULANAN METODLAR

4.1 Yukarı Analitik Uzanım

Yeraltında şekli bilinen, daha çok yatay bir kütlelin yeryüzünde oluşturduğu gravite alanı, bu kütlelin üstündeki veya yeryüzündeki bir düzlemde yüzey yoğunluk dağılışı ile de oluşabilir (Baranov, 1957). Yeryüzünde alınan ölçülerden gravite alanının daha yukarısında herhangi bir noktadaki değeri bulunabilir. Yatay bir S düzlemi olan, yeryüzündeki alan $g(x,y)$ olsun. Bir S düzleminde σ yüzey yoğunluğunun düzlemden h yükseklikte bir P noktasında meydana getirdiği potansiyel,

$$W_{(p)} = G \iint_s \frac{\sigma_s \cdot d_s}{R} \quad [4.1]$$

ve bu alandaki gravite alanı ise,

$$g_{(p)} = G \iint_s \frac{\sigma_s \cdot h}{R^3} \cdot ds \quad [4.2]$$

Potansiyel kuramdan yararlanarak $z=0$ indirgeme düzlemindeki potansiyelinin h kadar yukarıdaki bir düzlemdeki ifadesi (Henderson ve Zietz, 1949) tarafından;

$$S(x, y, h) = \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{h\phi(\alpha, \beta, 0)}{2\pi((x - \alpha)^2 + (y - \beta)^2 + h^2)^{3/2}} \quad [4.3]$$

bağıntısı ile verilir. Bu konvolüsyon bağıntısına göre, $z=h$ düzlemindeki $S(x,y,h)$ potansiyel alan değeri; $z=0$ düzlemindeki $\phi(x, y, 0)$ potansiyel alan değeri ile uzanım operatörü,

$$f(x, y, h) = \frac{h}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad [4.4]$$

konvolüsyonu ile elde edilir. Bu $f(x,y,h)$ yukarı uzanım operatörü olarak bilinir. Bu operatörün fourier dönüşümü alınarak dalga sayısı tepki fonksiyonu,

$$F(u, v, h) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{h \cdot \exp(-2\pi(ux + vy))}{2\pi(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} \quad [4.5]$$

elde edilir. Bu [4.5] işleminin sonucunda yukarı analitik uzanım dalga sayısı tepki fonksiyonu,

$$F_y(u, v, h) = \exp(-2\pi(u_2 + v_2))^{1/2} \quad [4.6]$$

elde edilir. Bouguer anomali değerleri yukarı analitik uzanım yapılacağı zaman [4.4] bağıntısı ile konvolüsyona tabi tutulur. Genel olarak yukarı analitik uzanım bağıntısı,

$$\Delta\phi(-m) \approx \sum_{i=0}^n \Delta\phi(r_i) K(r_i) K(r_i, m) \quad [4.7]$$

şeklindedir. Burada $\Delta\phi(r_i)$, r_i yarıçaplı çember üzerindeki gravite değerlerinin ortalaması; $K(r_i, m)$ i , her bir çembere ait ağırlık katsayıları ve m ise yukarı uzanım grid sayısıdır (Akçığ ve Pınar, 1994).

4.2 Kutba İndirgeme Yöntemi

Gravite anomalisinin şekli anomaliyi oluşturan yapıya bağlıdır. Buna karşılık, manyetik anomalinin ise buna ilaveten yapı mıknatıslanması ve yer manyetik alan yönüne de bağlıdır. Bu nedenle yorum, manyetik anomalilerde daha karışıktır. Bu karışıklığı Blakely (1995) Fourier ortamında aşağıdaki şekilde göstermiştir. Tamamı z_0 gözlem düzlemi altında yer alan ve yapı boyunca mıknatıslanma şiddeti sabit olan üç boyutlu bir mıknatıslanma dağılımı $M(x,y,z)$ ele alınsın. Bu dağılımın oluşturduğu toplam manyetik alan anomalisi Fourier ortamında aşağıdaki şekilde yazılır:

$$F[\Delta T] = 2\pi\Theta_m\Theta_f|k|e^{|k|z_0} \int_{z_0}^{\infty} e^{-|k|z'} F[M(z')] dz' \quad [4.8]$$

Burada; $F[M(z')]$ z' derinliğindeki yapı boyunca bir yatay kesit üzerindeki mıknatıslanmanın Fourier dönüşümünü gösterir. Θ_f ve Θ_m parametreleri ise manyetik anomalide bir faza neden olmaktadır ve bu iki terim mıknatıslanma ve yer manyetik alan yönü ile ilgili tüm bilgileri içermektedir. Mıknatıslanma dağılımı sabit kalıp, farklı bir yönde yer manyetik alanı ve mıknatıslanma ele alınsın. Yer manyetik alan ve mıknatıslanmanın yeni yönleri $\hat{f} = \hat{f}'_x, \hat{f}'_y, \hat{f}'_z$ ve $\hat{m} = \hat{m}'_x, \hat{m}'_y, \hat{m}'_z$ ile gösterilirse yeni manyetik alan anomalisi (ΔT_t) Fourier ortamında

$$F[\Delta T_t] = 2\pi\Theta'_m\Theta'_f|k|e^{|k|z_0} \int_{z_0}^{\infty} e^{-|k|z'} F[M(z')] dz' \quad [4.9]$$

şeklinde yazılır.

$$\text{Burada } \Theta'_m = \hat{m}'_z + i \frac{\hat{m}'_x k_x + \hat{m}'_y k_y}{|k|}$$

$$\Theta'_f = \hat{f}'_z + i \frac{\hat{f}'_x k_x + \hat{f}'_y k_y}{|k|}$$

dir. [4.8] ve [4.9] bağıntıları birleştirilirse,

$$F[\Delta T_t] = F[\Delta T]F[\varphi_t] \quad [4.10]$$

elde edilir.

Burada,

$$F[\varphi_t] = \frac{\Theta'_m \Theta'_f}{\Theta_m \Theta_f} \quad [4.11]$$

değerini göstermektedir. Bu [4.10] ve [4.11] bağıntıları, herhangi bir mıknatıslanma ve yer manyetik alan yönündeki yapının oluşturduğu toplam manyetik alan anomalisini, farklı yönlerde mıknatıslanmış fakat yine aynı yapının oluşturduğu yeni anomaliye dönüştürür. [4.10] ve [4.11] bağıntıları yardımı ile manyetik anomalinin şeklinde meydana gelen bozukluk giderilebilir. [4.10] ve [4.11] bağıntılarında, $\hat{m}' = f' = (0,0,1)$ alınarak ölçülen toplam manyetik alan anomali, yine aynı yapının sebep olduğu alanın düşey bileşenine dönüştürülebilir. Bu dönüşüm sonucunda elde edilen anomali Fourier ortamında,

$$F[\Delta T_r] = F[\varphi_r] F[\Delta T] \quad [4.12]$$

şeklinde verilir. [4.12] bağıntısında

$$F[\varphi_r] = \frac{1}{\Theta_m \Theta_f} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)}, \quad |k| \neq 0 \quad [4.13]$$

$$a_1 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_x \hat{f}_x,$$

$$a_2 = \hat{m}_z \hat{f}_z - \hat{m}_y \hat{f}_y,$$

$$a_3 = -\hat{m}_y \hat{f}_x - \hat{m}_x \hat{f}_y,$$

$$b_1 = \hat{m}_x \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_x,$$

$$b_2 = \hat{m}_y \hat{f}_z + \hat{m}_z \hat{f}_y$$

ile verilir.

$F[\phi_r]$ nin uygulanması kutba indirgeme olarak isimlendirilir (Baranov ve Naudy, 1964). ΔT_r , sanki kuzey manyetik kutbunda ölçülmüş gibi olan anomalidir. Burada yer manyetik alan ve mıknatıslanma yönünün her ikisi birden düşey ve aşağı doğru olacaktır. Kutba indirgeme işlemi manyetik anomalideki mıknatıslanma yönlerinden kaynaklanan karışıklığı giderir ve anomalileri yatay yönde kendi kaynaklarının üzerine doğru kaydırır.

Manyetik anomali haritalarında anomaliye neden olan cismin maksimum anomaliye neden olan yer altı yapısının düşeyde bulunmamasından dolayı, anomaliye sebep olan yer altı yapısının daha iyi irdelenebilmesi için Baranov ve Naudy (1964) tarafından geliştirilen kutba indirgeme yöntemi Şekil 3.3.1’de verilen havadan manyetik anomali haritasına uygulanmıştır.

4.3 Analitik Sinyal Yöntemi

Manyetik yorum için analitik sinyal kavramının üç boyutlu olarak genelleştirilmesine bağlı olarak geliştirilmiştir. Çoğu yöntem manyetik alanın ve kaynak cismin mıknatıslanmasının yönünü bilgi olarak kabul eder. Günümüzdeki manyetik alanın eğim (inclination) ve sapma (declination) açıları iyi bilinir.

Nabighian (1972) tarafından profil ölçümleri için geliştirilen analitik sinyalin değerinin kullanımının üstünlüğü, doğrusal yapılarda yer manyetik alanının parametrelerinden ve kaynak malzemenin mıknatıslanma yönünden bağımsız oluşudur. Bu yüzden analitik sinyalin değerinin kullanımı, kaynak cismin mıknatıslanmasının yönünde kabuller yapılmaksızın kaynak özelliklerinin saptanmasını sağlar.

Özellikle kalıntı mıknatıslanmanın olduğu yerlerde ölçülen anomaliler bilinmemektedir (Roest vd., 1992).

Gerçel bir $f(t)$ işlevinin Fourier Dönüşümü $F(w) = \mathcal{F}[f(t)]$ 'dir. Söz konusu $f(t)$ işlevi gerçel ve sanal bileşenlerin bir toplamı olarak yazılabilir.

$$F(w) = \text{Ger}[F(w)] + i \cdot \text{San}[F(w)] \quad [4.14]$$

$$\left(\begin{array}{l} f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) e^{iwt} dw \\ F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-iwt} dt \end{array} \right) \quad \text{Fourier Dönüşüm Eşitlikleri}$$

Fourier dönüşüm eşitliğinde $e^{-iwt} = \cos(wt) - i \cdot \sin(wt)$ konursa,

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot \cos(wt) dt - i \cdot \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin(wt) dt \quad [4.15]$$

elde edilir. Bu bağıntıda Fourier Dönüşümünün gerçel kısmı,

$$\text{Ger}[F(w)] = G(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos(wt) dt \quad [4.16]$$

ve sanal kısmı da,

$$\text{San}|F(w)| = i.S(w) = -i \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin(wt) dt \quad [4.17]$$

Kısaca $F(w) = G(w) + i.S(w)$ olarak gösterilebilir. Bu aşamada $\hat{F}(w) = \mathcal{F}[\hat{f}(t)]$ sinyali tanımlanabilir. Bu izin Fourier Dönüşümü ve Ters Fourier Dönüşümü şu şekilde gösterilebilir,

$$\hat{F}(w) = \left| \hat{f}(t) \right| . e^{iw_0 t} \quad [4.18]$$

$$\hat{f}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(w) . e^{iw_0 t} dw \quad [4.19]$$

$$\hat{f}(t) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} [S(w) . \cos(wt) + G(w) . \sin(wt)] dw \quad [4.20]$$

(2.42) ile (2.46) no'lu bağıntılar arasında yani $\hat{F}(w)$ ve $F(w)$ arasında,

$$\hat{F}(w) = -i . \text{Sgn}(w) . F(w)$$

ilişkisi vardır. $f(t)$ ve $\hat{f}(t)$ birlikte kullanılarak yeni bir sinyal oluşturulur.

$$F(t) = f(t) + i . \hat{f}(t) \quad [4.21]$$

bağıntısıyla verilen $F(t)$ izine “Analitik sinyal” denir (Pınar ve Akçığ, 1995).

4.4 Üç Boyutlu (3-B) Modelleme Yöntemi

Üç boyutlu modelleme yönteminin uygulanışı gravite anomalisinin kare veya dikdörtgen olarak gridlenmesi ile başlar. Burada her bir grid noktasının düşey prizmatik bir yapının merkezi olduğu düşünülürse, prizmaların enine kesit boyutları grid aralıkları kadar olacaktır. Bu durumda veri sahası, grid noktası sayısı kadar eşit prizma modellerine bölünmüş olur.

Homojen yoğunluğa sahip oldukları varsayılan bu prizmaların kalınlıkları $t_{n,p}$ ile ifade edilir. Burada n yineleme adımını, q ise q'uncu grid noktasındaki prizma elementini göstermektedir. Her birinin başlangıç kalınlıkları, Bott (1960) tarafından önerilen

$$t_{1,q} = K \cdot g_{obs,q} \quad [4.22]$$

bağıntısından elde edilebilir.

Burada $K = \frac{1}{2\pi\gamma\rho}$ olarak tanımlanır. γ gravite sabiti, ρ yoğunluk D referans düzleminin derinliği ve M grid noktalarının toplam sayısı olmak üzere tüm grid noktaları için ilk modelin p inci grid noktasındaki oluşturduğu gravite değerleri,

$$g_{calc,1p} = \sum_{q=1}^M \gamma \cdot \Delta f(P, Q, t_{1,q}; \rho, D) \quad [4.23]$$

Genel bağıntısından hesaplanabilir. Burada

$$\Delta f_{calc,n,p} \approx \gamma \cdot p \cdot W^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R^2_{p,q} + d^2_{n,p}}} - \frac{1}{\sqrt{R^2_{p,q} + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad [4.24]$$

bağıntısından hesaplanır. [4.24] no'lu denklemden,

W=grid aralığı

$R_{p,q}$ = P ve Q noktaları arasındaki uzaklık

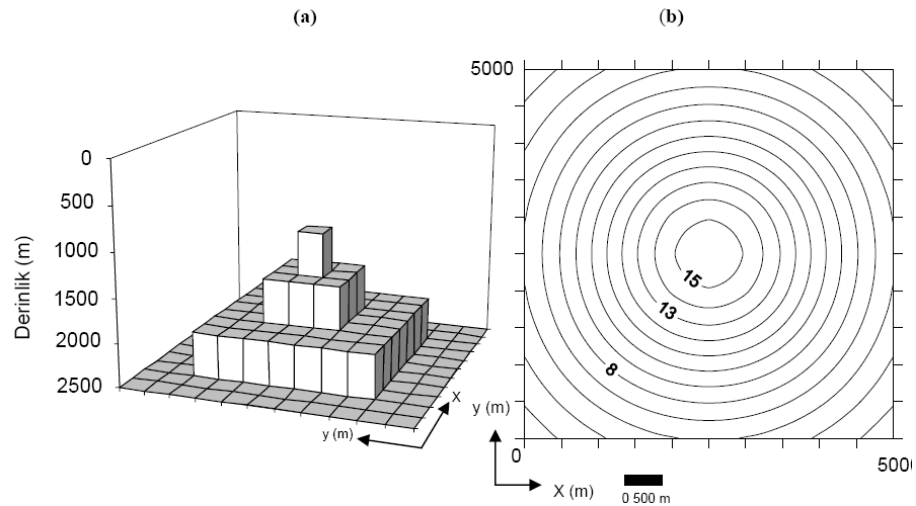
$d_{n,q}$ = n inci yinelemede grid noktaları altında kalan prizmaların üst yüzeylerine olan derinlikler olarak tanımlanmaktadır. Hesaplanma sonucu elde edilen $g_{calc,1,p}$ değerleri ile gözlenen $g_{obs,p}$ değerleri karşılaştırılarak uyumun sonucuna göre yeni bir model elde edilebilir. Bunun için bir sonraki yinelemede kullanılacak yeni model kalınlıkları,

$$t_{n+1,q} = \left(\frac{g_{obs,q}}{g_{calc,n,q}} \right) \quad [4.25]$$

bağıntısından bulunur ve istenilen uyum sağlanıncaya kadar işlemlere devam edilir. Uyumun ölçütü olarak root mean square (rms) değerleri kullanılabilir.

$$rms_n = \sqrt{\frac{(g_{obs,q} - g_{calc,n,q})^2}{M}} \quad [4.26]$$

Şekil 4.4.1’de kuramsal bir yeraltı yapısı için Cordell ve Henderson (1968) tekniği kullanılarak yapılan bir modelleme örnek olarak gösterilmiştir. Verilen örnekte görüldüğü gibi, gravite verilerinin üç boyutlu olarak modellenmesi tekniği oldukça iyi sonuçlar vermekte, ancak bu işlemlerin yapılabilmesi için daha önce de sözü edildiği gibi aranacak model için bir referans derinliği belirtilmelidir. Optimum bir çözüm için ise, bu derinliğin gerçeğe en yakın değeri ile verilmesi önemlidir.



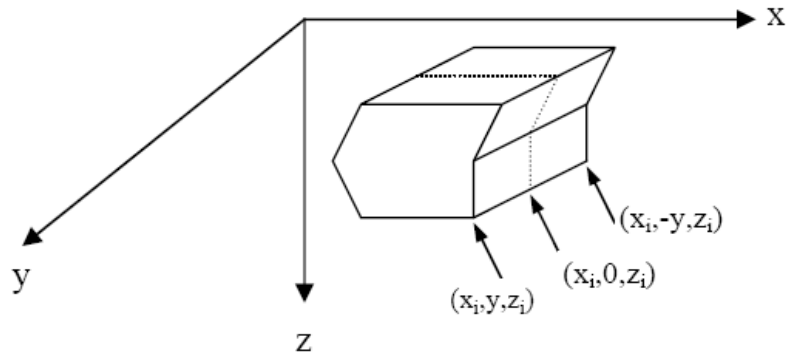
Şekil 4.4.1 **a)** Kuramsal yeraltı modeli için seçilen 11x11 noktada ve her biri 500 m² kesit alanına sahip prizmaların oluşturduğu piramit yapıda bir model görülmektedir.

Modelin tabanı (referans derinliği) 2500 m, yoğunluk farkı 2 gr/cm³ olarak seğilmiştir,
b) Yeraltı modeline ait gravite anomali haritası (mgal).

Optimum bir çözüml için rms değerlerinin en küçük değerine ulaştığı yineleme adımı kabul edilebilir. $rms_{n+1} > rms_n$ olması durumunda n inci yineleme sonucunda elde edilen çözüml optimum çözümlü vermektedir.

4.5 Manyetik Anomalilerin İki Buçuk Boyutlu (2.5-B) Modellenmesi

Bu çalışmada manyetik verilerinin 2.5-B modellenmesi için Talwani modelleme yöntemi kullanılmıştır. Talwani modellemesi Shuey ve Pasquale (1973), Rasmussen ve Pedersen (1979) gibi benzeri çalışmalarla geliştirilmiştir ve günümüzde 2.5-B Talwani modellemesi olarak kullanılmaktadır. Shuey ve Pasquale (1973), 2-B poligon yapıları için Talwani ve Heirtzler (1964) manyetik yöntem için geliştirdiği bağıntılardan sonlu uzanım poligon yapılarını kullanarak 2.5-B modelleme yöntemini geliştirmişlerdir. 2.5-B yapının bulunduğu koordinat sistemi Şekil 4.5.1’de gösterilmektedir.



Şekil 4.5.1 2.5-B model geometrisi Shuey ve Pasquale (1973)

Manyetik alan ifadesi,

$$H(r) = \nabla \int_V (M \cdot \nabla) (1/|r - r_0|) d^3 r_0 \quad [4.27]$$

verilmektedir. M mıknatıslanma şiddetidir. r , x - z düzleminde sınırlı ve cisim düzenli şekilde mıknatıslanmışsa denklem,

$$H_x = 2M_x P_x + 2M_z \phi \quad [4.28]$$

$$H_y = -2M_y R \quad [4.29]$$

$$H_z = 2M_x \phi + 2M_z P_z \quad [4.30]$$

olur. Burada

$$P_x = \partial^2 U / \partial x^2 \quad [4.31]$$

$$P_y = -\partial^2 U / \partial z^2 \quad [4.32]$$

$$\varphi = \partial^2 U / \partial_x \partial_z \quad [4.33]$$

ve Newton potansiyeli,

$$U = \frac{1}{2} \int_v (1/|r-r_0|) d^3 r_0 \quad [4.34]$$

şeklinde ifade edilmektedir. x-z düzlemindeki simetriden dolayı $M^2 U / M_x M_z$ ve $M^2 U / M_y M_z$ sıfır olmaktadır. Bunun yanında Laplace denklemlerine göre P_x , P_z ve

$$R, P_x - P_z - R = 0 \quad [4.35]$$

şeklinde ilişkilendirilmektedir.

P_x , P_z , Q ve R için yukarıda verilen ifadeler, üçlü integralin ikinci dereceden kısmi türevli ifadeleri biçimindedir. Bu ifadeler, kesit için yol integralleri biçimine dönüştürüldüğünde [4.35] denklemi,

$$P_x = \frac{1}{2} \iiint \frac{\partial^2}{\partial x^2} (X^2 + Y^2 + Z^2)^{-1/2} d_x d_y d_z \quad [4.36]$$

şeklinde olmaktadır. Uzunluk boyunca integrasyondan sonra,

$$P_x = \frac{1}{2} \iint \frac{\partial^2}{\partial x^2} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dx dz \quad [4.37]$$

olur. Burada,

$$r^2 = x^2 + Y^2 + z^2 \quad [4.38]$$

dir. Böylece x üzerinden alınan integral hızlıca çözülebilir duruma gelmektedir. Z üzerinden alınan integral ise, Şekil 4.5.1'deki kesit çevresinde saat yönünde alınan çizgisel integral olarak düşünülebileceğinden,

$$P_x = \frac{1}{2} \oint \frac{\partial}{\partial x} \ln \frac{r+Y}{r-Y} dz = -\oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2 + z^2} dz \quad R = -\oint \frac{Y}{r} \frac{x}{z^2 + Y^2} dz = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + Y^2} dx \quad [4.39]$$

İfadesi elde edilebilir. Benzer şekilde (4.31) ve (4.33) ifadeleri de,

$$P_z = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + z^2} dx \quad [4.40]$$

$$Q = -\oint \frac{Y}{r} \frac{z}{x^2 + z^2} dz = \oint \frac{Y}{r} \frac{x}{x^2 + z^2} dx \quad [4.41]$$

olmaktadır. Bu durumda, iki boyutluluk davranışını sınırlayıcı durumlar, $Y = 4$ ve $(Y/r) = 1$ olarak denetlenebilmektedir. Daha sonra,

$$R = 0, P_x = P_z = P \quad [4.42]$$

olduğunda, P ve Q bağıntıları Talwani ve Heirtzler (1964) bağıntılarına eşit olmaktadır. Karmaşık sayılar kullanılarak [4.39] ve [4.42] denklemleri daha basitleştirilmiş olarak,

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{dx}{x + iz} = Q + iP_z \quad [4.43]$$

$$\oint \frac{Y}{r} \frac{idz}{x + iz} = -(Q + iP_x) \quad [4.44]$$

$$R = \ln \oint \frac{z}{r} \frac{dx}{x + iY} = \ln \oint \frac{x}{r} \frac{dz}{z + iY} \quad [4.45]$$

şeklinde elde edilir. Poligon yapıları kesitin N sayıda kenara sahip olduğu varsayıldığından, son integrasyon N adet parçaya bölünmelidir. Her parçada integrasyon, kenar boyunca (x_1, z_1) noktasından (x_2, z_2) noktasına kadardır. Gradshteyn ve Ryzhik (1965) integral bağıntılarından faydalanarak,

$$Q + iP_x = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad [4.46]$$

$$Q + iP_z = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad [4.47]$$

elde edilmektedir. Burada çözüm N sayıda kenar üzerindedir ve

$$\Delta z = z_2 - z_1 \quad [4.48]$$

$$\Delta x = x_2 - x_1 \quad [4.49]$$

şeklindedir. F_n ise,

$$F_n = \frac{\Delta x + i\Delta z}{x_n + iz_n} \left(1 + \frac{r_n}{Y}\right) + \frac{i}{Y^2} (x_n \Delta z - z_n \Delta x) \quad n=1,2 \quad [4.50]$$

olarak belirlenmektedir. R, [3.45] ve [3.46] kullanılarak [3.35] ifadesinden,

$$iR = \sum \ln(F_2 / F_1) \quad [4.51]$$

şeklinde elde edilmektedir.

İki boyutluluk durumunda karmaşık değişkenler rotasyonu, gerçek potansiyel alanların karmaşık değişkenlerinin analitik fonksiyonlarına eşitliği vasıtasıyla tanımlanmaktadır. Shuey ve Pasquale' nin (1973) bağıntıları 2-B' lu durumda,

$$Q + iP = \sum \frac{-\Delta x}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) = \sum \frac{i\Delta z}{\Delta x + i\Delta z} \ln(F_2 / F_1) \quad [4.52]$$

ve

$$F_2 / F_1 = (x_1 + iz_1) / (x_2 + iz_2) \quad [4.53]$$

olmaktadır ki, buradaki Q ve P, Talwani ve Heirtzler (1964)' deki QSUM ve PSUM ile aynıdır. Karmaşık alan yoğunluğu $Q+iP$ alandaki pozisyonun bir analitik fonksiyonudur ve karmaşık değişken olan $x + iz$ olarak hesaba katılmıştır.

Böylece karmaşık değişken rotasyonunun 2-B durumdan 2.5-B durumuna nasıl genelleştirilebildiği görülmektedir. Bununla birlikte, [4.39] ve [4.40] denklemlerindeki (Y/r) çarpanı 2.5-B durumunda analitik bir fonksiyon değildir. Yani, karmaşık değişkenlerin analitik fonksiyonlarına bağlı etkili teoremler 2.5-B durumda mevcut değildir.

[4.45] ve [4.46] denklemleri bilgisayarda kolayca programlanabilmektedir ve 2-B Talwani ve Heirtzler (1964) algoritması kadar hızlı bir 2.5-B algoritmadır.

Mıknatıslanma şiddeti ve kesit bilgisine ek olarak, anomaliye sebep olan her yapı, uzanım yarı uzunluğu Y ile karakterize edilmektedir. Burada yapılması gereken, bir kontur haritasından Y' yi belirlemek ve sonra en uygun mıknatıslanmayı ve poligon yapıli kesiti ararken o değeri sabit tutmaktır.

Toplam alan anomalisi T , x eksenini ile manyetik kuzey arasındaki açı A ve manyetik eğim I ise ,

$$T = H_z \sin I + H_x \cos I \cos A + H_y \cos I \sin A \quad [4.54]$$

şeklinde ifade edilmektedir. H_x , H_y ve H_z , [4.28] ve [4.30] denklemleri ile verilmektedir. Mıknatıslanma şiddetinin genellikle asıl yer manyetik alanına paralel olduğu kabul edilmektedir. Bu durumda mıknatıslanma şiddeti bileşenleri,

$$M_x = kF \cos I \cos A \quad [4.55]$$

$$M_y = kF \cos I \sin A \quad [4.56]$$

$$M_z = kF \sin I \quad [4.57]$$

olarak ifade edilmektedir. F , yer manyetik alan şiddeti ve k manyetik duyarlıktır. [4.58]

ile [4.28], [4.35] ve [4.53] denklemleri bir araya getirildiğinde,

$$T / 2Kf = P_x \cos^2 I \cos 2A + P_z (\cos^2 I \sin^2 A - \sin^2 I) + Q \cos A \sin 2I \quad [4.58]$$

elde edilir.

Cooper (1998) tarafından geliştirilen ve 2.5-B gravite ve manyetik modellemesini bir arada gerçekleştirebilen GEOMODEL programı, 2.5-B Talwani modelleme algoritmalarını kullanmaktadır. Programın interaktif olması, model oluşturulurken modele ait özelliklerin isteğe bağlı olarak kolayca değiştirilebilmesine ve model üzerinde yapılan değişikliklerin ekranda görülebilmesine olanak sağlamaktadır. Model oluştururken en fazla 10 adet yapı kullanılabilir. Bu yapıların sahip olacakları köşe sayıları en fazla 50 olabilir.

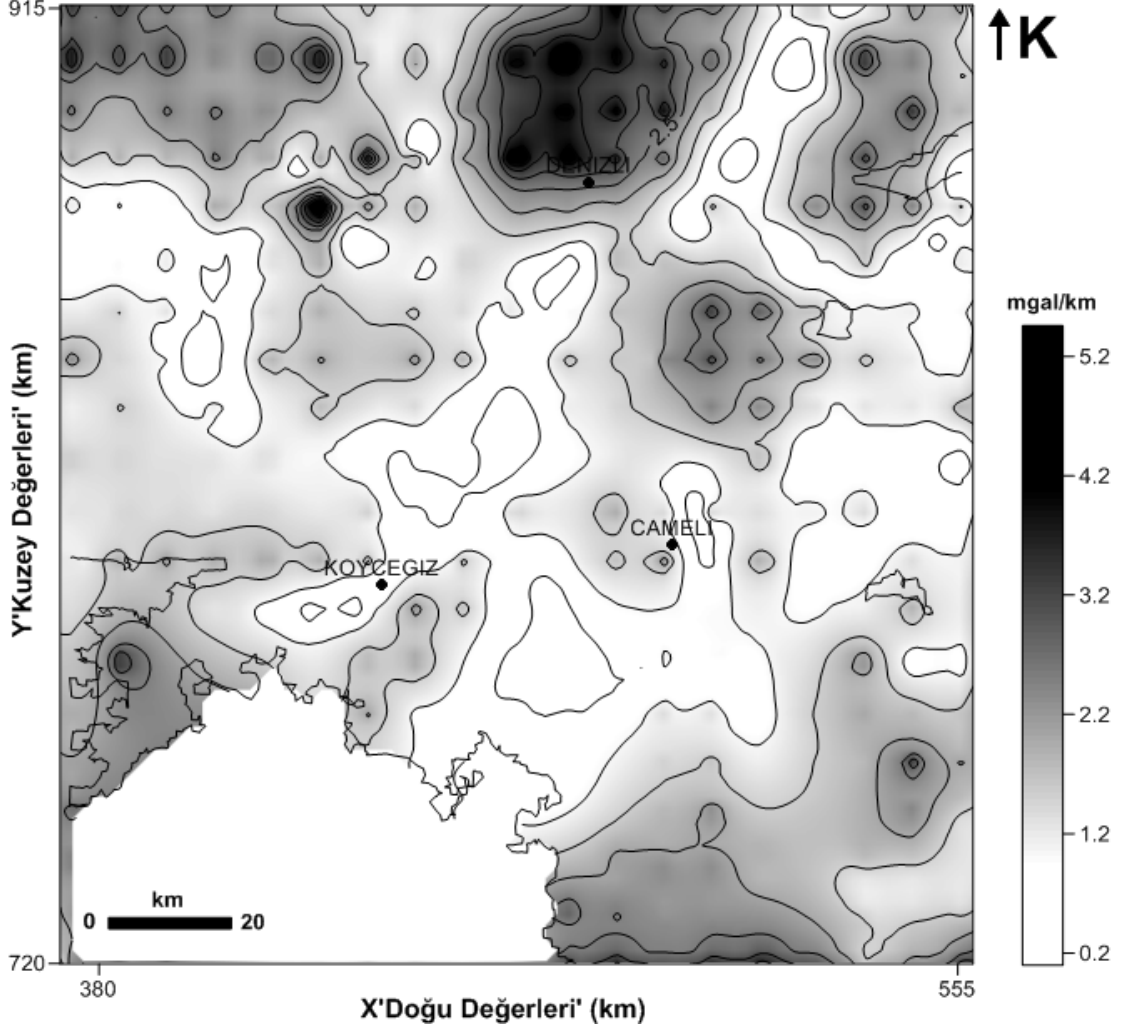
5. ARAŞTIRMA BULGULARI

Çameli Havza'sının temelini, sınırlarını ve havza kalınlığını belirlemek için gravite verilerine yukarı uzanım ve yukarı uzanım sonuçlarını da analitik sinyal uygulanmıştır. Manyetik verilere ise kutba indirgeme işlemi, ardından kutba indirgenmiş veriye yukarı uzanım yapılarak, analitik sinyal işlemi uygulanmıştır. Yapılan bu değerlendirmeler birbiri ile karşılaştırılmıştır.

5.1 Gravite Anomali Sonuçları

Denizli ve Çameli Havzası'nın gravite anomali haritası Şekil 3.2.1'de verilmiştir. Denizli'nin KD ile Çameli'ni GD arasında yer alan havza düşük yoğunluk değeri vermektedir. KB ile GB sınırlarda ise yüksek gravite değerleri gözlenmektedir. Havzada Çameli'nin GD ile Denizli'nin KD civarlarında en düşük yoğunluk değerleri gözlemlenmektedir. Bu bölgeler dışındaki yerlerde ise etrafına göre daha yüksek yoğunluk değerleri vermektedir.

Gravite anomali haritasında anomaliye neden olan yapının ve yapı sınırlarının belirlenebilmesi için analitik sinyal yöntemi uygulanmıştır. Gravite anomali haritası ile karşılaştırma yapıldığında, düşük gravite değerleri gözlenen ve sediman kalınlığının fazla olduğu düşünülen bölgelerin saptanabilmesi için uygulanan analitik sinyal tekniğinin iyi sonuç verdiği Şekil 5.1.1'de görülmektedir.



Şekil 5.1.1 Çalışma alanına ait gravite anomalilerinden elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 0.5 mGal)

5.1.1 Gravite Verisi Yukarı Uzanım Sonuçları

Denizli ve Çameli Havzası gravite anomali haritasına 1 km, 3 km, 5 km seviyeleri için yukarı uzanım yöntemi uygulanmıştır. Yukarı uzanım yöntemiyle sığ yapıların anomali üzerindeki etkilerinden uzaklaştırılmış ve derindeki yapıların belirgin olarak görülmesine olanak sağlanmıştır.

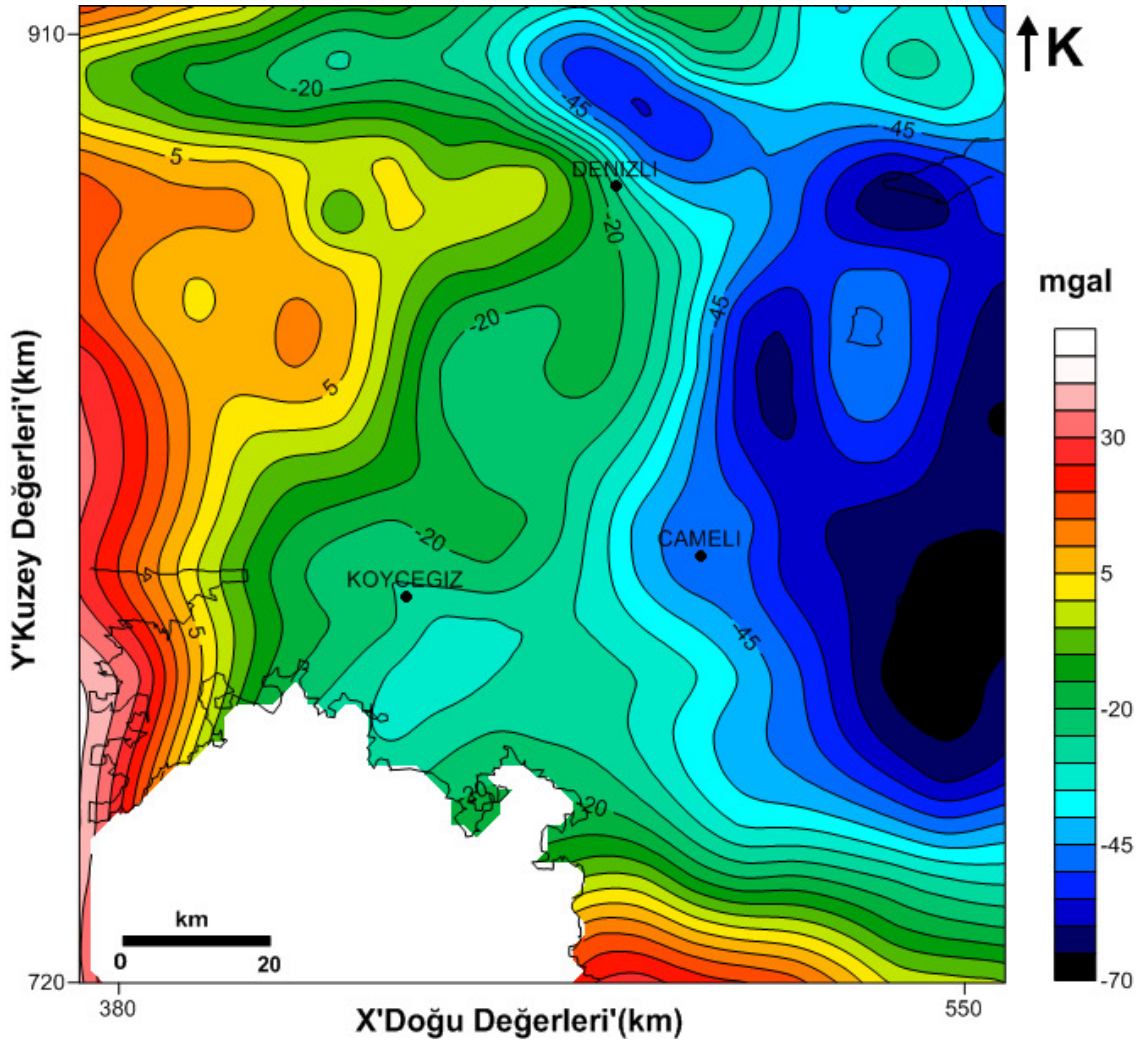
Gravite 1 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 5.1.1.1) bölgede sığ etkilerin ve yükselimlerin az olması nedeniyle gravite anomali haritasına göre çok fazla değişiklik gözlenmemiştir.

Gravite 1 km yukarı uzanım haritasına analitik sinyal yöntemi uygulanmış olup (Şekil 5.1.1.2) sığ yapı sınırlarına ait değerlerden uzaklaştırılmış, havza sınırları daha belirginleşmiştir.

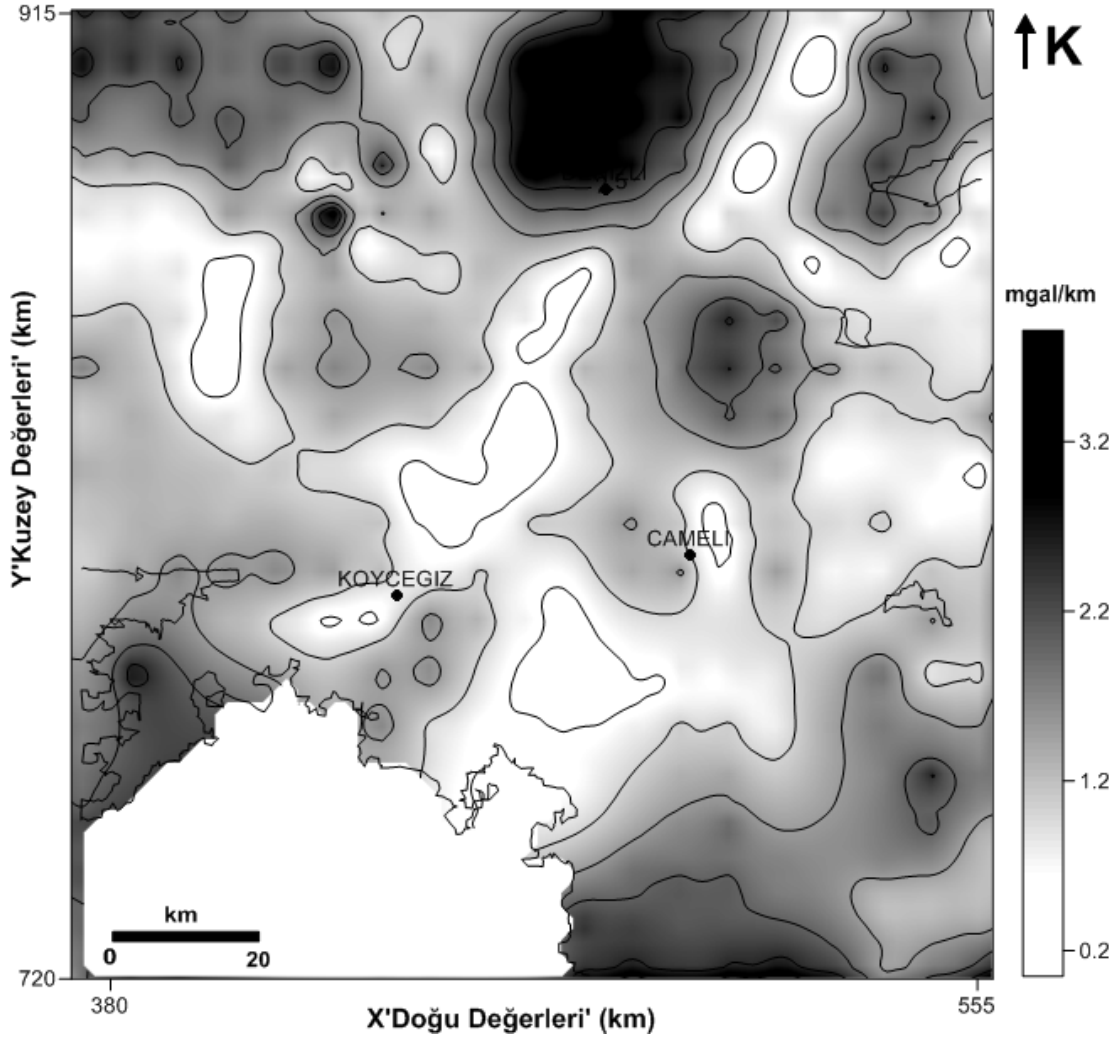
Gravite 3 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 5.1.1.3) güneybatıda bulunan derin bir kapanım gibi görünen anomaliler (Denizli'nin KD ile Çameli Havzası'nın KD arasındaki anomaliler) 1 km yukarı uzanım haritasına göre daha da küçülmüştür. Böylece Çameli Havzası'nın sınırları daha belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Analitik sinyal haritasında ise (Şekil 5.1.1.4) havzanın en derin yerinin Denizli ve Köyceğiz arasında kalan bölge olduğu görülmektedir.

Gravite anomali haritasına uygulanan yukarı uzanım yöntemi ve ardından uygulanan analitik sinyal yöntemi ile çalışma alanında düşey yönde kademeli olarak sedimanların biriktiği havza yapısı ve yapı sınırları modellenmiştir.

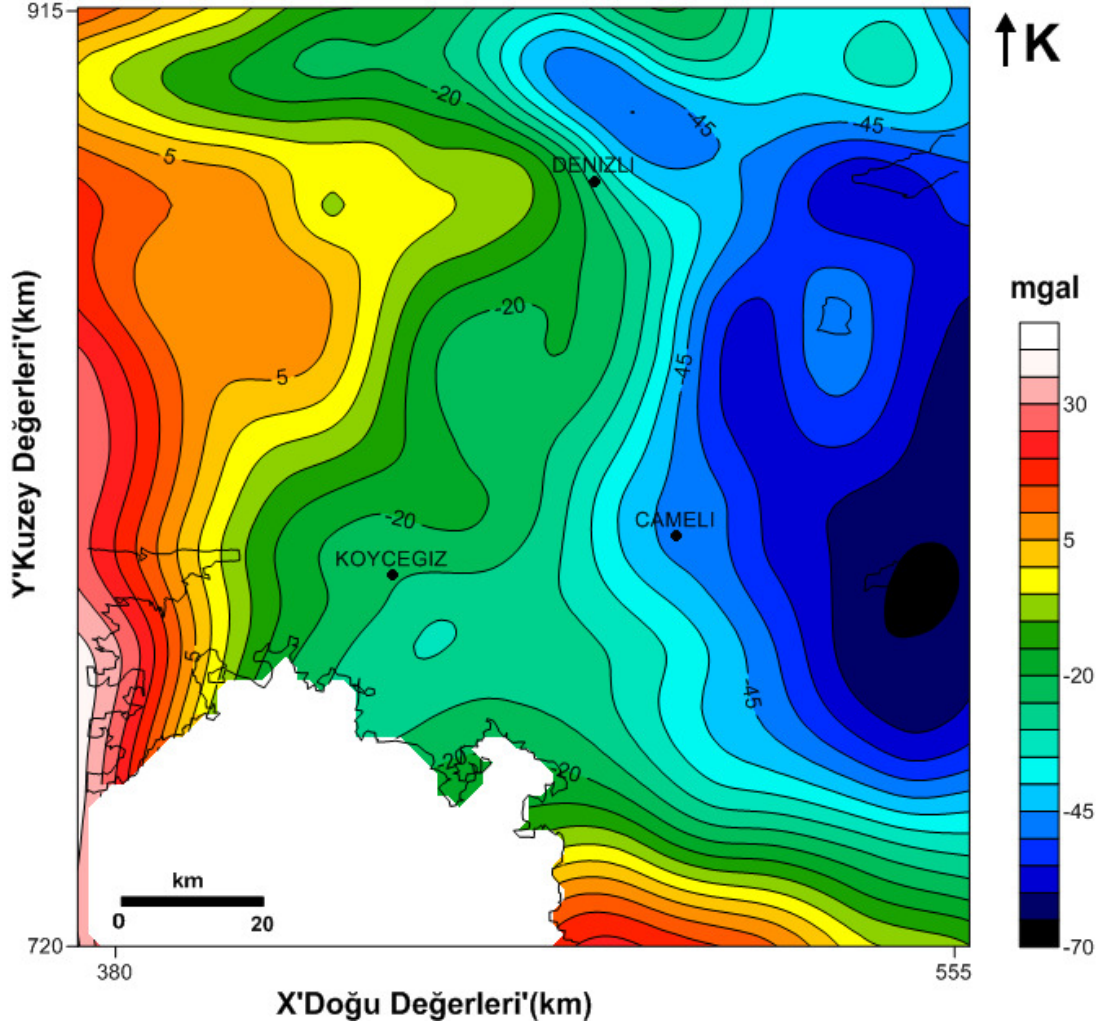
1 km yukarı uzanım ve 3 km uzanım anomali haritalarında Denizli, Köyceğiz ve Çameli bölgesindeki anomalileri belli bir derinliğe kadar ayrı ve küçük kapanımlar olarak gözlenmiştir. Son olarak uygulanan 5 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 5.1.1.5) ise anomalilerin daha da sadeleştiği gözlenmiştir. 5 km yukarı uzanım analitik sinyal haritasında (Şekil 5.1.1.6) ise sediman kalınlığı en fazla olan bölgenin Çameli ve Köyceğiz bölgesi olduğu belirlenmiştir.



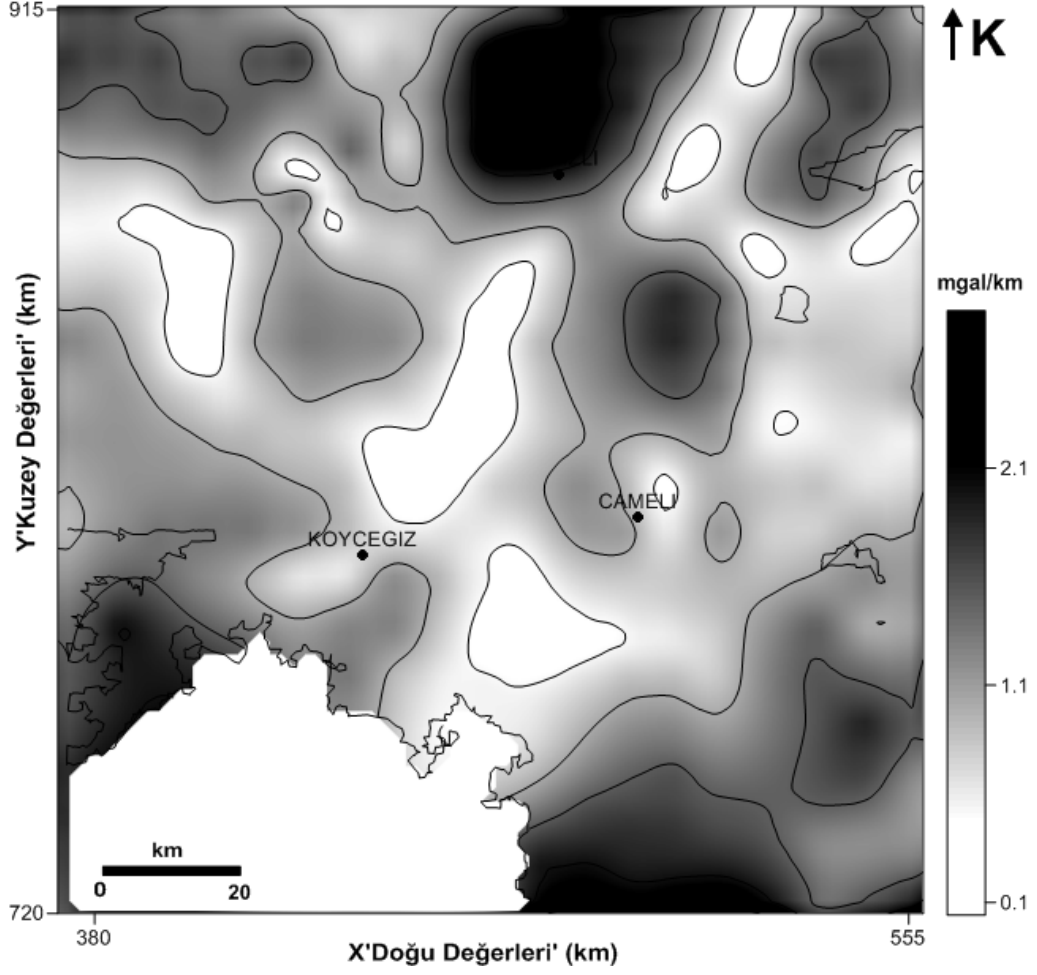
Şekil 5.1.1.1 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 1 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)



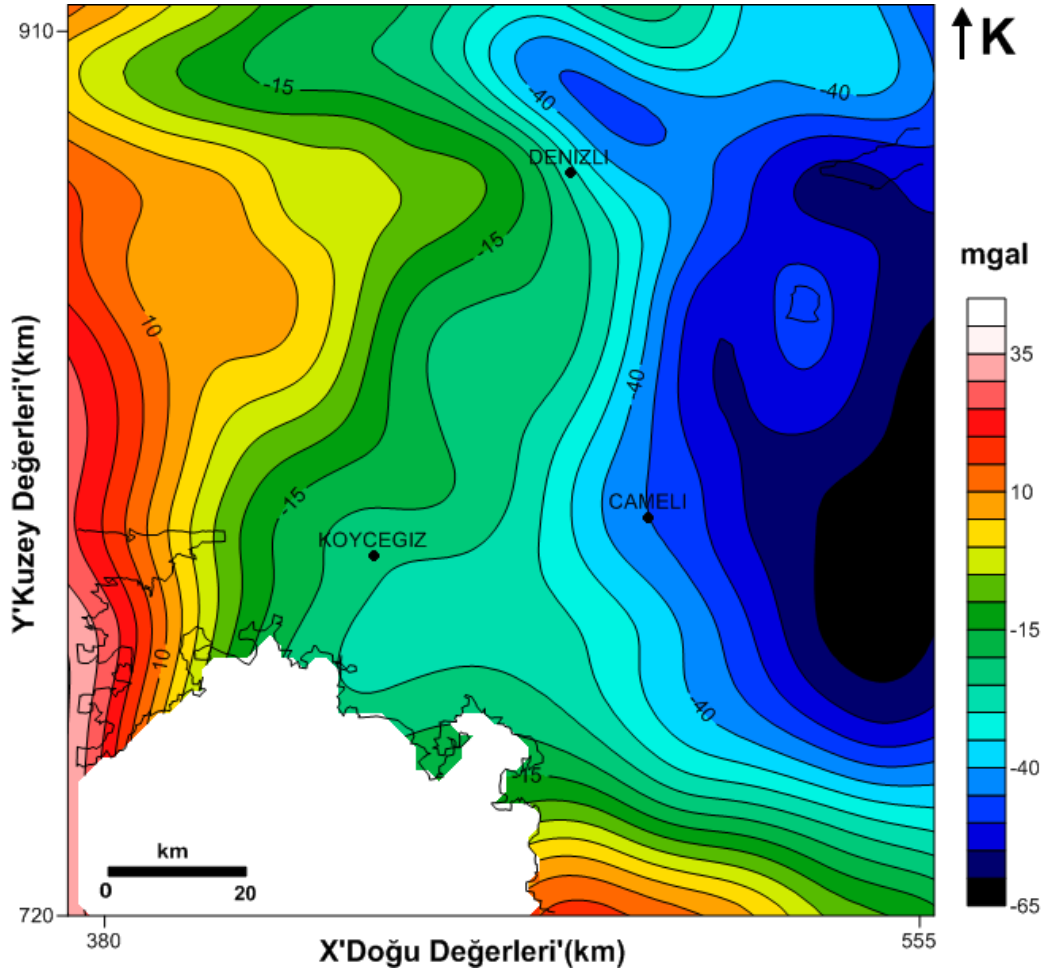
Şekil 5.1.1.2 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 1 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 0.5 mGal)



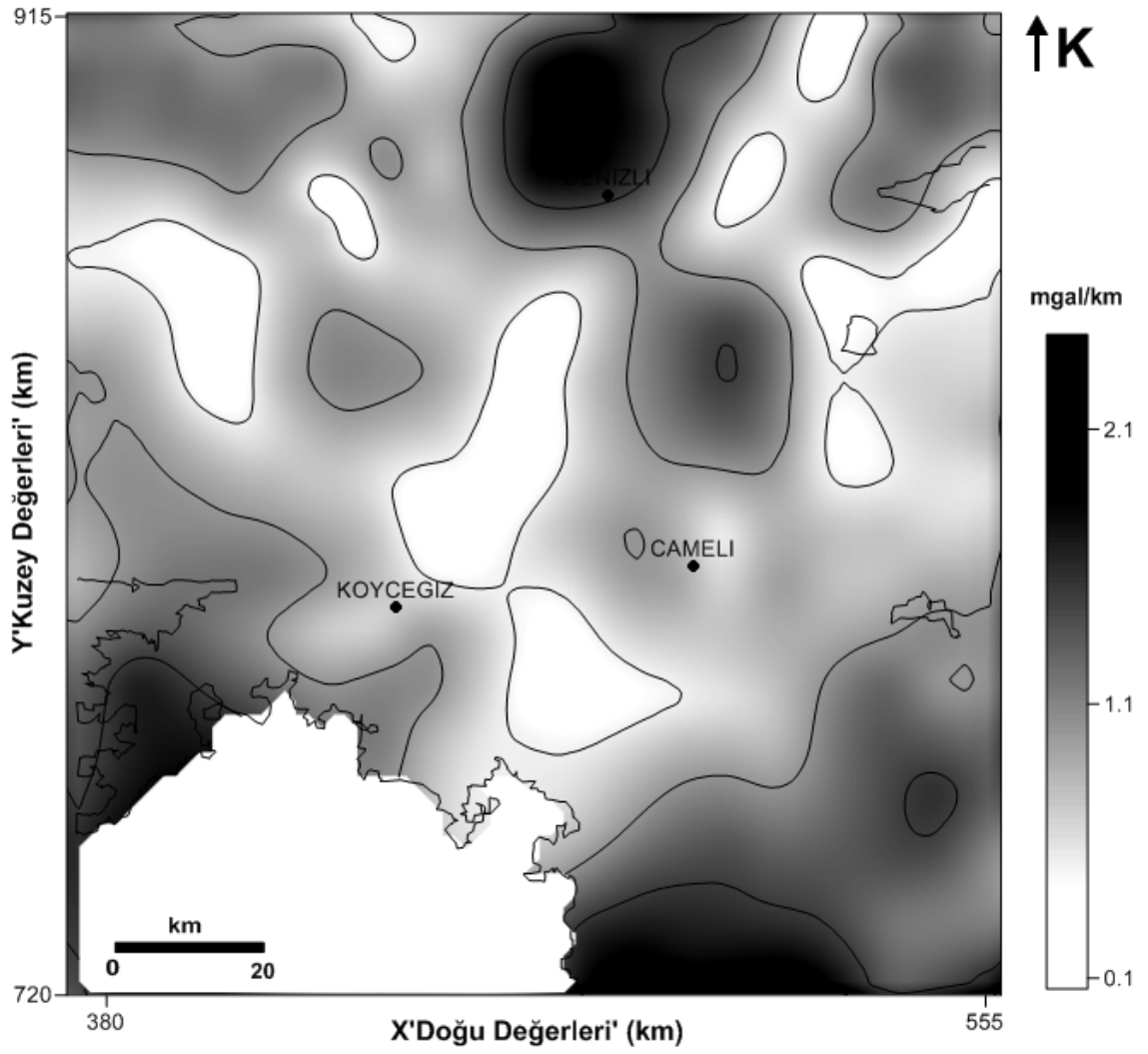
Şekil 5.1.1.3 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 3 km yukarı analitik uzanım haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)



Şekil 5.1.1.4 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 3 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası(Kontur aralığı: 0.5 mGal)



Şekil 5.1.1.5 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 5 km yukarı analitik uzanım haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)

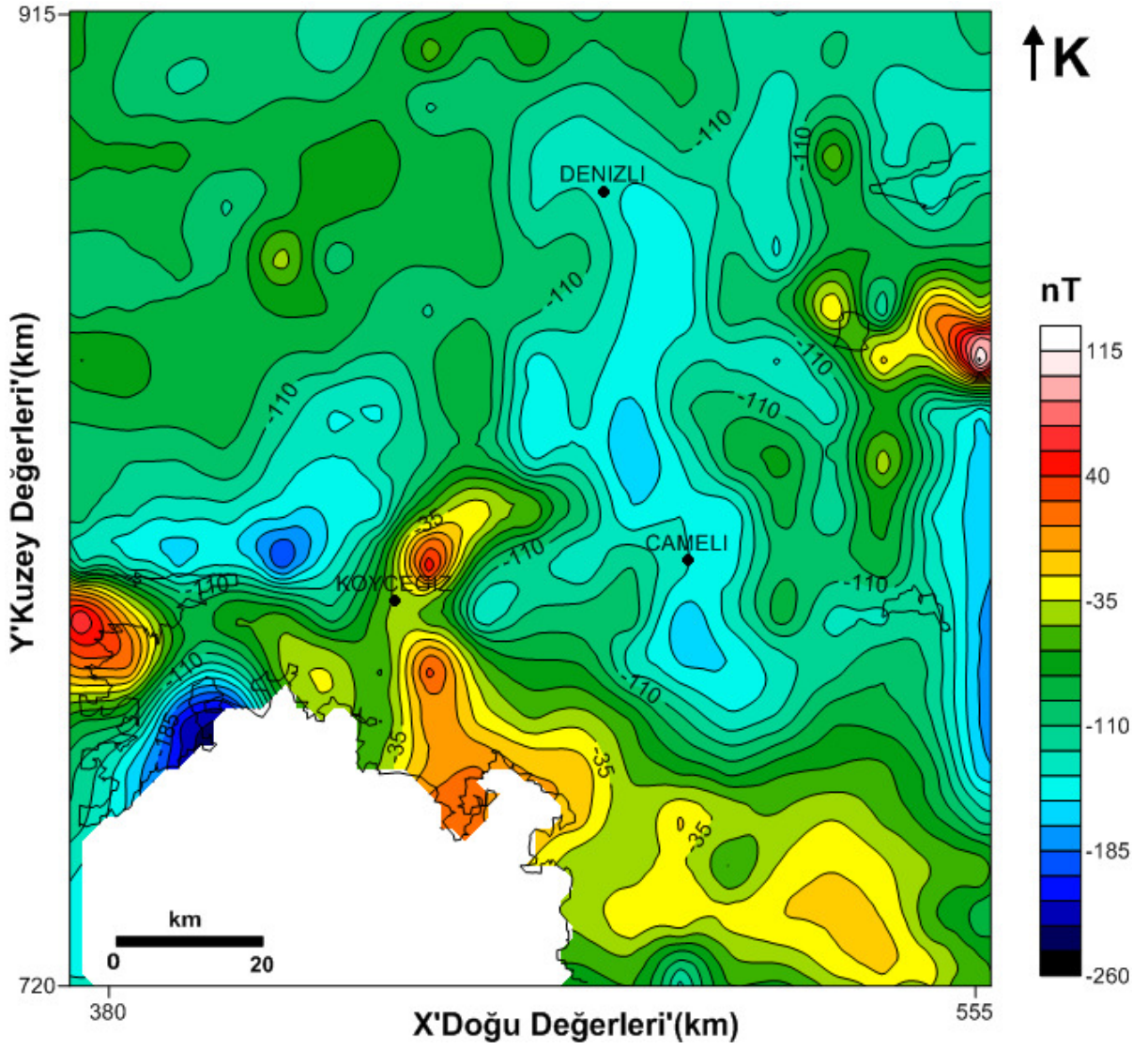


Şekil 5.1.1.6 Çalışma alanına ait gravite anomalisinin 5 km yukarı analitik uzanım haritasından elde edilen analitik sinyal haritası (Kontur aralığı :0.5 mGal)

5.2 Manyetik Anomali Sonuçları

Denizli ve Çameli Havzası'nda bölgenin tektonik yapısına ve kalıcı mıknatıslanma potansiyeline ışık tutmak amacıyla manyetik anomaliler incelenmiştir. Denizli ve Çameli Havzası'nın manyetik anomali haritası Şekil 3.3.1'de verilmektedir. Havza tortul çökellerden oluştuğu için manyetik anomali vermemektedir. Manyetik anomali haritası incelendiğinde havzayı oluşturan Tersiyer yaşlı çökellerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu gözlenmektedir.

Şekil 5.2.1'de çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan manyetik anomali haritası verilmektedir. Kutba indirgeme yöntemi ile manyetik anomali haritasında yer manyetik alanından kaynaklanan sapmalar giderilmeye çalışılmıştır. Kutba indirgenmiş havadan manyetik anomali haritasında anomalilerinin yapı üzerinde yer alması sağlanmıştır. Bu işlem sonucunda manyetik anomalilerin merkeze doğru kaydığı ve simetrik bir şekil aldığı gözlenmektedir. Denizli ve Çameli Havzası'nda manyetik anomaliye neden olan yapıların konumlarının ve sınırlarının belirlenebilmesi için kutba indirgenmiş veriye 1 km, 3 km, 5 km yukarı uzanım uygulanmıştır.



Şekil 5.2.1 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 15nT)

5.2.1 Manyetik Veriye Uygulanan Yukarı Uzanım Sonuçları

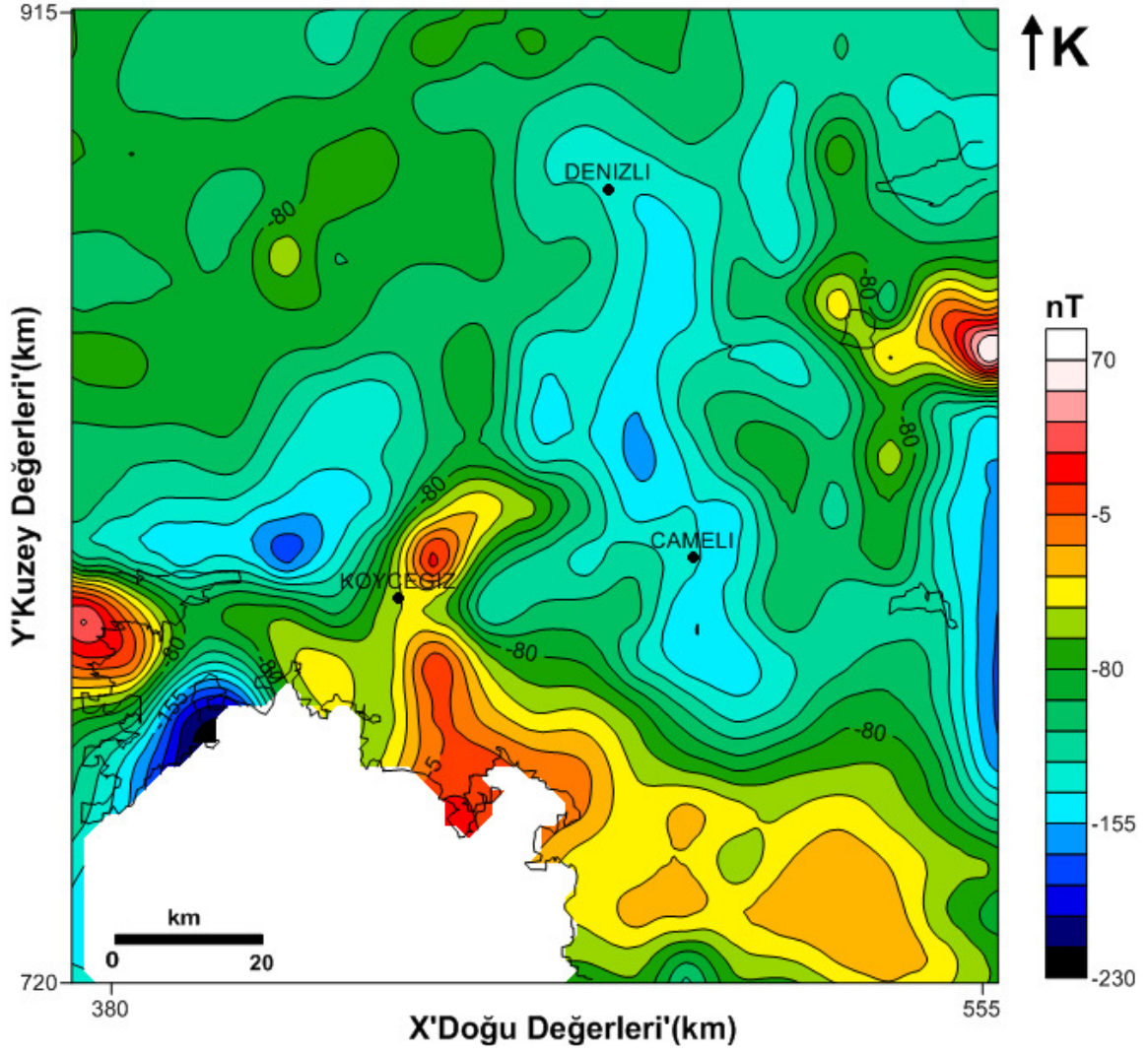
Kutba indirgeme işlemi yapılmış manyetik verinin 1 km yukarı uzanım uygulanmış anomali haritası incelendiğinde Denizli ve Çameli arasında düşük genlikli anomali değerleri dikkati çekmektedir. Bu sonuç yüzey jeolojisi ile uyumludur. Çalışma alanının büyük bir kısmı genç sedimanter örtü birimi ile kaplı olduğundan manyetik anomali vermemektedir.

Manyetik 1 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 5.2.1.1) yüzeydeki yapılara ait sığ etkiler görülmektedir. Bu haritaya analitik sinyal uygulandığında yüzeye yakın küçük yapıların etkisi daha belirginleşmektedir (Şekil 5.2.1.2).

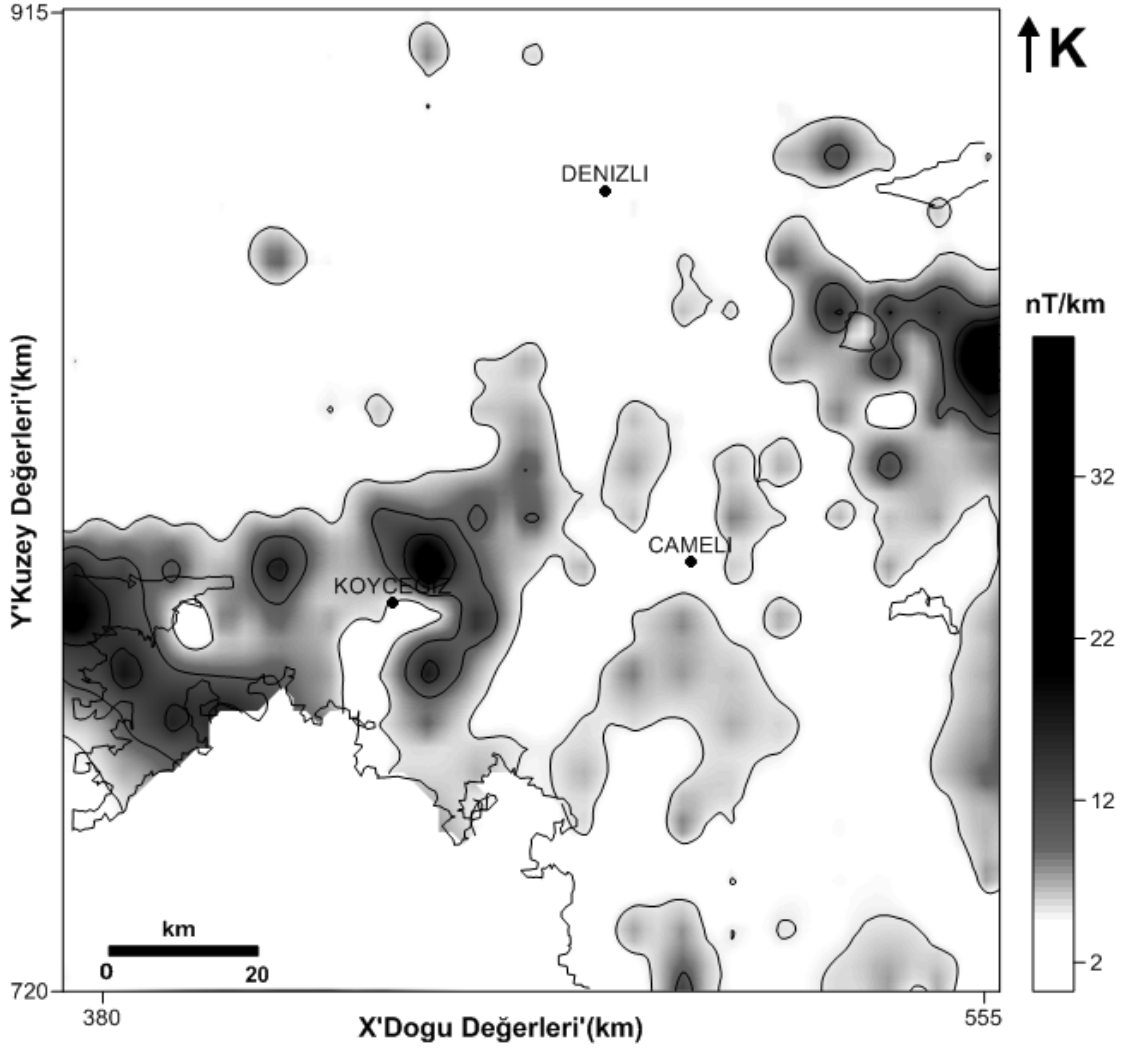
Yukarı uzanım ve analitik sinyal uygulanmış manyetik anomali haritaları jeolojik harita ile karşılaştırma yapıldığında havzanın büyük bir bölümünde mıknatıslanma özelliği taşımayan tersiyer yaşlı sedimanter birimler bulunduğu gözlenmiştir. Buna karşın havzanın güneybatısında gözlenen şiddetli manyetik anomali kaynağı görülmektedir. Bunun nedeninin ise, buradaki bazik ve ultra bazik kayalarlardır.

3 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 5.2.1.3) anomaliler, 1 km yukarı uzanım haritasına göre daha sadeleşmiş ve yüzeye yakın küçük kapanımlar kaybolmuştur. Anomaliye neden olan yapı sınırlarını tespit etmek amacıyla uygulanan 3 km yukarı uzanım analitik sinyal anomali haritasında (Şekil 5.2.1.4) da parçalı etkiler kaybolmuştur ve daha derindeki etkiler gözlenmektedir.

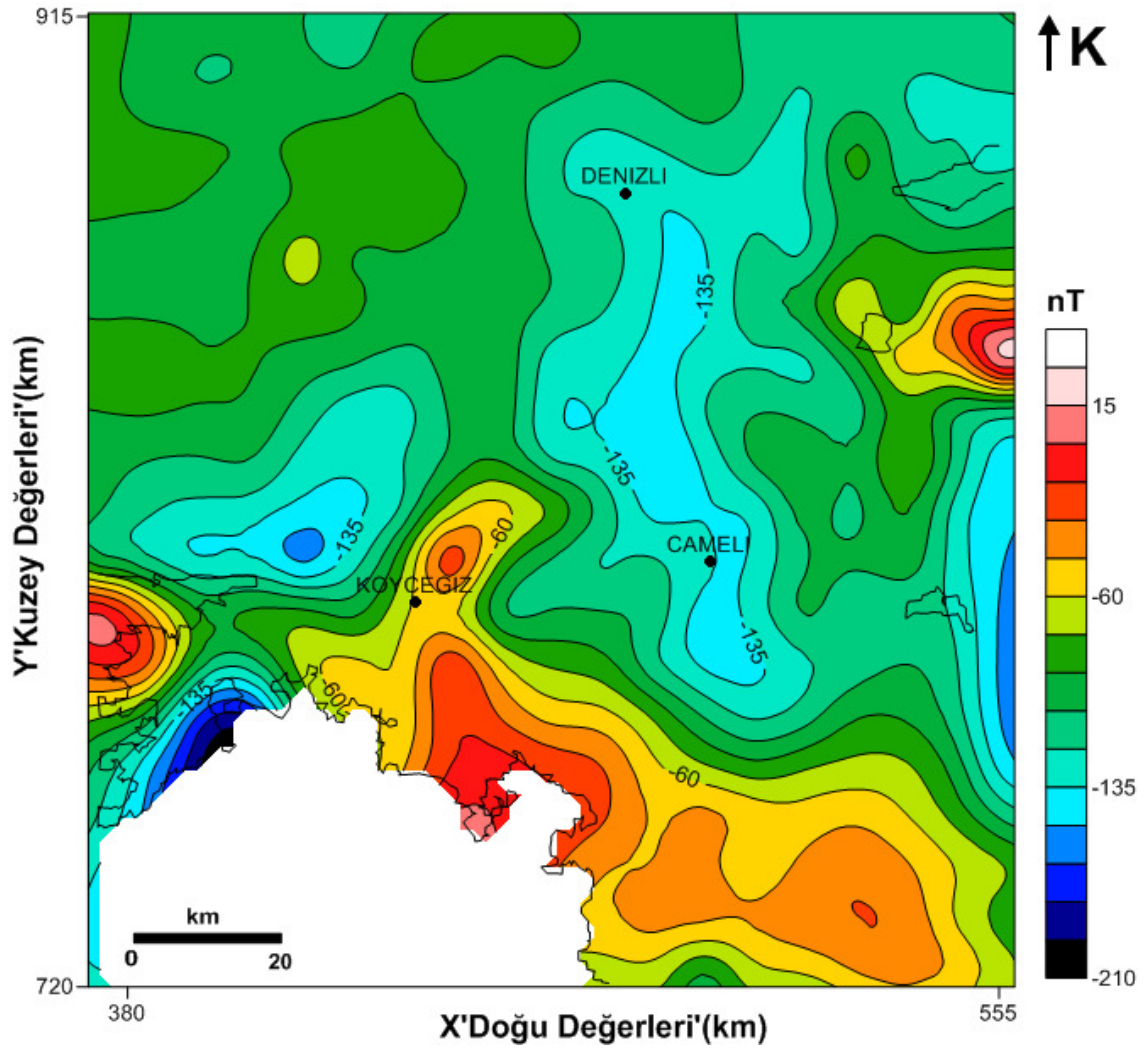
5 km yukarı uzanım anomali haritasında (Şekil 5.2.1.5) ise anomaliler daha rejyonel hale gelmiştir. Analitik sinyal haritasında (Şekil 5.2.1.6) ise yapı sınırları, yukarı uzanım 3 km anomali haritası ile çok büyük farklılık göstermemektedir.



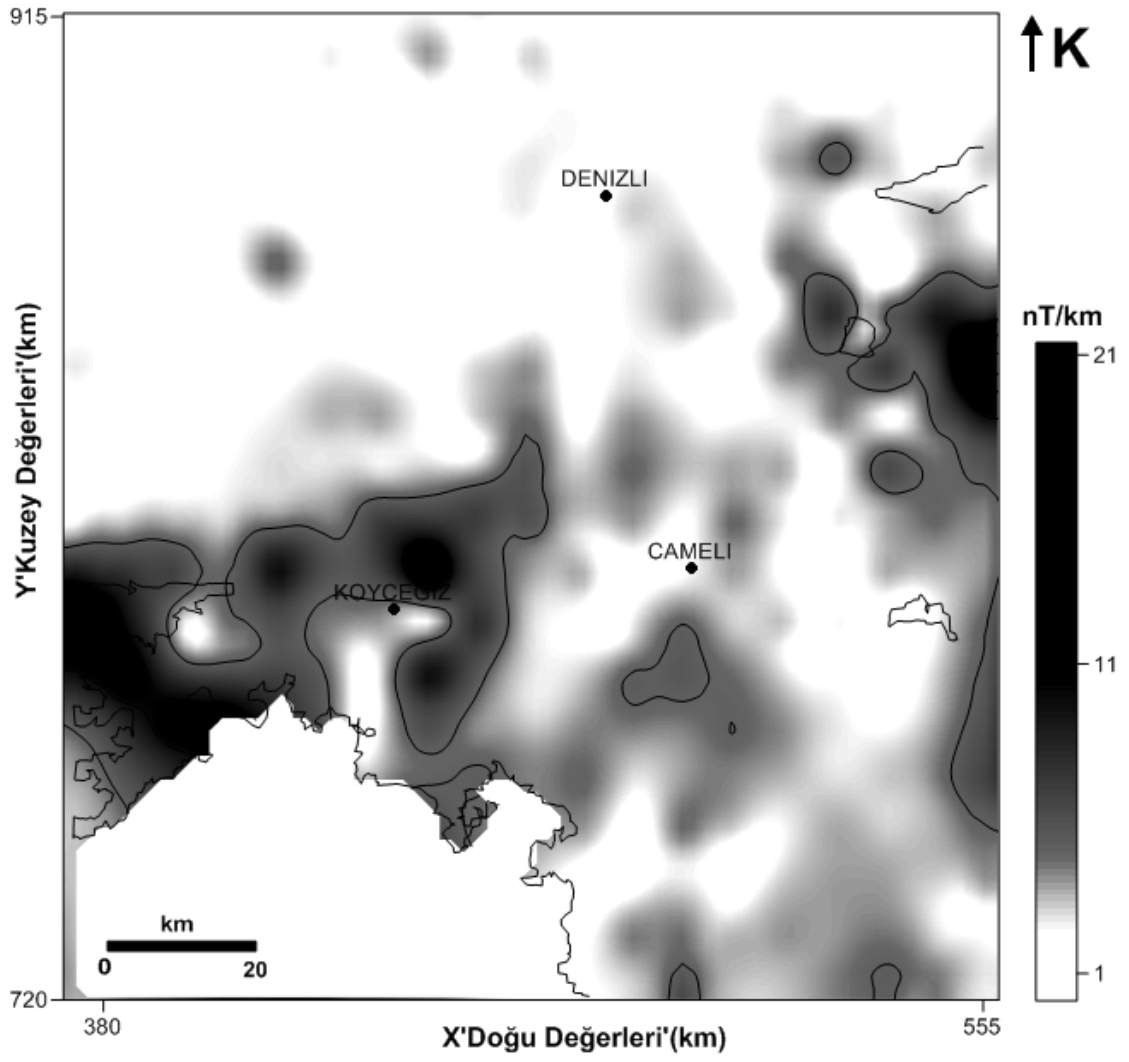
Şekil 5.2.1.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 1 km yukarı analitik uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT)



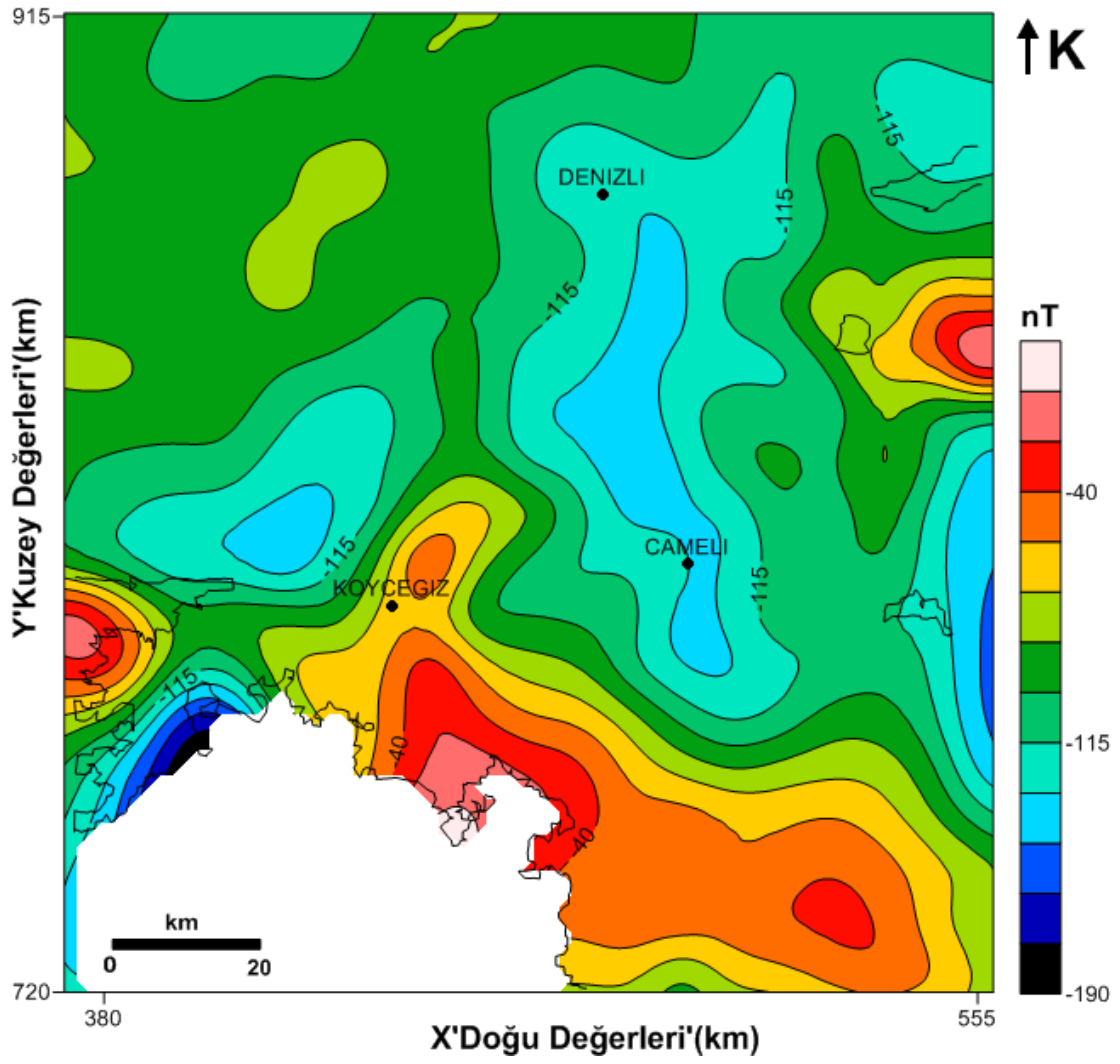
Şekil 5.2.1.2 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 1 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)



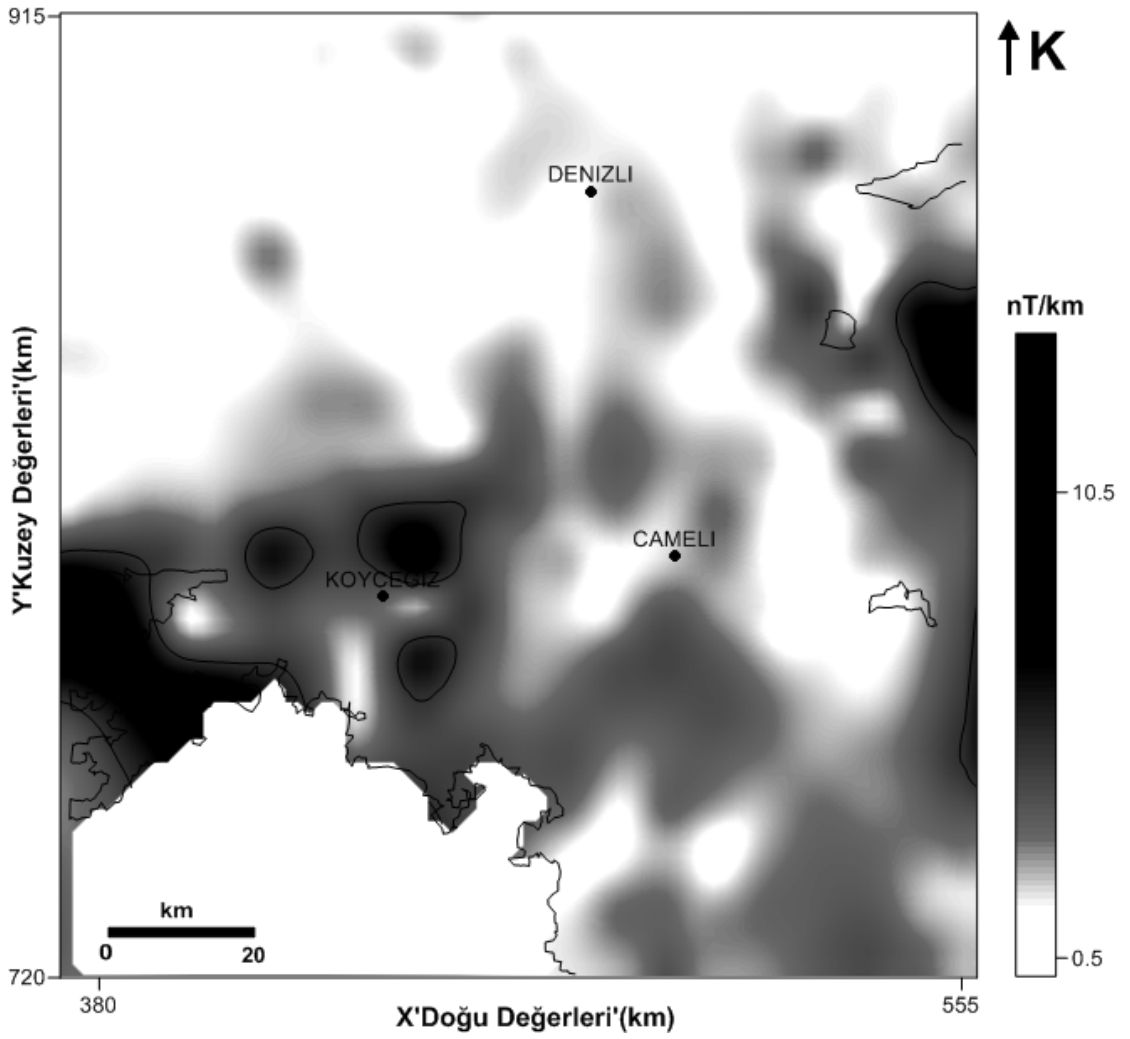
Şekil 5.2.1.3 Çalışma alanına ait manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 3 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT)



Şekil 5.2.1.4 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 3 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)



Şekil 5.2.1.5 Çalışma alanına ait manyetik anomali haritasının kutba indirgenmiş (RTP) 5 km yukarı uzanım haritası (Kontur aralığı: 15nT)



Şekil 5.2.1.6 Çalışma alanına ait kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasının 5 km yukarı uzanım analitik sinyal haritası (Kontur aralığı: 5 nT)

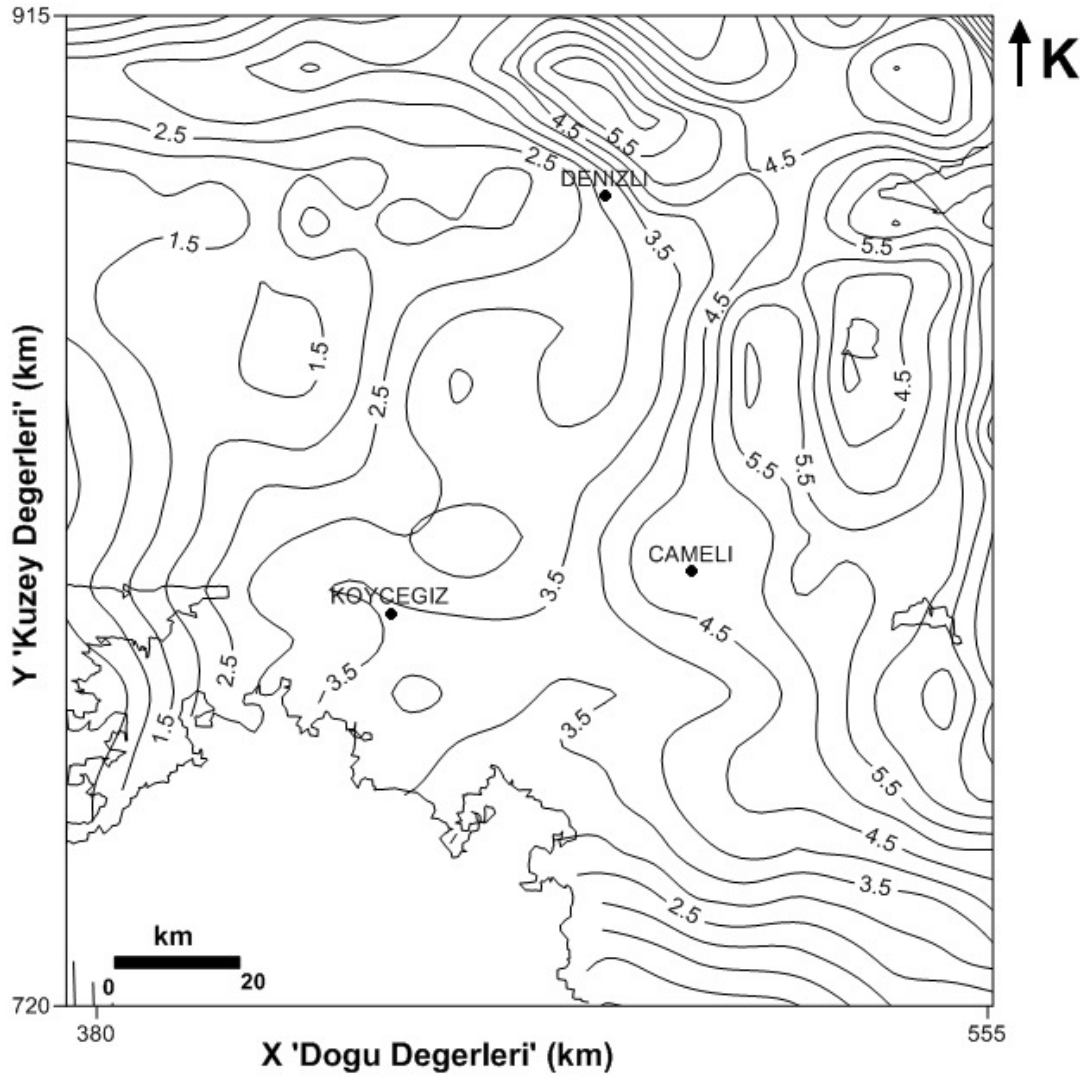
5.3 Üç Boyutlu (3-B'lu) Modelleme Çalışmaları ve Sonuçları

Denizli ve Çameli Havza yapısını belirlemek amacıyla yapılan bu tezde gravite ve manyetik modeller, önceden Sarı ve Şalk (2004) tarafından belirlenen yoğunluk farkı değeri (-0.5 gr/cm^3) ile oluşturulan 3-B model ile karşılaştırılmıştır.

3-B'lu modelleme, Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen yöntem uygulanmıştır. 3-B'lu modelleme yapılırken yoğunluk farkı -0.5 gr/cm^3 olarak alınarak havza derinliği hakkında yorum yapılmıştır.

Oluşturulan 3-B'lu derinlik modelinden görülebileceği gibi, havzayı oluşturan sedimanter birimin kalınlığı 3-4 km olduğu Şekil 5.3.1'de görülmektedir. Çameli havzasının doğusunda kalan ve K-G uzantısı şeklinde olan kesimde havza derinliği 6-7 km'ye kadar ulaşmaktadır. Denizli ilinin bulunduğu bölgenin kuzey kesiminde sedimanter dolgunun kalınlığı 4-5 km aralığındadır. Elde edilen havza taban derinliğinin önceden Sarı ve Şalk (2004) tarafından elde edilen değerlerle aynı olduğu görülmüştür.

3-B gravite modelinden elde edilen havzanın taban derinliğine ait değerlerin kontrolü için bir sonraki aşama olarak gravite profillerine 2.5-B modelleme yöntemi kullanarak kesitler hazırlanmış (Şekil 5.4.5) ve bu kesitler 3-B derinlik modeli ile karşılaştırılarak uyumlu olup olmadığı incelenmiştir.

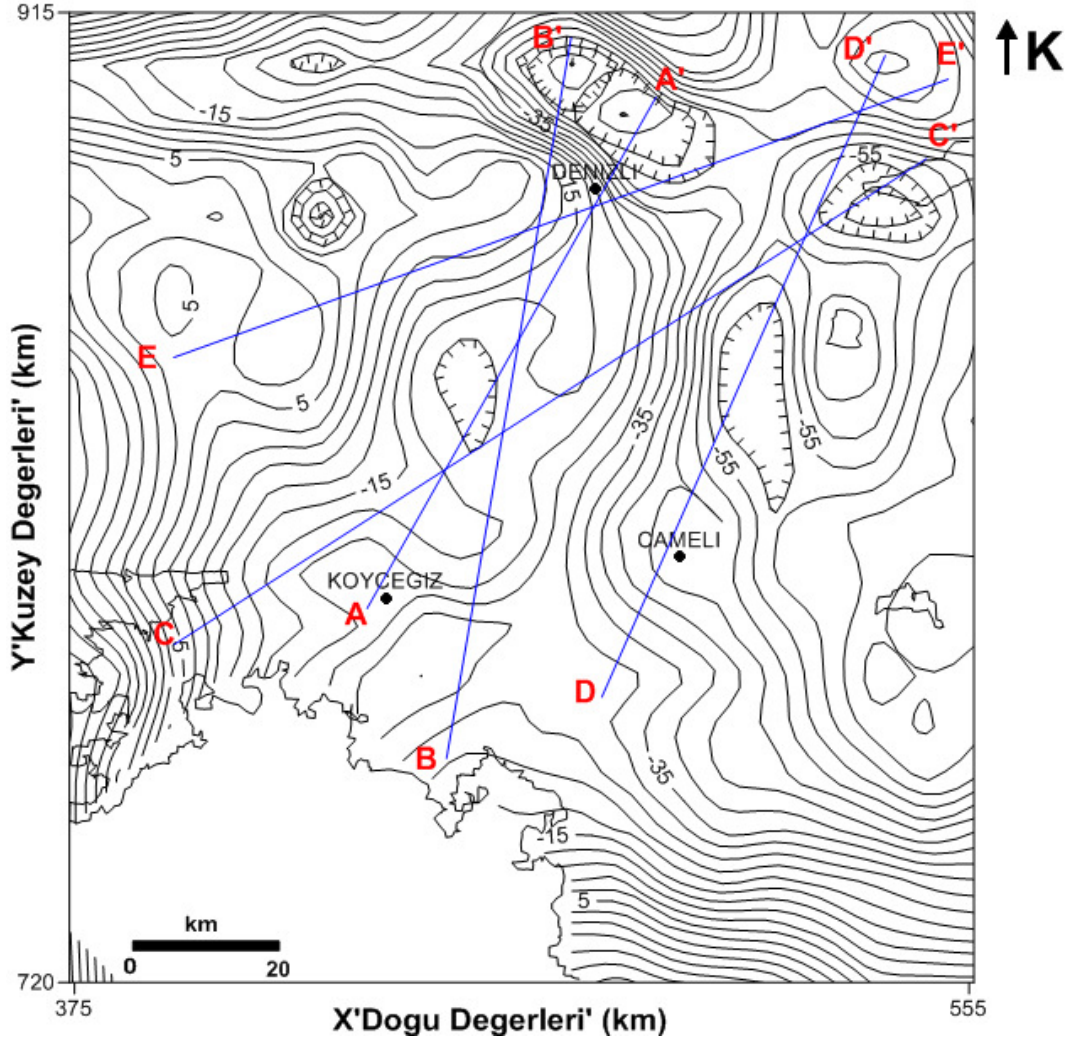


Şekil 5.3.1 Çalışma alanına ait (-0.5 gr/cm^3) yoğunluk için 3-B derinlik modeli haritası

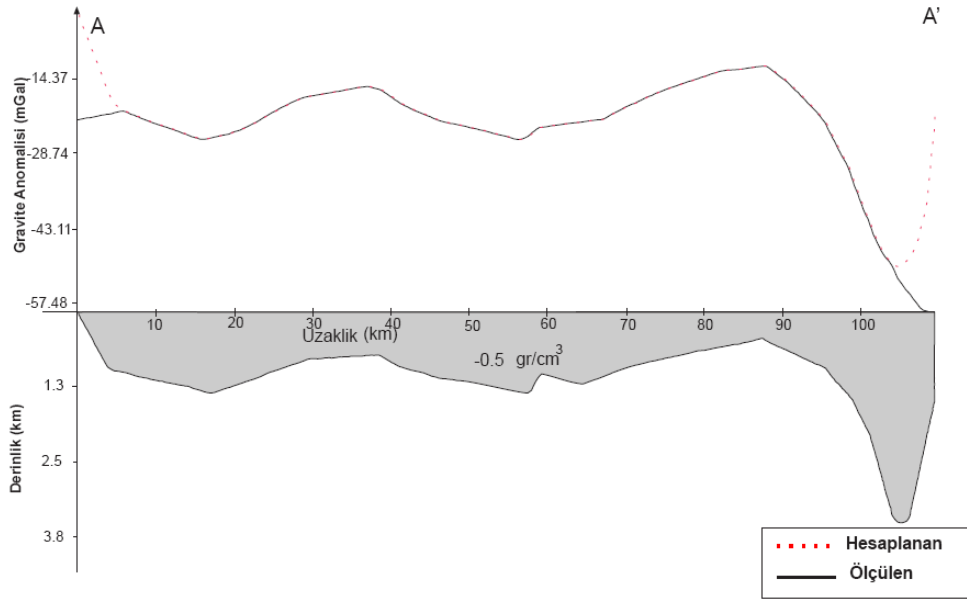
5.4 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B'lu) Modelleme Çalışması ve Sonuçları

Denizli ve Çameli Havzası'nın 2.5-B'lu modellemesi amacıyla; Şekil 5.4.1'de gösterilen profiller, gravite anomali haritası üzerinden alınmıştır. Gravite anomali haritasından alınan bu profiller Geomodel adlı bilgisayar programında değerlendirilmiştir.

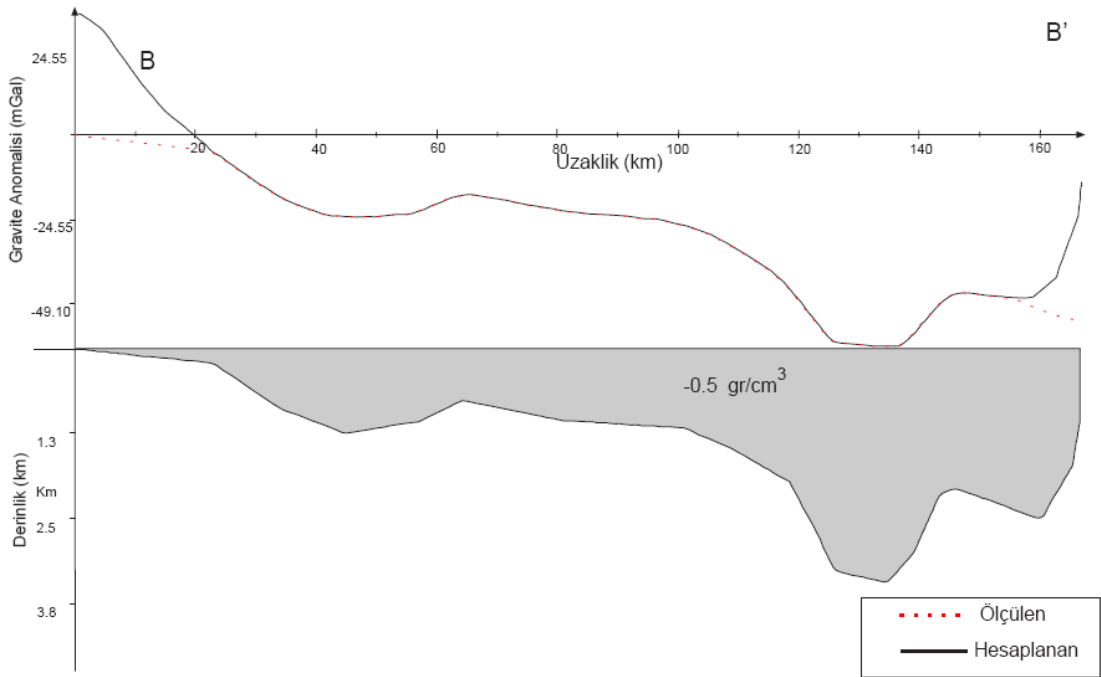
Geomodel programı interaktif bir program olup daha önceden tespit edilen yoğunluk farkına bağlı olarak uygun yapının elde edilmesine dayanır. Geomodel programında, gözlemsel anomali değeri ile oluşturduğumuz modele ait hesaplanan eğrinin karşılaştırılması amaçlanır. Bu şekilde oluşturulan modelin derinlikleri 3-B derinlik modeli ile değerleriyle karşılaştırılır.



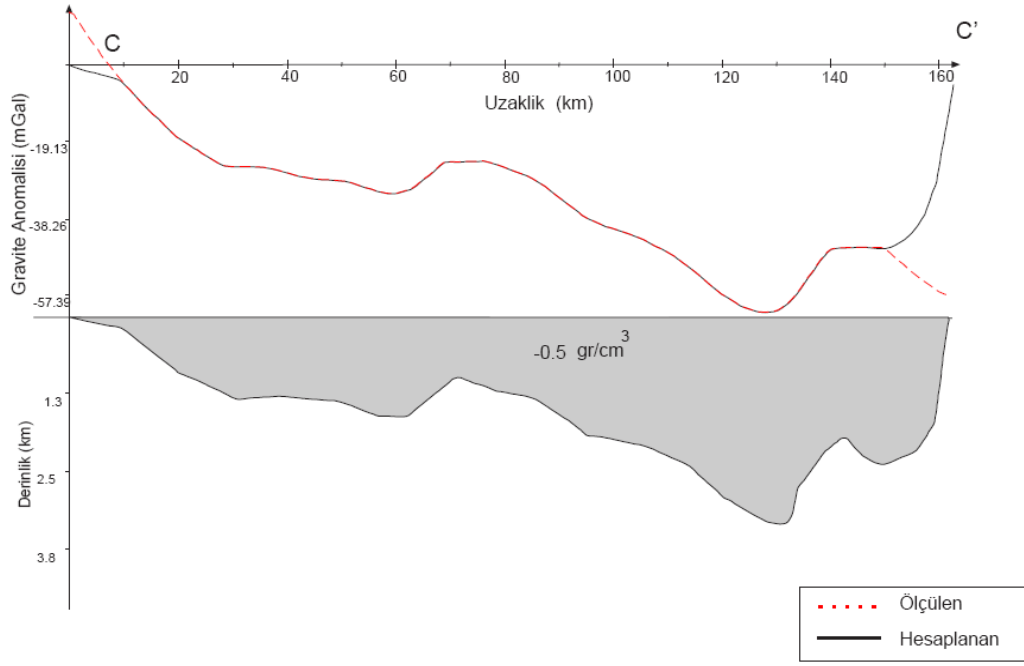
Şekil 5.4.1 2.5 boyutlu modellemede kullanılan profillerin yer aldığı gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 5 mGal)



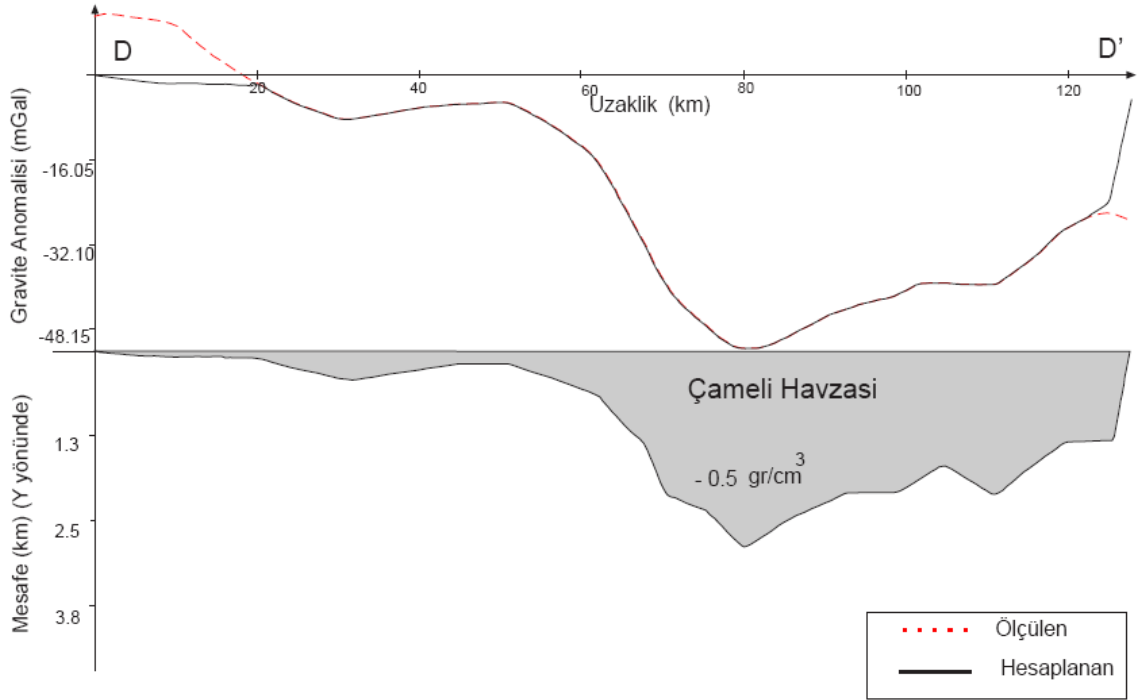
Şekil 5.4.2 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının A-A' profilinin 2.5-B modellenmesi



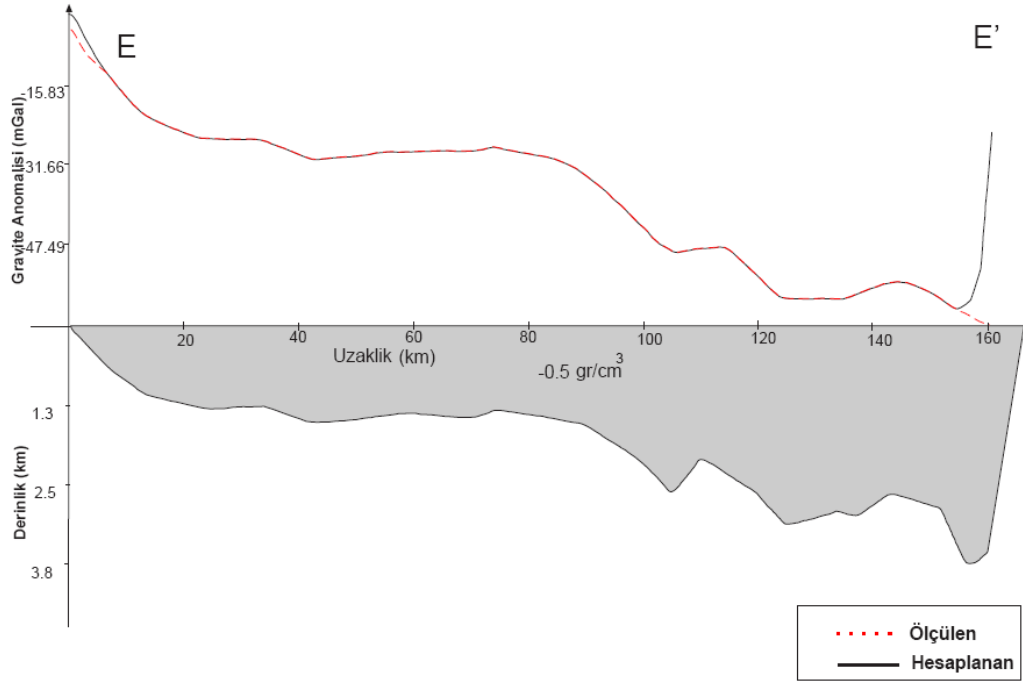
Şekil 5.4.3 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının B-B' profilinin 2.5-B modellenmesi.



Şekil 5.4.3 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının C-C' profilinin 2.5-B modellenmesi



Şekil 5.4.5 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının D-D' profilinin 2.5-B modellenmesi.



Şekil 5.4.6 Çalışma alanına ait gravite anomali haritasının E-E' profilinin 2.5-B modellenmesi

Oluşturulan 3-B gravite modelinden görülebileceği gibi, havzayı oluşturan sedimanter dolgunun en kalın olduğu yani havzanın taban derinliğinin 4-5 km olduğu Şekil 5.3.1'de görülmektedir. Çameli havzasının doğusunda kalan ve K-G uzantısı şeklinde olan kesimde havza derinliği 6-7 km'ye kadar ulaşmaktadır. Denizli ilinin bulunduğu bölgenin kuzey kesiminde sedimanter dolgunun kalınlığı 3-4 km aralığındadır.

3-B gravite modelinden elde edilen havzanın taban derinliğine ait değerlerin kontrolü için bir sonraki aşama olarak gravite profillerine 2.5-B modelleme yöntemi kullanarak kesitler hazırlanmıştır (Şekil 5.4.5). 2,5 boyutlu modellemeden elde edilen havza derinliği ile 3-B modellemeden elde edilen havza derinliğini denk geldiği belirlenmişti

5.5 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B) Gravite Modellemesi Çalışmaları

Çameli Havzasına ait gravite verilerinin 2,5-B olarak modellenmesi amacıyla, Cooper (1998) tarafından geliştirilen GEOMODEL adlı interaktif modelleme programı kullanılmıştır. Bu program, Bölüm 3.1.6’da belirtildiği gibi 2.5-B Talwami modellemesi algoritmasını kullanmaktadır. Modeller oluşturulurken, gravite anomalilerinin oluşturduğu düşünülen yapılar, önceden belirlenmiş yoğunluk kontrastı da göz önünde bulundurularak yerlerine yerleştirilir. Bir model oluşturulurken en fazla 10 adet yapı kullanılabilir. Bu yapıların sahip olacakları köşe sayıları ise en fazla 50 olabilmektedir. GEOMODEL programı, bir anomali haritası üzerinde seçilen bir profilden elde edilen anomali eğrisi ile, kullanıcı tarafından oluşturulan modelin yarattığı anomali eğrisinin birbiri ile karşılaştırılması prensibine göre modellerin oluşturulmasını sağlamaktadır. Bir profil için model oluştururken giriş verisi, hem gravite hem de manyetik verisini içermelidir. Bunun nedeni programın gravite ve manyetik modellerin birbiriyle etkileşimli olarak oluşturulmasıdır. Veri programa girildikten sonra oluşturulan ilk model diğer bir deyişle başlangıç modeli belirli bir anomali eğrisi oluşturur. Başlangıç modelindeki yapıların köşe noktalarının yerlerinin interaktif olarak değişmesiyle anomali eğrisinin şekli de değişir. Anomali haritasından elde edilen eğri ile modelden elde edilen eğrinin uygun şekilde karşılaştırılmasıyla modeller oluşturulur.

2.5-B modeller, belirlenen beş profil boyunca oluşturulmuştur (Şekil 5.4.1). Bu çalışmada, 3-B gravite modellenmesi için kullanılan yoğunluk değeri (-0.5 gr/cm^3), 2.5-B gravite modellemesi için de kullanılmıştır. Bu yoğunluk değeri Sarı ve Şalk (2004) tarafından yapılan gravite çalışmalarıyla belirlenmiştir.

Şekil 5.2.2’de A-A’ profili, Şekil 5.4.3’te B-B’ profili, Şekil 5.4.4’de C-C’ profili, Şekil 5.4.5’te D-D’ profilinden elde edilen 2.5-B gravite model sonuçları görülmektedir.

(-0.5 gr/cm^3) yoğunluk değeri için yapılan 3-B gravite anomali haritasında Çameli Havzası’nın Sedimanter dolgusunun kalınlığının yaklaşık 4 km olduğu Şekil 5.15’te görülmektedir. 2.5-B modellemede Çameli Havzasının 4 km olduğu Şekil 5.4.5’te belirlenmiştir.

6.TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Geç Miosen’de (10.8-8.5 My) doğuda Dirmil fayı, Batıda ise Bozdağ fayı denetiminde açılmaya başlayan Alçıçek vd. (2004) Batı Anadolu’da yer alan Çameli Havza’sı tektonik olarak aktif bir bölgedir. Fethiye- Burdur- Çameli fay hattı üzerinde bulunan Çameli Havza’sında geçmiş tarihlerde gözlenen depremlerin sayıları incelendiğinde en çok depremin 2007-2008 yıllarında olduğu (Şekil 1.2.2) ve odak derinliklerinin çoğunun 0–30 km arasında dağıldığı görülmektedir (Şekil 1.2.3). Çalışma alanında meydana gelen depremlerin dış odak dağılımı incelendiğinde Denizli’nin güneyinde B-D uzanımlı sakin bir zon belirlenmiştir (Şekil 1.2.1).

Çalışma alanına ait gravite anomali haritası incelendiğinde Çameli Havzası’nı oluşturan sedimanter istifin çevredeki yapılara oranla daha düşük yoğunluk verdikleri gözlemlenmiştir. Şekil 1.2’de verilen jeoloji haritası ile karşılaştırma yapıldığında düşük yoğunluk değerlerine sahip Tersiyer yaşlı sediman çökellerin yer aldığı dikkati çekmektedir. Ayrıca bu çalışmada gravite anomali haritasına analitik sinyal ve çeşitli seviyeler için yukarı uzanım yöntemi uygulanmıştır. 1 ve 3 km için yapılmış yukarı uzanım haritalarında sığ etkiler belirgin şekilde görülürken, 5 km ve daha fazla yukarı uzanım haritalarında yüzeye yakın anomalilerin kaybolduğu ve derin etkilerin daha belirginleştiği görülmektedir.

Şekil 3.2.2’de çalışma alanında (1980- 2010) yılları arasında meydana gelmiş 4’den büyük depremlerin gravite anomali haritasındaki dağılımı görülmektedir. Deprem dağılımları incelendiğinde çoğunlukla negatif anomali yani; düşük yoğunluk değeri gözlenen Çameli Havza’sı ve Denizli ili çevresinde yoğunlaştığı belirlenmiştir.

Manyetik anomali haritası incelendiğinde ise havzayı oluşturan Tersiyer yaşlı çökellerin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu gözlenmektedir. Şekil 1.2 jeoloji haritası ile karşılaştırma yapıldığında ise Çameli Havzası ve Çameli Havzası’nın güneyinde kalan bölgede düşük mıknatıslanma gösteren Tersiyer yaşlı kireçtaşı ve kumtaşı ile ilişkili olduğu görülmektedir. Manyetik anomali haritasına kutba indirgeme, analitik sinyal ve çeşitli seviyelerde yukarı uzanım yöntemi uygulanmıştır.

Çameli’nin doğusu ve güneyinde B-D yönelimli şiddetli manyetik anomaliler bazik ve ultrabazik kayalardan kaynaklanmaktadır. Kutba indirgenmiş manyetik veriye uygulanan 5 km yukarı uzanım anomali haritası incelendiğinde manyetik anomali veren bu jeolojik yapıların 5 km’den daha derinde olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

Ayrıca 5 km yukarı uzanım verisine uygulanan analitik sinyal anomali haritasından Denizli ve Çameli arasında sedimanter örtünün altında gömülü manyetik kaynaklar dikkati çekmektedir (Şekil 5.2.1.5 ve Şekil 5.2.1.6).

3 B'lu derinlik modelinde havza'nın en derin yeri Çameli'nin doğusunda yer almaktadır. Burada derinlik 4-5 km fazladır.

Çalışma alanının gravite anomali haritası üzerinden alınan 5 kesitten (Şekil 3.2.1, Şekil 5.4.1) elde edilen 2.5 B'lu modellerden (Şekil 5.4.2, Şekil 5.4.3, Şekil 5.4.4 ve Şekil 5.4.5) havza kalınlığının kuzeye doğru arttığı ve ortalama taban derinliği 3- 4 km olarak saptanmıştır.

7. KAYNAKLAR

Akçığ, Z., ve Pınar, R., 1994. Gravite ve Manyetik arama yöntemleri. D.E.Ü. Mühendislik Fakültesi Yayınları, No.249, İzmir.

Akgün, F., and Sözbilir, H., 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse, *Geodinamica Acta*, 14, 71-93.

Alçıçek, M.C., 2001. Çameli havzasının sedimantolojik incelenmesi (Geç Miyosen-Geç Pliyosen, Denizli, GB Anadolu), Ankara Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 110s (Yayımlanmamış).

Alçıçek, H., 2002. Kızılyer Evaporitlerinin sedimantolojik incelenmesi, Pamukkale Üniv., Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi.

Alçıçek, M.C., Kazancı, N., Özkul, M., ve Şen, Ş., 2004. Çameli (Denizli) neojen havzasının tortul dolgusu ve jeolojik evrimi, *MTA Derg.*, 128. 99-123.

Altınlı, E., 1954, Denizli güneyinin jeolojik incelenmesi, Maden tetkik Arama Enst., Derleme Rapor No:2794 (Yayımlanmamış).

Baldwin, R.T., Langel, R., 1993. Tables and Maps of the DGRF 1985 and IGRF 1990, International Union of Geodesy and Geophysical Association of Geomagnetism and Aeronomy. *IAGA Bull.* 54, 158.

Baranov, V., 1957. A New Method For Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-38.

Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical Calculation of the Formulate of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, 29, 67-79.

Barka, A. A., Kandinsky- Cade, K., 1989. Strike-slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Eartquake Activity, *Tectonics*, 7 663- 684.

Becker-Platen, J.D. 1970. Lithostratigraphische Untersuchungen im Kanozoikum Südwest Anatoliens (Türkei)-(Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei)-Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 97, 244p. Hannover.

Bingöl, E., 1976. Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi, M. T. A. Derg., 86, 14 - 34.

Bingöl, E., 1989. Geological Map of Turkey (Scale: 1/2.000.000): General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA), Ankara.

Bilim, F., 2007. Investigations into the tectonic lineaments and thermal structure of Kutahya–Denizli region, western Anatolia, from using aeromagnetic, gravity and seismological data, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 165, 135–146.

Blakely, R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press, 330-342.

Bott, M.H.P., 1960. The Use of Rapid Digital Computing Methods For Direct Gravity Interpretation of Sedimentary Basins. *Royal Astron. Soc. Geophys.*, 3, 63-67.

Cooper, G.R.J. 1998. GEOMODEL for Windows, 2.5-D Interactive Magnetic And Gravity Data Modelling and Inversion. Version 1.20.

Cordell, L., and Henderson, R.G., 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *Geophysics* 33, 596-601.

Dewey, J.F., and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonic in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.

Dolmaz, M. N., Hisarlı, Z. M., Ustaömer, T., and Orbay, N., 2005a. Curie Point Depths Based on Spectrum Analysis of Aeromagnetic Data, West Anatolian Extensional Province, Turkey: *Pure and Applied Geophysics*. 162, 571-590.

Dolmaz, M. N., Hisarlı, Z. M., Ustaömer, T., and Orbay, N., 2005b. Curie Point Depth Variations to Infer Thermal Structure of the Crust at the African- Eurasian Convergence Zone, SW Turkey: *Earth Planets Space*. 57, 373-383.

Dora, O.Ö., Savaşçın, M.Y., Kun, N., ve Candan, O., 1987. Menderes Masifinde Post Metamorfik Plütonlar, *Yerbilimleri*, 14., 79-89.

Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, S., ve Karamenderesi, İ.H., 1979. Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: *MTA Enstitüsü Dergisi*, 92, 7-17.

Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M. 1982. Toros projesine bağlı Kalkan-Köyceğiz-Çameli-Tefenni arasında kalan alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları raporu. TPAO Rap. no:1732, (yayımlanmamış) Ankara.

Ercan, T., Güney, E., ve Baş, H., 1983. Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu, *Türkiye Jeol. Kurumu Bülteni*, 26/2, 153-159.

Erees F. S., Aytaş S., and Yener G., 2000. Radon concentrations in termal waters related to seismic events along faults in the Denizli Basin, Western Turkey, 42, 80-86.

Erişen, B., 1971. Denizli – Dereköy Sahasının Jeolojik Etüdü ve Jeotermal Enerji İmkanları, M.T.A. Raporu, No:4665. (Yayımlanmamış).

Erten, H. 2002. Acıpayam-Çameli karasal Neojen istifinin stratigrafisi ve mikromemeliler yönünden incelenmesi. Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 44s. (yayımlanmamış), Denizli.

Göktaş, F., 1990. Denizli M22-b1 , M22-b2 ve M22-b3 paftalarının Jeolojisi, M.T.A. Raporu, No: 9114. (Yayımlanmamış).

Gradshtyen, I.S and Ryzhik, I. M., 1965. Table of integrals, series and products: New York, McGraw-Hill, 584 p.

Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western anatolia: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag.128, 417-435.

Gürel, H., 1997, Kaklık ve Dolayının Jeolojik İncelenmesi, Pamukkale Üniv. Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 73s. (yayımlanmamış).

Hakyemez, Y. H., 1989. Kale - Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi, M.T.A. Derg., 109, 9 - 21.

Henderson, R.G., Zietz, I., 1949. The Computation of Second Vertical Derivatites of Geomagnetic Fields, Geophysics, 14, 4, 508-516.

Kara, H. 1976. Acıpayam (Denizli) ovasının ve civarındaki Neojen havzalarının jeolojik etüdü. MTA Rap. no: 6153, (yayımlanmamış) Ankara.

Kastelli, M., 1971. Denizli vilayeti güneyinin jeoloji incelemesi ve jeotermal alan olanakları, MTA rapor no:4573. (Yayımlanmamış).

Kissel, C., Averbunch, O., Frizon De Lamotte, D., Monod, O. and Allerton, S. 1993. First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the İsparta re-entrant (Southwestern, Turkey). Earth and Planetary Science Letters, 117, 1-14.

Konak, N., Akdeniz, N., ve Çakır, M.H., 1990. Çal – Çivril – Karahallı dolayının jeolojisi, MTA Raporu No: 8945. (Yayımlanmamış).

Le Pichon, X., and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, Tectonophysic,60,1-42.

McKenzie, D. P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt, the Aegean Sea and surrounding regions, Geophys., J.R. Astron. Soc. 55, 217-254.

Meşhur, M. ve Yoldemir, O. 1983. Köyceğiz (Muğla)- Datça (Muğla)-Yatağan (Muğla)-Kale (Denizli) arasında kalan alanın jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rap. no. 1847, (yayımlanmamış) Ankara.

Nabighian, M. N. 1972. The analytic signal of 2-D Magnetic Bodies With Polygonal Cross- Section: Its Properties and Use for Automated Anomaly Interpretation, *Geophysics*, 37, 507-517.

Okay, A.İ., 1989. Denizli'nin Güneyinde Menderes Masifi ve Likya naplarının jeolojisi, *M.T.A. Dergisi* 109, 45-58.

Okuba, Y., Graf, R.J., Hansen, R. O., Ogawa, K. and Tsu, H., 1985. Curie point Depths of the Island of Kyushu and surrounding Areas Japan: *Geophysics*, 50. 481- 494.

Orbay N., and Dolmaz N., 2000. Curie Point Depths Based on Spectrum Analysis of Aeromagnetic Data, West Anatolian Extensional Province, Turkey.

Özgüler, M.E., Turgay, I. and Şahin, H., 1980, Denizli Buldan – Pamukkale jeotermal enerji aramaları rezistivite etüdü: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap., 6958 Ankara.

Özler, H.M., 1996. Büyük menderes Havzası Yukarı Çürüksu kesiminin hidrojeoloji incelemesi, İstanbul Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 175s. (Yayımlanmamış).

Özpınar, Y., 1987. Denizli – Acıpayam Batısının Jeolojik, Petrografik ve Petrokimyasal İncelemesi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi, 220 s.

Özpınar, Y., 1994. Denizli ili Jeotermal sahalarının tektoniği, Pamukkale Üniv. Jeotermal Uygulamalar Sempozyumu, 114-129.

Özpınar, Y., 1995. Kale (Denizli) güneyindeki bölgenin jeolojik ve petrografik incelemesi, Pamukkale Üniv. Müh. Fak. Dergisi, 1/1, 15-25.

Özpınar, Y., Tayfun, E., ve Kılıç, A.D., 1996. Salda gölü (Yeşilova-Burdur) Çevresindeki ofiyolitlerin Jeokimyasal özellikleri, *Geosound*, 28, 125-142.

Pekuz, Ü., 1998. Honaz (Denizli) çevresinde evaporit içeren Neojen tortulların stratigrafisi ve depolanma özellikleri, Süleyman Demirel Üniv., Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 180s. (Yayımlanmamış).

Pınar, R. ve Akçığ Z., 1995. Jeofizikte sinyal kuramı ve dönüşümler. T.M.M.O.B. Jeofizik Mühendisleri Odası Yayını, Ankara.

Rasmussen, R. and Pedersen, L.B., 1979. End corrections in potential field modelling. *Geophysical Prospecting*, 27, 749-760.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using 3D analytic signal. *Geophysics* 57, 116–125.

Roest, W. R., Pilkington, M., 1993. Identifying Remanent Magnetization Effects in Magnetic Data, *Geophysics*, 58, 653-659.

Sarı, Ç., and Şalk M., 2004. Sediment thicknesses of the western Anatolian graben structures determined by 2D and 3D analysis using gravity data, *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 39-48.

Semiz. B., 2003. Denizli volkanitlerinin jeolojik, petrografik ve petrokimyasal olarak incelenmesi, Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü yüksek lisans tezi, 140s.

Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., and Scott, B., 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 127-147.

Shuey, R.T. and Pasquale A.S., 1973. End Corrections in Magnetic Profile Interpretation. *Geophysics*, 38, 507-512.

Spector, A., and Grant, F. S., 1970. Statistical Models for Interpretation Aeromagnetic Data, Geophysics 35, 293-302.

Sözbilir, H., 1995. Stratigraphy and provenance of the Paleocene-Eocene Alakaya Basin in the Denizli Province, southwestern Turkey, IESCA, 1, 309-329.

Şengör, A.M.C., 1980. Türkiyenin neotektoniğinin Esasları, Türkiye Jeol. Kur. Konf. Ser, 2.

Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

Şimşek, Ş., 1984. Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları, MTA Raporu, No:7846. (Yayınlanmamış).

Westaway, R., 1993. Neogene Evolution of the Denizli Region of Western Turkey. Structural Geology, 15, 1, 37 -53.

Talwani, M. and Heirtzler, J.R., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional of arbitrary shape. Computers in the industries, Part 1, Stanford University Publications, Geological Sciences, 9, p. 464-480.

Yüksel F.A. 2004. Batı Anadolu Bouguer Anomalilerinin iki boyutlu alçak geçişli Rekursiv filtreler kullanılarak filtrelenmesi ve yerkabuğu kalınlık dağılımının incelenmesi, İstanbul Üniversitesi mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, C. 17, S. 2, SS. 77- 89, Y.2004.

8. ÖZGEÇMİŞ

Kişisel bilgiler

Adı Soyadı	Şerife Boğazkesen
Doğum Yeri ve Tarihi	Sivas, 14/11/1984
Medeni Hali	Bekar
Yabancı Dil	İngilizce

Eğitim ve Akademik Durumu

Lise	Sivas Kongre Lisesi, 2003
Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2008
Yüksek Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2011