

TRAKYA HAVZASI'NIN POTANSİYEL ALAN VE SİSMİK VERİ
KULLANILARAK İNCELENMESİ VE MODELLENMESİ

Dilek DEMİR
YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI
2011

T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

TRAKYA HAVZASI'NIN POTANSİYEL ALAN VE SİSMİK VERİ
KULLANILARAK İNCELENMESİ VE MODELLENMESİ

Dilek DEMİR

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 BYKSARSA

ye (Danışman) Doç. Dr. Funda BİLİM

ye Yrd. Doç. Dr. zcan BEKTAş

ONAY

Bu tez çalışması, .../.../2011 tarihinde Enstitü Yönetim Kurulu tarafından belirlenen ve yukarıda imzaları bulunan jüri yeleri 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

TRAKYA HAVZASI'NIN POTANSİYEL ALAN VE SİSMİK VERİ
KULLANILARAK İNCELENMESİ VE MODELLENMESİ

Dilek DEMİR

Yüksek Lisans Tezi, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Funda BİLİM

2011, 101 sayfa

Ülkemizde ekonomik değerde petrol ve doğal gaz üretimi yapılan başlıca birkaç bölge vardır. Bunların en önemlilerinden biri de Trakya Havzası'dır. Bu tezde, hidrokarbon oluşumu ile doğal gaz potansiyeli yönünden önem taşıyan Trakya Havzası'nın jeolojisi incelenmiştir. Gravite ve manyetik anomaliler 2.5 boyutlu ve 3 boyutlu yöntemlerle, sismik kesitler ve kuyu verileri kontrolü ile 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 bir katkıda bulunulmak istenmiştir.

Gravite anomali haritasının 1 km'den 5 km'ye kadar yukarı uzanım haritaları hazırlanmıştır. Uzanım haritalarına analitik sinyal uygulanarak, yukarı uzanım analitik sinyal haritaları hazırlanmıştır. Trakya Havzası ve temele ait P dalgası hızları sonik loglardan elde edilmiştir. Daha sonra bu hızlar yoğunluğa dönüştürülerek 2.5 boyutlu ve 3 boyutlu gravite modellerinin oluşturulmasında kullanılmıştır. Modeller jeoloji ile karşılaştırıldığında havzanın en derin kısmının Hamidiye'nin kuzeyi ile Lüleburgaz civarında ortalama 8 km olduğu tespit edilmiştir.

Manyetik anomali haritasına kutba indirgeme, yukarı uzanım ve analitik sinyal yöntemleri uygulanmıştır. Bunun sonucunda bölgenin batısında yoğun olarak gözlenen derin kaynaklı anomalilerin paleo yükselim olduğu önerilmiştir.

Istranca Masif'inde metamorfik temel yüzeyde gözlenmektedir. 3-B'lu gravite modelde gözlenen 2-3 km arasında değişen havza kalınlığının Istranca Masifi'nin altında sedimanların varlığı görüşü ile açıklanmıştır.

ANAHTAR KELİMELEER: Trakya Havzası, 2.5-B'lu Model, 3-B'lu Model, Analitik Sinyal, Yukarı Uzanım

ABSTRACT
INVESTIGATION AND MODELING OF THRACE BASIN USING POTENTIAL
FIELD AND SEISMIC DATA

Master of Science Thesis, Department of Geophysical Engineering

Dilek DEMİR

Master of Science Thesis, Department of Mining Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Funda BİLİM

2011, 101 pages

There are certain regions where oil and natural gas amount is sufficient to create an economic value. One of the most significant sites of such kind is Thrace Basin. In this thesis, the geology of Thrace Basin is investigated in respect of natural gas potential with hydrocarbon formation. The gravity and magnetic anomalies were modelled in 2.5-D and 3-D methods with the seismic and borehole data control. In the meanwhile, it is very evident that ground studies should be done on regional basis taking into account that Turkey features a quite complex structure both geologically and tectonically. In this respect, this thesis aims at bringing a regional contribution to the overall gravity and magnetic anomaly assessment of Turkey.

Upward continued gravity anomaly maps from 1 km to 5 km were prepared. Analytic signal was applied to continued maps and upward continued analytic signal maps were prepared. Velocity data were acquired from well sonic log data and depth model was formed. When such data was compared geology, it was determined that the deepest section of the basin is 8 km to the north of Hamidiye and around Lüleburgaz.

Reduction to the pole, upward continuation and analytic signal techniques were employed to the magnetic data. As a result, it was suggested that the source of deep anomalies that are observed to the west of the region is the paleohigh.

Metamorphic basement is observed at surface on Istranca 2 to 3 km thickness of basin seen on the 3-D model is explained with the presence of sedimentary units beneath Istranca.

Key words: Thrace Basin, 2.5-D Model, 3-D Model, Analytical Signal, Upward Continuation

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans tez çalışmamın her aşamasında, bilgilerini ve tecrübelerini benden esirgemeyen çok değerli hocam Doç. Dr. Funda Bilim'e (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü) ,

Tezimle ilgili çalışmaları gerçekleştirmemde büyük katkısı olan ve kaynaklarını benden esirgemeyen değerli hocalarım; Prof. Dr. Abdullah ATEŞ'e (Ankara Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü), Dr. Attila AYDEMİR (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Genel Müdürlüğü) ve Doç. Dr. Aydın BÜYÜKSARAÇ'a (Çanakkale On Sekiz Mart Üniversitesi)

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 manevi desteklerini her zaman hissettiğim ve jeoloji konusunda kendilerinden çok şey öğrendiğim değerli hocam Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ 'a (Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Jeofizik Müh. Bölümü),

Ayrıca tezimle ilgili kaynakları temin ettiğim Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'na,

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

Bana göstermiş oldukları sabır ve anlayıştan dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü personeline,

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

Dilek DEMİR

Haziran, 2011

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
ABSTRACT	v
TEŞEKKÜR.....	vi
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xi
SİMGELER DİZİNİ.....	xii
1.GİRİŞ.....	1
2.ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
2.1 Jeolojik Çalışmalar.....	3
2.2 Jeofizik Çalışmalar.....	6
3.TRAKYA HAVZASI’NIN JEOLJİSİ.....	9
3.1 Yüzey Jeolojisi	9
3.2 Genel Stratigrafi	12
3.2.1 Ergene Grubu	14
3.2.2 Yenimuhacır Grubu	15
3.2.3 Keşan Grubu.....	17
4. MATERYAL VE METOD.....	24
4.1 Jeofizik Veri.....	24
4.2 Gravite Verisi	24
4.3 Havadan Manyetik Veri.....	27
4.4 Sismik Veri.....	29
4.5 Kuyu Verileri.....	30
5.UYGULANAN METODLAR.....	31
5.1 Yukarı Analitik Uzanım.....	31
5.2 Manyetik Verilerde Kutbe İndirgeme İşlemi.....	313
5.3 Analitik Sinyal.....	35
5.4 Üç Boyutlu (3-B) Modelleme	35
5.5 İki Buçuk Boyutlu Modelleme	38
5.6 Sismik Yorum Ve Derinlik Dönüşümü	40

6. ARAŞTIRMA BULGULARI	42
6.1 Gravite Verisi Anomali Sonuçları	42
6.2 Manyetik Veri Anomali Sonuçları	51
6.3 Üç Boyutlu (3-B'lu) Modelleme Çalışmaları ve Sonuçları	61
6.4 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B'lu) Modelleme Çalışması ve Sonuçları	77
SONUÇLAR	88
KAYNAKLAR	91
ÖZGEÇMİŞ	101

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 3.1.1 Trakya Havzası'nın jeoloji haritası (MTA 1:2 000 000 ölçekli haritadan çizilmiştir.).....	10
Şekil 3.2.1 Trakya Havzası'nın genel stratigrafik dikme kesiti (Çınar ve Dölek, 1995).....	13
Şekil 3.2.2 Trakya Havzası çökel modeli (Aydemir, 2011 sözlü görüşme).....	1
Şekil 3.3.1 Trakya Havzası'nın genel tektonik haritası (Bayrak vd., 2006; Turgut vd., 1991).....	23
Şekil 4.2.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 2 mGal)	26
Şekil 4.3.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 60nT)	28
Şekil 4.4.1 Çalışma alanında sismik yansıma hatlarının yeri (Kesikli çizgiler 2.5-B'lu model profillerini ve düdüz çizgilersismik hatları göstermektedir.) ...	29
Şekil 4.5.1 Çalışma alanında kuyu lokasyonları	30
Şekil 5.2.1 Bir manyetik belirtinin kutba indirgeme işleminden önceki ve sonraki hali (Blakely, 1995'den düzenlenmiştir).	34
Şekil 6.1.1 Gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması	43
Şekil 6.1.3 1 km yukarı uzanım uygulanmış gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	46
Şekil 6.1.5 3 km yukarı uzanım uygulanmış gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	48
Şekil 6.1.7 5 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	50
Şekil 6.2.1 Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 60 nT)	52
Şekil 6.2.2. 1 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)	55
Şekil 6.2.3 1 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	56
Şekil 6.2.4 3 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)	57

Şekil 6.2.5 3 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	58
Şekil 6.2.6 5 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)	59
Şekil 6.2.7 5 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması.....	60
Şekil 6.3.1 Hız- yoğunluk diyagramı (Ludwig vd., 1970)	68
Şekil 6.3.2 Bayramdere -1 kuyu kolon kesiti.....	69
Şekil 6.3.3 Karahıdır -1 kuyu kolon kesiti.....	70
Şekil 6.3.5 Umur -1 kuyu kolon kesiti	72
Şekil 6.3.6 Üçtepeler -1 kuyu kolon kesiti	73
Şekil 6.3.7 Meriç -1 kuyu kolon kesiti.....	74
Şekil 6.3.7 Trakya Havzası 3-B’lu derinlik modeli haritası (Yoğunluk kontrastı: 0.20gr/cm ³)(Kontur aralığı: 0.5 km)	76
Şekil 6.4.1 DD-1 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli	78
Şekil 6.4.2 DD-1 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması.....	79
Şekil 6.4.3 DD-2 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli	80
Şekil 6.4.4 DD-2 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması.....	81
Şekil 6.4.6 DD-3 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması.....	83
Şekil 6.4.7 DD-4 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli	84
Şekil 6.4.8 DD-4 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması.....	85
Şekil 6.4.9 DD-5 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli	86
Şekil 6.4.10 DD-5 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması.....	87

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 6.2.1 Çelebi Formasyonu ara hız çizelgesi	62
Çizelge 6.2.4 Osmancık Formasyonu ara hız çizelgesi.....	63
Çizelge 6.2.5 Mezardere Formasyonu ara hız çizelgesi.....	64
Çizelge 6.2.6 Ceylan Formasyonu ara hız çizelgesi.....	64
Çizelge 6.2.7 Soğucak Formasyonu ara hız çizelgesi	65
Çizelge 6.2.8 Hamitabat Formasyonu ara hız çizelgesi	65
Çizelge 6.2.9 Metamorfik temel ara hız çizelgesi.....	66
Çizelge 6.3.10 Bazı Kayaçlara Ait Yoğunluk çizelgesi (Telford vd., 1990 sadeleştirerek alınmıştır.).....	67

SİMGELER DİZİNİ

cm	Santimetre
m	Metre
km	kilometre
d	Mesafe
sn	Saniye
f	Fonksiyon
γ	Gravite sabiti
gr	gram
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
mGal	Miligal
nT	Nano Tesla
OWT	One-Way Time (Tek Yönlü Ulaşım Zamanı)
ρ	Yoğunluk (gr/cm^3)
RMS	Root Mean Square (En Küçük Kareler Hızı)
V_{ARA}	Ara hız (m/sn)
X_{min}	X Koordinatı minumum değeri
X_{max}	X Koordinatı maksimum değeri
Y_{min}	Y Koordinatı minumum değeri
Y_{max}	Y Koordinatı maksimum değeri
TTI	Transit Time İnterval
TWT	Two –way Time (Gidiş-Geliş Zamanı)
Sp	Shot point
2.5-B	İki Buçuk Boyutlu
3-B	Üç Boyutlu
TPAO	Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
MTA	Maden Tetkik Arama Müdürlüğü

1.GİRİŞ

Trakya Havzası, batıdan Yunanistan, Bulgaristan ve Rodop Masifi, kuzeyden Istranca Masifi, Bulgaristan ve Karadeniz, doğudan Marmara Denizi'nin bir bölümü ve İstanbul Paleozoyiği, güneyden Marmara Denizi, Saroz Körfezi ve Ege Denizi'nin kuzey bölümü ile sınırlanmıştır.

Bu saha Edirne, Kırklareli ve Tekirdağ illerinin tamamı ile İstanbul, Çanakkale illerinin bir kısmını içine alır. Trakya Bölgesi'nin kuzey kısmında yer alan Istranca Masifi, hemen batısındaki Rodop Masifi ile doğusundaki İstanbul Paleozoyiği arasında bir geçiş zonu oluşturmaktadır. Kuzeyde Istranca Masifine ait metamorfik kayalar yüzeylenirken, güneyinde ise Ergene Havzası'na ait Tersiyer-Kuvaterner yaş aralığında çökelmiş kırıntılı birimler bulunur.

Istranca Masifi içerisinde metamorfik serileri kesen plütonik kayaların varlığı, bölgede metalik ve endüstriyel hammadde açısından maden çeşitliği yaratmıştır. Ergene Tersiyer Havzası'nda ise daha çok hammadde ve hidrokarbon potansiyeli mevcuttur. Hidrokarbon potansiyeli bakımından ilgi çeken havzalardan biri olması nedeni ile birçok araştırmacı tarafından jeolojik ve jeofizik metotlarla incelenen havzanın sedimanter kalınlığı ortaya konulmaya çalışılmıştır (Siyako ve Huvaz, 2006).

Havzadaki hidrokarbon potansiyelinin gelişimi ilk olarak 1950'li yılların başlarında Türkiye Petrolleri (TPOA), Shell ve Amerikan Gulf ve Tennessee petrol şirketleri tarafından araştırılmıştır. 1947'nin sonlarında, çeşitli petrol şirketleri tarafından yaklaşık 245 araştırma ve petrol kuyusu açılmıştır. İki küçük petrol sahası (Deveçatağı ve Kuzey Osmancık) ve bir dizi gaz alanları (örneğin Hamitabat, Karacaoğlan, Umurca, Kandamış ve Hayrabolu) keşfedilmiştir. Kazanılabilir gaz rezervuarı yaklaşık 1 trilyon scuft (TSCF)'ken havzanın bariz petrol rezervuarı toplamda yaklaşık olarak 14 milyon varildir (MM brls) (Coşkun, 2000).

Bu tezde, Trakya Havzası'na ait potansiyel alan verilerinin (gravite ve manyetik alan verisi), hidrokarbon arama amaçlı bölgede açılmış kuyu verilerinin ve sismik yansıma verilerinin çeşitli jeofizik metotlarla değerlendirilip elde edilen bilgilerin, yüzey jeolojisi ile ilişkilendirilerek bölgenin yapısal özelliklerinin açığa çıkarılması amaçlanmıştır. Ayrıca bu tezde bölgenin derin yapısının araştırılması amaçlanmış ve bölgedeki kuyulardan hız verileri elde edilerek bölgedeki jeolojik birimlerin yoğunluk farkları elde edilmiştir. Bu yoğunluk bilgisi ışığında gravite verisinden üç boyutlu ve iki boyutlu modeller oluşturulmuştur.

Sismik kesitlerden havza yapısı belirlenmiş ve 2.5-B'lu modellerle karşılaştırılmıştır. 3-B'lu modelden havzanın sediman kalınlığına ait bilgi açık bir şekilde elde edilmiş ve havzanın en derin yeri tespit edilmiştir. Gravite verisinde uygulanan yukarı uzanım yöntemiyle derinlik ve rejyonel 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.

Bölgede sedimanter havza olarak tanımlanan sınırlarda belirgin manyetik özellik gösteren birimlere rastlanmamıştır. Bunun dışında manyetik özellik gösteren volkanik, plütonik yapılara daha çok bölgenin kuzeybatı kesiminde, Istranca Masifi'nin bulunduğu bölgede ve güney sınırında rastlanmıştır. Istranca Masifi'nde manyetik anomaliye neden olan birimlerin masifte yer alan metalik maden karmaşıkları olduğu düşünülmektedir.

2.ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1 Jeolojik Çalışmalar

Bugüne kadar Trakya Havzası'nı konu alan ve bölgenin petrol, doğalgaz ve kömür potansiyelini ortaya çıkarmayı amaçlayan stratigrafik, tektonik ve kapsamlı birçok jeolojik çalışma yapılmıştır.

Gökçen (1974), çalışmasında Keşan civarında Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı çökellerin sedimantolojisini araştırmış ve civardaki istiflerin türbiditik bir oluşum, kaynak alanlarının da Rodop Masifi olduğunu belirlemiştir.

Taner ve Çağatay (1983), Istranca Masifi'nin genellikle gnayslardan oluştuğunu, bunların üzerinde uyumsuz olarak yaşlı şistler, kireçtaşı ve kumtaşından oluşan metamorfik tortul örtü bulunduğunu vurgulamışlardır. Ayrıca Istranca Masifi'ndeki skarn zonlarında az oranda pirit, çok az kalkopirit hidrotermal kuvars damarlarında eser molibdenit, daha önemli skarn zonlarında manyetit, kalkopirit, bornit, pirit, pirotin, malakit, azurit gibi mineraller bulunduğunu belirtmişlerdir.

Üşümezsoy (1990), Istranca orojenik kuşaklarında bazalt-riyolit bileşimli rift volkanizması ile ilişkili olarak tabaka şekilli masif sülfid yatakları Kimmeriyen çanağının açılımı sürecinde oluştuğunu belirtmiştir.

Turgut vd. (1991), Trakya havzasındaki sedimantasyonun Orta Eosen'den başlayıp güneybatıdan kuzey ve kuzeybatıya doğru gelişen bir çökme etkisiyle oluştuğunu vurgulamışlardır.

Ercan (1992), Trakya yarımadasında yüzlekler veren Üst Eosen'den başlayarak çeşitli evrelerle Pliosen sonuna kadar devam eden Senozoyik volkanitlerle jeokimyasal çalışmalar yapmış ve volkanizmanın bölgesel yayılımını araştırmıştır. Sonuç olarak Senozoyik volkanizmasının Orta Eosen'de oluşmaya başlamış çarpışma türü bir volkanizma olduğunu belirtmiştir.

Trakya Bölgesi, Istranca Bölgesi masifini Yurtsever vd. (1994), çalışmış olup, bu çalışmaya göre bölgedeki en yaşlı kaya birimlerinin gnays, amfibolit, granat şist ve kalkıştlerden oluşan Yassıgeçit metamorfikleri ve Hamzabeyli graniti olduğu sonucuna varmışlardır.

Ercan vd. (1995), Trakya Havzası içinde yer alan birimlerin Orta Eosen ve daha genç sedimanlar olduğunu ve havza oluşum başlangıcının bir devir önceye dayandığını bildirmişlerdir.

Trakya volkanitlerinde ayrıntılı jeokimyasal çalışmalar yapan Polat ve Yılmaz (1997), Eosen ve Oligosen yaşlı andezitik volkanitlerin yitimle ilişkili subkontinental litosferik manto kökenli, Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltların ise astenosferik manto kökenli olduklarını belirtmişlerdir. Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltlar, Orta Miyosen'den sonra bölgede yeni bir tektonik rejimin etkin olması ve bir gerilme sistemi oluşması sonucu manto yükselmesiyle meydana gelmesi gerektiğini belirtmişlerdir.

Sakıncı ve Yaltırak (1997), Orta-Geç Pleyistosen'de Güney Trakya sahillerinin inceledikleri çalışmalarında, Trakya sahillerinin bugünkü çizgisinden daha içeride bir çizgiye çekilmesine neden olan bir transgresyonun etkisi altında kaldığını bu transgresyon sonucu oluşan sahil çizgisinde, bolluk zonu ve kıyı çökelleri depolandığını belirtmişlerdir. Farklı paleo çökelim alanlarında depolanan birimlerin; bu dönem ve sonrasında, bir taraftan tektonik olaylarla yükselirken diğer taraftan da regresif karakter kazanarak, tekrar denize taşınmaya başladığını ifade etmişlerdir. Bölgede bu çökelleri yer yer örten, Holosen yaşlı genç depoların da bugünkü deniz seviyesinden yükselmiş olmasını, bölgede sıkışma kontrollü tektonik rejimin varlığıyla açıklamışlardır.

Ercan vd. (1998), Trakya'da daha önceki bazı araştırmacılar tarafından arazi gözlemleri ile Pliyokuvaterner yaşlı oldukları öne sürülen alkali bazaltlardan örnekler alınarak bunların aslında Üst Miyosen yaşlı olduklarını ortaya çıkarmışlardır. Ayrıca Trakya'da bugüne kadar gözlenemeyen Miyosen yaşlı subvolkanik nitelikteki kayaçların varlığını da saptamışlardır.

Sonel ve Büyükutku (1998), Trakya Bölgesi çalışmaları sırasında kuyulardan alınan sonik loglar ile karot ve kırıntı numuneleri incelemeleri sonucunda Değirmencik ve Yeniköy Formasyonlarının hazne kaya özelliğinde olduklarını belirlemişlerdir. Trakya Havzası kuzeyinde Değirmencik ve Yeniköy Formasyonu kumtaşlarında sedimanter petrografik incelemelerde karbonat ve feldispat erimeleri ve basınç çözünmeleri sonucunda ikincil gözenek alanlarının geliştiği ve buna bağlı olarak diyajenetik kapan oluşumları beklediklerini vurgulamışlardır.

Esenli (1999), çalışmasında Tekirdağ bölgesinde Hacıköy, Osmanlı, Muratlı, Balabanlı yörelerindeki bazaltik volkanitlerin ve onların bazı yüzeylenmelerinde saptanan peridotit ksenolitlerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal verileri incelemiştir. Tekirdağ ksenolit örneklerinde granat ve plajiyoklaz bulunmadığı sonucuna varmıştır.

Coşkun (2000), Trakya Bölgesi'nin kuzey batı hidrokarbon potansiyeline KAF (Kuzey Anadolu Fayı) ve Istranca Masifinin etkilerini incelemiş ve petrol oluşumu ile göçünün Oligosen-Miyosen sırasında iki farklı çökme havzasında geliştiğini yaptığı çalışmada belirtmiştir. Çalışma sonucunda, havzada iki olgunlaşma zonunun varlığı tespit edilmiştir. Bunlar Geç Eosen Kuleli-Babaeski yükselimi ile ayrılmıştır. Bu zonlarda gaz oluşumu, Istranca ve Rodop masiflerinin tektonik aktivitelerinden ve NAF fay sisteminin KB-GD yönlü fay sisteminden ve hızlı çökmesiyle ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Erol (2003), yaptığı çalışmasında Güneybatı Trakya'da lokal ölçekte, küçük bir alanda yüzeylenen Yeniköy Karışığı'na ait yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizminin mineralojik petrografik özelliklerini tespit etmiş ve kayaçların metamorfizma evrimlerini belirleyerek, önemini ortaya koymuştur. Ayrıca buradan yola çıkarak, Trakya'nın ve yakın çevresinin metamorfik gelişimine ışık tutmayı da amaçlamıştır. Çalışmaları sonucunda alandaki metamorfik kayaçlar, Rodop-Pontid Kıtası'nı Sakarya Kıtası'ndan ayıran ve Neo-Tetis Okyanusu'nun bir parçası olan, Okyanus kabuğunun, kıtasal kabuk altına dalması ile okyanusal kabuk malzemesinin dalma-batma zonunda yitimi sonucu gelişen yüksek basınç/düşük sıcaklık ve sonradan etkili olan orta basınç/orta sıcaklık metamorfizmaları sonucu oluştuğunu ortaya koymuştur.

Atalay (2002), Trakya havzasında çok geniş yüzlekler veren ve ekonomik damarları kapsayan Oligosen yaşlı Danişmen Formasyonu ile Geç Oligosen Erken Miyosen yaşlı Ağaçlı Formasyonu'nun stratigrafik konumu, geometrisi ve çökme modellerini ortaya koymak, kömürün çökmesine elverişli ortamları belirleyebilmek için yaptığı çalışmasında linyitli Danişmen ve Ağaçlı Formasyonlarının stratigrafik konumları, çökme ortamlarını oluşturan temel fasiyesler, bunların oluşturdukları bu özellikler, bu fasiyeslerin oluşturduğu çökme ortamı ve özelliklerini vermeye çalışmıştır. Bu çalışma kapsamında linyitli formasyonlarda sedimantoloji çalışması yapmıştır. Tane boyu, çökel yapılar, organik kalıntılar ve geometri gibi parametrelere dayanarak 10 adet fasiyes ayırtlanmıştır. Fasiyeslerin düşey değişimlerini gösteren ölçülü sedimantoloji kesitleri yapılmış, bu kesitlerde fasiyeslerin yanal ve düşey yöndeki ilişkileri dikkate alınarak ortamsal yorumlar yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar paleortam ve güncel ortam modelleriyle karşılaştırılmıştır.

2.2 Jeofizik Çalışmalar

Turgut vd. (1983), bölgede daha önce açılan kuyu verileri ve sismik kesitlerden yararlanarak Trakya Havzası'nın jeolojisi ve hidrokarbon potansiyeline yönelik çalışmalar yapmışlardır.

Perinçek (1987), Trakya'da daha önceden bilinmeyen bir yanal atımlı fay sisteminin olduğunu belirlemiştir.

Perinçek (1991), sismik yansıma verileri ve kuyu verilerinden yola çıkarak Trakya havzasında iki büyük fay zonundan bahsetmiş ve sediman kalınlığını yaklaşık olarak 9 km olarak göstermiş ve ayrıca Trakya Havzası sedimantasyonun orta Eosen'den başlayan çökelpmenin etkisiyle oluştuğunu tanımlamıştır.

Burkan (1995), 52 adet kuyu logu incelemiş farklı 11 tuf düzeyindeki örnekleri değerlendirerek bugünkü genç Neojen örtü altında çok yaygın bir şekilde, özellikle Çorlu-Edirne hattı boyunca 450 m kalınlıkta bir tuf düzeyi belirlemiştir. Tüflerin riyolit, riyodasit ve dasit türlerinde olduğunu ve yer yer zeolitleşme gösterdiğini tespit etmiştir.

Büyükutku ve Sonel (1998), sismik kesitlerden yararlanarak Trakya Havzası'nda bulunan yanal atımlı fayların saptanmasının bu faylarda bulunan kapanların petrol aramaları açısından önemini vurgulamışlardır.

Çağlar (1999), Trakya havzasında K-G doğrultusunda havzanın ortasında manyetotellürik ölçümler yapmış ve bölgede bulunan kuyulardan sıcaklık değerlerini de göz önünde bulundurarak Trakya Havzası'nın altında kalan bölümün sıcak değerlerinin düşük olduğunu belirtmiştir. Ayrıca elde ettiği ölçümlerden yola çıkarak Trakya Havzası'nın ortasında kabuk kalınlığının 28–32 km civarında olduğunu vurgulamıştır.

Bayrak vd. (2004), Trakya Havzası ve Istranca Masifi boyunca 9 istasyonda 80 km boyunca manyetotellürik ölçümler yapmışlardır. Yaptıkları ölçüm sonuçlarına göre iki boyutlu ters çözüm tekniği ile verileri modellemişlerdir. Istranca Masifi'nde çok yüksek öz direnç (>2000 ohm m) değerlerinin 2.5 km'den 35 km derinliğine kadar yayılım göstermekte olduğunu belirtmişlerdir. Trakya havzasındaki sedimanter genişliğinin 63 km ve sedimanter kalınlığının 8 km civarında olduğunu belirtmişlerdir.

Şenel (2005), yaptığı çalışmasında gravite verilerinden yola çıkarak havzada normal faylanma karakterli bir anomali tespit etmiştir. Ayrıca yaptığı gravimetrik haritanın yorumunda Trakya Havzası'nın iki belirgin derinlik seviyesine sahip alan görünümlü olduğunu, havzanın en derin bölgesinin Malkara-Hayrabolu arasına denk geldiğini, Pınarhisar-Vize doğrultusunda uzandığını yorumlamıştır. Havzanın doğuda Saray-Çatalca-Çorlu arasında kalan bölgesinin ise daha sığ bir taban topoğrafyasına sahip olduğunu bu çalışması ile tespit etmiştir.

Bayrak vd. (2006), Trakya Bölgesi'nde 40 istasyonda manyetotellürik ölçümler yapmışlar ve bu ölçümlerden sonra yaptıkları değerlendirmeler sonucunda Trakya havzasının kuzeydoğu kesiminin güneybatıya göre daha karmaşık olduğunu belirtmişlerdir. Istranca Masifi sınırındaki normal fayların Trakya Havzası'na paralel olduğunu ve havzanın güneybatısında Saroz Körfezi'ne doğru geniş yapısal yükselimler olduğunu vurgulamışlardır

Huvaz vd. (2007), Trakya havzasında 70 kuyudan alınan ölçüm sonuçlarına göre termal gradient verilerinin, 26 ile 43 °C/km arasında değiştiğini tespit etmişlerdir. Bu sonuçlardan havzanın kenar etkileri, üst kabuk kalınlığı ve havza ısı akısı, stratigrafik sütunla birlikte değişen termal iletkenlik, geçici ısı akısı etkileri ve yapısal özelliklerin etkileri hakkında yorumlar yapmışlardır.

Gürer ve Bayrak (2007) Trakya Bölgesi'nde ve Batı Anadolu'da yaptıkları kabuk yapısı çalışmalarında, elektrik özdirenç ve deprem olayları arasındaki ilişkiyi sunmuşlardır. Bu ilişki Batı Anadolu'da 1990-2000 yılları arası dönemde gerçekleşen kabuk depremler ve manyetotellürik özdirenç modelleriyle incelenmiştir. Büyük kabuk depremleri çoğu üst kabukta en yüksek elektrik direnci alanları etrafında bulunmasına rağmen Kuzey Anadolu genişlemeli iletken alt kabuğunun bazı bölgelerinde seyrek küçük depremler gözlemişlerdir. Kuzey Anadolu'da ve Trakya Bölgesi'nde meydana gelen depremler için mekanik olarak yeterli gerilimin biriktiği kayaçların yüksek özdirençli olduğunu göstermişlerdir. Fakat son zamanlarda yapılan bazı çalışmalarda depremlerin varlığının yalnızca mekanik süreçlere bağlı olmadığını sıvı varoluşuyla da yakından ilgili olduğunu ortaya çıkarmışlardır. Bu çalışmalarında Kuzey Anadolu ve Trakya'da dirençli üst kabuk ve iletken alt kabuk arasındaki sınır ile sismik kesme derinliği arasında iyi korelasyon gösterilmiştir. Sonuç olarak da MT çalışmasında kalınlığı değişen kabuğun iki alt zonu, ilki dirençli üst kabuk, ikincisi ise iletken alt kabuk olarak göstermişlerdir.

Dirençli kabuğun ise yüksek sismik etkinlik üretmek için Batı Anadolu'da ve Trakya Bölgesi'nde mekanik olarak yeterince güçlü olduğunu, iletken alt kabuktaki sıvı akışının ise sayısız küçük depremleri tetikleyerek büyük depremlerin oluşmasını sağladığını savunmaktadırlar.

Özmen vd. (2005), 2 boyutlu Gabor filtresi yöntemini jeofizik yöntemlerden Gravite ve manyetik verileri kullanılarak yapı sınırlarının saptanmasında uygulamışlardır. Gabor filtresi Trakya ve Marmara Bölgesi'ndeki gravite ve manyetik anomali haritalarına uygulanmış ve bu bölgedeki fay hatları ortaya çıkartılmıştır. Yapılan çalışmada manyetik anomali haritasının Gabor filtresi çıkışında TEFZ ve KAF zonları görülmesine rağmen gravite çıkışında olduğu kadar net olmadığı vurgulanmıştır.

3. TRAKYA HAVZASI'NIN JEOLJİSİ

3.1 Yüzey Jeolojisi

Jeolojik olarak, Trakya Havzası kuzeyinde Istranca, batısında Rodop, güneyinde Menderes Masifleri ve doğusunda İstanbul Paleozoyiği ile çevrilmiş Tersiyer yaşlı, üçgen şekilli bir havzadır (Şekil 3.1.1) (Çağlayan, 1996).

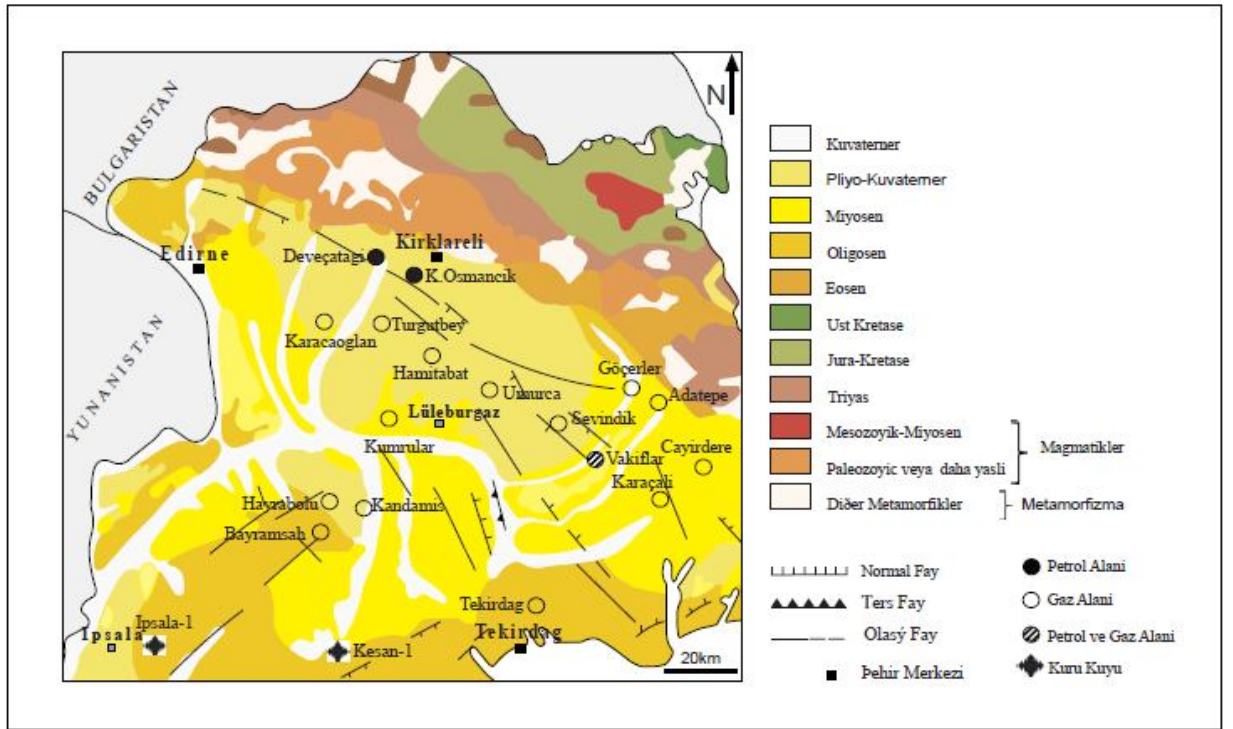
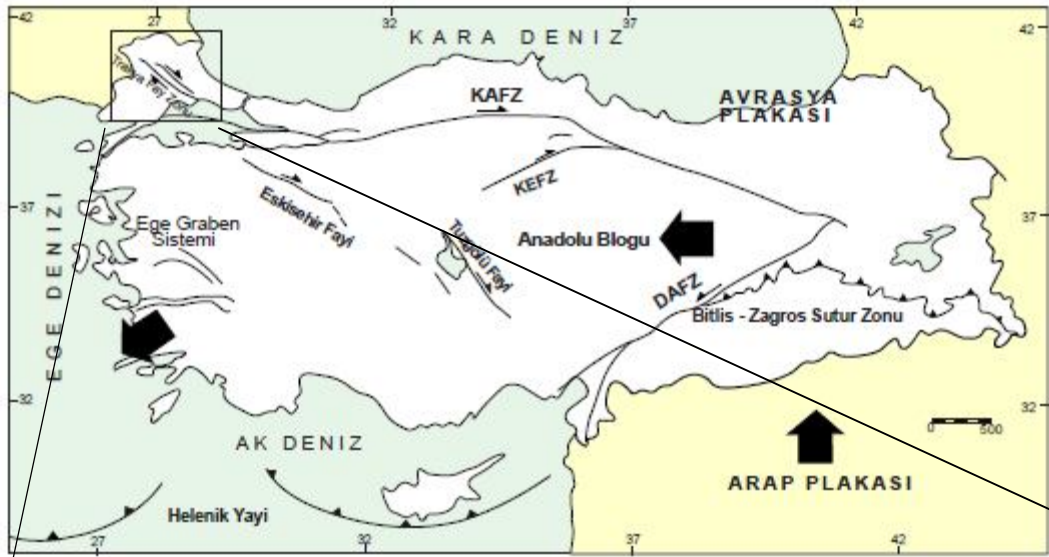
Görür ve Okay (1996), Trakya Havzası için bir yay önü havza yapısında olduğu görüşünü bildirmişlerdir. Fakat kuyu, sismik ve gravimetrik veriler Trakya Havzası'nın tıpkı Tuz Gölü, Çankırı, Çorum, Sivas ve Erzurum havzaları gibi Istranca ve Rodop Masifleriyle çevrelenen bir havza yapısında olduğunu göstermektedir.

Trakya bir bütün olarak ele alınacak olursa, kuzeydoğusunda Istranca Masifi'ni oluşturan metamorfitler temeli oluşturur. Masifin hemen güneyinde kalınlığı fazla olmayan Tersiyer çökelleri yer alır. Trakya'nın güneybatısında ise kalınlığı 8000 m'yi aşan Tersiyer çökelleri yer alır. Bu yörede Eosen-Miyosen kaya türlerinin ilişkileri ve tüm fasiyesleri izlenmektedir. İç bölümlerde ise (Ergene Havzası) tamamen genç çökeller ile yüzeylenmektedir (Turgut vd., 1983).

Trakya'nın güney batısında yer alan alanda ise yüzeylenen en eski birim, ofiyolitli karışıktır. Aynı zamanda bu birim, yöredeki Tersiyer havzasının temelini oluşturmaktadır. Ofiyolitli karışık; serpantin, fillit, diyorit, metadolerit, metaçört, glokofan şist, split, kireçtaşı, porfirik altere dasit, grafit şist gibi farklı ortamları temsil eden kaya türlerinden oluşmaktadır (Şentürk ve Okay, 1984).

Orta Eosen de (50 milyon yıl önce), güney-güneybatı yönünden kuzey-kuzeybatı yönünde gelişen ve tüm bölgeyi etkisi altına alan transgresyon ile başlayan ve uyumsuz olarak Palaeozoik-Mesozoik yaşlı (250-600 milyon yıl önce) magmatik ve metamorfik kayalardan oluşan Istranca ve Rodop Masifleri üstüne gelen çökelme evresi Üst Eosen sonuna kadar devam etmiştir.

Bu dönemde havzanın derin ve çukur kesimlerinde genellikle türbiditik kumtaşları ve bunlarla ardışıklı şeylerden oluşan Gaziköy Formasyonu ve Keşan Grubu, sıg kesimlerinde ise taban klastikleri, çakıltası ve yer yer kumtaşları, resifal kireçtaşları ve marnlar çökelmişlerdir. Üst Eosen'de havzanın derinleşmesi devam etmiş ve transgresyonun etkisiyle Keşan Grubu türbiditikleri çökelirken tektonizma ile oluşan faylar boyunca faaliyete geçen volkanizma nedeniyle volkanik kayalar çeşitli ara katmanlar oluşturmuşlardır.



Şekil 3.1.1 Trakya Havzası'nın jeoloji haritası (MTA 1:2 000 000 ölçekli haritadan çizilmiştir.)

Keşan Grubu, Orta ve Kuzey Trakya'da yanal ve düşey geçişli olarak çeşitli birimlere ayrılmıştır. Bu birimler; transgressif denizin ilk ürünü olan çakıltası ve kumtaşlarından oluşan Koyunbaba Formasyonu, Trakya Havzası'nda yüzeyde görülmeyen ve sadece kuyularda kesilen derin deniz türbiditleri ile temsil edilen şeyl arabantlı kumtaşlarından oluşan Hamitabat Formasyonudur. Sığ denizel ortamda çökelmiş resifal kireçtaşı fasiyesleriyle temsil edilen Soğucak Formasyonu, sığ-derin denizel ve yer yer havzanın bazı bölümlerinde volkanik malzeme katkılı marn ve şeyllerden oluşan Ceylan Formasyonudur.

Oligosenden itibaren (38 milyon yıl önce) havza genelinde görülen sığlaşma etkisiyle prodelta, delta, göl ve bataklık ürünü birimler çökelmişlerdir. Yeni Muhacir Grubu olarak adlandırılan birimler; altta çakıltası - kumtaşı olarak başlayan ve üstte oolitli kireçtaşları olarak sahil yakını lagün ortamda çökelen Pınarhisar Formasyonu, prodelta şeyllerin hakim olduğu Mezardere Formasyonu, deltaik kumtaşı ve şeyllerden oluşan Osmancık Formasyonu, delta düzlüğü ve gölsel ortamda çökelen tuf ve kömür katkılı şeyllerden oluşan Danişmen Formasyonu Oligosen döneminin regresif istifini oluşturlar.

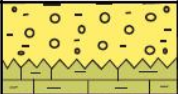
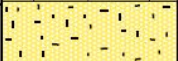
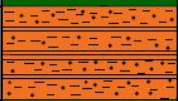
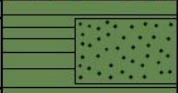
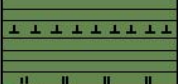
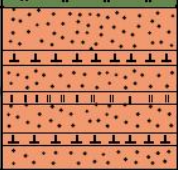
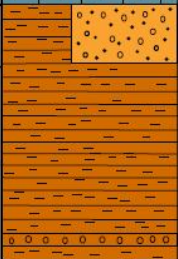
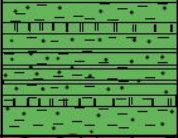
Oligosen Sonu-Alt Miyosen başlarında (25 milyon yıl önce) havzada genel bir yükselme olmuş ve istifin büyük bir kısmı aşınmıştır. Orta Miyosen başlarında görülen tektonizma nedeniyle havzanın kenarlarında yoğun kırılma ve kıvrımlanmalar oluşmuştur. Alt-Orta Miyosen'de havzanın güneybatısındaki Hisarlıdağ volkanizması etkili olmuştur. Üst Miyosen istifi olarak güneyde Enez-Şarköy civarında karasal klastik, gölsel ve sığ deniz ortam ürünü olan Gazhanedere ve Kirazlı Formasyonları karasal, gölsel ve acı su ortam ürünü olan Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy Formasyonları çökelmiştir. Bu yörelerde çökeltme devam ederken havzanın orta ve batısında yükselme ve aşınma devam etmiştir. Pliyosen de (2.5 milyon yıl önce), bölgedeki tüm yaşlı birimler karasal çakıltası, kumtaşı ve kumtaşlarından oluşan Ergene Grubu tarafından örtülmüştür.

3.2 Genel Stratigrafi

Trakya Havzası, Tersiyer dolgusu Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşı denizel ve lagüner serilerden oluşmuştur. Trakya ve çevresinde farklı bölgelerde farklı temel kayaları üzerinde bulunan ve aşınmayla ortaya çıkan Tersiyer birimlerinin tabanında, havza ortalarında, Tersiyer öncesi sedimanter birimlerin olup olmadığı ve sedimantasyonun nasıl başladığı tam olarak bilinmemektedir. Trakya Havzası'nda Alt Eosen sonlarında başlayan sedimantasyon, güneybatıdan kuzey ve kuzeydoğuya doğru gelişen bir çökelim etkisiyle oluşmuştur (Turgut vd., 1991). Muratlı yakınlarındaki Tersiyer istifinin kalınlığının 9000 metreye kadar ulaştığı tahmin edilmektedir (Turgut vd., 1991; Siyako, 2005, 2006).

Bu bölgedeki havza gelişimi ve stratigrafisine, güneydeki mostralardan edinilen bilgiler ile jeofizik ve kuyu verileriyle bir yaklaşım yapmak mümkündür. Buna göre, genellikle klastiklerin çökelediği Trakya Tersiyer Havzası, bazı kesimlerde sedimantasyonun kısmen devamlı olduğu bazı kesimlerde ise zaman zaman kesikliklerin ve aşınma evrelerinin görüldüğü, oldukça hızlı çöken ve çöktükçe dolan bir havza görünümündedir. Muhtemelen Erken Eosen'de başlayan sedimantasyon, kesiklikler ve aşınmalar göz ardı edilirse, yakın zamana kadar devam etmiştir. Erken-Orta Eosen zaman aralığında, havza genelinde, karasal ve denizel ortamlarda çökelen çeşitli birimlerin birbirleriyle yanal ve düşey yönde geçişli olduğu anlaşılmaktadır (Siyako, 2005, 2006).

Geç Eosen'de Keşan Grubu, Ceylan Formasyonu çökelmiş olup, aralarında litolojik farklılıkları bulunmakla birlikte, her iki birim de denizel ortamda çökelmiş türbiditlerden oluşmaktadır. Geç Eosen sonu-Erken Oligosen başlarında ortamın sığlaşmasıyla, Yenimuhacir Grubu olarak adlandırılan delta sistemi gelişmeye başlamıştır (Siyako, 2005, 2006). Erken Miyosen'e kadar bu sisteme bağlı olarak Mezardere, Osmancık ve Danişmen Formasyonları çökelmiştir. Bu evrenin sonunda, bölge tümüyle dolarak ve yükselerek kara haline gelmiş ve bir aşınma fazından sonra Miyosen-Pliyosen yaşı birimlerin sedimantasyonu başlamıştır. Şekil 3.2.1'de Trakya Havzası'nın genel stratigrafik dikme kesiti sunulmaktadır. Ayrıca Şekil 3.2.2' de Trakya Havzasına ait bir çökel modeli gösterilmektedir.

YAS	GRUP/ FORMASYON		KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	ACIKLAMALAR
PLİYOSEN	ERGENE GRUP	ALCİTEPE FM	50-60		Çakiltasi, kumtasi, kiltasi
		KIRAZLI FM	100-200		Kireçtasi, kiltasi
		GAZHANE DERE FM	100-300		Kumtasi, seyl, silttasi
MIYOSEN	YENİ MUHACİR GRUBU	DANİSMEN FM	300-600		Çakiltasi, silttasi, kumtasi
OLİGOSEN		OSMANCIK FM	300-500		Seyl, silttasi, kumtasi, kömür
		MEZARDERE FM TESLİMKÖY FM	100 300		Kumtasi, silttasi, seyl
			500-1200		Kumtasi
ORTA-GEÇ EOSEN	KESAN GRUBU	CEYLAN FM	400-1000		Seyl, silttasi, tuf
		SOGUCAK FM	50-300		Seyl, kumtasi, marn, tuf
		HAMİTABAT FM KOYUNBABA FM	50 150		Kireçtasi, killi kireçtasi
			50-1000		Çakiltasi, kumtasi
		GAZİKÖY FM	600-1000		Kumtasi, seyl, silttasi
PALEOZOYİK MESOZOYİK	TEMEL	?		Seyl, silttasi, kumtasi	
					Granit, riyolit, mikasist

Şekil 3.2.1 Trakya Havzası'nın genel stratigrafik dikme kesiti (Çınar ve Dölek, 1995)

3.2.1 Ergene Grubu

Ergene Grubu, Trakya Havzası'nda ve Gelibolu Yarımadası'nda ayrı ayrı gelişim gösterir. Trakya Havzası'nda Ergene Grubu; beyaz, sarımsı beyaz, kirli sarı renkli, iyi gözenekli, orta-iyi boylanmalı, tane boyu alttan üste doğru incelen, aşınma tabanlı, çapraz katmanlı, gevşek tutturulmuş, çakıl-kum üzerinde yeşil renkli kil, çakıl ve kil içerikli kırmızı renkli çamurtaşı ve az tutturulmuş miltaşından ve çakıl mercekli, gevşek tutturulmuş kumlardan oluşur.

De Boer (1954) tarafından adlandırılmıştır. Danışmen Formasyonu üzerine uyumsuzlukla gelir. Çapraz katmanlı kum ve çakıl seviyeleri arasında kil mercekleri sınırlı yayılım sunar. Çapraz katmanlı çakıl ve kum, kanal çökelleri, silt ve killeri ise taşkın ovası çökelleri olarak yorumlanabilir. Birime fosil içeriğine göre "Üst Miyosen-Pliyosen" yaşı verilmiştir (Umut vd., 1984).

Alçıtepe Formasyonu

Birim ilk kez Sfondrini (1961) tarafından Gelibolu Yarımadası Alçıtepe Köyü'nden tanımlanmıştır. Egemen litoloji görsel kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları; gri, beyaz renkli, sertçe, bol erime boşluklu, yer yer bol fosilli, düzgün katmanlı ve oldukça gözenekli ve geçirimlidir. Kirazlı Formasyonu ile alt dokanağı yatay ve düşey geçişlidir. Ölçülen kalınlık 60 ile 100 m arasındadır. Birim içerisinde yaş verebilecek bir fauna topluluğu yoktur. Ancak, Kirazlı Formasyonu ile uyumlu olması ve üzerine gelen Pliyosen yaşlı tortullar nedeniyle yaşı Geç Miyosen olarak belirlenmiştir.

Kirazlı Formasyonu

İlk kez Saltık (1974) tarafından tanımlanmıştır. Birimin genel litolojisini kumtaşları oluşturur. Kumtaşları; açık sarı-sarımsı gri, gevşek tutturulmuş, dağınık, ince orta taneli, çok iyi boylanmalı, yer yer çapraz katmanlıdır. Kumtaşları arasında, çok ince şeyl bantları vardır ve bunlarda az miktarda kömür katkıları gözlenir.

Birimin alt dokanağı, Gazhanedere Formasyonu ve üzerine gelen Alçıtepe Formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir. Kalınlığı 400-600 m arasında ölçülmüştür. Birim içerisinde alınan fosil topluluklarına dayanılarak yaşı Geç Miyosen olarak belirlenmiştir. Birim, bölgede Geç Miyosen denizini temsil eden tek birimdir. Ege Denizi'nde birimin eşleniklerinden petrol üretilmektedir.

Gazhanedere Formasyonu

Birim ilk kez Saltık (1974) tarafından Gazhanedere Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Gazhanedere Formasyonu genel olarak iri kırıntılılar, kırmızımsı çamurtaşları, siltli seviyeler, yeşil-kırmızı killer yersel olarak da marn ve mikritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Birim içinde iyi yuvarlaklaşmış, yassı çakıllar da gözlenmiştir. Trakya bölgesinin farklı alanlarında görülen birime, Şarköy-Mürefte ve çevresinde gözlenen mostralarında Ünay ve Brujin (1984) yaptıkları çalışmada, Orta Miyosen yaşını vermişlerdir.

Birim içindeki iri kırıntılar çökme ortamının yüksek enerjili olduğunu göstermektedir. Birim içindeki kırmızı renkli kırıntılı malzemeler ile bu kırıntıların yuvarlaklaşmaları ve yassılaşmaları, karasal çökel ortam ürünü olabileceğini göstermektedir. Sakınc vd. (1999) görülen kömür damarları ve kil oranındaki artışın depolanma alanının geçici olarak bataklık koşullarının etkisinde kaldığına işaret ettiğini ifade etmişlerdir.

3.2.2 Yenimuhacir Grubu

Yenimuhacir Grubu'nu oluşturan formasyonlar, klasik bir delta sisteminde yanal ve düşey yönde birbirleriyle girik olan ve ayrı birimler olarak haritalanması gereken, sırasıyla delta ilerisi, delta önü ve delta düzlüğünde çökelen birimlerdir. Bu birimlerde delta ilerisi fasiyesini temsil eden Mezardere Formasyonu, altında bulunan Ceylan Formasyonu ve üstünde bulunan Osmancık Formasyonu ile dereceli geçişlidir. Genel litolojisini şeyl, marn ve tüfitler oluşturur. Tüfitler kılavuz seviyeler olarak ayrılabilen ve çok uzun mesafelerde takip edilebilmektedir. Birim içerisinde kumtaşı katkıları da sıkça gözlenir, bunların yoğun olduğu kesimler, Mezardere Formasyonu içerisinde Teslimköy Üyesi adı altında ayrı olarak haritalanmaktadır.

Danişmen Formasyonu

Danişmen Formasyonu, bu sistemdeki delta düzlüğü fasiyeslerini temsil etmektedir. Göl, bataklık, taşkın ovası ve akarsu ortamında gelişmiş yer yer ince lamine olan kilaşı ve şeyl, kumtaşı, çakilaşı ve kömürler birimi oluşturan asıl litolojilerdir. Seyrek olarak tüfit ve kireçtaşı seviyeleri de görülür. Kuyu verilerine göre Danişmen Formasyonu'nun kalınlığı 600-1000 metreye kadar çıkmaktadır. Ancak birim üstten aşındırılmış olduğu için ilk kalınlığı daha fazla olmalıdır (Siyako, 2005, 2006).

Sarı, kahve, gri renkli, orta-kalın ve belirgin katmanlanmalı, kumtaşı, silttaşı kilaşı aralanmasından oluşmaktadır. Kumtaşı, silttaşı, kilaşı katmanlarının yanal dağılımlarında belirgin bir değişme gözlenmez. Birim, linyit seviyelerinin yanında yer yer de tuf seviyeleri içerir. Birim, oransal olarak delta, delta düzlüğü çökelleri ürünü olarak yorumlanmış (De Boer, 1954), elde edilen fosiller ile de "Orta Oligosen" yaşı verilmiştir (Umut vd., 1983).

Osmancık Formasyonu

Yenimuhacir Grubu'nun orta seviyelerini oluşturmaktadır. Tabanda Mezardere, tavanda ise Danişmen Formasyonları ile uyumludur. Delta önü fasiyesindeki Osmancık Formasyonu, üste doğru giderek tane boyu irileşen ve sıklaşan bir istiftir ve asıl litolojisini kumtaşı ve şeyller oluşturmaktadır. Birim az miktarda çakilaşı, kavkı yığılması ve tüfit seviyeleri de içermektedir. Kuyularda ve mostrada çok seyrek olarak görülen linyit seviyelerinin dağılım ve kalınlıkları Danişmen Formasyonu linyitleri kadar geniş ve büyük değildir (Siyako, 2005, 2006).

Osmancık Formasyonu'nun mostradaki kalınlığı 800 metre kadardır (Temel ve Çiftçi, 2002). Kuzey ve doğu Trakya'da açılan kuyularda da yaklaşık aynı kalınlıkta kesilmektedir. Saha ve kuyu örneklerinden yapılan palinolojik çalışmalarla, birimin yaşının Erken-Geç Oligosen arasında değiştiği belirlenmiştir (Ediger ve Alişan, 1989).

Mezardere Formasyonu

Yenimuhacir Grubu'nun tabanını oluşturan birim Tekirdağ yöresinde Marmara Denizi boyunca ve Keşan civarında yayılım göstermekte ve kalınlığı 500-2000 metre arasında değişmektedir. Litolojik olarak yeşilimsi gri ve gri renkli şeyl, kumtaşı, silttaşı, marn ve tuf tabakalarından oluşur. Formasyon içinde baskın olarak şeyller yer almaktadır (Ünal, 1967; Kasar vd., 1983).

Birim havzanın kuzeyinde uyumlu olarak Keşan Grubu'nun Ceylan Formasyonu üzerinde yer alır. Tavanda ise Yenimuhacir Grubu'nun Osmancık Formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir. Formasyona Erenler (1985) tarafından erken Oligosen yaşı verilmiştir (Ediger ve Alişan, 1989).

3.2.3 Keşan Grubu

Keşan Grubunu oluşturan formasyonlar kanallı çakıltası, kumtaşı, killi, siltli, masif çamurtaşı ile temsil edilir. Ayrıca Ceylan Formasyonunda yerel olarak da ara düzeylerde tuf gözlenmektedir. Gökçen (1967) ve Kellog (1973) Korudağ ve dolaylarında yaptıkları çalışmalarda, birime adını vermişlerdir.

Keşan Grubu 400-1500 m arasında kalınlıklarda gözlenir. Keşan Grubu gerek altındaki, gerekse üstündeki birimlerle düşey yönde dereceli geçiş gösterdiği gibi, yanal yönde özellikle uzak mesafeler boyunca geçiş göstermektedir. Grubu oluşturan formasyonlar, Gelibolu Yarımadası, Işıklar Dağı ve Keşan çevresi, yüzeylenen örneklerinde saptanan nannoplanktonlara göre Eosen yaşındadır.

Ceylan Formasyonu

Keşan Grubu'nun en üst bölümünü oluşturmaktadır. Formasyon kalınlığı ve yayılımı havzanın merkezine doğru önemli değişiklikler göstermektedir. Kuzeyde 200 metre kalınlık havzanın merkezine doğru 2000 metreye ulaşmaktadır. Litolojik olarak koyu gri, yeşilimsi gri renklerde şeyl, silttaşı, killi kireçtaşı, marn bazı yerlerde ince taneli kumtaşı, tuf ve tüfitlerden meydana gelmiştir. Ceylan Formasyonu uyumlu olarak Gaziköy formasyonu üzerinde yer alır, tavanda ise yine uyumlu olarak Mezardere Formasyonu tarafından üzerlenir (Ünal, 1967; Kasar vd., 1983). Birime, Erenler (1985) tarafından Genç Eosen yaşı verilmiştir.

Soğucak Formasyonu

Soğucak adını ilk defa Holmes (1961), Kırklareli Formasyonu'nun bir üyesi olarak kullanmıştır. Ünal (1967), birimi formasyon aşamasına çıkartarak Soğucak kalkeri olarak adlandırmıştır. Kasar vd. (1983), Kasar (1987) ve Sümengen vd. (1987) ise Soğucak Formasyonu adlamasını benimsemişlerdir. Soğucak Formasyonu, altındaki Hamitabat Formasyonu ve Koyunbaba ile dereceli geçişlidir. Soğucak Formasyonu, Orta Eosen'de başlayan ve Oligosen başlarına kadar süren bir transgresyon sonucunda şelf ortamında depolanan resif-kıyı karmaşığı karbonatlarından kurulmuştur. Zaman aşamalı olarak ilerleyen transgresyon sürecinde (Orta Eosen-Oligosen) kıyı morfolojisi, hidroliği ve deniz seviyesi değişimleri farklı resif tipleri ile birlikte geniş bir kıyı karbonat kompleksinin bir arada depolanmasına yol açmıştır.

Hamitabat Formasyonu

Keşan Grubunun ilk formasyonudur. Bu formasyon Eosen yaşında olup çeşitli araştırmacılar tarafından Üst Eosen-Alt Oligosen yaşında olduğu tespit edilmiştir (Holmes 1961). Kalınlığı 500-2000 metre arasında değişir. 300-500 metre kalınlıkta, açık gri renkli, orta taneli kumtaşı ve koyu gri-siyah renkli şeyl aralanmasından oluşmaktadır. Havzanın kuzeybatı ve kuzeye doğru olan kesiminde geniş yayılım gösterir.

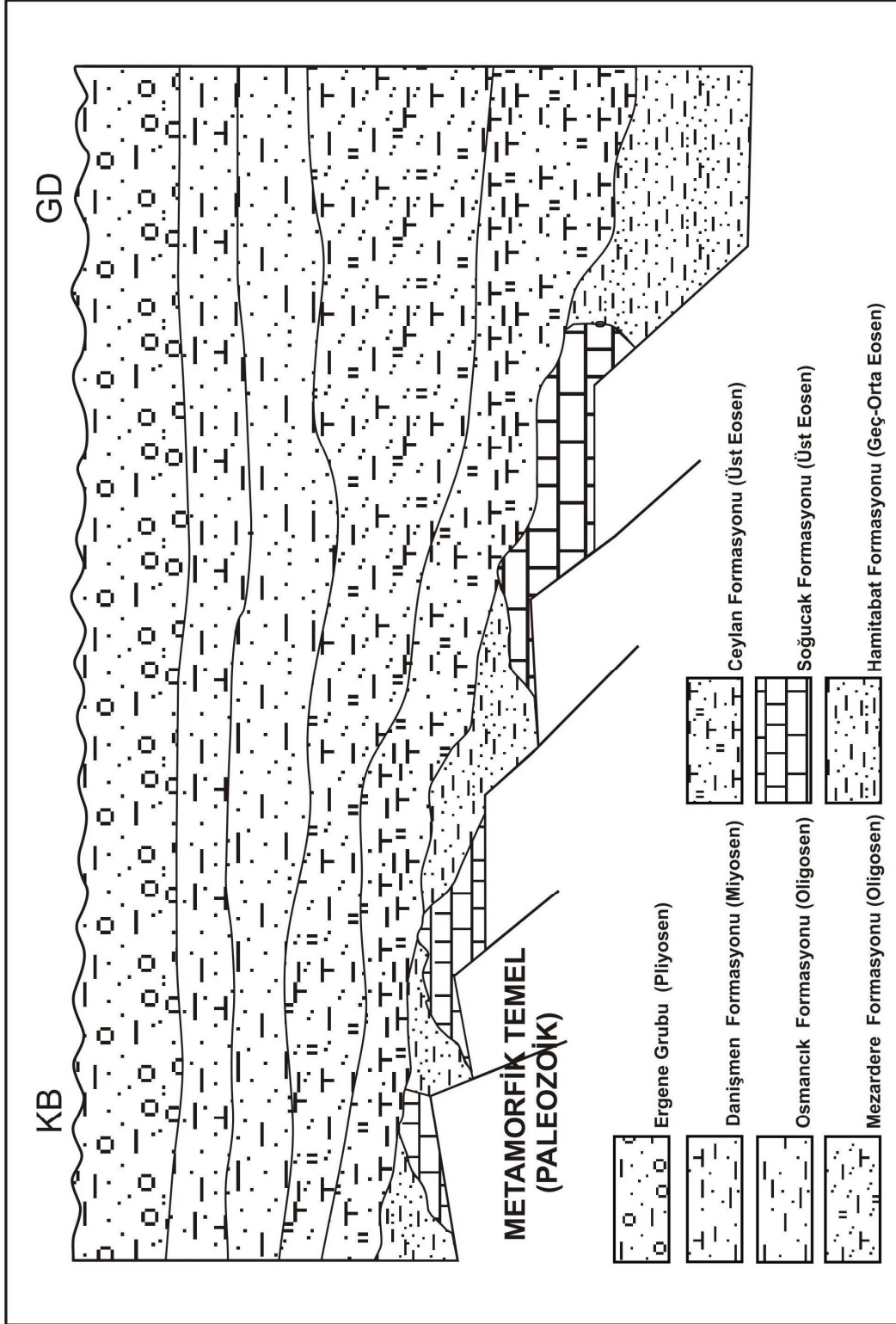
Hamitabat Formasyonu'nun kumtaşları arasında ince linyit bantları mevcuttur. Bu kumtaşlarından Hamitabat sahasında gaz üretilir. Hamitabat Formasyonu, havzanın kuzey ve kuzeybatı kesiminde tuf ve marn ara katkılıdır (Turgut vd., 1983).

Hamitabat Formasyonu'nun şeylleri, koyu gri renklidir ve bol denizel kökenli organik madde içerir. Bundan dolayı kaynak kaya özelliği taşırlar (Turgut vd., 1983). Çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan ayrıntılı sedimantolojik çalışmalar, Hamitabat kumtaşlarının deltayık ve türbiditik bir ortamda çökeldiğini göstermektedir (Keskin, 1971; Aksoy, 1987 ve Turgut vd., 1991).

Gaziköy Formasyonu

Birim litolojik olarak ince taneli türbiditik kumtaşı, çamurtaşı ve yarı pelajik çamurtaşlarından meydana gelmiştir. Şeylin egemen olduğu, yer yer çok ince taneli kumtaşı ve tuf katkılı havza düzlüğü çökellerinden oluşur. Gaziköy Formasyonu'nun Güney Trakya bölgesinde alt dokanağı izlenememiştir. Olasılıkla alt dokanağına yakın yerlerden yanal atımlı büyük bir fayın geçmesi bu ilişkiyi ötelemiş olabilir. Varsayım olarak Tersiyer öncesi birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir.

Gaziköy Formasyonu'nda 637m kalınlık ölçülmüştür. Ortalama kalınlığı 600-1000 m arasında değişmektedir. Üst düzeylere doğru kumtaşı katkısı artar ve yanal olarak ise üstteki birim Hamitabat Formasyonu'na geçmektedir. Birimden derlenen örneklerde saptanan nannoplanktonlara göre formasyon Orta-Üst Eosen yaştadır (Yıldız vd., 1997).



Şekil 3.2.2 Trakya Havzası çökel modeli (Aydemir, 2011 sözlü görüşme)

3.3 Trakya Havzası'nın Tektoniği

Trakya Havzası'nın tektonik durumu Arap, Anadolu ve Avrupa kıtalarının etkileşimi ile ilişkili olup bölgedeki makro levhalar arasında meydana gelen hareketler sonucunda başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Miyosen'de Afrika Plakası ile Arap Plakası'nın açılımı Trakya ve Ege Havzası'nı etkilemiştir. Doğu Anadolu'da sıkışma, Batı Anadolu'da açılma meydana gelmiş ve İntra- Pontit Kenet Kuşağı'nda KAF (Kuzey Anadolu Fayı) oluşmuştur (Şengör vd., 1985). Bu fay Pliyosen ve Miyosen boyunca aktiftir (Ketin, 1966; Şengör vd., 1985; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Avrupa ve Anadolu plakaları arasındaki sınırı gösteren Kuzey Anadolu Fayı, doğrultu atımlı olup, kayma doğrultusu sağ yanaldır (Coşkun, 2000; Şengör, 1979). Fay aktiviteleri sonucunda Trakya Havzası'nda yapısal kapanlar ve rezervuar özellikte birimler meydana gelmiştir. (Perinçek, 1987; Coşkun, 1997). Fay Marmara Denizi'nde üç kola ayrılmaktadır (Ateş, vd., 2003). Anadolu Fayının ana kolu Marmara Denizi'nin güney sahillerinden geçerek Biga yarımadası üzerinden güneybatıya yönelerek Ege Denizi'ne ulaşır (Ateş vd., 2009).

Bölgeden en önemli tektonik unsur olan ve günümüzde de etkinliğini sürdüren, K 70° D uzanımlı Saros Körfezi-Gaziköy Fayı geçmektedir. Bu fay, Sümengen vd. (1987)'ye göre Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın batı uzantısıdır. Ateş vd.'ne (2009) göre ise Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey koludur. Gaziköy - Saros körfezi arasında, fayın kuzey bloğu genellikle tektonik işlemlerden az etkilenmesine karşın, güney blokta ters faylar ve bindirmeler gözlenmiştir (Sümengen vd., 1987).

Trakya Fay Sistemi, kuzeydoğusunda Kırklareli Fay Zonu (KFZ), batısında kuzeye eğimli Lüleburgaz Fay Zonu (LFZ), kuzeye doğru eğimli Babaeski Fay Zonu (BFZ) ve havzada KB-GD doğrultulu Kuzey Osmancık Fay Zonu (KOFZ) ve Terzili Fayı (TF)'ni kapsamaktadır (Şekil 3.3.1). Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile benzer özellikler gösterir. Her ikisi de sağ yönlü doğrultu atımlı ve Orta Miyosen yaşlıdır. Trakya fay sistemi, KAF'nın en yaşlı batı uzantısıdır.

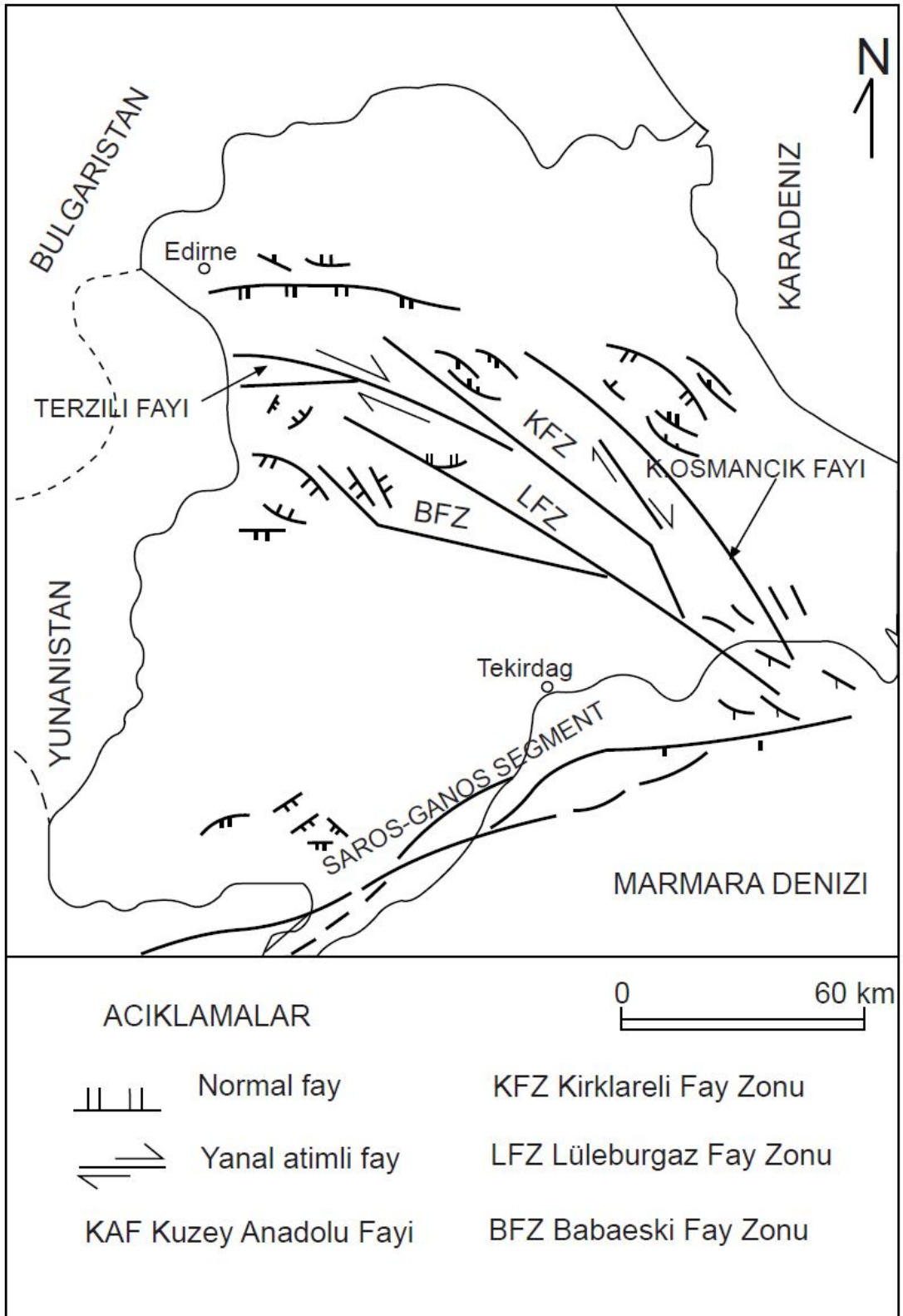
Kuzeybatı Türkiye'nin bariz yapısal çizgilerinden biri Biga Yarımadasını yay gibi kuşatan ve Marmara'da kaybolan Rodop-Pontid İç Okyanusu'nun kenedidir. Bu kenedin ana yapıları Kazdağ kuzeyinden başlayarak, Enez Tekirdağ çizgisine kadar yerleşmiş bindirme faylarıdır. Bu fayların Biga, Gelibolu ve Ganos üzerinde yer alanları, orta Eosen'de çarpışma sonrası oluşan asimetric gerilmelere bağlı olarak normal faylara dönüşmüştür.

Bu normal faylar Oligosen sonunda bölgede gelişmeye başlayan rotasyonel sıkışma rejimi ile sağ yanal bileşenli bindirmelere dönüşmüştür. Bu dönüşüm esnasında Trakya'da Miyosen havzası gelişmiştir.

Diğer bir yapısal hat, Istranca Masifi ile Trakya Havzası arasındadır. Eosen'de Istranca Masifi ile Trakya Havzası arasında olan dokanak bir normal fay olarak bilinir. Bu, Trakya Fay Zonu olarak adlandırılan sağ yanal atımlı bir bölgedir. Eosen normal fayları Miyosen'de doğrultu atımlı fay zonu tarafından kullanılmıştır.

Havza, önemli doğu batı yönlü faylar boyunca kuzey kesimden güneye doğru basamaklar şeklinde alçalmaktadır. Ayrıca burada birçok kuzey güney doğrultulu faylar da gelişmiştir. Bütün bu arızalar havza tabanını ve Tersiyer'i Oligosen serilerine kadar kesmekte, fakat Miyosen serilerine dokunmamaktadır. Yani hareketler Miyosen'den önce durmuştur. Boyuna faylarla sınırlanmış olan bir sırt Havsa civarından Silivri'ye kadar uzanmaktadır. Sırtın her iki tarafında önemli tektonik depresyonlar meydana gelmiştir.

Trakya Havzası'nda gelişen bu faylar, havza içindeki rezervuar nitelikli formasyonların rezervuar özelliklerinde iyileştirici gelişmelere sebep olmuştur. Bu faylara bağlı olarak oluşmuş fay kapanları havza içinde hidrokarbon birikmesine olanak sağlar.



Şekil 3.3.1 Trakya Havzası'nın genel tektonik haritası (Bayrak vd., 2006; Turgut vd., 1991).

4. MATERYAL VE YÖNTEM

4.1 Jeofizik Veri

Trakya Havzası'nın modellenmesinde kullanılan jeofizik verilerden gravite ve manyetik verisi MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdleri Dairesi Veri Bankası'ndan temin edilmiştir. Bölgede hidrokarbon arama amaçlı olarak açılan 6 adet kuyu verisi ve 5 adet sismik kesit verisi ise Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır.

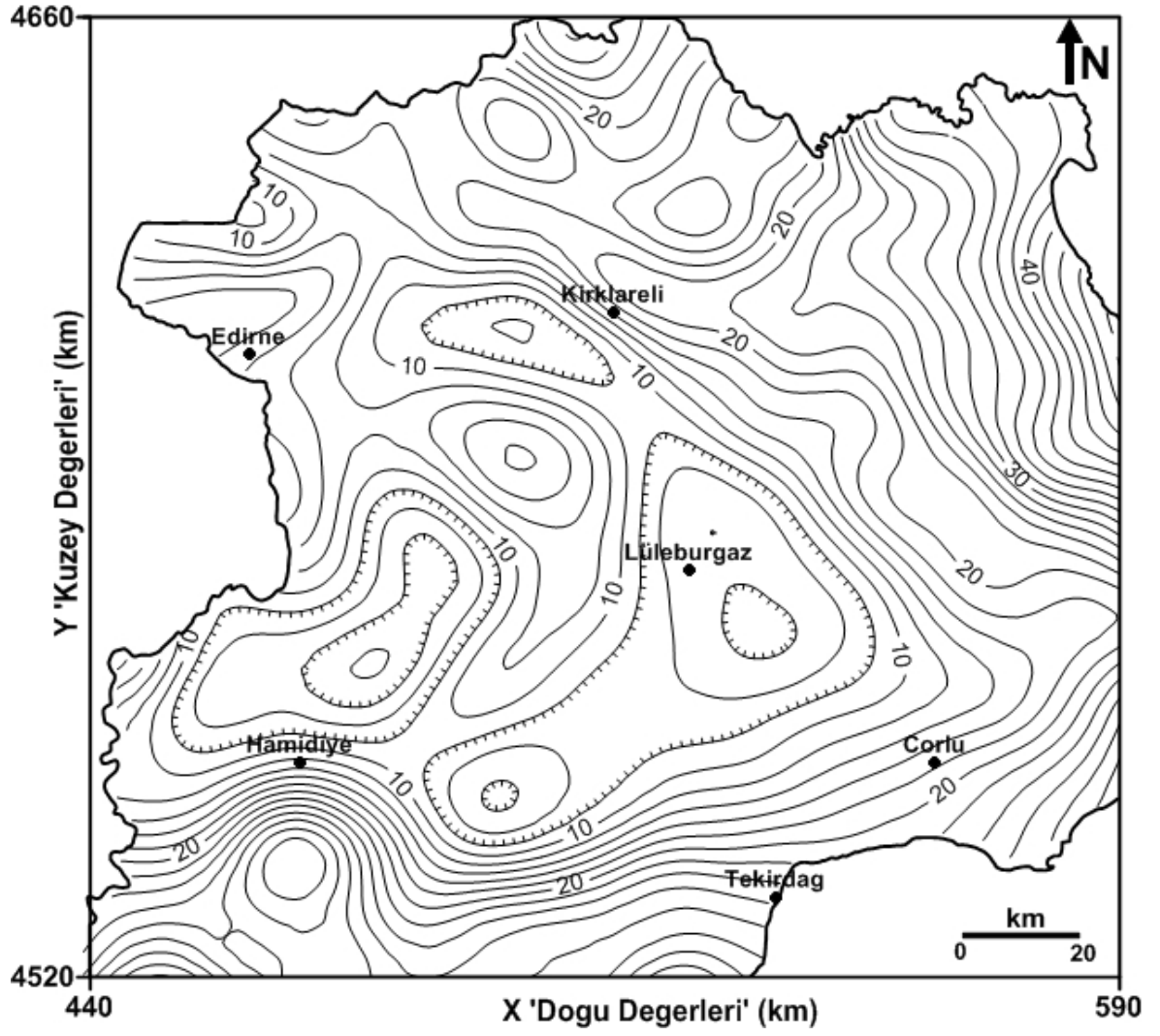
4.2 Gravite Verisi

Bu tez kapsamında kullanılan gravite verileri, 2,5 km grid aralıklı olarak Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Bu çalışmalarla ilgili olarak gerçekleştirilen arazi çalışmaları ve verilere uygulanan tüm düzeltmeler MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etütleri Dairesi tarafından gerçekleştirilmiştir. Gravite değerleri alınırken kullanılan baz şebekesi MTA ve Harita Genel Müdürlükleri'nin baz şebekeleridir ve Ulusal Jeodezi ve Jeofizik Birliği'nin 1971'de kabul ettiği Potsdam 981260.0 mGal değerine göre dir.

Gravite etütlerinde amaç, yer kabuğundaki farklı yoğunluklu kayaçlar nedeniyle yerin gravite alanındaki değişimlerinin saptanmasıdır. Ölçülen ise yer kürenin çekiminden ileri gelen yer ivmesinin düşey bileşenidir.

Çalışma alanına ait 2 mGal aralıklarla konturlanmış Bouguer anomali haritası Şekil 4.2.1'de verilmektedir. Gravite anomali haritası incelendiğinde güneyde Hamidiye kuzeyde Kırklareli ile doğuda Lüleburgaz'ın gerisine kadar sınırlandırılmış bölgede havza yapısı açıkça görülmektedir. Bu bölgede, çevresindeki yapılara göre daha düşük gravite anomali değerleri gözlenmektedir. Şekil 3.1.1'de verilen jeoloji haritası ile ilişkilendirildiğinde özellikle Oligosen, Miyosen, Eosen (Tersiyer) yaşlı sedimanter çökellerin yer aldığı görülmektedir. Kuzeyde yer alan Istranca Masifi'nin bulunduğu bölgede ve güneyde Korudağ yükseliminin yer aldığı bölgede ofiyolitik kayaçların neden olduğu yüksek gravite değerleri ile sedimanların çökeldiği havza sınırları açıkça görülmektedir.

Modelleme çalışmalarında ayrıca literatür verisi (Çizelge 6.3.10 Telford vd., 1990) ve sonik loglardan okunan TTI (Transit Time Interval) değerleri ile hesaplanan hızların ortalamasının (Çizelge 6.3.1-Çizelge 6.3.9 arası) Ludwing vd. (1970) tarafından hazırlanan ve Şekil 4.2.2 'de verilen grafiğe uygulanmasıyla yoğunluk değeri tespit edilmiştir. Bu değer daha sonra sedimanlar ile temeli oluşturan kayaçların yaratmış olduğu yoğunluk kontrastının elde edilmesiyle modelleme çalışmalarında kullanılmıştır. Literatür verisinden elde edilen yoğunluk bilgileri çalışma alanına ait kayaçları baz alarak Çizelge 4.2.10'da verilmiştir. Havza ve temel birimlere ait ortalama hız ve model aşamasında kullanılan yoğunluk değerleri Bölüm 6. 3'de detaylı olarak irdelenmiştir.



Şekil 4.2.1 Çalışma alanına ait gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 2 mGal)

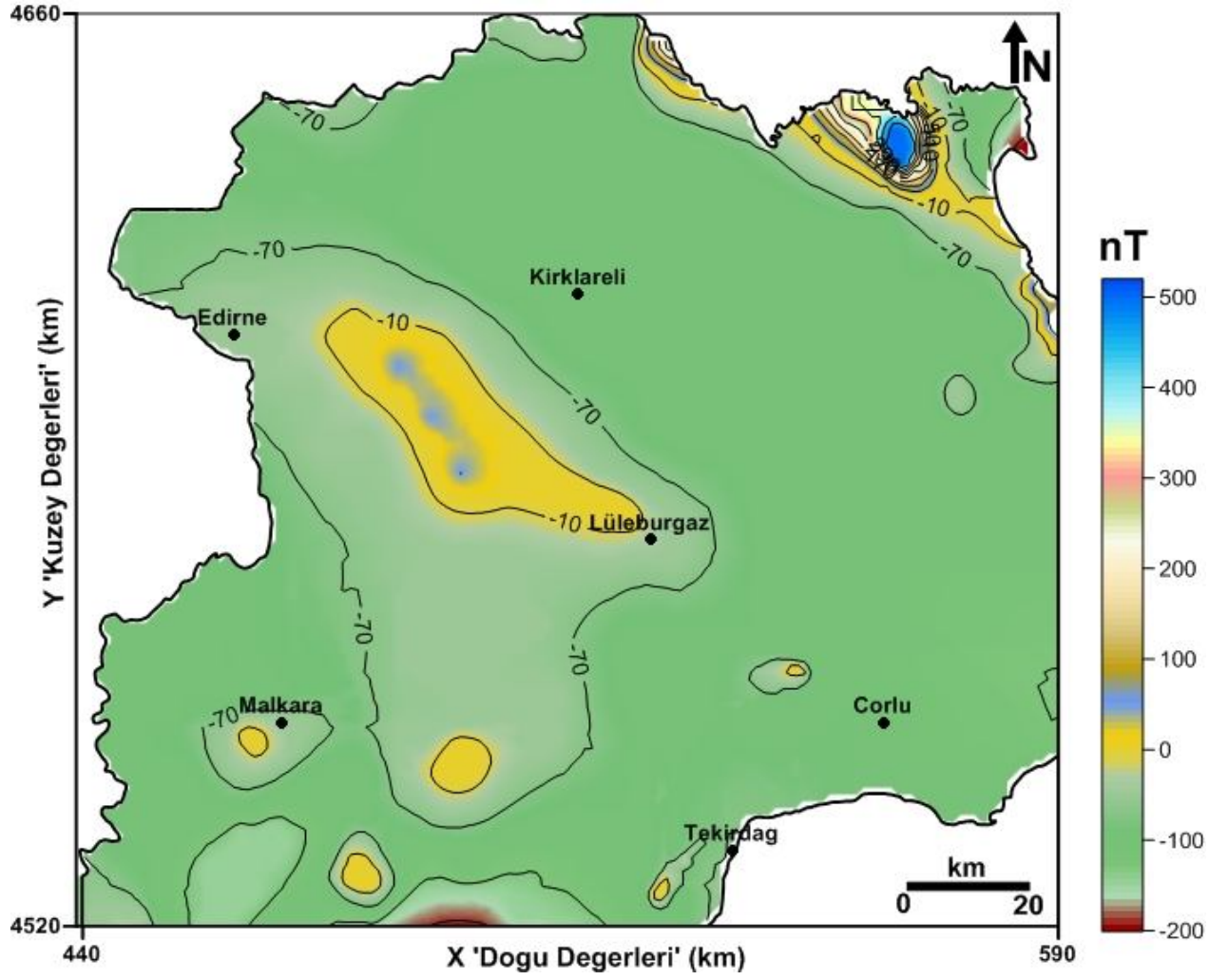
4.3 Havadan Manyetik Veri

Bu tez kapsamında kullanılan havadan manyetik veriler Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdları Dairesi Veri Bankası'ndan elde edilmiştir. Veriler 600 m yükseklikten, 2 km grid aralıklı kuzey güney profiller boyunca, yer manyetik alanının toplam bileşenini ölçen manyetometreler ile gerçekleştirilmiştir. Ölçülen havadan manyetik alan verilerine International Geomagnetic Reference Field, IGRF (1982.5) düzeltmesi yapılmış daha sonra verilere günlük değişim ve yön haritası düzeltmeleri uygulanmış ve havadan manyetik anomali haritası elde edilmiştir. Çalışma alanının havadan manyetik anomali haritası 60 nT aralıklarla konturlanmıştır (Şekil 4.3.1).

Manyetik yöntemin temel ilkesi, yerin manyetik alanındaki değişimlerin incelenmesidir. Manyetik yöntemde aramalar sırasında genellikle yerin manyetik alanının toplam şiddeti (F) ölçülür. Bununla birlikte yatay ya da düşey bileşen veya sapma ve dalım açılarını da ölçmek mümkündür.

Yeraltındaki kayaçların bazıları içinde bulunan manyetik minerallerin yanal ve düşey yönde farklı dağılımlar göstermesi veya bir maden cevheri oluşturacak biçimde bir arada yoğunlaşması ortamın manyetik geçirgenliğinin ve manyetik duyarlılığının değişmesine yol açar. Bunun etkisi altında ölçülen manyetik alan değerleri de değişir. Manyetik yöntemde bu değişimler haritalanarak yeraltındaki manyetik maden veya kayaçların yeri, şekli ve derinliği belirlenebilir. Manyetik yöntemle sedimanter havzaların temel kayacını oluşturan plütonik ya da metamorfik kayaçların üst yüzeyindeki engebeler saptanabilir.

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 etkisi pek görülmez. Bunlar genellikle derinlerde bulunan temel kayanın etkisini yansıtır. Manyetik anomali haritası incelendiğinde, havza çökellerinin düşük manyetik şiddetli birimlerden oluştuğu görülmektedir. Ham manyetik haritada sedimanter havza dolgusuna ait herhangi bir bulgu görülmemesine rağmen havzanın temelinde manyetik özellik taşıyan birim sınırları görülmektedir.

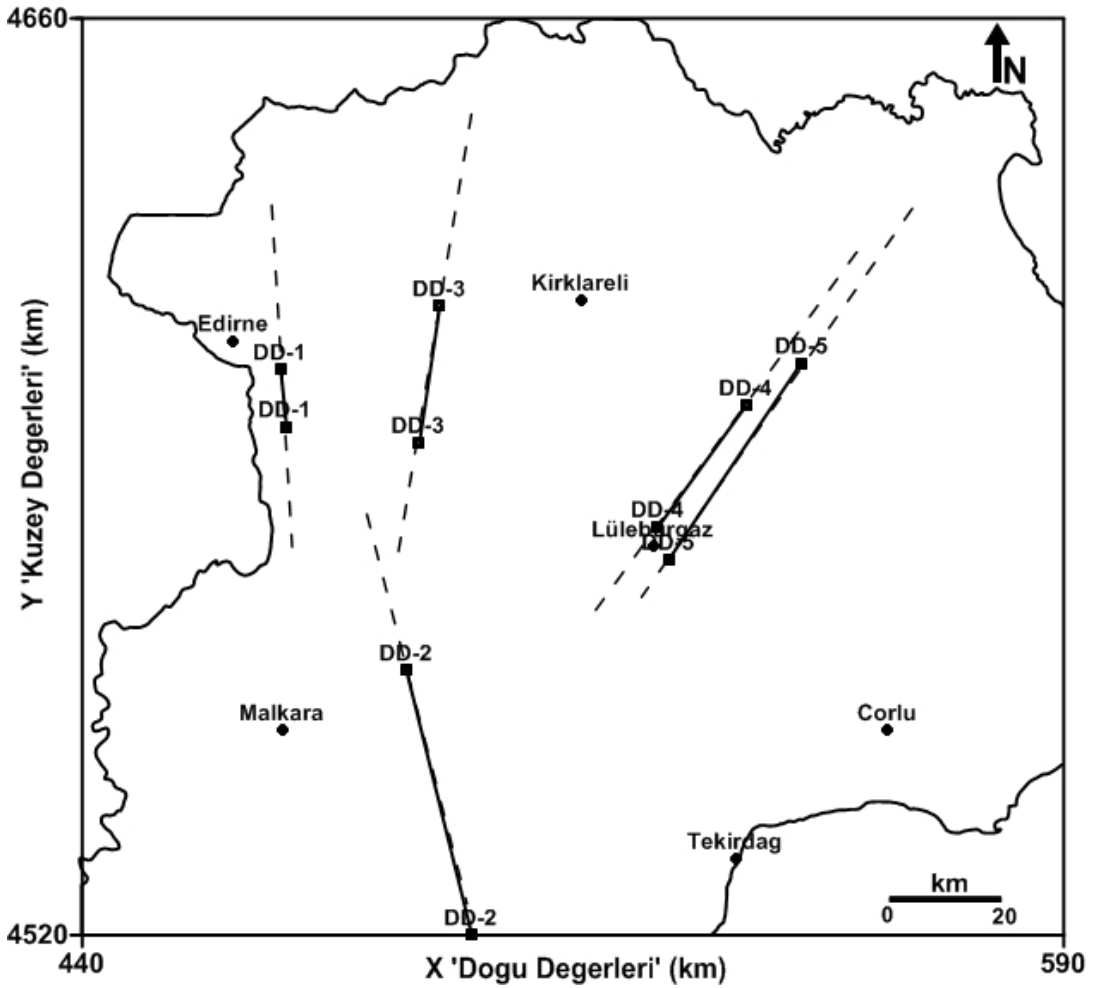


Şekil 4.3.1 Çalışma alanına ait havadan manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 60nT)

4.4 Sismik Veri

Çalışma alanında petrol ve gaz potansiyeli nedeniyle TPAO tarafından birçok çalışma yapılmış ve bu güne kadar bölgenin hemen her yerinden sismik yansıma verisi alınmıştır. Bu çalışma kapsamında da Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden alınan ve bölgenin aydınlatılması için en uygun olabileceği düşünülen hatlar seçilmiş ve değerlendirilmiştir. Sismik hatların kayıt tarihleri 1982 ile 1996 yılları arasında değişmektedir.

Genel olarak sismik yansıma yönteminin amacı; yerkabuğunu teşkil eden kayaçların yoğunluklarının ve hızlarının farklı olmasından yararlanarak yeryüzünde veya yer içerisinde bir noktada elastik dalgalar üretmek suretiyle ve bu dalgaların doğrudan ve yer içerisindeki süreksizliklerden yansıyarak gelen dalgaların yeryüzünde gözlenmesi esasına dayanır. Çalışma alanına ait sismik hatların yerleri Şekil 4.4.1'de verilmektedir.

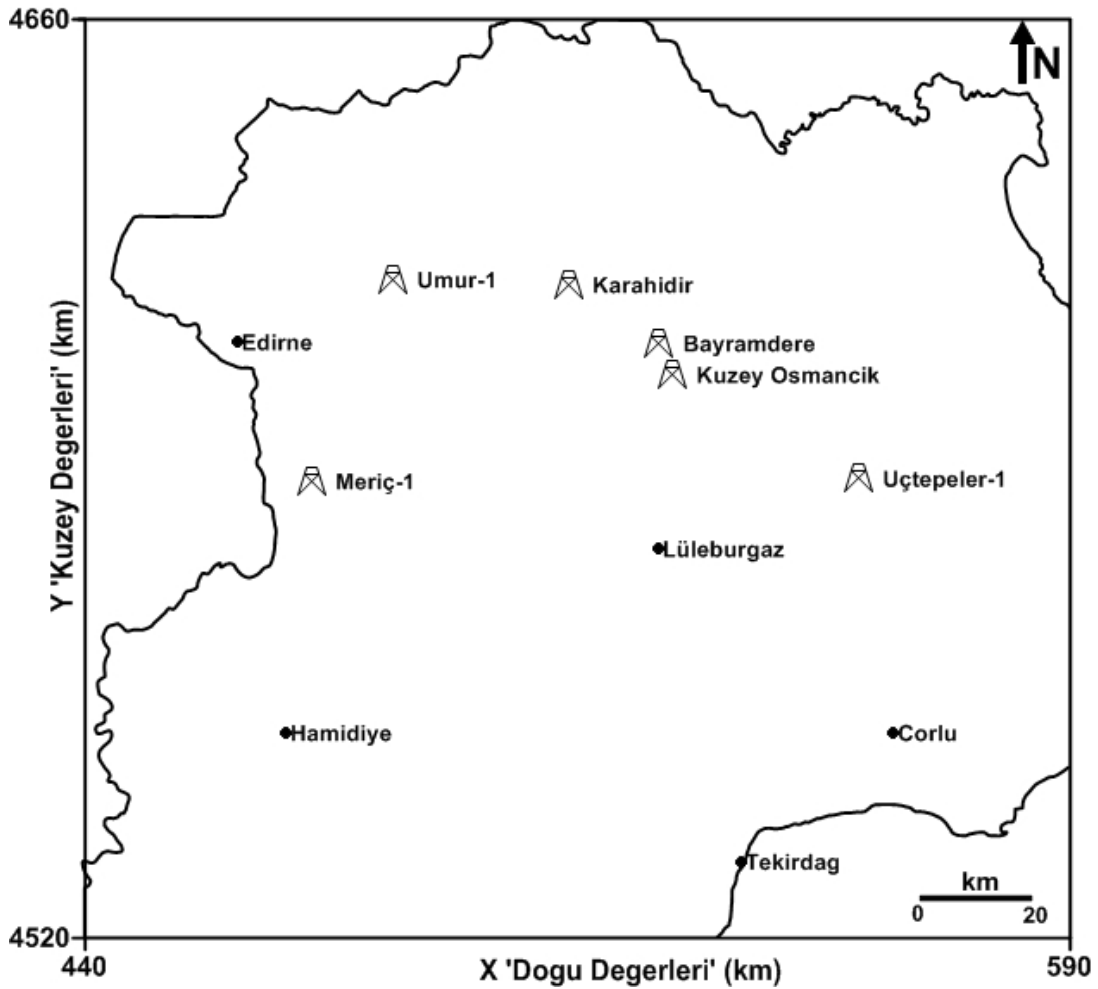


Şekil 4.4.1 Çalışma alanında sismik yansıma hatlarının yeri (Kesikli çizgiler 2.5-B'lu model profillerini ve düdüz çizgiler sismik hatları göstermektedir.)

4.5 Kuyu Verileri

Çalışma alanında, petrol ve doğalgaz arama amaçlı olmak üzere TPAO tarafından birçok kuyu açılmıştır. Bu çalışma kapsamında sonik logları okunan altı tane kuyu verisi Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir. Sonik logların okunmasının amacı sismik dalgaların formasyon içinden geçirilerek yeniden algılanması suretiyle formasyonların çeşitli özelliklerini ortaya koymasıdır (Pekiner, 2002). Farklı derinliklerde metamorfik temeli kesen bu kuyulardan her bir formasyona ait hız ve kalınlık bilgileri elde edilmiştir. Kuyuların lokasyonları Şekil 4.5.1'de verilmektedir.

Değerlendirilmeye alınan tüm kuyu kolon kesitleri görselleştirilerek Şekil 6.3.1 ve Şekil 6.3.6 arasında verilmiştir.



Şekil 4.5.1 Çalışma alanında kuyu lokasyonları

5.UYGULANAN METODLAR

5.1 Yukarı Analitik Uzanım

Potansiyel alan ölçmelerinde örnekleme aralığı ve çalışma alanının büyüklüğüne bağlı olarak yerel ve bölgesel anomalilerin ayrılması istenir. Bu nedenle veriler üzerine çeşitli matematiksel işlemler uygulanır. Genellikle potansiyel alanlarda bölgesel yapılar uzun, yerel yapılar da kısa dalga boylu değişimlere neden olur. Uzun dalga boylu değişimleri elde etmek için yukarı doğru analitik uzanım, kısa dalga boylu değişimleri elde etmek için de aşağı analitik uzanım kullanılan yaygın yöntemler arasındadır.

Yukarı uzanım yöntemi ile yüzey üzerindeki bilgisi tam olarak bilinen potansiyel alanın herhangi bir noktasındaki kaynaktan daha uzak olan potansiyel alan hesaplanabilir (Wang, 2006).

Yukarı uzanım yöntemi ile potansiyel alan verileri, çalışmanın amacına göre yararlı hale dönüştürülebilir. İlk olarak bazen farklı yüksekliklerdeki araştırma ölçülerini karşılaştırmak ya da birleştirmek gerekir ve yukarı uzanım yöntemi, tutarlı bir yüzey üzerinde özel çalışmaların dönüşümüne olanak sağlar. İkincisi ise sığ kaynakların neden olduğu anomalilerin derinde belirgin olarak gözlemlenemeyen anomalilerden ayırımı yukarı uzanım dönüşümü ile daha belirgin duruma gelmektedir.

Yeryüzünde alınan ölçülerden gravite alanının daha yukarısında herhangi bir noktadaki değeri; eğer U sürekli ve harmonik ve bir R düzenli bölgesinde sürekli türevli ise U potansiyel alanının herhangi bir P noktasındaki değeri,

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS, \quad [5.1.1]$$

burada S, R'nin sınırlarını gösterir. n yukarı uzanım normal yönünü ve r, P noktasından S yüzeyindeki bir noktaya uzaklıktır. [5.1.1] denklemi yukarı uzanımın temel prensiplerini açıklamaktadır. z eksenini aşağıya doğru yönelmiş kartezyen koordinat sistemi kullanılır ve potansiyel alan $z = z_0$ yüzey seviyesinde ölçülmüş farz edilir. Bir tek nokta üzerinde istenen alan $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ yüzey seviyesinin üzerindedir burada $\Delta z > 0$ 'dır. $\alpha \rightarrow \infty$ giderken

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U(x', y', z_0)}{\partial z'} - U(x', y', z_0) \frac{\partial}{\partial z'} \frac{1}{r} \right) dx' dy' \quad [5.1.2]$$

şeklinde formüle edilir. Bu formülün iki boyutlu konvolüsyonu

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \psi_U(x - x', y - y', \Delta z_0) dx' dy' \quad [5.1.3]$$

şeklindedir.

Fourier dönüşüm fonksiyonuna $F[U]$ dersek, Fourier konvolüsyonu teoremi

$$F[U_u] = F[U] F[\psi_u] \text{ dir.} \quad [5.1.4]$$

Burada [5.1.4] yukarı uzanım alanının Fourier dönüşümüdür. $F[\psi_u]$ ise Fourier dönüşümü denkleminde bulunan analitik ifadedir ve

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r} \quad [5.1.5]$$

şeklinde açıklanır. Dönüşümün formülasyonu ise

$$F[\psi_u] = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] \quad [5.1.6]$$

$$= -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} \quad [5.1.7]$$

$$e^{-\Delta z|k|}, \Delta z > 0 \quad [5.1.8]$$

şeklinde verilir. Bu formül iki boyutlu dönüşüm için geçerlidir. Üç boyutlu dönüşüm için ise

$$e^{z(k_x^2 + k_y^2)^{1/2}} \quad [5.1.9]$$

şeklinde formüle edilir. Burada z , uzaklık k_x ve k_y ise yönler bağli dalga sayılarıdır.

5.2 Manyetik Verilerde Kutba İndirgeme Yöntemi

Pozitif gravite anomalileri, yoğun kütle üzerinde eğilimli bulunur. Fakat bu durum manyetizasyonu ve dış alanı düşey olarak yönelmiş manyetik anomaliler için geçerli değildir. Bu nedenle manyetik belirtilerin yorumlanma aşamasında cisim ile anomali arasında açıkça bir ilişki gözlenememektedir. Bunun sebebi, anomalinin maksimumunun cismin düşeyinde bulunmamasından kaynaklanmaktadır. Manyetik anomalinin mıknatıslanma yönü (m) ve yer manyetik alanının yönü (f) düşey yönlü olmadığı zaman, θ_m ve θ_f manyetik anomalinin şeklini ve yönünü bozucu etkiler yapacaktır (Blakely, 1995).

Eğer mıknatıslanma ve dış alan düşey yönlü değilse, örneğin düzgün şekilli bir kürenin manyetik dağılımı simetrik olmaktansa yamuk şeklinde meydana gelir. Bu karmaşık durumu gidermek için

$$F[VT_t] = F[\psi_t] F[VT] \quad [5.2.1]$$

$F[VT]$: Toplam bileşen manyetik Fourier dönüşümü

$F[VT_t]$: Dönüştürmüş fonksiyon

$F[\psi_t]$: Süzgeç fonksiyonu

$$F[\psi_t] = \frac{\theta'_m \theta'_f}{\theta_m \theta_f} \quad [5.2.2]$$

burada,

θ_m ve θ'_m : Mıknatıslanmaya neden olan yapının faz açıları

θ_f ve θ'_f : Yer manyetik alanın faz açıları

$$F[VT_r] = F[\psi_r] F[VT] \quad [5.2.3]$$

burada

$F[VT_r]$: Kutba dönüşüm işlemi yapılmış fonksiyon

$F[\psi_r]$: Kutba dönüştürme işlecidir.

$$F[\psi_r] = \frac{1}{\theta_m \theta_f} \quad [5.2.4]$$

$$F[\psi_r] = \frac{1}{\theta_m \theta_r} = \frac{|k|^2}{a_1 k_x^2 + a_2 k_y^2 + a_3 k_x k_y + i|k|(b_1 k_x + b_2 k_y)}, \quad k \neq 0 \quad [5.2.5]$$

$$a_1 = m_z f_z - m_x f_x,$$

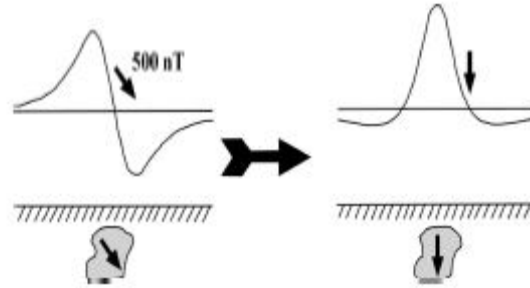
$$a_2 = m_z f_z - m_y f_y,$$

$$a_3 = m_y f_x - m_x f_y,$$

$$b_1 = m_x f_z - m_z f_x,$$

$$b_2 = m_y f_z - m_z f_y.$$

Burada $F[\psi_r]$ kutba indirgeme dönüşüm işlecidir. Dönüşüm sonucunda elde edilen anomali kuzey manyetik kutbunda ölçülmüş gibidir (Şekil 5.2.1).



Şekil 5.2.1 Bir manyetik belirtinin kutba indirgeme işleminden önceki ve sonraki hali (Blakely, 1995'den düzenlenmiştir).

5.3 Analitik Sinyal

Analitik sinyal manyetik anomalinin yatay ve düşey gradientlerinin birleşmesi vasıtasıyla oluşmuştur. Analitik sinyal, mıknatıslanma yönelimi önemli olmaksızın nedensel yapının şekline ve yapının konumuna bağlıdır. Manyetik yorumlamada analitik sinyal uygulamaları ilk olarak Nabighian (1972), tarafından kaynağın pozisyonunu ve derinliğini değerlendirme amaçlı iki boyutlu olarak değerlendirilmiştir. Analitik sinyal, bir manyetik alanın yatay türevi gerçel bileşen ve düşey türevi sanal bileşen olmak üzere bunların toplamıdır. Nabighian (1972)'a göre bir analitik sinyalin genlik fonksiyonu bir yapı kontağında veya ince dayk üzerinde simetrik çan eğrisi biçimindedir. Son zamanlarda ise yöntem 3 boyutlu problemlerin çözümü için gelişmiştir. Roest vd. (1993), toplam alan anomalilerinin 3 boyutlu analitik sinyal bağıntısını özetle

$$|A(x, y, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2} \quad [5.3.1]$$

şekilde göstermişlerdir.

5.4 Üç Boyutlu (3-B) Modelleme

Gravite anomali değerlerinden iyi bir yaklaşımla anomaliyi verecek 3 boyutlu yapısal modellerin hesaplanması Cordell ve Henderson (1968) tarafından geliştirilen bir yöntemle gerçekleştirilmiştir. Bu teknikte anomaliye sebep olan yapı modelinin alt veya üst yüzeyinin düz veya merkezinden geçen yatay bir düzlem çevresinde simetrik olduğu kabul edilir. Diğer bir deyişle seçilen bu referans düzlemi, model yapının taban derinliğini, üst yüzey derinliğini veya merkez derinliğini sınırlamaktadır. Burada her bir grid noktası düşey prizmatik bir kütlenin merkezi olup her biri için bir kalınlık hesaplanır ve belirlenen referans derinliğine oturtularak başlangıç modeli oluşturulur.

Elde edilen ilk modelin gravite alanı hesaplanarak, her bir grid noktasında ölçülen değer ile teorik olarak hesaplanan gravite değeri arasındaki orandan bir sonraki adımda kullanılacak model elde edilmeye çalışılır. Bu işlem ölçülen ve hesaplanan gravite verileri arasında en iyi uyum sağlanıncaya kadar yinelenmeli olarak sürdürülür.

Tekniğin uygulanmasında model yapının çevresine göre yoğunluk farkının homojen dağılmış olduğu ve yapının belirli bir derinlikte bir referans düzlemi boyunca sınırlandığı varsayılmıştır.

Cordell ve Henderson (1968) tekniğinin uygulanabilmesi için gerekli olan derinlik bilgileri, doğrudan tekniğin kendi içerisinde yapılan istatistiksel analizler sonucu elde edilmeye çalışılmıştır. İteratif yöntemlerin çoğu 3 aşamadan oluşmaktadır:

- a) Başlangıç modelin belirlenmesi,
- b) Modelin vereceği teorik gravite etkisinin hesaplanması,
- c) Ölçülen gravite değerleri ile hesaplanan teorik gravite değerleri arasındaki uyuma göre yeni bir model oluşturulması.

Üç boyutlu modelleme yönteminin uygulanışı gravite anomalisinin kare veya dikdörtgen olarak gridlenmesi ile başlar. Burada her bir grid noktasının düşey prizmatik bir kütlenin 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, $t_{n,q}$ ile ifade edilir. Burada n yineleme adımını, q ise q 'uncu grid noktasındaki prizma elementini göstermektedir. Her birinin başlangıç kalınlıkları, Bott (1960) tarafından önerilen formülle bulunur:

$$t_{1,q} = Kg_{obs,q}$$

burada

$$K = \frac{1}{2\pi\gamma\rho} \text{ olarak tanımlanır.}$$

γ = gravitasyonel sabit

q = yoğunluk

D = referans düzleminin derinliği

M = Grid noktasının toplam sayısı

t_n tekrarlamada $q t_n$ grid noktası altındaki prizma elemanın t_n , q kalınlığı, tüm grid noktaları için ilk modelin P . grid noktasındaki oluşturduğu gravite değerleri,

$$g_{calc,1,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, t_{1,q}; q, D) \quad [5.4.1]$$

$\{t_{2,q}\}$ tanımlanan ilişkiyle modelin bir sonraki değişiminin değerlendirilmesi;

$$t_{2,q} = t_{1,q} \left(\frac{q_{obs,q}}{g_{calc,1,q}} \right) \text{ veya genel olarak } t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{q_{obs,q}}{g_{calc,n,q}} \right) \quad [5.4.2]$$

$$g_{calc,n,p} = \sum_{q=1}^M \gamma f(P, Q, t_{n,q}; q, D) \quad [5.4.3]$$

genel bağıntısından hesaplanabilir. Burada

$$\Delta g_{calc,n,p \neq q} \approx 2\pi\gamma\rho \left[t_{n,p} - \sqrt{(d_{n,q} + t_{n,q})^2 + \frac{W^2}{\pi}} + \sqrt{d_{n,q}^2 + \frac{W^2}{\pi}} \right] \quad [5.4.4]$$

bütün grid noktaları için

$$\Delta g_{calc,n,p \neq q} \approx \gamma\rho W^2 \left[\frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + d_{n,q}^2}} - \frac{1}{\sqrt{R_{p,q}^2 + (d_{n,q} + t_{n,q})^2}} \right] \quad [5.4.5]$$

W = grid aralığı

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

$d_{n,q}$ = n . iterasyondaki Q grid noktası altındaki prizma elemanın üst derinliği. Eğer örnek verirsek referans düzlem her bir prizmanın sınırıyla belirtilmiştir, daha sonra

$$d_{n,q} = D - t_{n,q} \quad [5.4.6]$$

hesaplama 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,

$$t_{n+1,q} = t_{n,q} \left(\frac{q_{obs,q}}{g_{calc,n,q}} \right) \quad [5.4.7]$$

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

$$rms_n = \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^M (g_{obs,p} - g_{calc,n,p})^2}{M}} \quad [5.4.8]$$

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

5.5 İki Buçuk Boyutlu Modelleme

2.5-B'lu modelleme çalışmaları gravite anomali haritalarından alınan profillerden yapılmışlardır. Bu profiller sismik hatların üzerinden geçecek şekilde seçilmişlerdir. Bunda amaç model yapıyı sismik hatlarla korele etmektir. İki buçuk boyutlu anomali haritaları üzerinde anomaliye neden olan kütlelerin yoğunluk farkından, kütle derinliği, genişliği, eğimi ve konumunun modellenmesi amaçlanmaktadır. Modelleme programı olarak GeoModel programı kullanılmış ve yeraltı modelleri oluşturulmaya çalışılmıştır.

GeoModel programı tam bir 2-B'lu model programı değildir. 2.5-B denilmesinin nedeni modelin şeklini ve ilgili parametrelerini değiştirmeden kütlelerin yanal olarak belli bir yayılımı olduğu varsayımına dayanarak çalışmaktadır. Modelin şekil ve parametrelerini değiştirmeden bir üçüncü boyut katmasından dolayı tam bir üç boyutlu programda sayılmayacağından 3-B'lu yerine 2.5-B'lu program olarak nitelendirilmiştir (Aydemir, 2005).

GeoModel bilgisayar programı, anomalileri modellemek için Talwani vd. (1959), ve Talwani (1965), tarafından yazılan bir algoritma kullanılarak Cooper (1998) tarafından geliştirilmiştir.

Formül, çok kısa özetle verilecek olursa, toplam alan anomalisi T , x eksenini ile manyetik kuzey arasındaki açı A ve manyetik eğim I ise,

$$T = H_z \sin I + H_x \cos I \cos A + H_y \cos I \sin A \quad [5.5.1]$$

şeklinde ifade edilmektedir. H_x , H_y ve H_z aşağıdaki gibi ifade edilmektedir. Burada M mıknatıslanmanın olduğu manyetik alandır.

$$H_x = 2M_x P_x + 2M_z Q$$

$$H_y = -2M_y R$$

$$H_z = 2M_x Q + 2M_z P_z$$

Mıknatıslanmanın yer manyetik alanına dik olduğu kabul edildiğinde mıknatıslanma bileşenleri,

$$M_x = kF \cos I \cos A$$

$$M_y = kF \cos I \sin A$$

$$M_z = kF \sin I$$

şeklindedir ve F asıl yer manyetik alan şiddeti ve k 'de manyetik duyarlılıktır. Bu denklemlerin kombinasyonu olarak sonuç denklem,

$$T / 2kF = P_x \cos^2 I \cos 2A + P_z (\cos^2 I \sin^2 A - \sin^2 I) + Q \cos A \sin 2I \quad [5.5.2]$$

şeklindedir.

5.6. Sismik Yorum ve Derinlik Dönüşümü

Sismik yansıma yöntemi, yerkabuğunu oluşturan kayaçların yoğunlukları ve hızlarının farklı olmasından yararlanarak, yeryüzünde veya yer içerisinde bir noktada elastik dalgalar üretmek suretiyle ve bu dalgaların doğrudan ve yer içerisindeki süreksizliklerden yansıyarak yeryüzünde gözlenmesi esasına dayanır.

Yansıma verilerinin 3-B'lu modellerle karşılaştırılması için ilk önce hız-derinlik dönüşümünün yapılması gerekir. Başlangıçta sismik kesitlerde havza temeli olarak kabul edilen seviyeler takip edilerek, sismik kesitler üzerinde gerekli yükseklik düzeltmelerinin yapılmasının ardından yorumlamaya gidilmiştir. Havza temeli olarak kabul edilen seviyelerin karşılık geldiği en küçük kareler (RMS) hızlarından ve ara hızlardan derinlik dönüşümü yapılmıştır.

RMS hızları, kuvvetli yansıma veren yansıtıcıların derinliğini temsil eden her bir sismik zamana karşılık gelen ve yüzeyden bu zamansal derinliğe kadar olan ağırlıklı ortalama hızı temsil etmektedir (Aydemir, 2005). Çok tabakalı bir ortamda $V_1, V_2, V_3 \dots V_n$ ara hızları ve $t_1, t_2, t_3, \dots t_n$ tek yol seyahat zamanları ise RMS hızı

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_{n=1}^n V_n^2 t_n}{\sum_{n=1}^n t_n} = \frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2 + \dots + V_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} \quad [5.6.1]$$

şeklinde hesaplanır (Kurtuluş, 2002).

Ara hız ise RMS hızlarından faydalanarak

$$V_{ARA}^2 = \frac{V_{RMS(n)}^2 t_n - V_{RMS(n-1)}^2 t_{(n-1)}}{t_n - t_{n-1}} \quad [5.6.2]$$

formülü ile hesaplanır. Hesaplanan değerler hız analizinin yapıldığı atış noktalarının üzerine denk gelecek şekilde sismik kesitler üzerine işaretlenir. Hız analizinin yapıldığı ve sismik kesitler üzerine işaretlenen atış noktaları için kesitteki zaman değerleri ve bunlara ait hız değerleri çizelgeler haline getirilir. Sismik kesitlerdeki zaman değerleri kullanılarak gerçek derinlik değerleri hesaplanır. Sismik kesitlerde görülen düşey eksen değerleri ve bunlara ait hız değerleri, derinliğin zaman cinsinden temsil edilmesidir ve bu zaman değerleri dalganın yansıtıcı tabakaların yüzeylerine olan gidiş-geliş zamanları

olup ve milisaniye (ms) cinsinden belirtilmektedir. Hesaplamalarda bu değerler saniye (s) cinsinden kullanılacağından, tüm zaman değerleri ilk olarak saniyeye çevrilir. Derinlik değerleri metre cinsinden ifade edilip sadece gidiş veya sadece geliş zamanına ihtiyaç duyulduğundan tüm zaman değerleri ikiye bölünür. Daha sonra bu elde edilen değerler, kendilerine karşılık gelen hız değerleri ile çarpılarak derinlik değerleri metre cinsinden elde edilir (Aydemir, 2005). Bütün bu işlemlerden sonra sismik kesitlerin 3-B'lu derinlik model haritasıyla ve gravite anomali haritasından alınan 2.5-B'lu modellerle karşılaştırılması yapılmıştır.

6. ARAŞTIRMA BULGULARI

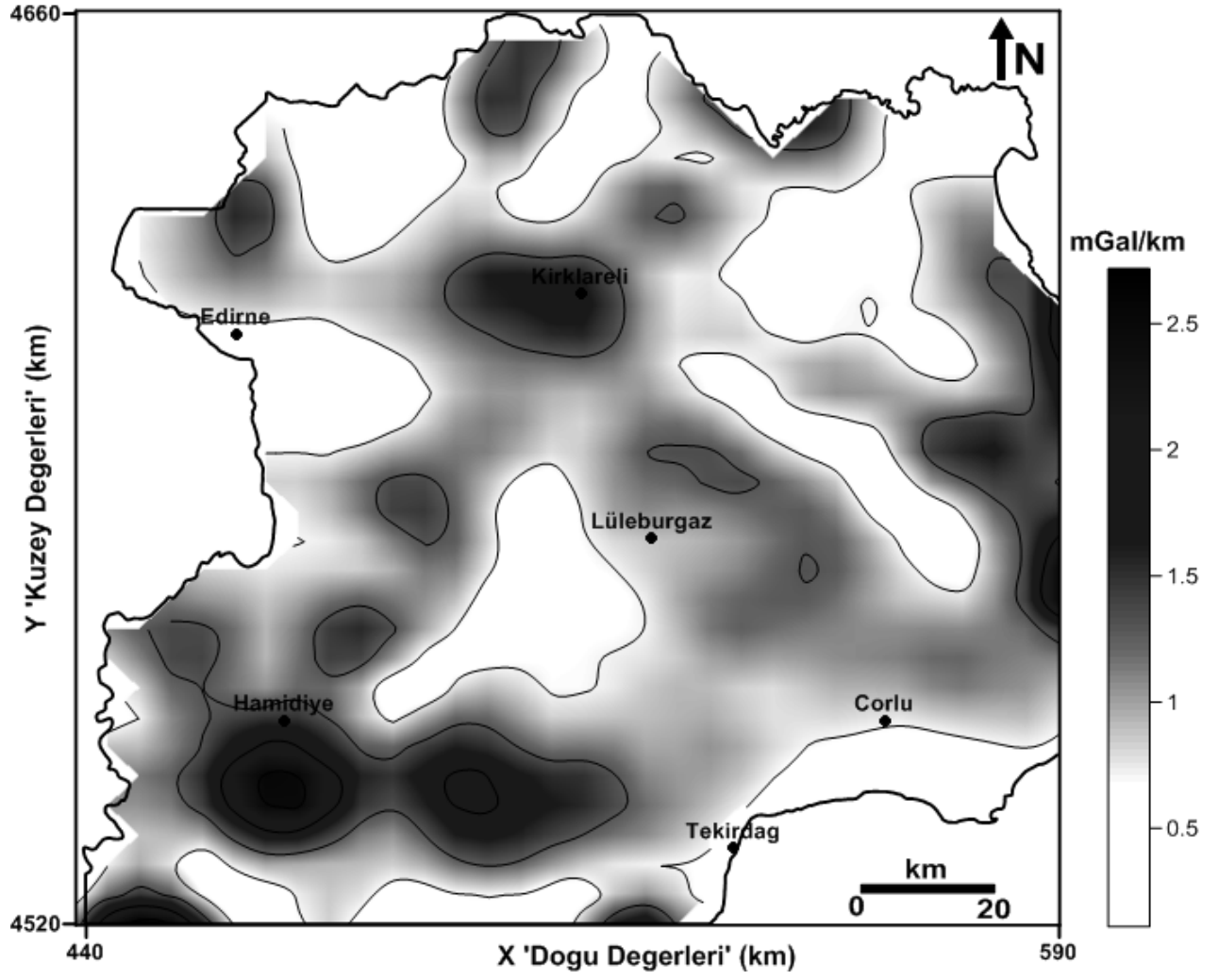
Trakya Havzası'nı bir bütün olarak ele aldığımızda havza temellini, sınırlarını ve havza kalınlığını açık bir şekilde görmek ve değerlendirmeleri doğru bir şekilde yapmak için verilere çeşitli jeofizik metotlar uygulanmıştır. Manyetik verilere kutba indirgeme işlemi, ardından kutba indirgenmiş veriye yukarı uzanım yapılarak, analitik sinyal işlemi uygulanmıştır. Bu iki ayrı işlem sonuçları birbiriyle karşılaştırılmıştır.

Gravite verilerine ise yukarı uzanım uygulanmış ve her yukarı uzanım verisine analitik sinyal uygulanmıştır. Ayrıca ham gravite verisine de analitik sinyal uygulanmıştır.

6.1 Gravite Anomali Sonuçları

Trakya Havzası gravite anomali haritası Şekil 4.2.1'de verilmektedir. Anomaliler sade bir izlenim sergilemektedir. Güneyde Ganos yükselimi ile kuzeyde Istranca Masifi arasında yer alan havza düşük gravite değeri vermektedir. KD ve G sınırlarda ise yüksek gravite değerleri gözlenmektedir. Havzada Hamidiye'nin kuzeyi Kırklareli'nin GB'sı ve Lüleburgaz'ın GB'sı dolaylarında en düşük gravite değerleri gözlenmektedir. Bu üç bölgenin arasında kalan bölgede ise etrafına göre daha yüksek gravite değerleri gözlenmektedir.

Gravite anomali haritasında anomaliye neden olan yapının ve yapı sınırlarının belirlenebilmesi için analitik sinyal yöntemi uygulanmıştır. Gravite anomali haritası ile karşılaştırıldığında, düşük gravite değerleri gözlenen ve sediman kalınlığının fazla olduğu düşünülen bölgelerin saptanabilmesi için uygulanan analitik sinyal tekniğinin iyi yanıt verdiği Şekil 6.1.1'de görülmektedir. Kırklareli, Hamidiye arasında kalan bölgede bir yükselimin varlığı dikkati çekmektedir. Bu Şenel'in (2005) Trakya Havza'sının iki farklı derinlik seviyesinden oluşmuş iki evreli bir havza görünümünde olduğu bilgisini destekler niteliktedir.



Şekil 6.1.1 Gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması

Gravite Verisi Yukarı Uzanım Uygulaması

Trakya Havzası gravite anomali haritasına 1 km, 3 km ve 5 km seviyeleri için yukarı uzanım yöntemi uygulanmıştır. Yukarı uzanımın her bir seviyesinde sediman yayılımına ait yeni bilgiler elde edilmiştir. Yukarı uzanım yöntemiyle sığ yapıların anomali üzerindeki etkilerinden uzaklaşmış ve derindeki yapıların belirgin olarak görülmesine olanak sağlanmıştır.

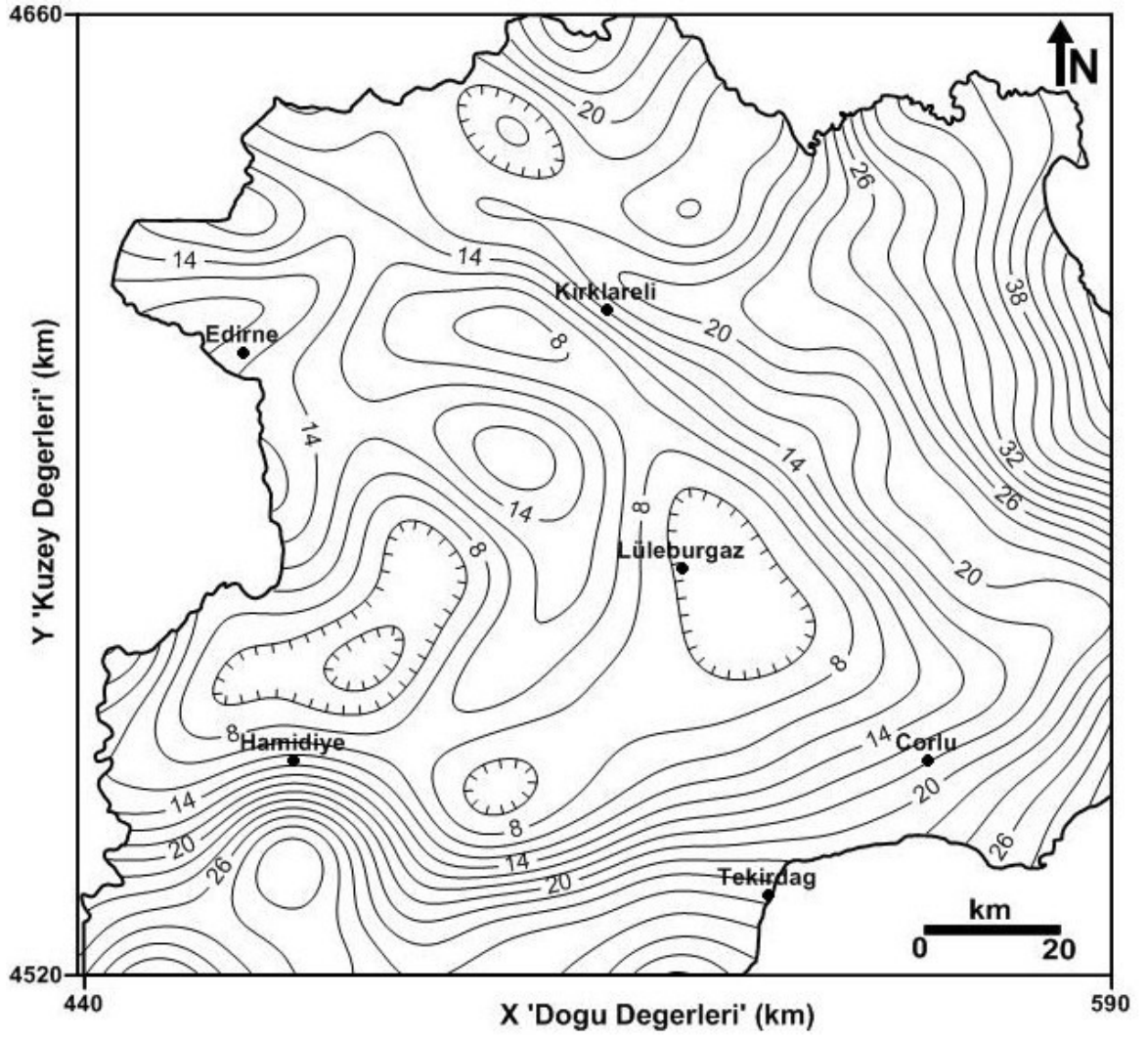
Gravite 1 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 6.1.2) bölgede sığ etkilerin ve yükselimlerin az olması nedeniyle gravite anomali haritasına göre çok fazla değişiklik gözlenmemiştir. Belirgin bir şekilde havzanın derin alanları ön plana çıkmaktadır.

Gravite 1 km yukarı uzanım üzerine analitik sinyal haritasında (Şekil 6.1.3) ise sığ yapı sınırlarına ait değerlerden uzaklaşmış, havza sınırları daha belirginleşmiştir.

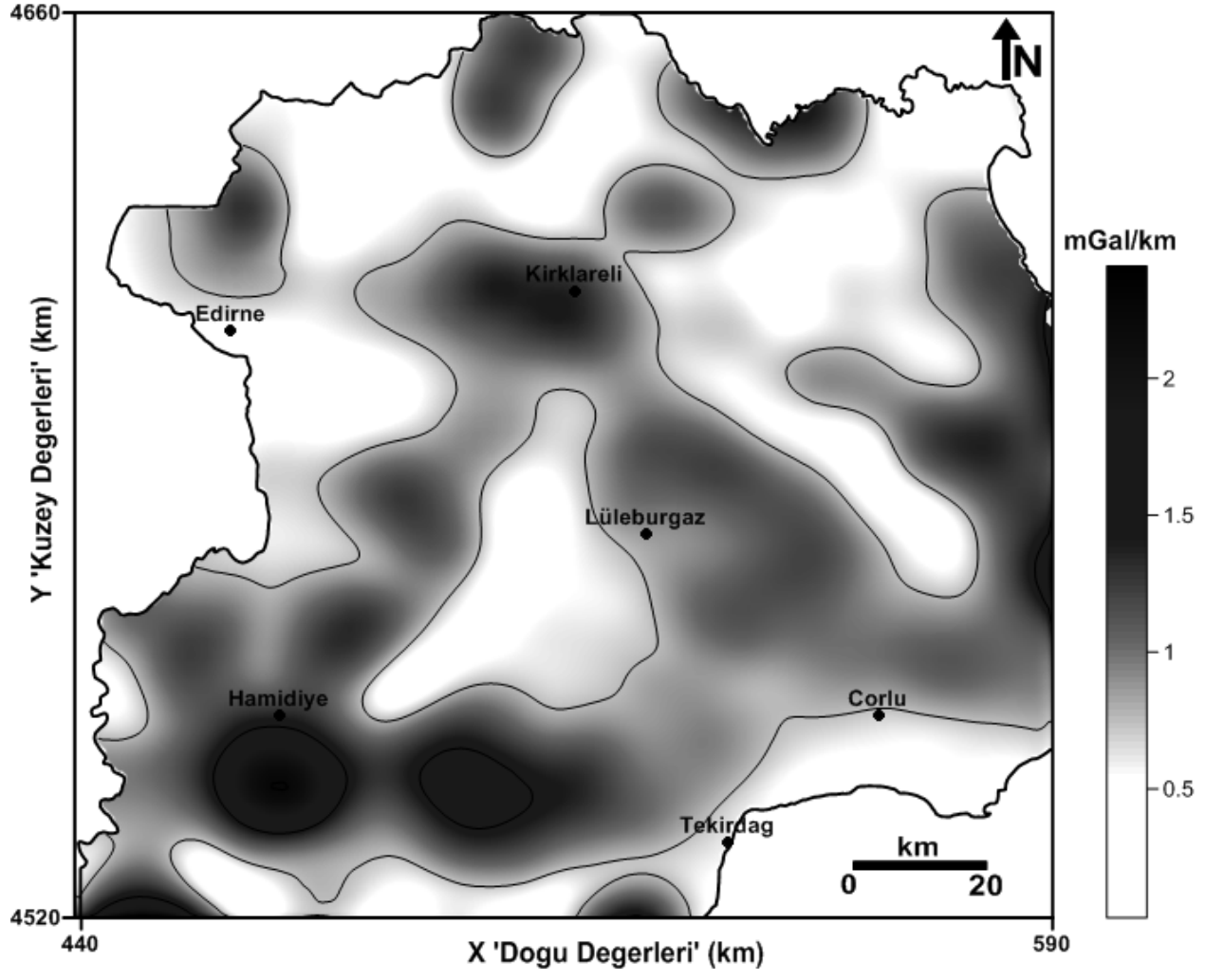
Gravite 3 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 6.1.4) kuzeyde bulunan derin bir kapanım gibi görünen sığ anomaliler (Kırklareli'nin hemen GB'sında, havza içerisinde ve Kırklareli'nin KB'sında, Istranca Masifi altında görülen anomaliler) 1 km yukarı uzanım haritasına göre daha da küçülmüştür. Havzanın KD kesiminde yer alan Istranca Masifi ile sınırı belirgin olarak ortaya çıkmıştır. Analitik sinyal haritasında (Şekil 6.1.5) ise havzanın en derin yerinin Hamidiye ve Lüleburgaz arasında kalan kısım olduğu, ayrıca Kırklareli civarında da bağımsız bir kapanım 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.

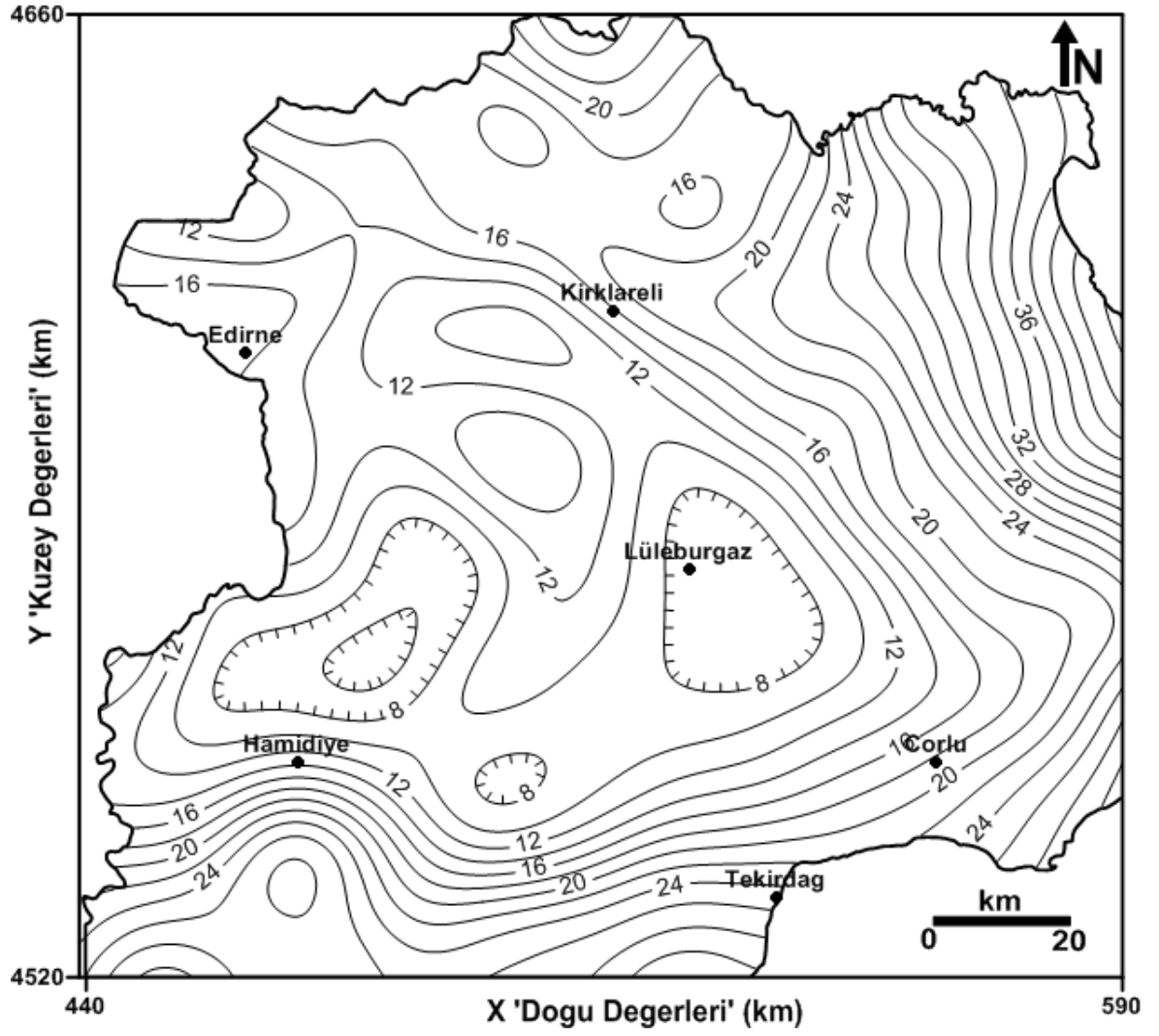
1 km ve 3 km yukarı uzanım anomali haritalarında Hamidiye, Lüleburgaz ve Kırklareli bölgesi anomalileri belli bir derinliğe kadar ayrı ve küçük kapanımlar olarak gözlenmiştir. Son olarak uygulanan 5 km yukarı uzanım haritasında (Şekil 6.1.6) ise anomalilerin daha sadeleştiği ve bu ayrı kapanımların derinde tek ve büyük bir anomali ile temsil edildiği gözlenmiştir. 5 km yukarı uzanım analitik sinyal haritasında (Şekil 6.1.7) ise sediman kalınlığı en fazla olan bölgenin Hamidiye ve Lüleburgaz bölgesi olduğu tespit edilmiştir.



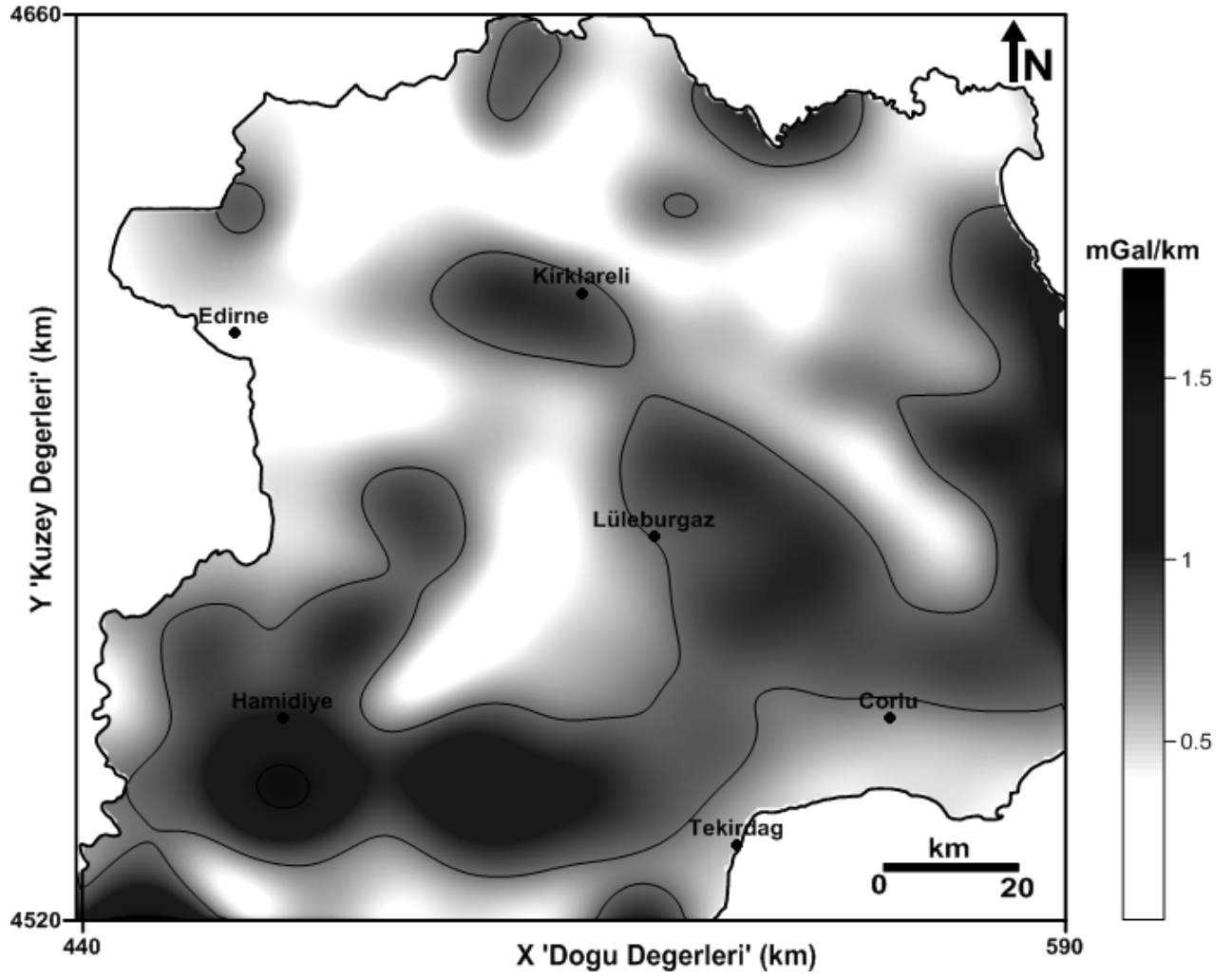
Şekil 6.1.2 1 km yukarı uzanım gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 2 mGal)



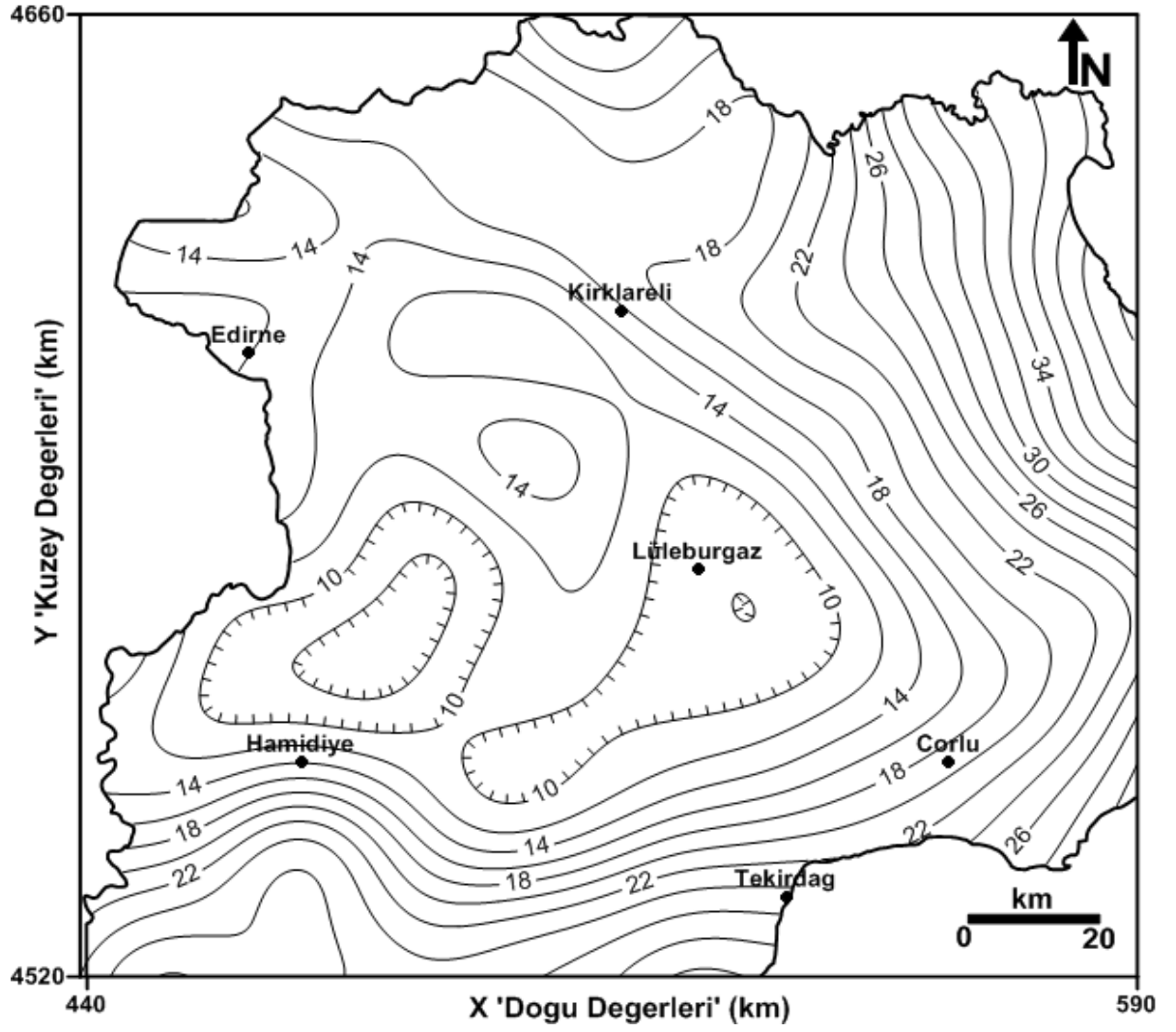
Şekil 6.1.3 1 km yukarı uzanım uygulanmış gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması



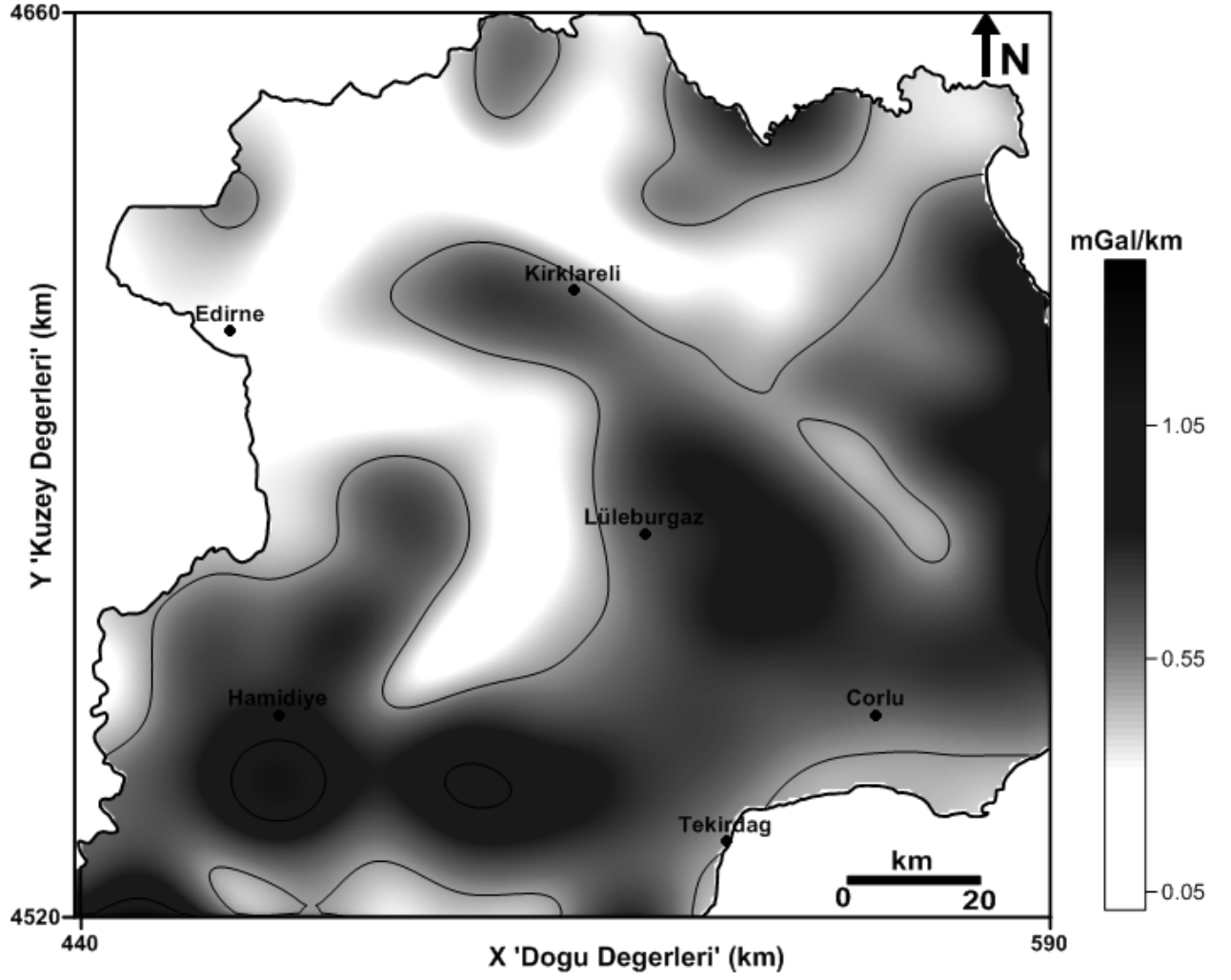
Şekil 6.1.4 3 km yukarı uzanım gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 2 mGal)



Şekil 6.1.5 3 km yukarı uzanım uygulanmış gravite anomali haritasına analitik sinyal uygulaması



Şekil 6.1.6 5 km yukarı uzanım gravite anomali haritası (Kontur aralığı: 2 mGal)

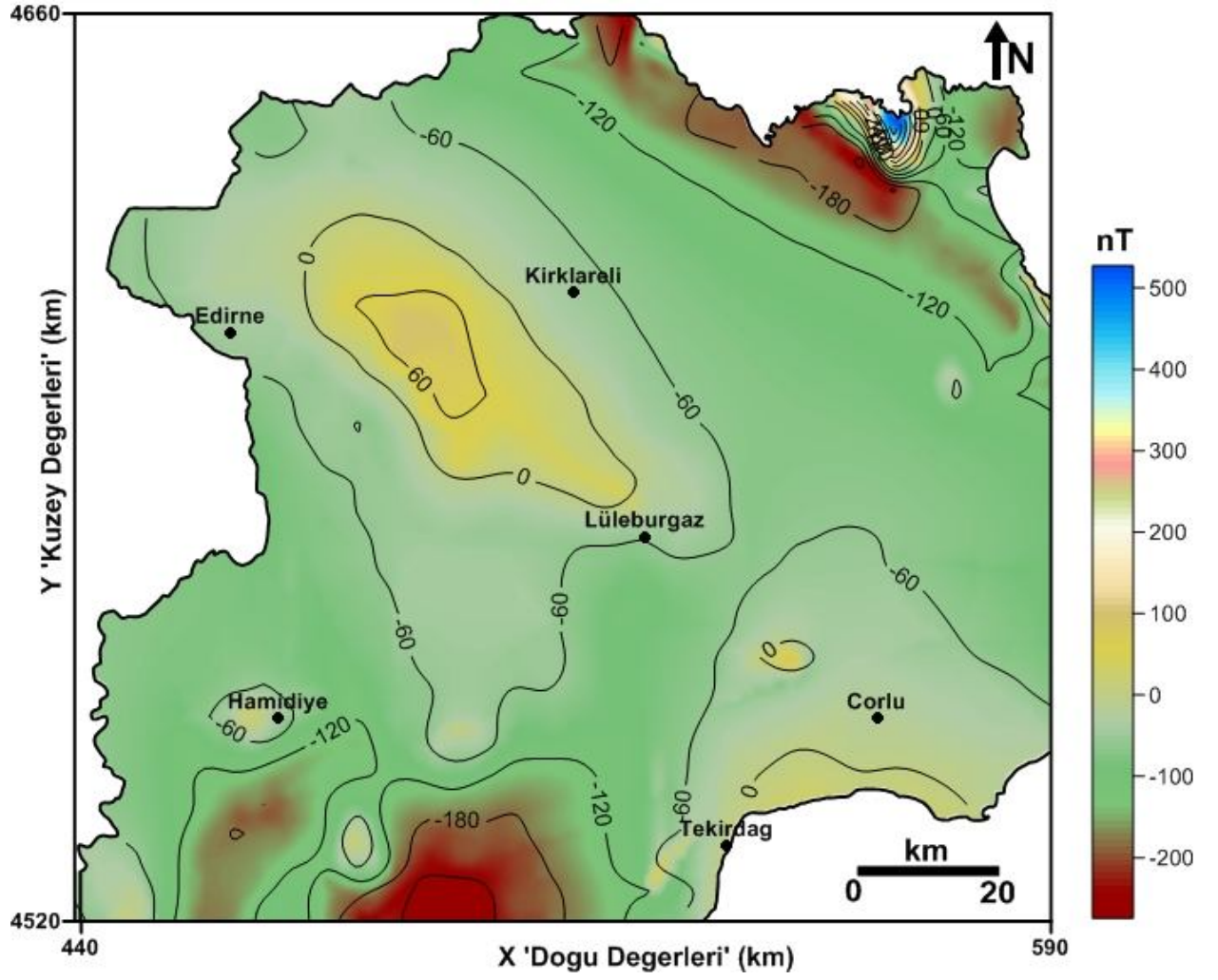


Şekil 6.1.7 5 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması

6.2 Manyetik Anomali Sonuçları

Trakya Havzası'nda bölgenin tektonik yapısına ve kalıcı mıknatıslanma potansiyeline ışık tutmak amacıyla manyetik anomaliler incelenmiştir. Trakya havzası manyetik anomali haritası Şekil 4.3.1'de verilmektedir. Havza, sedimanter çökellerden oluştuğu için havzanın kuzeydoğusunda yer alan Istranca Masifi metamorfikleri ile güney batısında yer alan Şarköy civarı yükselimi dışında bölge manyetik kaynaktan yoksundur. Ayrıca havzanın ortasında manyetik anomaliye neden olan yapının paleoyükselim olduğu düşünülmektedir.

Mıknatıslanma özelliği kazanmış jeolojik yapılar kutuplanma nedeniyle pozitif ve negatif kutuplara sahiptir. Bu nedenle gerçek konumlarında değildir. Bu anomalileri gerçek konumlarına getirmek için kutba indirgeme yöntemi uygulanmıştır. Kutba indirgeme işlemi uygulanırken yer manyetik alanın sapma açısı 55 derece ve eğim açısı 4 derece alınmış, yapı modelleme aşamasında bu değerler kullanılmıştır. Çalışma alanının kutba indirgenmiş havadan manyetik anomali haritası Şekil 6.2.1'de verilmektedir. Trakya Havzası'nda ayrıca manyetik anomaliye neden olan yapıların konumlarının ve sınırlarının belirlenmesi için kutba indirgenmiş veriye, gravite verilerine paralel olarak 1 km, 3 km ve 5 km yukarı uzanım uygulanmıştır.



Şekil 6.2.1 Kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 60 nT)

Manyetik Veri Yukarı Uzanım Uygulaması

Kutba indirgeme işlemi uygulanmış manyetik verinin 1 km yukarı uzanım haritası incelendiğinde, kutba indirgeme işlemi ile anomaliye neden olan yer altı yapısının, anomali ile aynı seviye üzerine geldiği yani anomalinin yapının merkezine oturduğu görülür.

1 km yukarı uzanım yapılmış manyetik anomali haritasında (Şekil 6.2.2) yüzeydeki yapılara ait sığ etkiler görülmektedir. Bu haritaya analitik sinyal uygulandığında (Şekil 6.2.3) yüzeye yakın parçalı küçük yapıların etkisi daha da belirginleşmektedir.

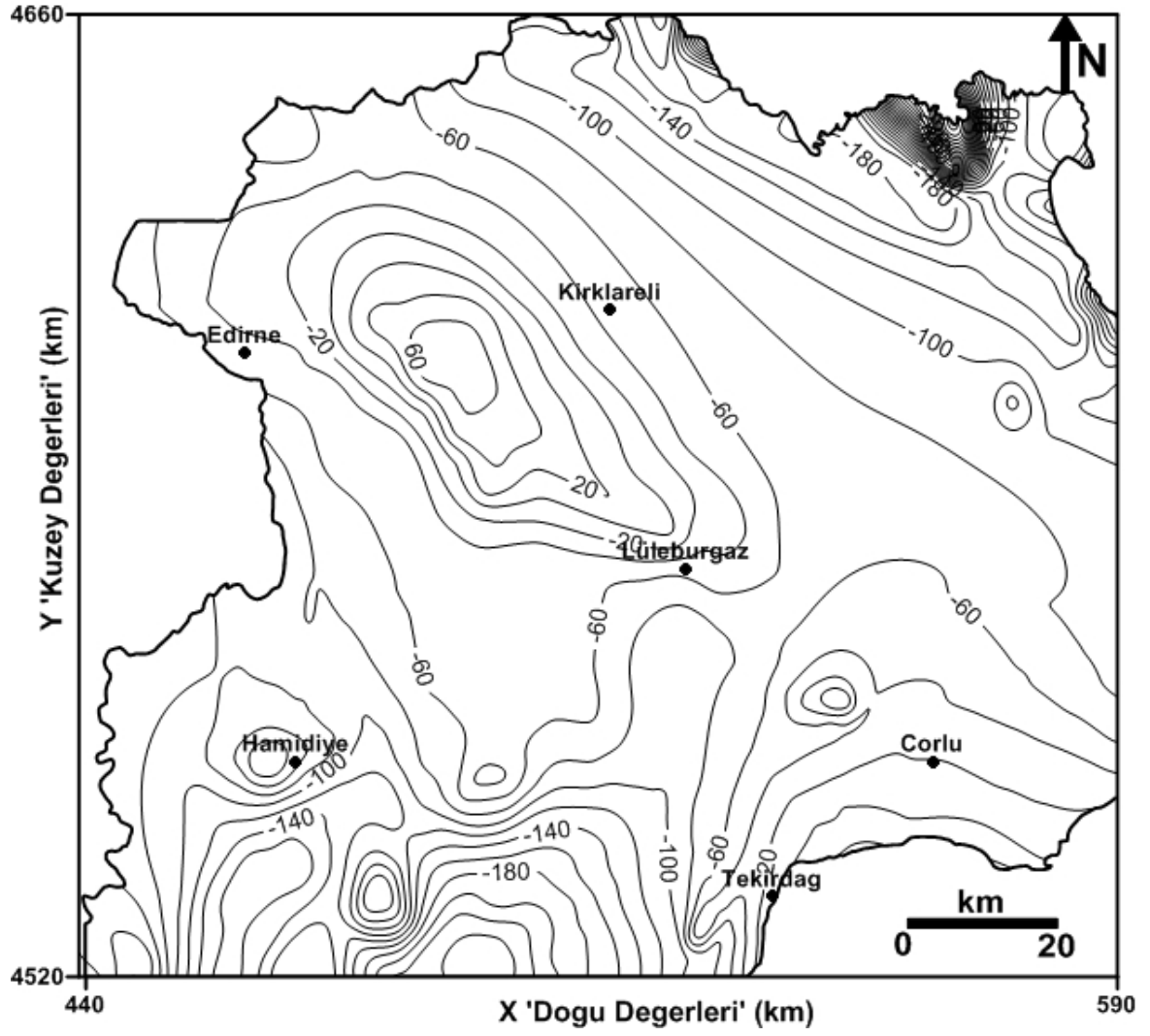
Manyetik anomaliler yukarı uzanım ve analitik sinyal haritalarında jeojik anlamda yorumlanırsa, havzanın büyük bir bölümünde mıknatıslanma özelliği taşımayan genç sedimanter birimler bulunur. Buna karşın havzanın kuzeydoğusunda bulunan Istranca Masifi'nin şiddetli manyetik anomali kaynağı olduğu görülmektedir. Bunun nedeni, Istranca Masifi'nde erken evre metamorfizması ile oluşmuş volkanik kütlelerin varlığıdır. Aynı zamanda Istranca orojenik kuşaklarında bazalt, riolit bileşimli, rift volkanizması ile ilişkili olarak tabakalı masif sülfat yatakları mevcuttur (Üşümezsoy, 1990). En altta Permian ve öncesi yaşı, yüksek derecede metamorfizmaya uğramış kayalar mevcuttur (Yurtsever vd., 1994). Diğer yandan masifte bulunan cevherleşmeler şiddetli manyetik anomali vermektedir. Yüzeydeki masif örtünün altında kalan ve gravite anomali haritalarıyla, yukarı uzanım haritalarında belirgin hale gelen, Kırklareli'nin K ve KB'sındaki düşük gravite değerleriyle ifade olunan alanlarda manyetik özellik göstermektedir. Bundan dolayı, sözü edilen alanlardaki metamorfik örtünün altında meta- sedimanterlerle dolu çukurlukların olduğu ileri sürülebilir.

Havzanın güneyinde gözlenen manyetik etkinliğin kaynağı Şarköy civarı metamorfizmaya uğramış mavişistlerin varlığı ile yorumlanmıştır. Bu bölge başlıca serpantin, mavişist ve yer yer yeşilşist metamorfizması geçirmiş kayalardan oluşmaktadır.

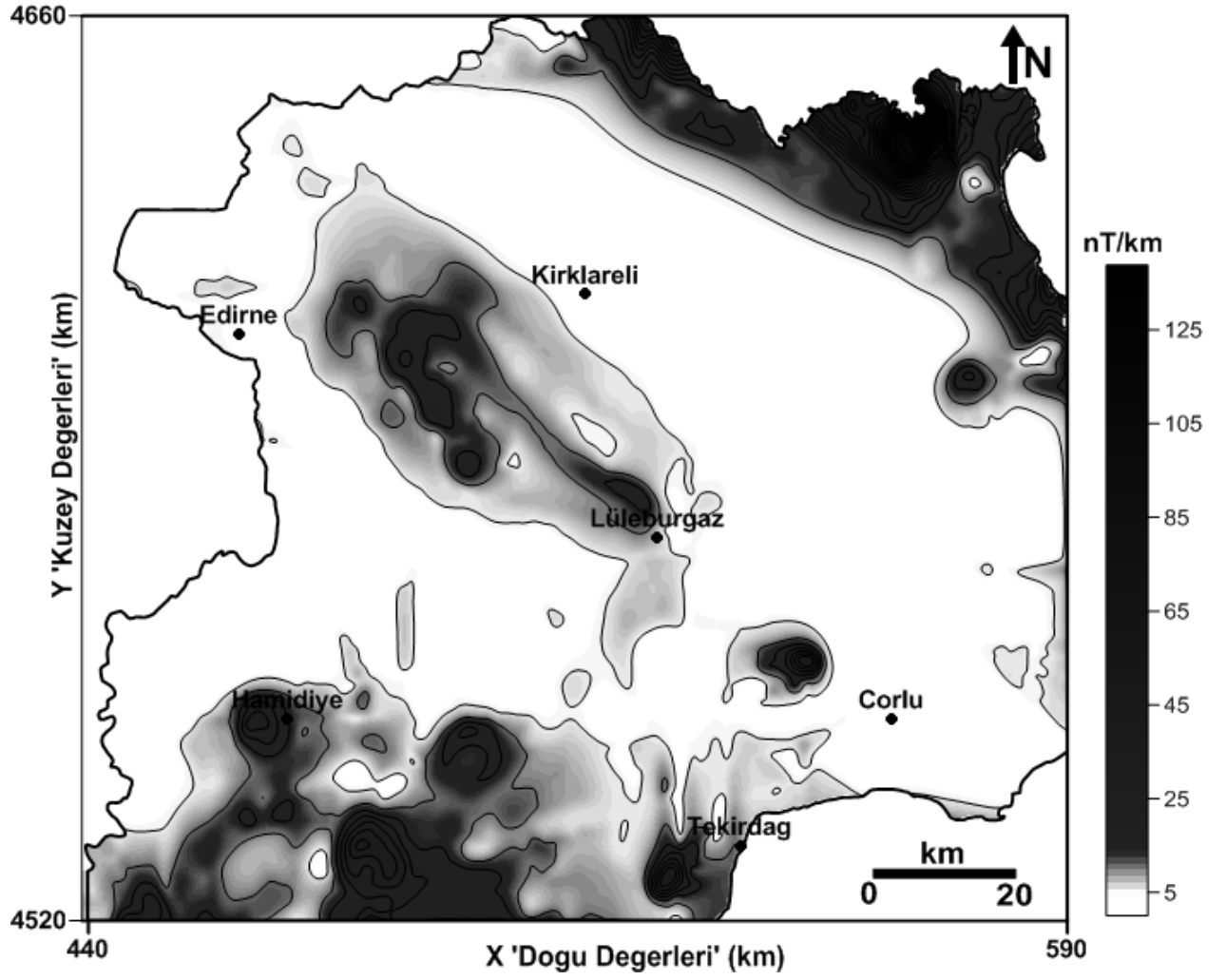
3 km yukarı uzanım manyetik anomali haritasında (Şekil 6.2.4) anomaliler, 1 km yukarı uzanım haritasına göre daha sadeleşmiş ve yüzeye yakın küçük kapanımlar kaybolmuştur. Anomaliye neden olan yapı sınırlarını tespit etmek amacıyla uygulanan 3 km yukarı uzanım analitik sinyal anomali haritasında (Şekil 6.2.5) da parçalı etkiler kaybolmuştur ve daha derindeki büyük kütlelerin etkisi gözlenmektedir.

5 km yukarı uzanım manyetik anomali haritasında (Şekil 6.2.6) ise anomaliler daha rejyonal hale gelmiştir. Analitik sinyal haritasında (Şekil 6.2.7) ise yapı sınırları, yukarı uzanım 3 km manyetik anomali haritasıyla çok büyük farklılıklar göstermemektedir.

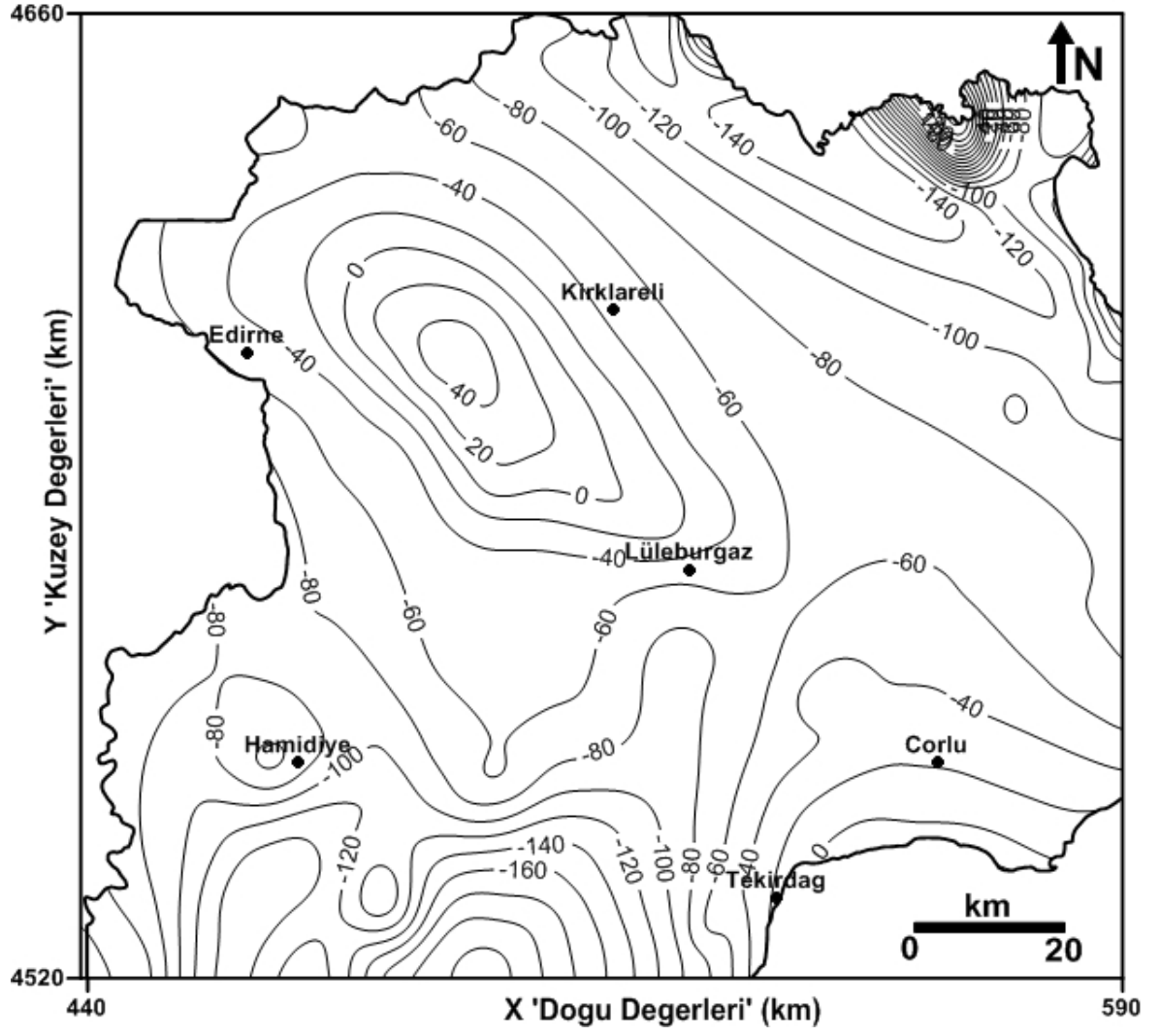
Havza içerisinde, Üst Eosen döneminde çökelmiş Ceylan Formasyonu ve Üst Eosen-Alt Paleosen yaşlı Mezardere Formasyonu içerisinde tuf bantları mevcuttur. Özellikle Ceylan Formasyonu içerisinde, tüflerin oldukça hakim olmasından dolayı Edirne-Kırklareli-Lüleburgaz üçgeni içerisinde yer alan manyetik kütlelerin Üst Eosen döneminde yerleşmiş veya aktivite kazanmış olduğunu söyleyebiliriz. Kuleli- Babaeski Yükselimi olarak adlandırılan bu alanda yer yer daha yaşlı sedimanların olmayışı ya da çok ince geçişlere sahip olması da bu düşüncüyü doğrulamaktadır. Üst Eosen döneminde bu manyetik kütle kaynaklı tuf bantlarının yerleşimi Alt Paleosen'de azalarak son bulmuştur.



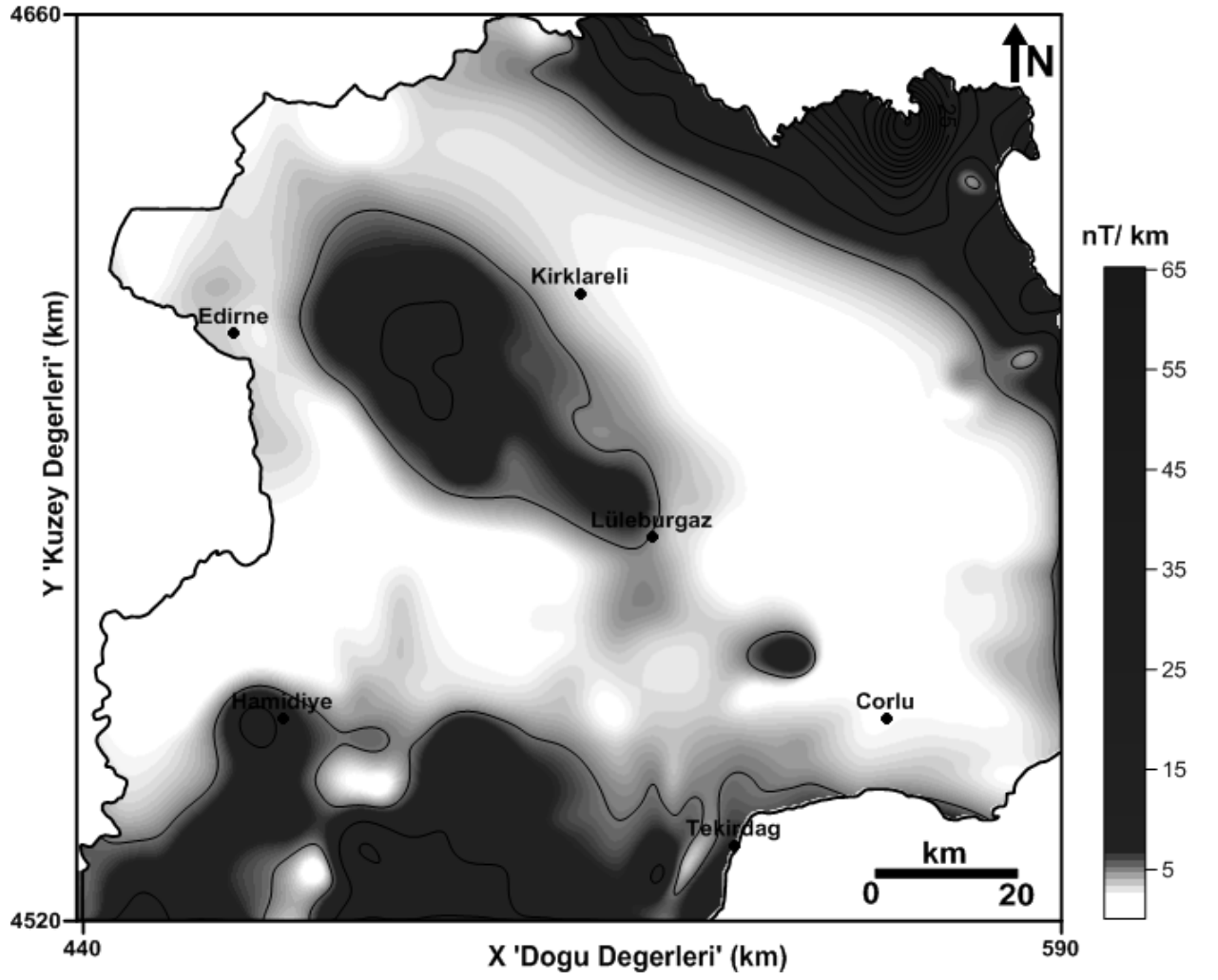
Şekil 6.2.2. 1 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)



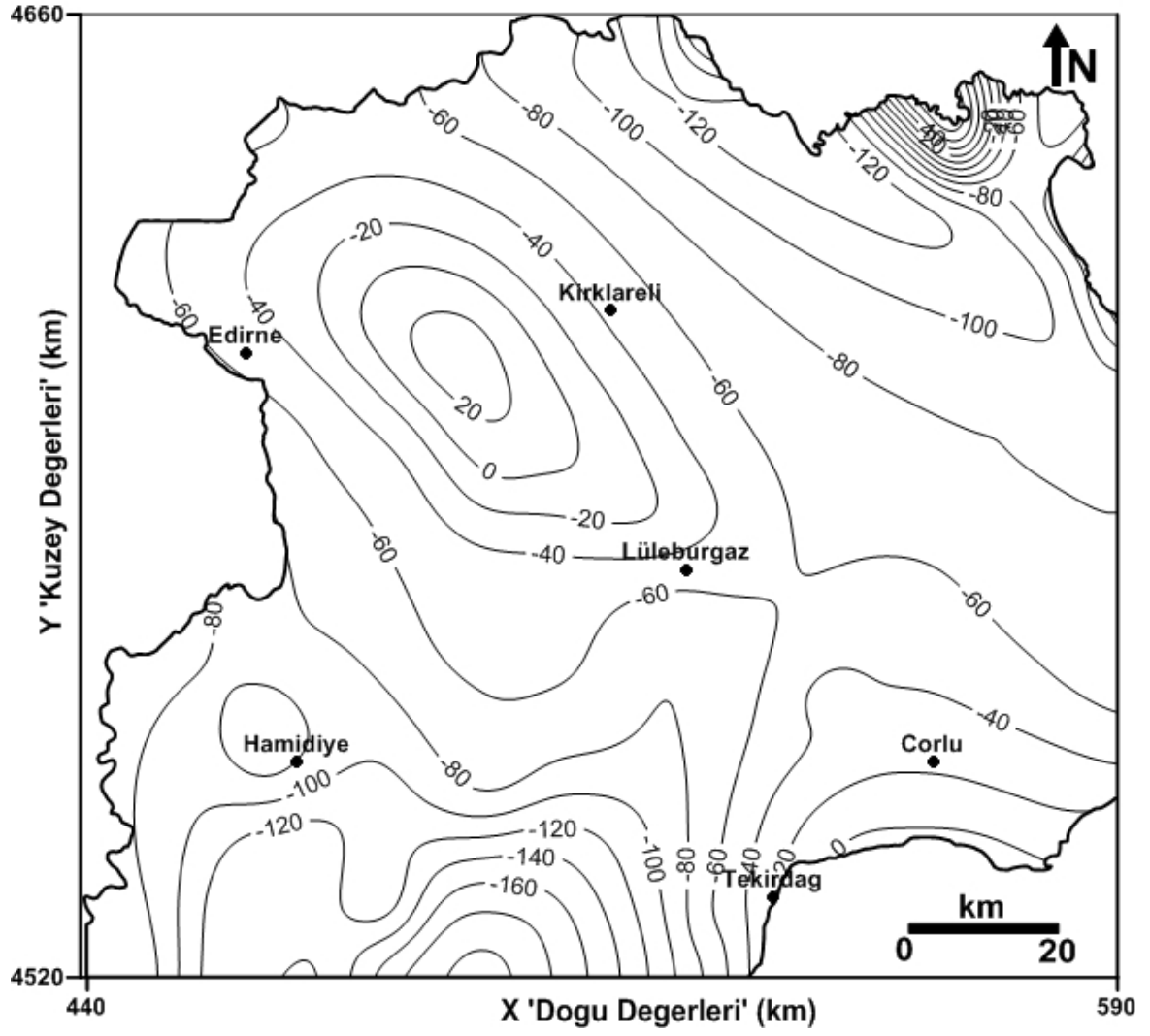
Şekil 6.2.3 1 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması



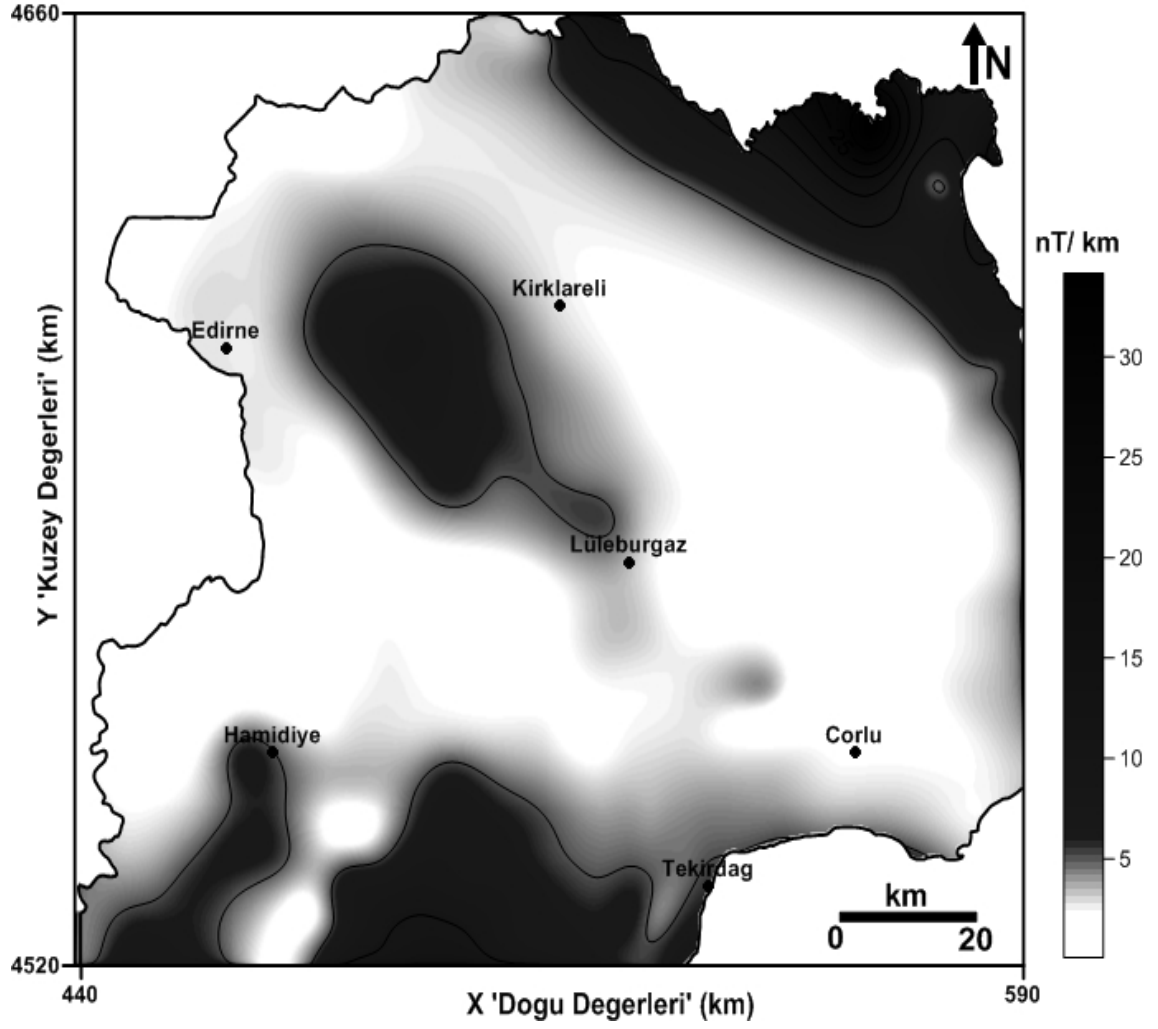
Şekil 6.2.4 3 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)



Şekil 6.2.5 3 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması



Şekil 6.2.6 5 km yukarı uzanım manyetik anomali haritası (Kontur aralığı: 20 nT)



Şekil 6.2.7 5 km yukarı uzanım uygulanmış manyetik anomali haritasına analitik sinyal uygulaması

6.3 Üç Boyutlu (3-B'lu) Modelleme Çalışmaları

Trakya Havza yapısını ortaya koymak amacıyla yapılan bu tezde gravite ve manyetik modeller, sonik log bilgilerinden elde edilen hızlara dayalı olarak bulunan yoğunluk değeri, bu yoğunluk değeri ile oluşturulan model haritası, kuyuda kesilen birimler ve sismik kesit yorumları karşılaştırmalı olarak değerlendirilmiştir.

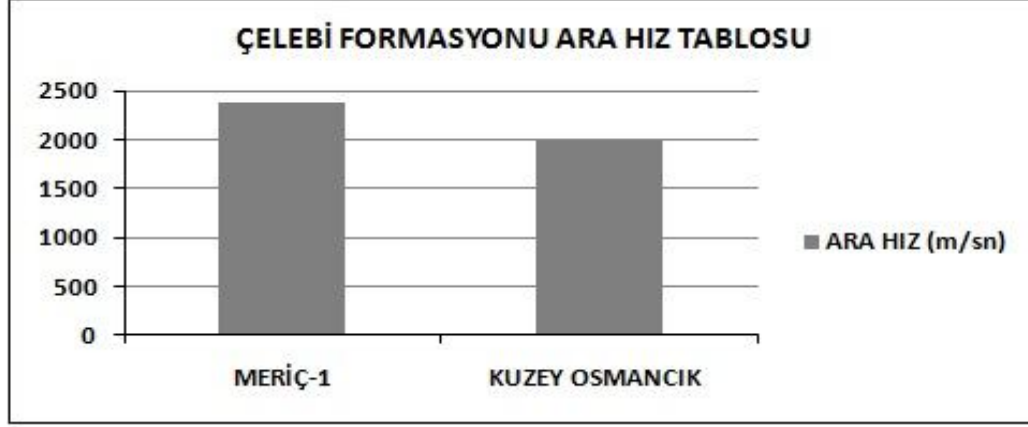
Petrol İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilen çalışma alanındaki kuyu kompozit logları üzerinden sonik log bilgileri okunarak değerlendirilmiştir. Ayrıca kuyuların derinlik, kalınlık ve hız bilgileri kuyu kolon kesitleri haline getirilerek görselleştirilmiştir (Şekil 6.3.2- Şekil 6.3.7). Daha sonra bu kuyuların sonik loglarından yararlanarak kuyularda kesilen formasyonların hızları tespit edilerek ait oldukları formasyonların karşısına yazılmıştır. Ayrıca kuyularda kesilen formasyonların her biri için bütün kuyulardaki ara hız değerleri ayrı ayrı çizelge haline getirilmiştir (Çizelge 6.3.1-Çizelge 6.3.9). Aynı çizelgede her bir formasyonun kuyulardaki derinlik değerleri ve kalınlıkları da ara hızlara paralel olarak verilmiştir. Bu verilerin birlikte verilmesindeki amaç, ara hızlardaki değişikliklerin derinlik ve kalınlıkla değişiklik gösterebilme potansiyeli taşımalarındandır. Bu yüzden gözlenen ani değişikliklerin bu etkenlerden veya kuyularda kesilen litolojik ve/veya fasiyes değişikliklerinden kaynaklanıyor olmaları kolayca tespit edilebilir. Derinlik ve kalınlıkla ara hız değişiklikleri arasında doğrudan bir ilişki gözlenememesi durumunda kuyu kompozit loglarına müracaat edilerek formasyonun litoloji kolonundaki tanımlamalarından hız değişikliğine neden olabilecek sonuçlar çıkarılabilir.

Bu çizelgeler dikkatle incelendiğinde çok değişken hızlara rastlanılmamakta, hızların birbirine çok yakın aralıkta dağılım gösterdikleri görülmektedir (Danışmen Formasyonu hariç). Çizelgelerin hemen altında, tespit edilen ara hızların ortalamaları alınarak yazılmıştır. Ayrıca her bir çizelgenin altında hızların dağılımı grafiksel olarak gösterilmiştir.

Bütün formasyonların ara hız çizelgeleri incelendiğinde havzadaki sedimanter dolgunun en yüksek ve en düşük ara hız değerleri ortalaması arasında çok büyük farklar olmamasından dolayı; tüm formasyonlara ait hız değerleri Ludwig vd. (1970) tarafından verilen Hız-Yoğunluk diyagramına (Şekil 6.3.1) uygulanarak yoğunluk değerleri bulunmuştur. Bu diyagramda hız eksenine karşılık gelen düşey eksen bunun yoğunluk değerini verir. Her bir formasyon için ayrı ayrı yoğunluk değeri bulunmuştur. Son olarak bu yoğunluk değeri formasyon sayısına bölündüğünde ortalama yoğunluk değeri 2.45 gr/cm^3 bulunmuştur.

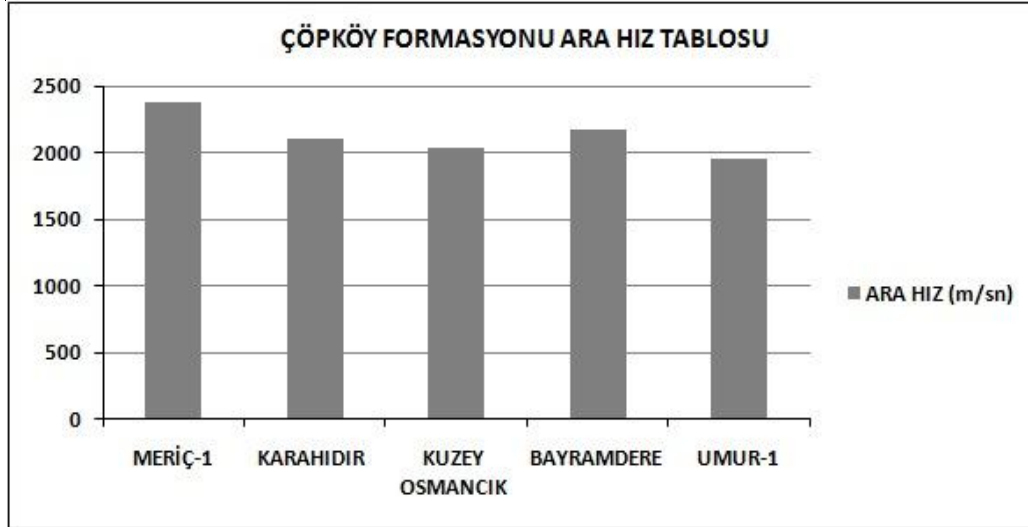
Çizelge 6.3.1 Çelebi Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	0	256	2380
KUZEYOSMANCIK	0	238	2000
ORTALAMA			2190



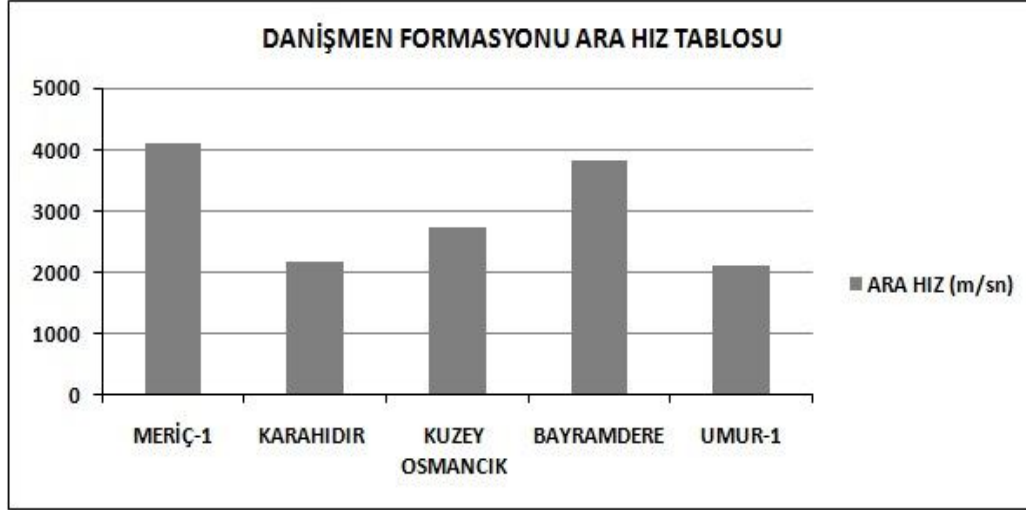
Çizelge 6.3.2 Çöpköy Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	256	944	2380
KARAHIDIR	280	116	2102
KUZEYOSMANCIK	238	282	2032
BAYRAMDERE	150	450	2177
UMUR-1	0	155	1950
ORTALAMA			2128



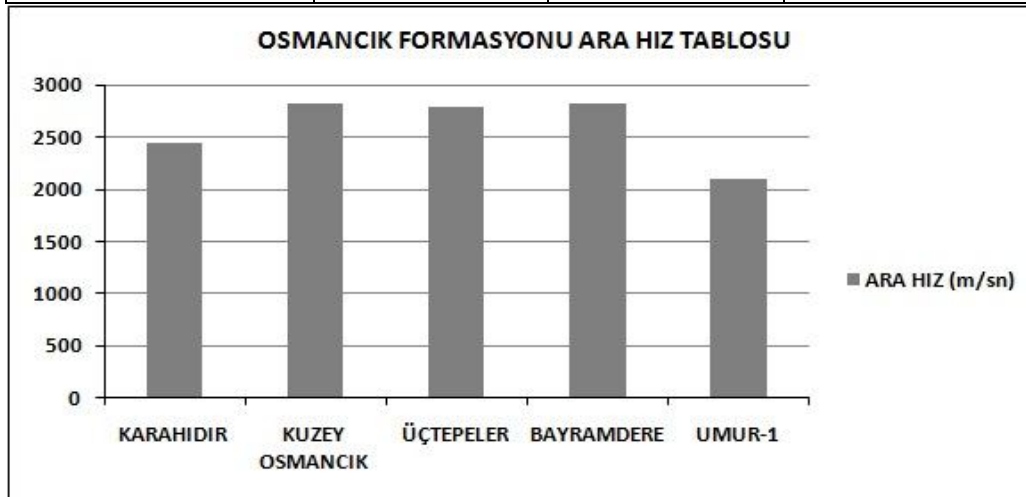
Çizelge 6.3.3 Danişmen Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	1200	860	4119
KARAHIDIR	396	520	2177
KUZEYOSMANCIK	520	82	2721
BAYRAMDERE	600	80	3810
UMUR-1	155	355	2095
ORTALAMA			2984



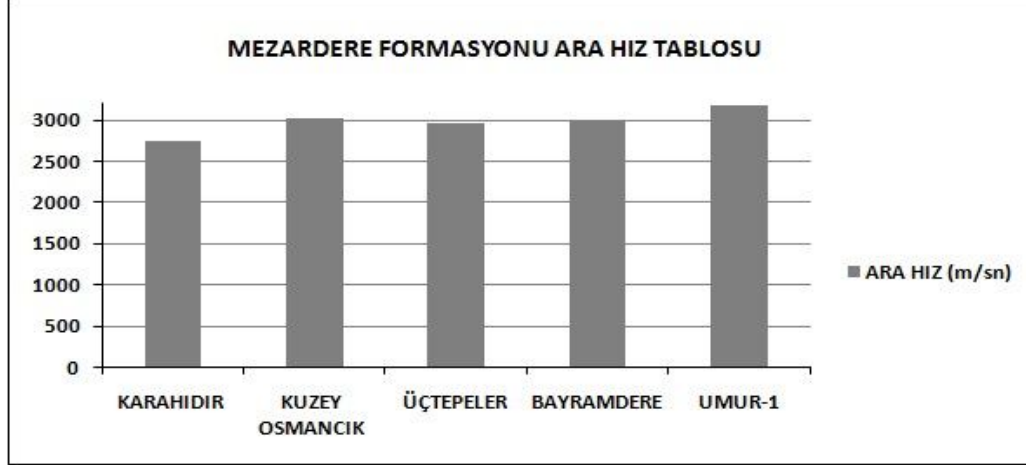
Çizelge 6.3.4 Osmancık Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
KARAHIDIR	520	60	2438
KUZEYOSMANCIK	602	115	2822
ÜÇTEPELER	1131	145	2796
BAYRAMDERE	68	96	2822
UMUR-1	510	290	2605
ORTALAMA			2697



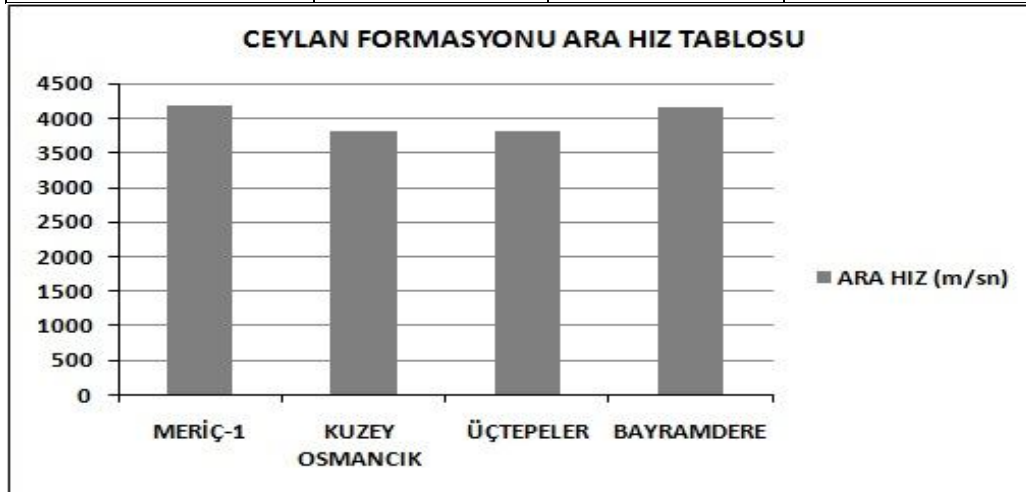
Çizelge 6.3.5 Mezardere Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
KARAHIDIR	520	60	2746
KUZEYOSMANCIK	602	115	3018
ÜÇTEPELER	1131	145	2959
BAYRAMDERE	68	96	3000
UMUR-1	510	290	3175
ORTALAMA			2980



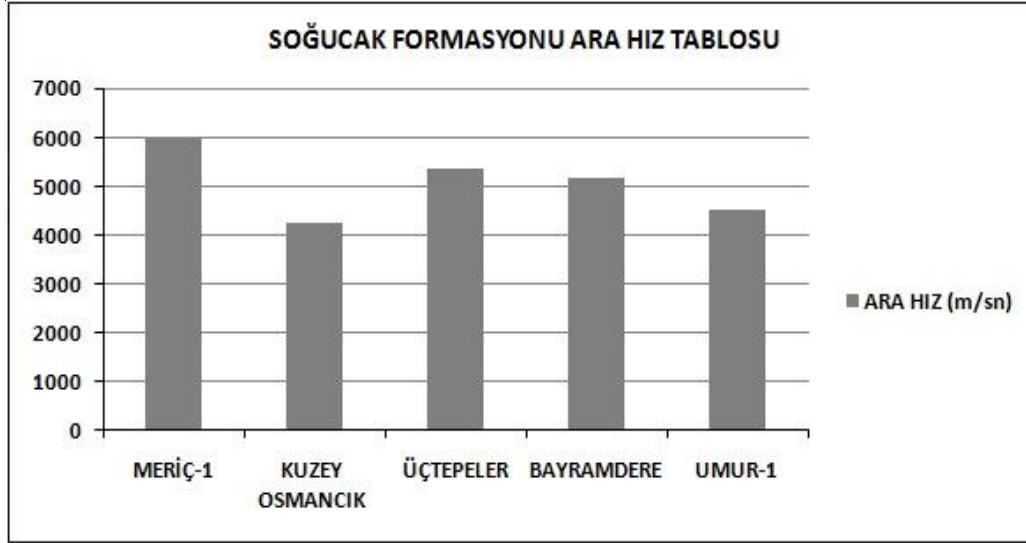
Çizelge 6.3.6 Ceylan Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	2060	17	4175
KUZEYOSMANCIK	1358	158	3810
ÜÇTEPELER	1960	176	3810
BAYRAMDERE	1336	86	4152
ORTALAMA			3987



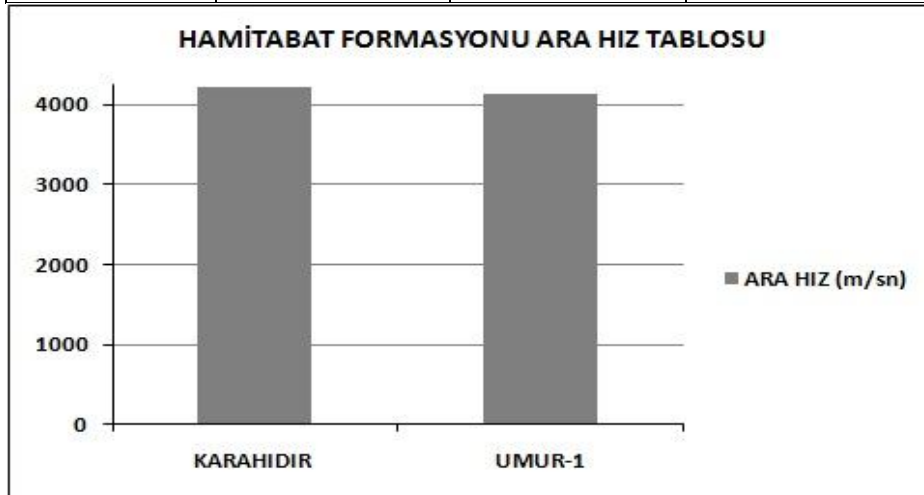
Çizelge 6.3.7 Soğucak Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	2077	39	5977
KUZEYOSMANCIK	1416	58	4689
ÜÇTEPELER	2136	32	5347
BAYRAMDERE	1422	45	5149
UMUR-1	1334	30	4509
ORTALAMA			5134



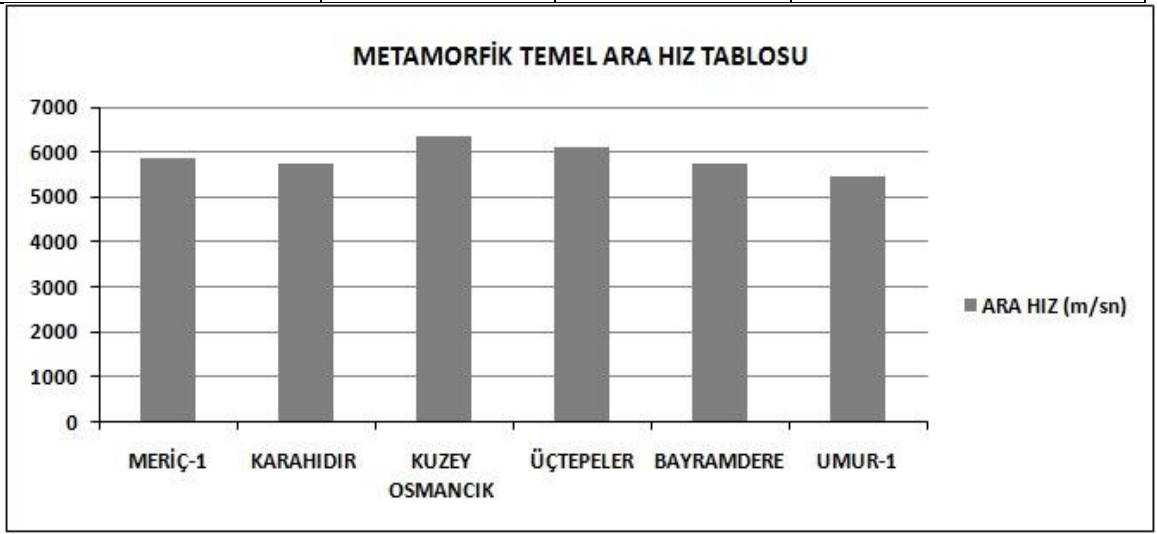
Çizelge 6.3.8 Hamitabat Formasyonu ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
KARAHIDIR	988	36	4204
UMUR-1	1364	179	4118
ORTALAMA			4161



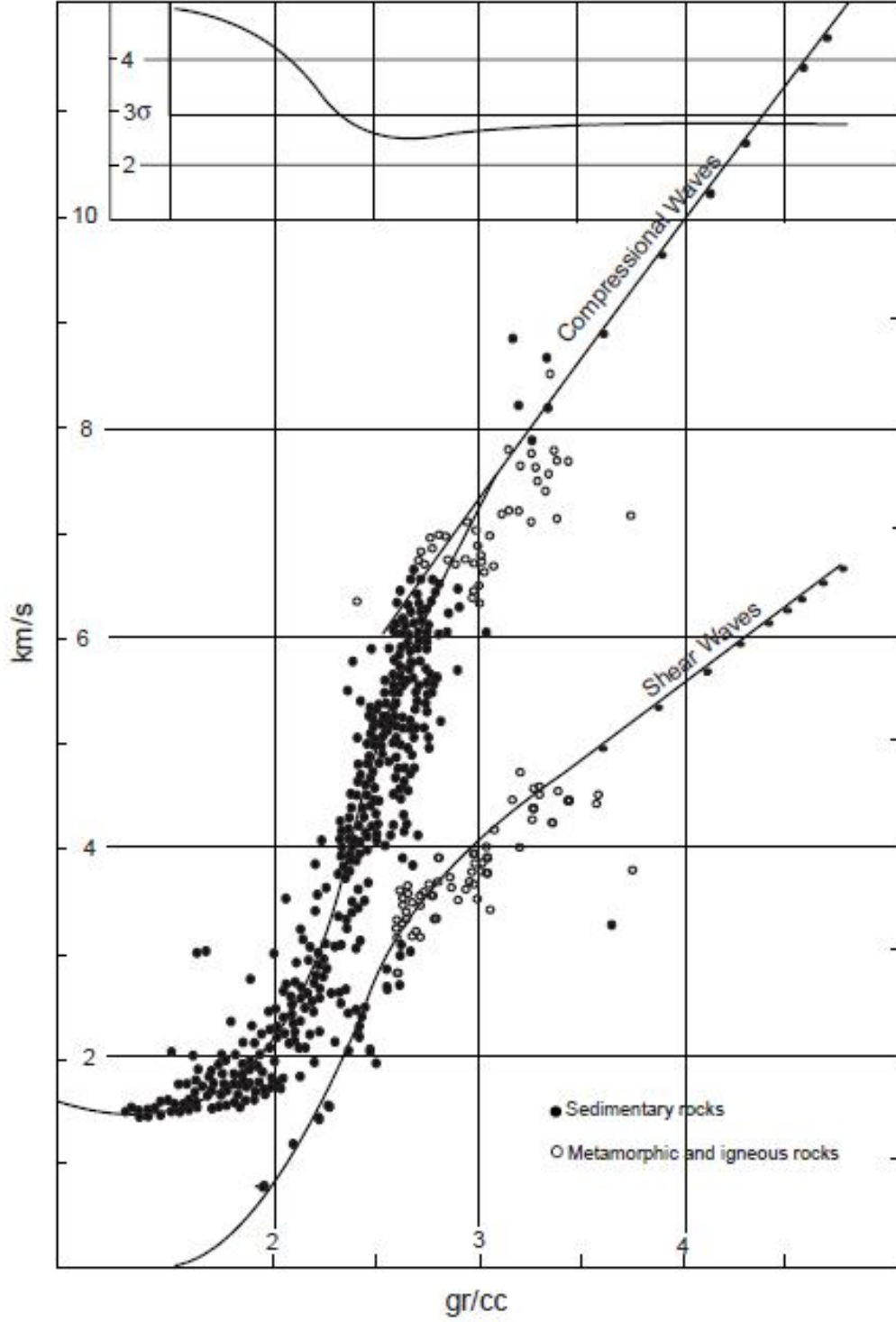
Çizelge 6.3.9 Metamorfik temel ara hız çizelgesi

KUYU	DERİNLİK (m)	KALINLIK (m)	ARA HIZ (m/sn)
MERİÇ-1	2538	423	5862
KARAHIDIR	988	36	5750
KUZEYOSMANCIK	1445	5	6350
ÜÇTEPELER	2190	20	6096
BAYRAMDERE	1467	17	5750
UMUR-1	1550	130	5443
ORTALAMA			5875



Çizelge 6.3.10 Bazı Kayaçlara Ait Yoğunluk çizelgesi (Telford vd., 1990 sadeleştirerek alınmıştır.)

	Kayaç Türü	Yoğunluk aralığı(gr/cm ³)	Ortalama yoğunluk (gr/cm ³)
Sedimanter Kayaç	Kil	1.63-2.6	2.21
	Silt	1.8-2.22	1.93
	Çakıl	1.7-2.4	2.0
	Kumtaşı	1.61-2.7	2.35
	Şeyl	1.77-3.2	2.40
	Kireçtaşı	1.93-2.90	2.55
	Dolomit	2.28-2.90	2.70
Metamorfik Kayaç	Kuvarsit	2.5-2.70	2.60
	Şist	2.39-2.9	2.64
	Gnays	2.59-3.0	2.60
	Dolomit	2.8-2.9	2.84
	Klorit	2.6-3.3	2.95
	Metamorfik	2.4-3.1	2.74
Diğer Kayaçlar	Riyolit	2.35-2.70	2.52
	Granit	2.64-2.77	2.75
	Jips	2.20-2.60	2.22
	Anhidrit	2.90-3.00	2.93



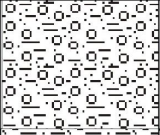
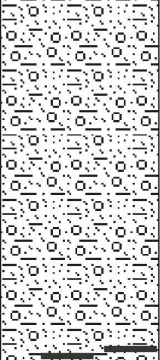
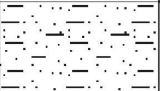
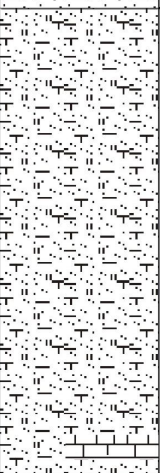
Şekil 6.3.1 Hız- yoğunluk diyagramı (Ludwig vd., 1970)

BAYRAMDERE-1

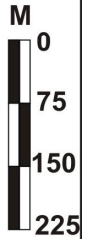
S.Baş.Tarihi:07.04.1974

S.Bitiş.Tarihi:19.04.1974

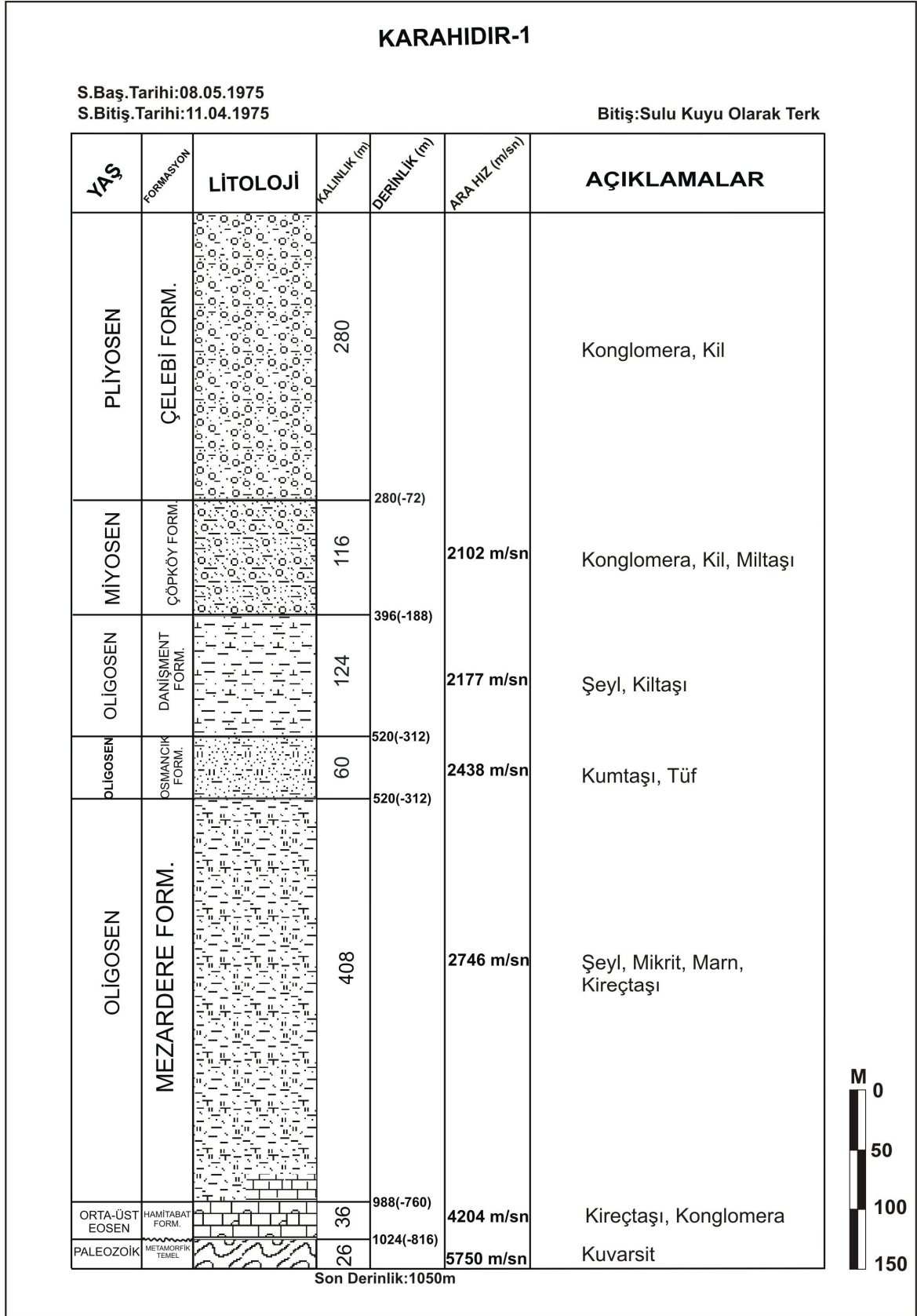
Bitiş:Kuru Kuyu Olarak Terk

Yaş	Formasyon	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	DERİNLİK (m)	ARA HIZ (m/sn)	AÇIKLAMALAR
PLİYOSEN	ÇELEBI FORM.		150	150(+46)		Konglomera
MIYOSEN	ÇÖPKÖY FORM.		450	600(-404)	2177m/sn	Konglomera, Miltaşı, Kumtaşı, Kömür
OLİGOSEN	OSMANCIK FORM.		80	680(-484)	3810m/sn	Kumtaşı, Şeyl, Mikrit
OLİGOSEN	OSMANCIK FORM.		96	776(-580)	2822m/sn	Kumtaşı
OLİGOSEN	MEZARDERE FORM.		560	1336(-1140)	3000m/sn	Şeyl, Marn, Mikrit, Tüf, Kireçtaşı
ORTA-ÜST Eosen	CEYLAN FORM.		86	1422(-122)	4152m/sn	Marn, Kireçtaşı
ORTA-ÜST Eosen	SÖĞÜCAK FORM.		45	1467(-1271)	5149m/sn	Kireçtaşı
PALEOZOİK	METAMORFİK TEMEL		35		5751m/sn	

Son Derinlik:1502m



Şekil 6.3.2 Bayramdere -1 kuyu kolon kesiti



Şekil 6.3.3 Karahıdır -1 kuyu kolon kesiti

KUZEY OSMANCIK-12

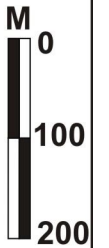
S.Baş.Tarihi:06.01.1975

S.Bitiş.Tarihi:21.01.1975

Bitiş:Kuru Kuyu Olarak Terk

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	DERİNLİK (m)	ARA HIZ (m/sn)	AÇIKLAMALAR
PLİYOSEN	ÇELEBİ FORM.		238	(238-45)	2000m/sn	Konglomera, Kumtaşı
MİYOSEN	ÇÖPKÖY FORM.		282		2032m/sn	Konglomera, Kilitaşı, Kumtaşı
OLİGOSEN	DANİŞMENT FORM.		82	520(-327)	2721m/sn	Şeyl, Miltası
OLİGOSEN	OSMANCIK FORM.		115	602(-409)	2822m/sn	Kumtaşı, Tüf
OLİGOSEN	MEZARDERE FORM.		641	717(-524)	3018m/sn	Şeyl, Miltası, Kumtaşı, Marn, Tüf, Mikrit, Kireçtaşı
ORTA-ÜST EÖSEN	CEYLAN FORM.		58	1358(-1165)	3810m/sn	Marn, Kireçtaşı, Tüf
ORTA-ÜST EÖSEN	SOĞUCAK FORM.		29	1416(-1223)	4689m/sn	Kireçtaşı
PALEOZOİK	METAMORFİK TEMEL		20	1445(-1252)	6350m/sn	Gnays

Son Derinlik:1065m

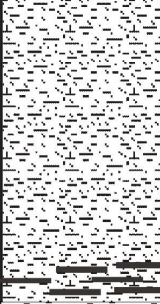
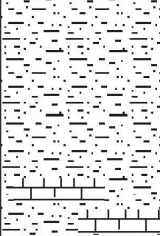
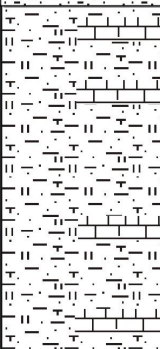
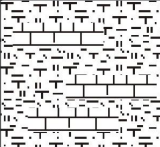


Şekil 6.3.4 Kuzey Osmancık -12 kuyu kolon kesiti

UMUR-1

S.Baş.Tarihi:27.07.1986
S.Bitiş.Tarihi:21.08.1986

Bitiş:Sulu Kuyu Olarak Terk

Yaş	Formasyon	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	DERİNLİK (m)	ARA HIZ (m/sn)	AÇIKLAMALAR
MIYÖSEN-PLİYOSEN	ERGENE GRUBU		149	155(+8)	1950 m/sn	Konglomera, Kil
OLİGOSEN	DANIŞMENT FORM.		355	510(-347)	2095 m/sn	Şeyl, Kilitaşı, Miltası, Kömür
OLİGOSEN	OSMANCIK FORM.		290	800(-627)	2605 m/sn	Şeyl, Kilitaşı, Kireçtaşı
OLİGOSEN	MEZARDERE FORM.		396	1196(1033)	3175 m/sn	Şeyl, Marn, Kilitaşı, Tüf
ORTA-ÜST EOSEN	CEYLAN FORM.		138	1334(-120)	3910 m/sn	Şeyl, Tüf, Kireçtaşı
ORTA-ÜST EOSEN	SOĞUCAK FORM.		30	1364(-120)	4509 m/sn	Kireçtaşı
GEÇ-ORTA EOSEN	HAMİTABAT FORM.		179	1550(-1380)	4118 m/sn	Şeyl, Marn, Tüf, Kireçtaşı
PALEOZOİK	METAMORFİK TEMEL		130		5443 m/sn	Kalkışist, Kuvarsit

Son Derinlik:1680



Şekil 6.3.5 Umur -1 kuyu kolon kesiti

ÜÇTEPELER

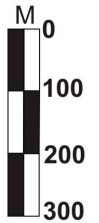
S.Bitiş.Tarihi:20.10.1980

S.Baş.Tarihi:30.12.1980

Bitiş:Kuru Kuyu Olarak Terk Edilmiştir

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	DERİNLİK (m)	ARA-HIZ (m/sn)	AÇIKLAMALAR
PLİYOSEN	ÇELEBİ FORM.		342	342(-193)		Kireçtaşı, Çakıltası, Kıltaşı
PLİYOSEN	ÇÖPKÖY FORM.		490	832(-683)		Şeyl, Kıltaşı, Tüf, Kömür Miltaşı
OLİGOSEN	DANİSMEN FORM.		299	1131(-982)		Şeyl, Miltaşı, Mikrit, Kireçtaşı
OLİGOSEN	OSMANCIK FORM.		145	1276(1127)	2796m/sn	Şeyl, Kıltaşı, Tüf
OLİGOSEN	MEZARDERE FORM.		684	1960(-1181)	2959m/sn	Şeyl, Tüf, Miltaşı, Kireçtaşı Mikrit
ORTA-ÜST EOSEN	CEYLAN FORM.		176	2136(-1987)	3810m/sn	Şeyl, Kireçtaşı, Marn, Tüf
ORTA-ÜST EOSEN	SOĞUCAK FORM.		32	2190(-2040)	5317m/sn	Kireçtaşı, Çakıltası
PALEOZOİK	METAMORFİK TEMEL		32		6096m/sn	

Son Derinlik:2210m



Şekil 6.3.6 Üçtepeliler -1 kuyu kolon kesiti

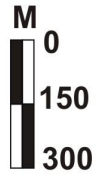
MERİÇ-1

S.Baş.Tarihi:13.03.1974
S.Bitiş.Tarihi:04.05.1974

Bitiş:Kuru Kuyu Olarak Terk

YAŞ	FORMASYON	LİTOLOJİ	KALINLIK (m)	DERİNLİK (m)	ARA HIZ (m/sn)	AÇIKLAMALAR
PLİYOSEN	ÇELEBI FORM.		256	256(-158)	2073m/sn	Konglomera, Kiltası
MİYOSEN	ÇÖPKÖY FORMASYONU		944	1200(-1102)	2380m/sn	Şeyl, Kiltası, Kireçtaşı Miltası, Kömür
OLİGOSEN	YENİMUHACIR GRUBU		840		4119m/sn	Şeyl, Kiltası, Miltası, Tüf
ORTA-ÜST EÖSEN	CEYLAN FORM.		3917	2060(-1962)	4175m/sn	Marn, Tüf
ORTA-ÜST EÖSEN	SÖĞÜÇAK FORM.		3917	2077(-1979)	5977m/sn	Kireçtaşı, Konglomera
PALEOZOİK	METAMORFİK TEMEL		423	2115(-2017)	5862m/sn	Riyolit

Son Derinlik:2538m



Şekil 6.3.7 Meriç -1 kuyu kolon kesiti

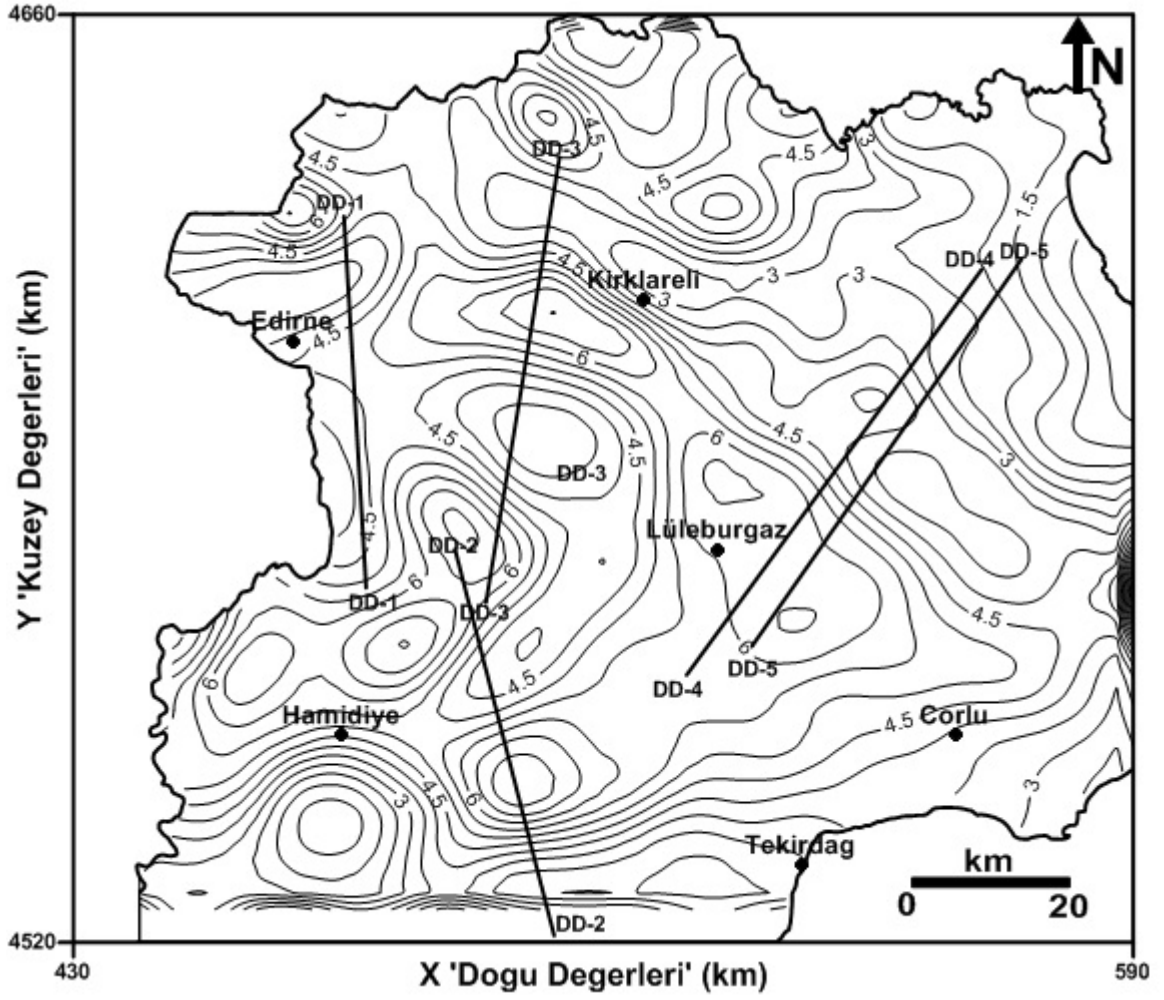
Kontrol amaçlı olarak bir kez daha tüm formasyonların ortalamaları alınmış ve sedimanter birimin ortalama hızı 3600 m/sn olarak bulunmuştur. Bu hız değeri tekrar Ludwig vd. (1970) grafiğine uygulanmış ve sedimanter birimin yoğunluk değeri 2,45 gr/cm³ bulunmuştur. Çalışma alanında hızlardan yapılan hesaplar yardımıyla elde edilen bu yoğunluk verileri literatür verileriyle karşılaştırıldığında benzer değerleri bulmak mümkündür. Telford vd. (1990) tarafından verilmiş genelleştirilmiş yoğunluk çizelgesinin sedimanlarla ilgili bölümünde havzadaki litolojilere ait yoğunluklarında ortalama aynı değere karşı geldiği görülmektedir. Havzada ağırlıklı olarak kumtaşı (2.35 gr/cm³), silttaşı (1.93 gr/cm³), kiltası (2.21 gr/cm³), şeyl (2.40 gr/cm³) ve resifal kireçtaşları (2.55 gr/cm³) istiflenmiştir.

Havzada gravite verileri yardımıyla 2.5-B'lu ve 3-B'lu modellerin oluşturulmasında havza dolgusu ile havza temelini oluşturan birimlerin yoğunluk farklarının bilinmesi gerekmektedir.

Trakya Havzası'nın ortalama sediman yoğunluk değeri 2.45 gr/cm³ olarak belirlenmiştir. Çalışma alanında ki havzanın temelini oluşturan metamorfik birimin yoğunluk değeri, yine aynı şekilde bölgede temele kadar inen kuyulardan ara hız değerleri okunarak ortalamaları alınmış ve yaklaşık 5875 m/sn olarak belirlenmiştir. Kuyularda temele ait ara hız değerleri birbiriyle yakınlık göstermektedir ve bazı kuyularda metamorfik temel birimler riyolit olarak tanımlanmıştır. Riyolitin ortalama yoğunluğu 2.52 gr/cm³'dür. Temele ait ara hız değerleri Ludwig vd. (1970) hız-yoğunluk diyagramına uyguladığında hız değerine karşılık gelen yoğunluk değerinin 2.65 gr/cm³ civarında olduğu belirlenir. Kontrol amaçlı olarak literatür verisinden faydalandığımızda ise metamorfik birimlerin ortalamaları alındığında yoğunluk değeri yine 2.65 gr/cm³ civarında olduğu kabul edebilir.

Sonuç olarak havza dolgusunun ortalama yoğunluğu ve sedimanların üzerine çökeldiği metamorfik temelin ortalama yoğunluğu arasındaki yoğunluk farkı 0.2 gr/cm³ olarak bulunmuştur. Havzanın 2.5-B'lu ve 3-B'lu modellerinin oluşturulmasında bulunan bu yoğunluk farkından yararlanılmıştır.

3-B'lu modelleme, Cordell ve Handerson (1968) tarafından geliştirilen modelleme tekniğine dayanan "Pronak.For" adlı bilgisayar programında değerlendirilmiştir. 3-B'lu modelleme yapılırken yoğunluk farkı -0.2 gr/cm³ olarak alınmış ve havzanın derinliği hakkında yorum yapılmıştır. Modelde havzanın en derin kısmı Hamidiye Lüleburgaz arasında kalan kısımdır ve bu bölgede derinlik 8 km'ye kadar ulaşmıştır.



Şekil 6.3.7 Trakya Havzası 3-B'lu derinlik modeli haritası (Yoğunluk kontrastı: 0.20 gr/cm^3) (Kontur aralığı: 0.5 km)

Yoğunluk farkı 0.2 gr/cm^3 alınarak hazırlanan 3-B'lu derinlik model haritası, gravite anomali haritasından alınan 2.5-B'lu profiller (Şekil 6.3.7), sismik kesitler ile karşılaştırılarak havza temeline ait bilgiler karşılaştırılmıştır. Sonik logları okunan kuyular ile sismik kesitler tam olarak aynı yerlerde olmasa dahi yorumlanmasında kuyu kolon kesitlerinden de faydalanılmıştır ve temeli kesen seviyeler takip edilmiştir. Birbiriyle uyumu aranmıştır.

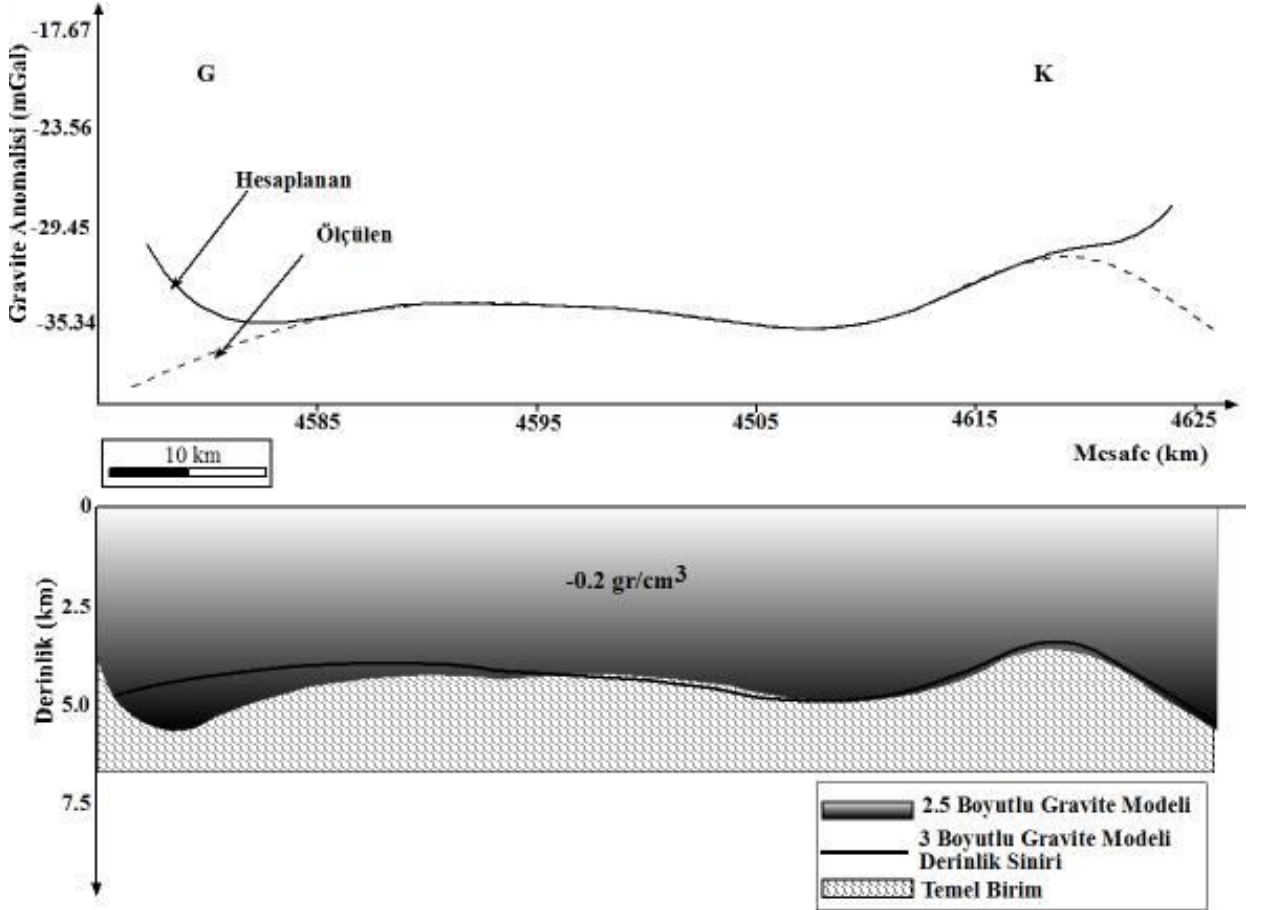
Sismik kesitler yorumlanırken, kesit üzerinde her bir atış noktasındaki (sp=shot point) zamansal derinliğe karşılık gelen ve havza tabanı olarak yorumlanan mesafe değeri okunur. Bu seviyelerin hız değerleri hesaplanmıştır. Hesaplama yapılırken sismik kesitlerdeki zaman değerlerinin yansıtıcı tabakaların yüzeylerine olan gidiş-geliş (two-way time: TWT) zamanını milisaniye (msn) olarak kaydedilmiştir. Öncelikle bütün zaman değerleri ikiye bölünmüş daha sonra saniye cinsine çevrilmiştir. Böylelikle sinyalin sadece geliş zamanları (one-way time: OWT) elde edilmiştir. Daha sonra bulunan bu OWT zamanları o zamana karşılık gelen hız değerleriyle çarpılarak derinlik değerleri metre cinsinden bulunmuştur. Bu yöntemle bütün kullanılan sismik kesitlere ayrı ayrı zaman-derinlik dönüşümü yapılmıştır. Shot point (SP) noktası uzaklıklarına göre derinlikler excel programında grafiklenerek havza temeli bulunmuş ve sismik kesitler üzerine yerleştirilmiştir. Derinlikler kesit üzerine işlenerek gösterilmiştir. Bazı SP noktalarında derinlik bilgisine doğru olarak ulaşamamış ve bu noktalar değerlendirmeye alınmamıştır.

6.4 İki Buçuk Boyutlu (2.5-B'lu) Modelleme Çalışması

Trakya Havza yapısının 2.5-B'lu modellenmesi amacıyla; Şekil 6.3.7'de gösterilen profiller, gravite anomali haritası üzerinden, sahada var olan sismik kesitlerin (Şekil 4.4.1) üzerinden geçecek şekilde seçilmiştir. 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 eğrisi ile oluşturduğumuz modele ait hesaplanan eğrinin karşılaştırılması amaçlanır. Bu şekilde oluşturulan modelin derinlikleri sismik kesitlerden elde edilen derinlik değerleriyle karşılaştırılır.

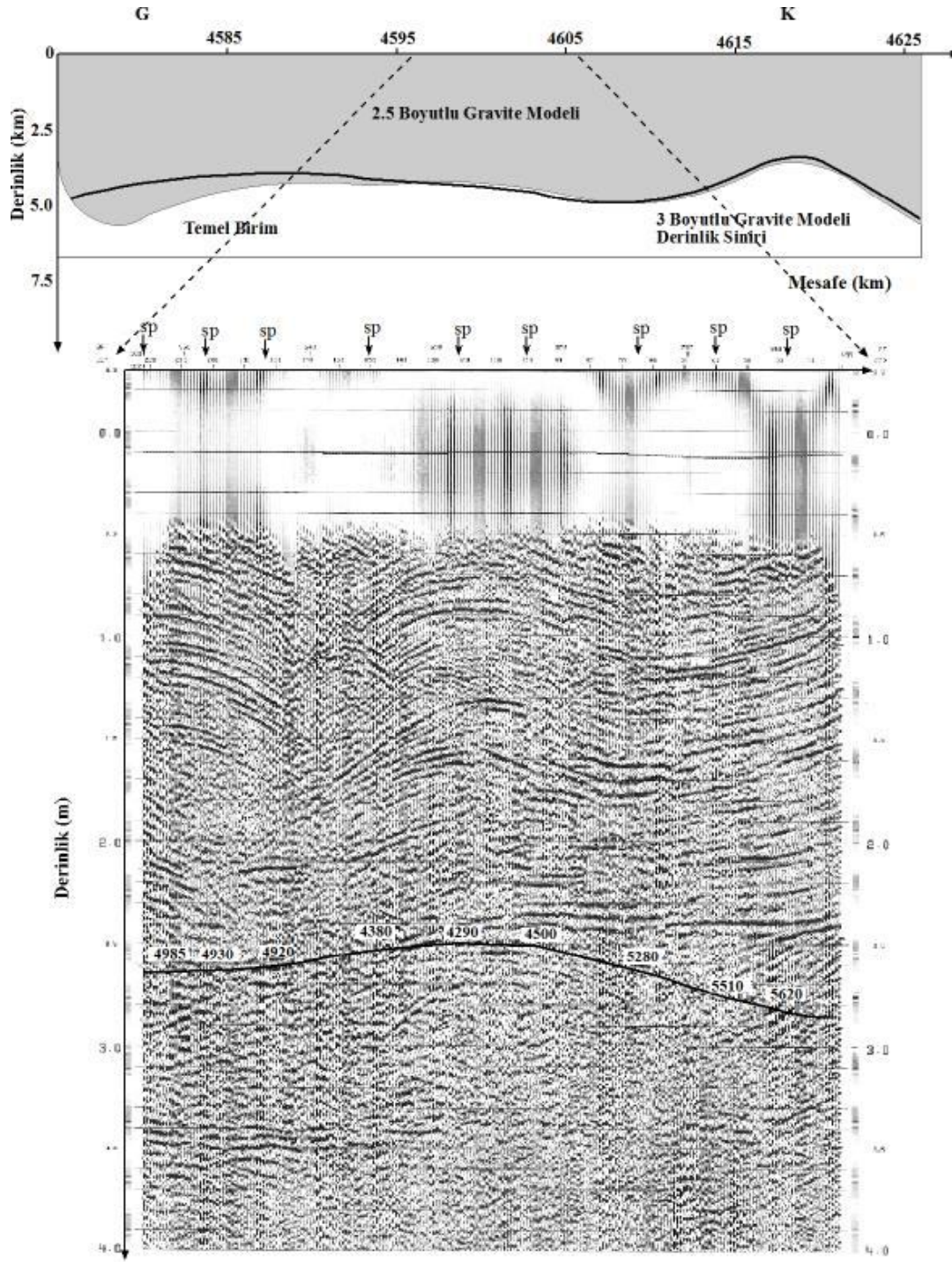
Ayrıca aynı profillerden Şekil 6.3.7’de yerleri gösterilen 3-B’lu model üzerinde derinlikler okunarak excel programında değerlendirilmiş 2.5-B’lu model üzerine yerleştirilmiştir (Şekil 6.4.1-Şekil 6.4.10). Seçilen profiller havza hakkında detaylı bilgi elde etmek için önemli olduğu düşünülen bölgelerden seçilmiştir.



Şekil 6.4.1 DD-1 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli

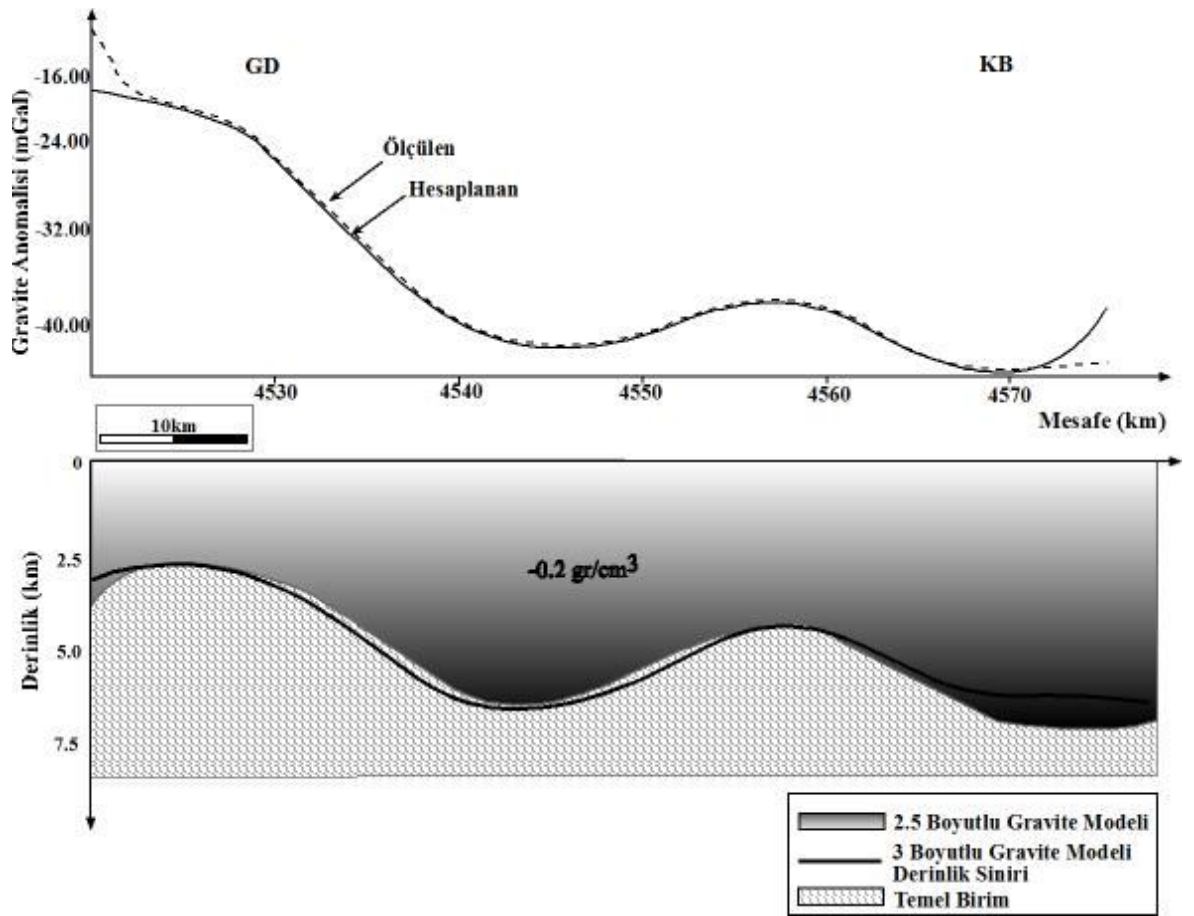
2.5-B’lu modellerden DD-1 olarak adlandırılan ve Şekil 6.4.1’de sunulan profil, çalışma alanının batı sınırında bulunmaktadır. K-G uzanımlı ve yaklaşık 40 km uzunluktadır. Bu bölgede havza yapısı oldukça sakinidir. Profil herhangi bir yapısal birimden geçmeyip sakin bir yer altı topografyasında konumlanmıştır.

DD-1 ve 2.5-B’lu model Şekil 6.4.2’de karşılaştırılmıştır. Modeller birbiriyle nispeten uyum içerisindedir. Sismik kesit üzerinde yapılan derinlik dönüşümü sonucu metamorfik temele 4-5 km derinlikte rastlanmaktadır.



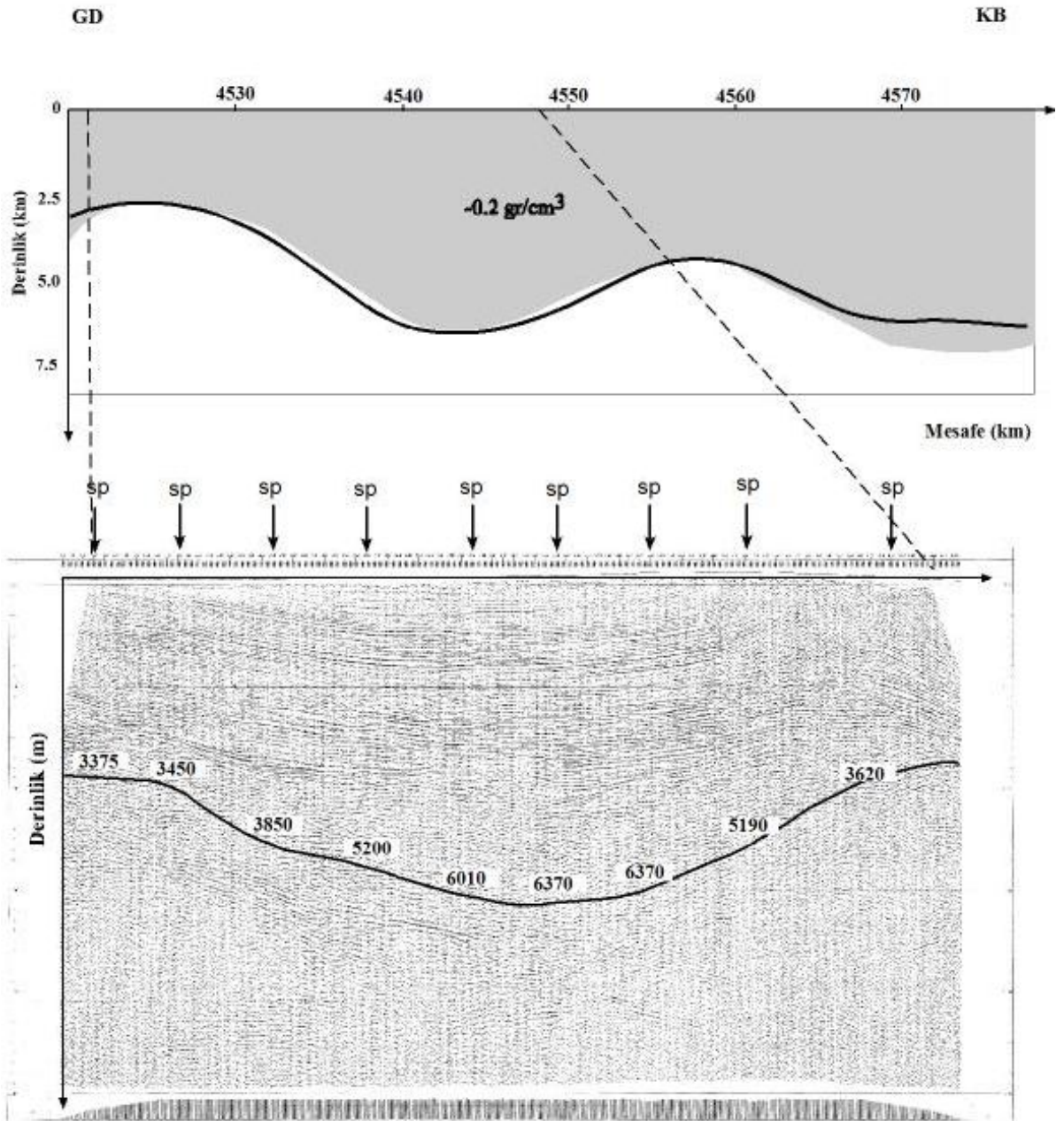
Şekil 6.4.2 DD-1 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması

DD-2 olarak adlandırılan profil Şekil 6.4.3’de sunulmaktadır. Bu profil çalışma alanının güneyindeki sınırda KB-GD uzanımlı ve uzunluğu yaklaşık 60 km’dir. Hamidiye Tekirdağ arasında olan bu bölge topografik olarak yükseltisi az bir bölgedir. Trakya Bölgesi Istranca Masifi’nin olduğu Yıldız Dağları dışında Ergene Havzası’nda genel olarak topografya sakindir. Yıldız Dağları’nın yükseltisi ise 1000m civarındadır. 2.5-B’lu modelde profil kuzey batıya doğru derinleşmekte yani havzanın sedimanter çökellerin derinleştiği kısmına işaret etmektedir. DD-2 kesitinde yaklaşık 4540 mesafesine karşılık gelen bölgede havza tabanı derinleşmiş ve bir miktar yükseldikten sonra derinleşmeye devam etmiştir.

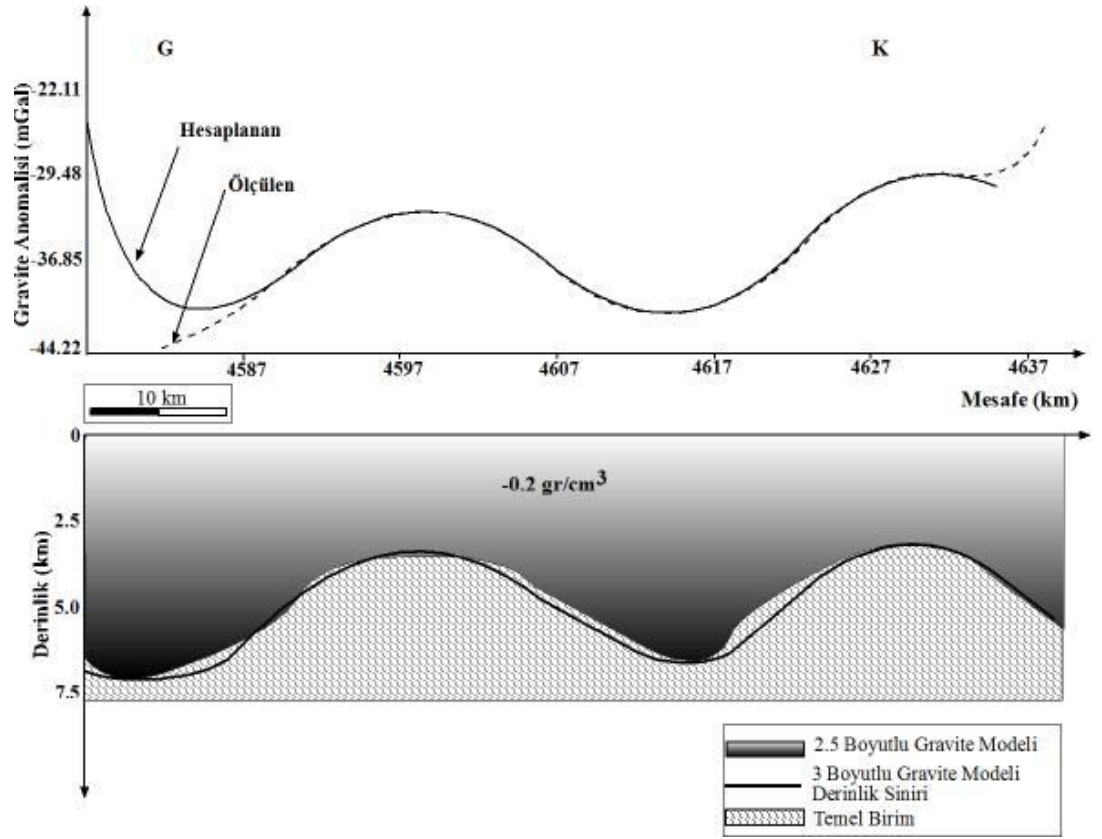


Şekil 6.4.3 DD-2 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli

DD-2 profili ile aynı bölge üzerinde seçilmiş sismik kesitin karşılaştırması Şekil 6.4.4’de sunulmaktadır. Şekilde sismik hatta ait derinlikler göz önünde tutulduğunda havza derinliği her iki değerlendirmede uyum göstermiştir. Sismik kesitin uzunluğu yaklaşık 25 km olup bu bölgede havzanın derinliği yaklaşık 6-7 km’ye kadar ulaşmıştır.

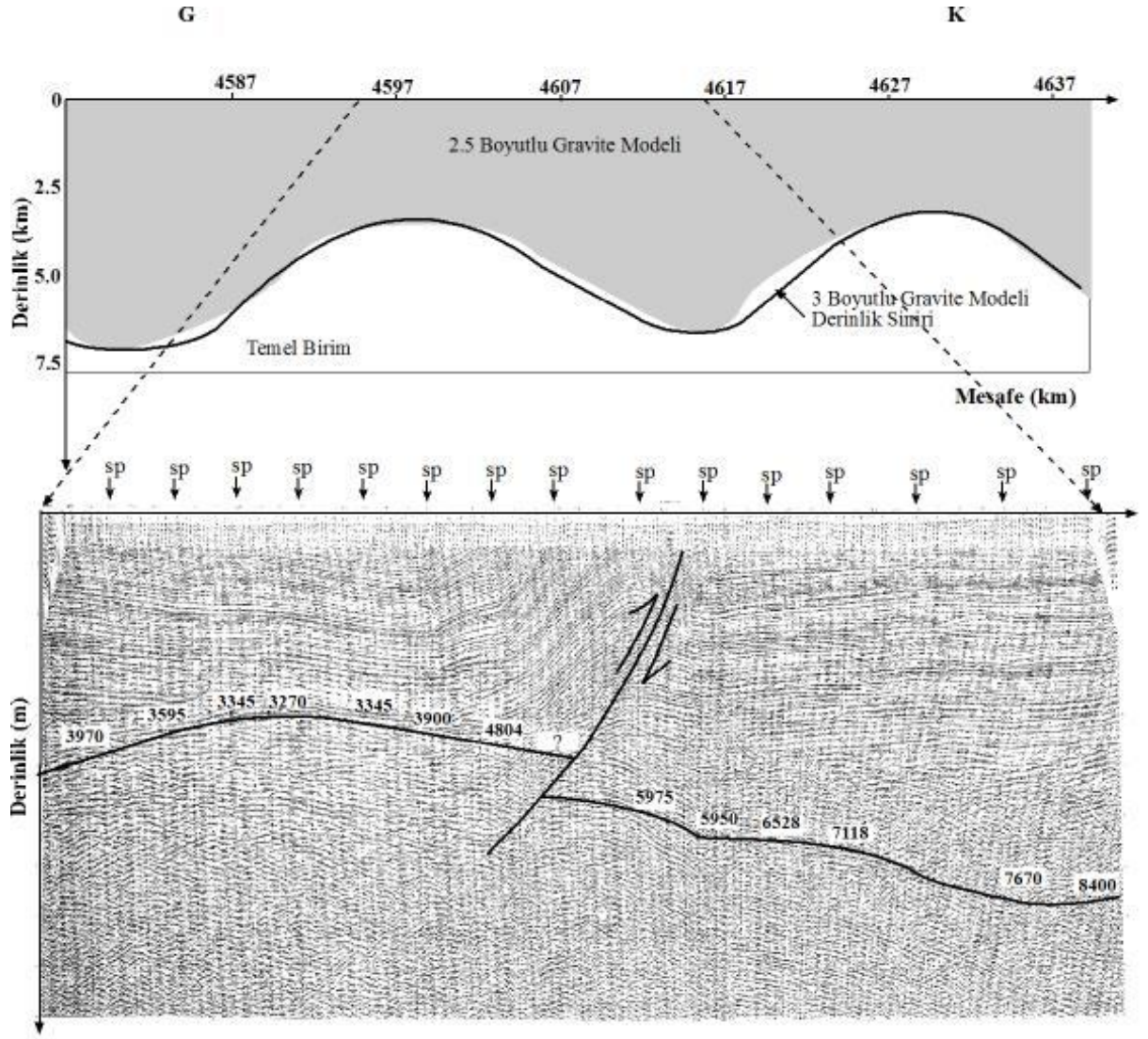


Şekil 6.4.4 DD-2 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması



Şekil6.4.5 DD-3 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli

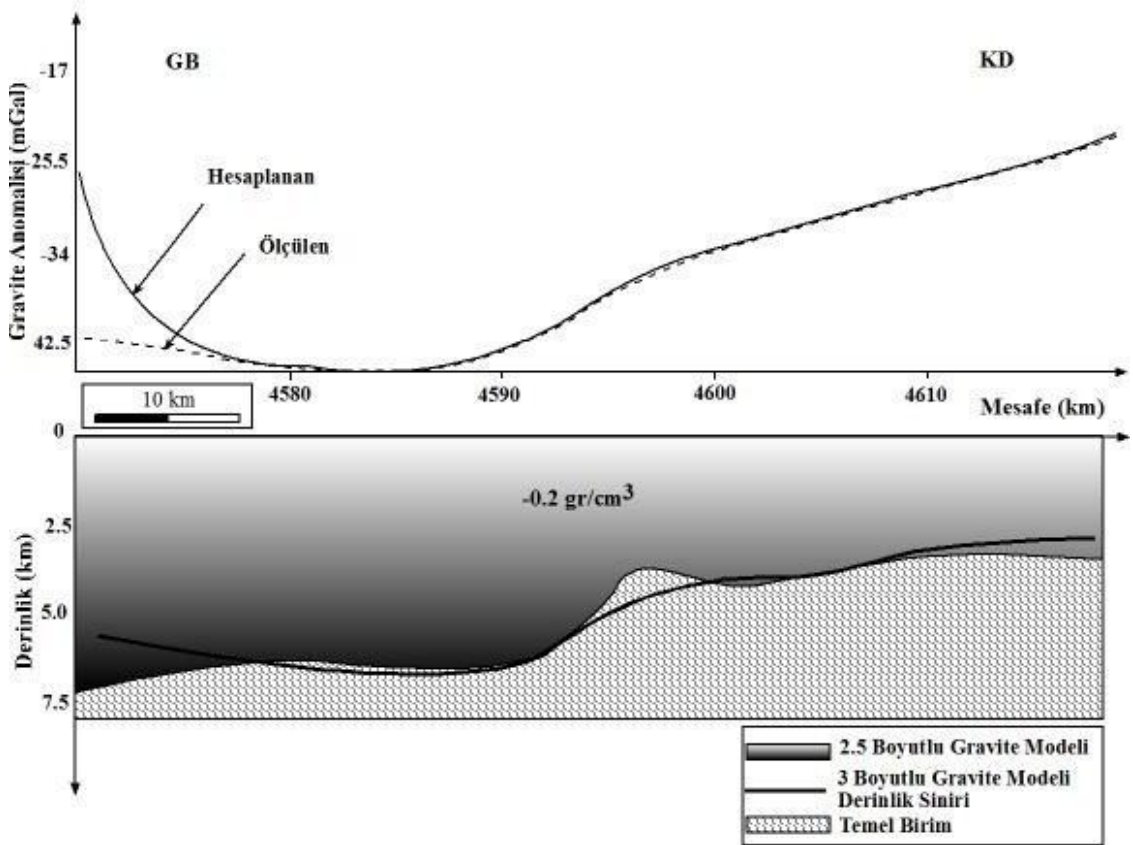
DD-3 profili ise Şekil 6.4.5'te sunulduğu üzere G-K uzanımlı olarak yaklaşık 50 km uzunlukta alınmıştır. Bu kesit havzada modellenen üç ayrı kapanımdan geçmektedir ve bu 2.5 B'lu modele dalgalı bir görünüm vermektedir. 2.5-B'lu modelde 4600 ve 4620 mesafeleri arasında havza derinleşmektedir.



Şekil 6.4.6 DD-3 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması

DD-3 2.5-B'lu model profili ile aynı doğrultudan geçen sismik kesitin karşılaştırılması Şekil 6.4.6'da sunulmaktadır. Bu karşılaştırma sonucunda iyi bir uyum gözlenmektedir. Sismik kesitin uzunluğu yaklaşık olarak 20 km kadardır. Sismik kesitin ortasında ki ters faydan sonra havza temeli çok iyi takip edilememektedir.

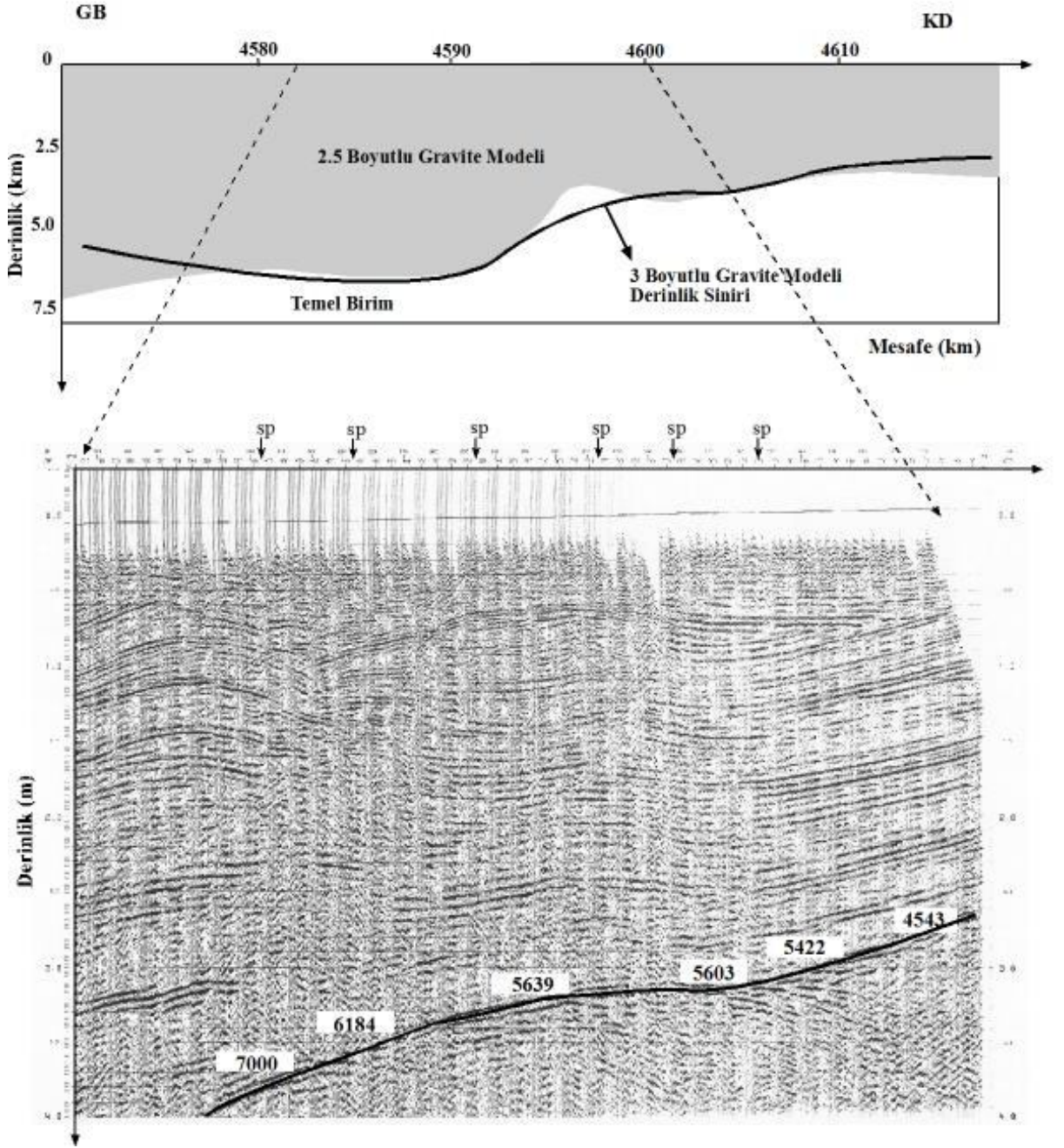
DD-4 profili Şekil 6.4.7’de sunulmaktadır. KD-GB uzanımlı yaklaşık olarak 50 km uzunlukta alınmıştır. Çalışma alanının doğusunda alınan bu profil Istranca Masifi’ne dayanmaktadır ve bölgedeki resifal kireçtaşlarından geçtiği düşünülmektedir. Pınarhisar ve Lüleburgaz arasında bulunan bu profil kuzeydoğuya doğru Istranca Masifi’ne yaklaştıkça havza derinliği azalmaktadır. Havza derinliği 6 km’yi bulan bu alanda havza sınırına doğru derinlik yaklaşık 2 km ‘yi göstermektedir.



Şekil 6.4.7 DD-4 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli

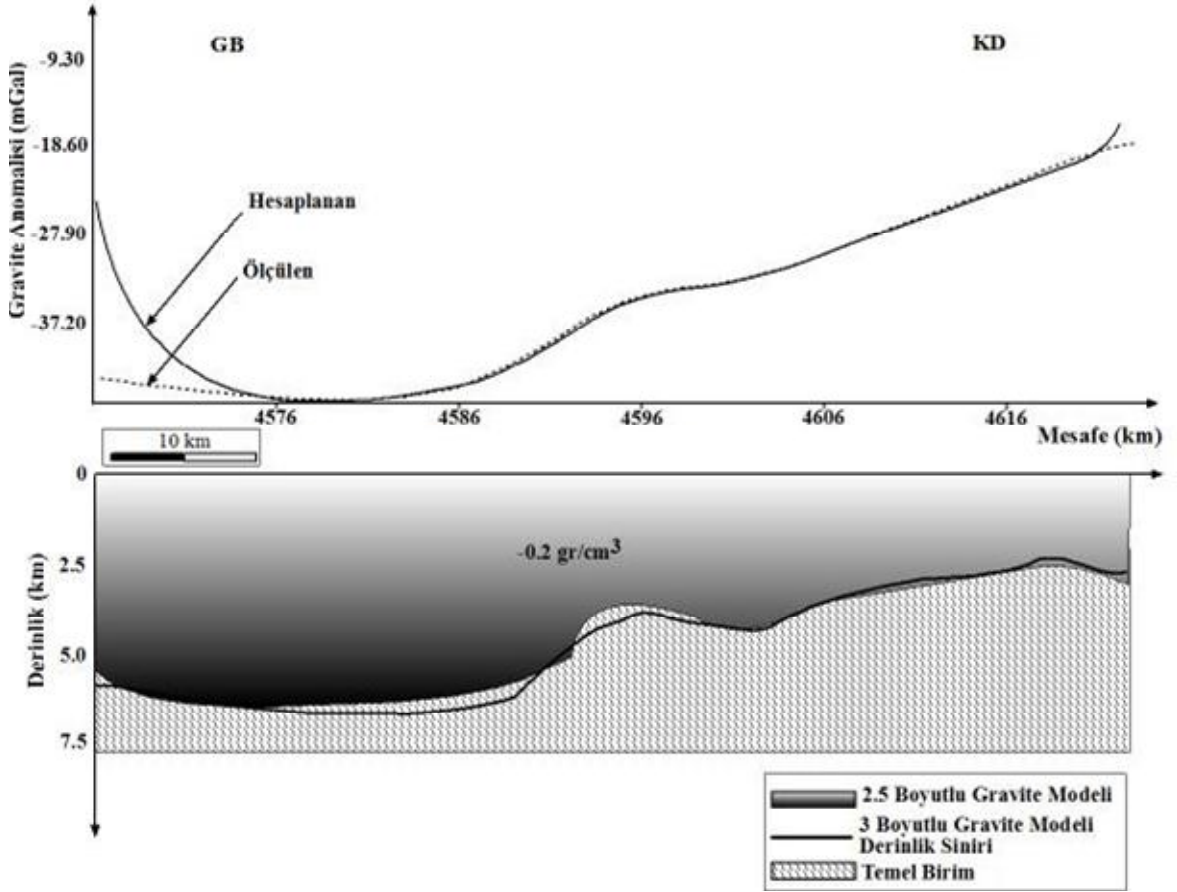
Ayrıca 4600 seviyesinde havza tabanı ani bir yükselim göstermiştir. Bu yükselim o bölgede dike yakın bir dokanağın varlığına işaret eder. Bu dikliğin ise ancak o bölgede bulunan bir fay etkisi ile ortaya çıkabileceği düşünülmektedir. Bununla beraber 3-B’lu model daha yumuşak bir yükselim göstermektedir ki bu durum sismik kesitle daha uyumludur. Sismik kesitte böylesi ciddi bir fay görülmemektedir.

Bu hat kendisi ile aynı yere ait sismik kesit ile karşılaştırıldığında profilin sadece 15 km'lik bir bölümüne denk gelmektedir ve havza tabanı her iki profilde de uyum içindedir (Şekil 6.4.8).



Şekil 6.4.8 DD-4 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması

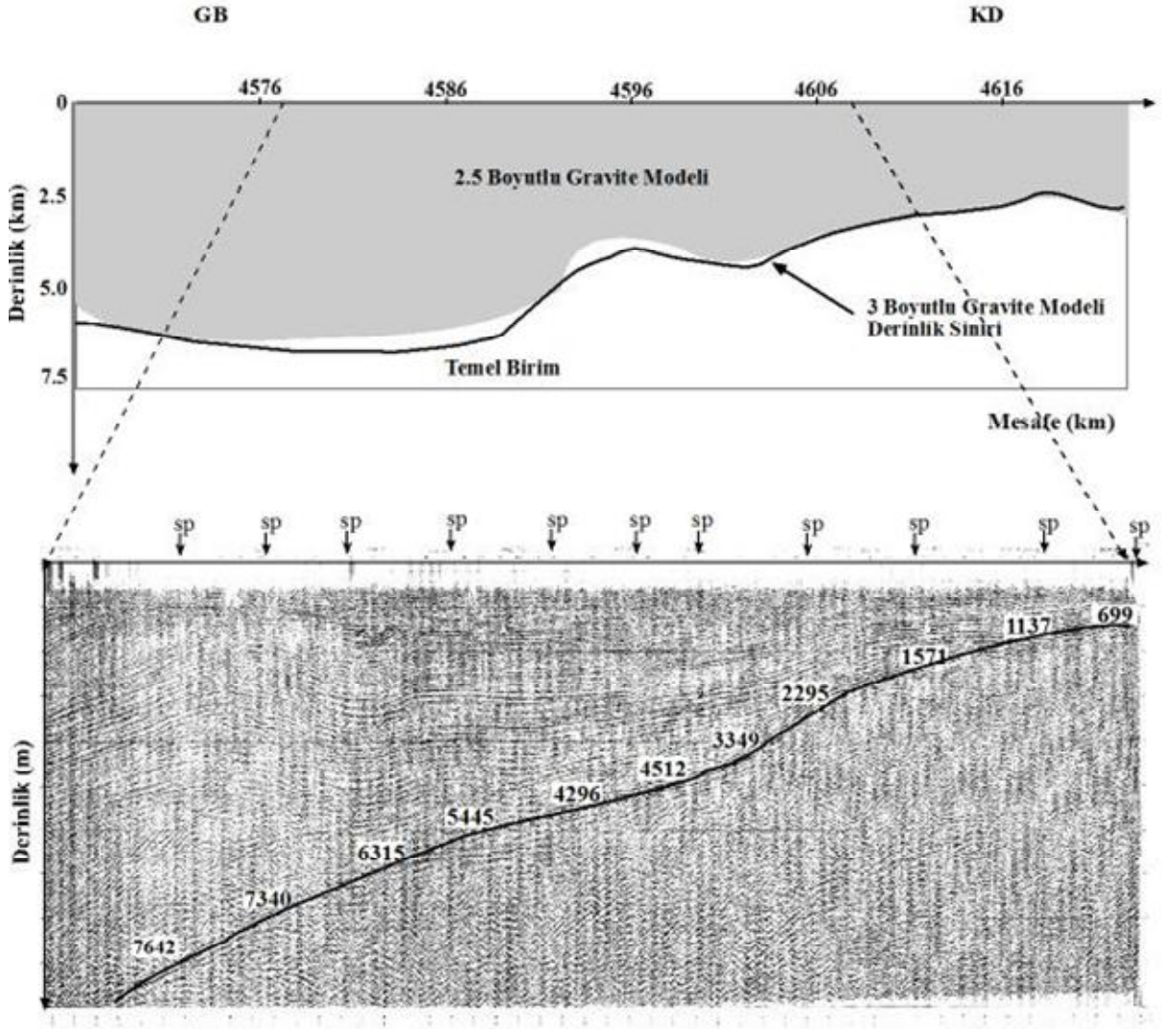
DD-5 profili ise DD-2 profilinin hemen güneydoğusunda yer almaktadır. 2.5 boyutlu modelde profil uzunluğu 60 km olup profil yönü GB-KD yönlüdür. DD-5 kesiti güneybatıda havza sedimanları yani karasal klastikleri keserken kuzeydoğuya doğru Istranca Masifi'ni üzerindeki resifal kireçtaşlarını kesmektedir (Şekil 6.4.9).



Şekil 6.4.9 DD-5 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli

DD-5 profili ile aynı doğrultudan geçen sismik kesit incelendiğinde temel birim ile havza dolgusu belirgin bir şekilde görülmektedir. Sismik kesitin uzunluğu yaklaşık 30 km'dir. Kesit havza tabanından 7 km ile başlamakta ve Istranca Masifi'ne doğru havza kalınlığının azaldığı görülmektedir. DD-2 kesiti ile yakın mesafede bulunan bu kesitte de dike yakın dokanak yapısı görülmektedir. Ancak bu kesitteki havza temelinin geometrisi modeldeki geometriye benzemekle beraber, kesitin GD'da ki derin kesiminde okunan derinliklerle, model derinlikleri arasında bir uyumsuzluk söz konusu iken sıg derinliklerde ise bu uyum kaybolmaktadır (Şekil 6.4.10).

Bu durum genellikle sismik kesitlerde havza temelinin sığ olduğu yerlerde yeterince kontrast olmamasından kaynaklanmaktadır. Potansiyel alan verilerinin iyi çalışması için kontrast yaratacak kadar bir sediman dolgusunun havza temeli üzerinde oturuyor olması gerekmektedir. Bundan dolayı sismik kesitin GB ucundan ortalarına kadar görülen uyumun daha kuzeylerdeki sıklıklarda beklenmemesi normal bir durumdur.



Şekil 6.4.10 DD-5 profiline ait 2.5 boyutlu yeraltı modeli ile bu bölgeye ait sismik kesitin karşılaştırılması

SONUÇLAR

Bu çalışmada gravite verileri 3-B'lu modelleme haricinde değişik seviyelerde yukarı uzanımlar ve her bir yukarı uzanım için analitik sinyal uygulaması yapılarak değerlendirilmiştir. Her bir yukarı uzanım seviyesinde alana ait sığ etkilerden uzaklaşmış ve yukarı uzanım ile havza derinliği, analitik sinyal ile de bu derinliğe ait havza sınırı kademeli olarak adım adım gösterilmiştir. Sığ etkilerden uzaklaştıkça havzanın en derin kısmının Lüleburgaz'ın güneyi ile Hamidiye'nin doğusunda yer aldığı tespit edilmiştir.

Manyetik verilere ise yer manyetik alanından kaynaklı kutupsal kaymaları düzeltmek ve anomalileri gerçek konumlarına getirmek için kutba indirgeme işlemi uygulanmıştır. Çalışma alanının kutba indirgenmiş manyetik anomalilerine değişik seviyelerde yukarı uzanım ve analitik sinyal yöntemleri uygulanmıştır. Sedimanter havzalarda manyetik özellikli birimlerin bulunmaması nedeni ile havza yapısına ışık tutacak ayrıntılı veriler manyetik yöntem ile elde edilememiştir.

Havzaya ait manyetik anomaliler, kuzeyde Istranca Masifi'nde yer alan metamorfik kayaçların varlığı, güneybatıda ise Şarköy civarı yüksek basınç metamorfizmasına maruz kalmış kayaçların varlığı ile açıklanabilir. Kırklareli-Lüleburgaz- Edirne üçgeni arasındaki manyetik anomaliye ise Üst Eosen ve öncesinde meydana gelmiş olduğu düşünülen volkanik faaliyetler kaynak gösterilebilir. Buna havzada bulunan tüf ve tüfit birimler kanıt olarak gösterilebilir.

Ayrıca çalışma alanında bulunan ve hız bilgileri hesaplanan her bir kuyu için formasyon kalınlık bilgileri ayrıntılı bir şekilde verilmiştir. Bu sayede havzada bulunan formasyonların konumları, stratigrafik istifin dizilişi hakkında ayrıntılı bilgiler elde edilmiştir. Aynı zamanda, aynı doğrultuda bulunan kuyu bilgileri kullanılarak havzaya ait bir çökel modeli de oluşturulmuştur.

Kuyu, sismik, gravite ve manyetik veriler birbiriyle bütünleşik bir şekilde kullanılmış ve havzaya ait modeller üretilmiştir. Çalışma alanındaki kuyu verilerinden hız bilgileri okunmuş ardından havzadaki sedimanter örtü ile temel birimler arasındaki yoğunluk farkı hesaplanmıştır. Havzanın metamorfik temel ve üzerindeki sedimanter birim ile arasındaki yoğunluk farkı 0.2 gr/cm^3 olarak tespit edilmiştir.

Hesaplanan yoğunluk farkından 3-B'lu derinlik modeli oluşturulmuştur. Bu model yardımı ile havzanın geometrisi, derinliği ve kalınlığı tespit edilmiştir. Yorum yapılırken gravite verileri de dikkate alınarak havzanın geometrisinin bir çanak yapısında olduğu, havzanın en derin yerinin 9000 metreye ulaştığı sonucuna varılmıştır.

Gravite anomali haritasından sismik hatların geçtiği yerler seçilerek aynı hatlar üzerinden 2.5 B’lu modeller hazırlanmıştır. Ayrıca 3-B’lu derinlik modelinden aynı noktalara düşen profiller seçilerek derinliğin uzaklığa oranı ile modellerinin sağlaması yapılmıştır. 3-B’lu model derinlikleri ve gravite anomali haritasından faydalanarak yapılan 2.5-B’lu modeller çok iyi bir uyum içerisindedir. Bir sonraki aşamada ise bu uyum sismik kesitler üzerinde yapılan derinlik dönüşümü ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma sonucunda DD-1, DD-2, DD-3 ve DD-4 kesitlerinde çok iyi bir uyum vardır.

Havzanın kuzeydoğusunda bulunan DD-5 kesiti üzerinde aynı uyum sağlanamamıştır. Bunun sebebi olarak havza temelini sığlaştığı alanlarda yeterince kontrast oluşmadığından derinlik anlamında bazı uyumsuzluklar gözlenmiştir. Temelin derin olduğu yerlerde bu uyumsuzluklar en az düzeye inmektedir.

Tüm kesitler için yapılan değerlendirmelerin sonucunda anlaşılmaktadır ki, Trakya Havzası, metamorfik temelin bazı noktalarında sığlaşan bazı noktalarında derinleşen birbirinden ayrı depresyonları barındıran bir havzadır. Aynı zamanda bölgede kuzeydoğuya doğru Istranca Masifi dike yakın bir dokanakla havzadan ayrılmıştır. Bu da bize havzanın kuzeydoğuda bir fay sistemi ile Istranca Masifi’nden ayrıldığını kanıtlar niteliktedir.

Trakya Havzası sahip olduğu hidrokarbon potansiyeli bakımından bu güne kadar yapılan birçok çalışma ile ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bölgenin tektonizması genel olarak göz önünde bulundurulursa çok şiddetli faylanmaların olmadığı sakin bir tektonizmaya sahiptir. Havza kuzeyi Istranca Masifi ile yanal sınırlı olduğu için iyi bir kapanlanma alanı olarak düşünülebilir. Nitekim Istranca Masifinin hemen önünde bir trend olarak dizilen gaz sahaları bunun kanıtıdır. Hidrokarbon potansiyelinin ağırlıklı olarak Ergene Formasyonu kumtaşları olduğu düşünülmektedir. Ayrıca Osmancık, Mezardere, Ceylan, Soğucak ve Hamitabat formasyonları rezervuar kaya özelliklerine sahiptirler ve uygun kapanımların olduğu yerlerde hidrokarbon potansiyeli taşımaktadırlar.

Istranca Masifi’nin altında havzanın kuzeybatısında gravite değerleri oldukça düşük bir alan vardır. Bu alanın üzerinde, Istranca masifinin yüzer konumda olduğu, altta ise sınırlı bir sedimanter depresyon alanının varlığı düşünülmektedir. Bu alan yapılan tüm hesaplamalarda bozucu etkiye sahiptir. Her ne kadar sedimanter bir depresyon alanı olarak düşünülse de bu çukurluğun meta-sedimanterlerce doldurulduğu ve hidrokarbon potansiyeli taşımadığı kabul edilmektedir.

Tüm bu bilgiler ışığında Trakya Havzası, ekonomik olarak hidrokarbon ve kömür, aynı zamanda da Istranca Masifi civarında plütonik kayalar kaynaklı metalik ve endüstriyel madde varlığı bakımından çok fazla ilgi çekicidir. Bölgesel analizlerin iyi yapılmasıyla birlikte doğru bölgede, doğru derinlikte açılan sondajlarla rezervi yüksek petrol ve doğalgaz kaynakları kazanılabilir.

KAYNAKLAR

- Albayrak, M., Çubukçu, A., Acar A., 2007. Keşan-Enez Arasındaki Zeolit İçeren Birimlerin Mineralojik Özellikleri, J. Fac.Eng.Arch. Selçuk Univ., 22, 3.
- Aksoy, M. Z., 1987. Barbaros-Kesan-Kadıköy-Gaziköy (Güney Trakya) Arasındaki Birimlerin Depolanma Ortamları, Türkiye 7. Petrol Kong., 292-311.
- Atalay, Z., 2002. Trakya Bölgesindeki Linyitli Formasyonların Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökelme Ortamı Özellikleri, Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Der., 19, 21.
- Ateş, A., Kayıran, T. ve Sincer, İ. 2003. Structural Interpretation of the Marmara Region From Aeromagnetic, Seismic and Gravity Data, Tectonophysics, Vol. 367, 41-99.
- Ateş, A., Büyüksaraç, A., Bilim, F., Bektaş, Ö., Şendur, Ç. ve Komanovalı, G. 2009. Spatial Correlation of the Aeromagnetic Anomalies and Seismogenic Faults in the Marmara Region, NW Turkey, Tectonophysics, 478, 135-142.
- Aydemir, A., 2005. Tuzgölü Havzası ve Çevresinin Yapısal Jeolojisi ve (HC) Hidrokarbon potansiyelinin Jeofizik Yöntemlerle Tespiti, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Baldwin, G.T., 2002. Tables and mapsof the DGRF 1985 and IGRF 1990, International Union of Geodesy and Geophysics Association of Geomagnetism and Aeronomy, IAGA Bulletin, 54, 158.
- Baranov, V., 1957. A New Method For Interpretation of Aeromagnetic Maps: Pseudo Gravimetric Anomalies. Geophysics, 22(2), 359-383.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical Calculation of the Formulate of Reduction to the Magnetic Pole. Geophysics, 29, 67-79.
- Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, Tectonics, 7, 663- 684.

- Baykal, M., Varol, B., Ayyıldız, T., 2007. Kuzey Trakya Soğucak Formasyonu'nun Sedimentolojisi, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Raporu.
- Bayrak, M., Gürer, A., Gürer, Ö. F., 2004. Electromagnetic Imaging of the Thrace Basin and Intra-Pontide Subduction Zone, Northwestern Turkey, *International Geology*, 46, 64-74.
- Bayrak, M., Gürer, A., Gürer, Ö. F., İksık, O. M., Basokur, A.T., 2006. Mohr-Circle Based Rotational Invariants of a Magnetotelluric Data Set From the Thrace Region of Turkey, Geological Implications, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 15, 95-110.
- Bilim, F., Ateş, A., 2005. Analitik Sinyal Yöntemlerinin Manyetik Model Verileri Üzerinde Karşılaştırılması ve Arazi Örneği, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 18, 2, 151-162.
- 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
- Burkan, K., 1995. Trakya Havzası'ndaki Tüflerin Stratigrafik Konumu, Yayılımı ve Hidrokarbon Potansiyeli, *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bil. Özleri Kitabı*, 48.
- Büyüktoku, A., Sonel, N., 1998. Development of the Structural Traps at Northwest of Thrace Basin, *Proceedings of 12th Turkish Petroleum Congress*, 171-179.
- Cooper, G.R.J. 1998. GEOMODEL for Windows, 2.5-D Interactive Magnetic And Gravity Data Modelling and Inversion. Version 1.20.
- Cordell, L., Henderson, R.G., 1968. Iterative Three Dimensional Solution of Gravity Anomaly Data Using a Digital Computer. *Geophysics*, 33, 596-601.

- Coşkun, B., 1997. Oil and Gas Fields-Transfer Zone Relationships, Thrace Basin, NW Turkey, *Marine and Petroleum Geology* 14, 401- 416.
- Coşkun, B., 2000. Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and Strands of the North Anatolian Fault on Oil Potential of Thrace Basin, NW Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 27, 1-25.
- Çağlar, İ., 1999. Geothermal Potential in Western Anatolia and Its Relationship Between Electrically Conductive Zones. *Proceedings of XXIX Congress of International Association of Hydrogeologists (IAH) in Slovak Republic*, 665-670.
- Çağlayan, M. A., 1996. Istranca Masifi'nin Mesozoyik-Alt Tersiyer'deki Evrimi ve Trakya Havzası'nın Gelişimindeki Rolü, *Türkiye Petrol Jeo.Der. Bül.*, 8, 82-93.
- Çağlayan, M.A. ve Yurtsever, A., 1998. Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 paftaları, 1:100 000 ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları, 20,21,22,23, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları dairesi, Ankara.
- Çınar, G., Dölek T., 1995. Türkiye Petrolleri A.O. Trakya Havzası Doğal Gaz Arama ve Üretim Faaliyetleri, *Uluslararası Doğal Gaz Kongresi Bildiriler Kitabı*, 8-17
- De Boer, N.P. 1954. Report on Geological Reconnaissance in Turkish Thrace, September- December; G.A. Report No: 25373.
- Demircan, H., 2008. Geç Eosen Yaşlı Birimlerin İz Fosil Toplulukları Ve Ortamsal Yorumu (GB Trakya), *MTA Dergisi*, 136, 43-61
- Denizlioğlu, A.Z., 1997. Bolu-Adapazarı Yöresi Yerkabuğu Yapısının Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi..

- Ediger, V.Ş. ve Alişan, C., 1989. Tertiary Fungal and Algal Palynomorph Biostratigraphy of the Northern Thrace Basin, Turkey. Review of Palaeobotany and Palynology, 58, 139-161.
- Ercan, T., 1992. Trakya'daki Senozoyik Volkanizması ve Bölgesel Yayılımı, Jeoloji Mühendisliği, 41, 1016-9172.
- Ercan, T., Satır, M.; Steinitz, G.; Dora, A.; Sarıfakioğlu, E.; Adis, C.; Walter, H.J., Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada Bozcaada ve Tavşalı Adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer Volkanizmasının Özellikleri: MTA Dergisi, 117, 55-86.
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillo, H., Satır, M., Sevin, D., Saroğlu, F., 1998. Features of The Tertiary Volcanism Around Sea Of Marmara, Mineral Res. Expl. Bull., 120, 97-118.
- Erenler, M., 1985. Trakya Baseni Merkezi Kısımında Seçilen Kuyuların Mikropaleontoloji ve Biyostratigrafleri, TPAO Araştırma Merkezi Grubu Arşivi, Teknik rapor, 809.
- Erkal, T., 1991. Trakya'da Anadolu Transform Fay Zonu'nda Gelişmiş Normal Fayların Oluşumuna Yaklaşımlar, Türkiye Petrol Jeologlar Derneği Bülteni, 3,1,87-99.
- Erol, K., 2003. Yeniköy Karışığının (GB Trakya) Metamorfik Evrimi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 46, 2.
- Esenli, F., 1999. Tekirdağ Bölgesi (Trakya) Alkali Bazaltları İçerisindeki Peridotitik Ksenolitler, MTA Dergisi 121, 125-139.
- Gökçen, S. L., 1967. Keşan Bölgesinde Eosen-Oligosen Sedimentasyonu (Güneybatı Trakya), MTA Dergisi 69, 1-10.

- Gökçen, S. L., 1974. Pınarhisar Formasyonunun Yaşı ve Ortam Şartlarında Görülen Yanal Değişmeler (Kuzey- Kuzeydoğu Trakya), Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, 128-143, Ankara.
- Görür, N. ve Okay, A., 1996. A fore arc Origin for the Thrace Basin NW Turkey: Geol. Rundsch, 85. 662-668.
- Gürer A., Bayrak, M., 2007. Relation Between Electrical Resistivity and Earthquake Generation in the Crust of West Anatolia, Turkey, Tectonophysics, 445, 49-65.
- Henderson, R.G., Zietz, I., 1949. The Computation of Second Vertical Derivatites of Geomagnetic Fields, Geophysics, 14, 4, 508-516.
- Holmes, A. W., 1961. A stratigraphic review of Thrace, Turkish Petroleum Corporation, 368, pp 1-56.
- Huvaz, O., Karahanoglu, N., Ediger, V., 2007. The Thermal Gradient History of the Thrace Basin, NW Turkey: Corrolation With Basin Evolution Processes, Journal of Petroleum Geology, 30, 3-24.
- Kasar, S., Bürkan, K. A., Siyako, M., Pecir, O., 1983. Tekirdağ, Şarköy-Enez Bölgesinin Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, TPAO Rap. No. 1771.
- Kasar, S., 1987. Edirne-Kırklareli-Saray (Kuzey Trakya) Bölgesinin Jeolojisi, Türkiye 7. Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı, 281-291.
- Kellog, H. E., 1973. Geology and petroleum prospects Gulf of Saros and vicinity southwestern Thrace: Ashland Oil of Turkey, TPAO Arama Grubu Arşivi, 902.
- Keskin, C., 1971. Pınarhisar Alanının Jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bül., 14, 31-84.
- Kesgin Y. ve Varol B., 2003. Gökçeada ve Bozcaada'nın Tersiyer Jeolojisi (Çanakkale), Türkiye.MTA Dergisi 126, 49-67.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic units of Anatolia. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey 66; 23-36., Ankara.

- Kurtuluş, C., 2002. Sismik Arama, Teori ve Uygulama, Kocaeli Üniversitesi Yayınları, Yayın no:55., 360sf., İzmit.
- Li, X., 2006. Understanding 3D Analytic Signal Amplitude, Geophysics, 71,2.
- Ludwig, J. W., Nafe, J. E., Drake, C.L., 1970. Seismic Refractions, In:Maxwell, A.E. The Sea. John Wiley. New York. 4:53-84.
- 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., Tansel İ., 1992. Pontid-İçi Okyanusunun Üst Yaşı Hakkında Şarköy Kuzeyinden (Trakya) Yeni Bir Bulgu, MTA Dergisi 114, 21-24.
- Özmen A., Erdoğan D., Uçan N. O., Albora A. M., 2005. 2 Boyutlu Gabor Filtre Yöntemi Uygulayarak Trakya ve Marmara Denizindeki Fay Hatlarının Saptanması, IEEE Xplore.
- Pekiner, Y., 2002. Kuyu Logları Tekniği İle Yeraltının Keşfi, Seçkin Yay., Ankara.
- Perinçek, D., 1987, Trakya Havzası Renç Fay Zonunun Sismik Özellikleri (Seismic Characteristics Of The Wrench Fault zone in Thrace Basin), Türkiye 7. Petrol Kongresi Tebliğleri, 11-21.
- Perinçek, D., 1991. Possible Strands of the North Anatolian Fault in the Thrace Basin, Turkey. An Interpretation, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 75, 241-257.
- Polat, A., Yılmaz., Y., 1997. Geology and Evolution of the Thrace Volcanism, Turkey, Acta Vulcanologica, 10, 293-303.

- Roest, W. R., Pilkington, M., 1993. Identifying Remanent Magnetization Effects in Magnetic Data, *Geophysics*, 58, 653-659.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C., 1997. Güney Trakya Sahillerinin Denizel Pleyistosen Çökelleri ve Paleocoğrafyası, *M.T.A.Dergisi*, 119, 43-6.
- Sakıncı, M., Yaltırak, C. and Oktay, F.Y., 1999. Paleogeological Evolution of the Thrace Neogene Basin and the Tethys-Paratethys Relations at Northwestern Turkey (Thrace), *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 153, 17-40.
- Saltık, O., 1974. Şarköy-Müreffe Sahaları Jeolojisi ve Petrol Olanakları: TPAO Arama Grubu Rap. No:879, 24.
- Saner, S., 1980. Batı Pontidler'in ve Komşu Havzaların Oluşumlarının Levha Tektoniği Kuramı İle Açıklanması, *Kuzeybatı Türkiye, Türkiye Jeoloji Kurumunun 34. Bilimsel ve Teknik Kurultayı*.
- Sfondrini, G., 1961. Surface geological report on AR/TGO/1/338 ve 537 (Eceabat-Çanakkale areas): Turkish Gulf Oil Co. Report, Turkish Petrol. Adm. Archives, Ankara.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları: *Türkiye Petrol Jeo. Der. Bül.*, 1, 183-189.
- Siyako, M., 2005. Trakya ve Yakın Çevresinin Tersiyer Stratigrafisi, TPAO Arama Dairesi Arşivi, Teknik Rapor No: 4608, 104.
- Siyako, M., Huvaz O., 2006. Eocene Stratigraphic Evolution of the Thrace Basin, Turkey, *Sedimentary Geology* 198, 75-9.
- Siyako, M., 2006. Trakya Havzasının Linyitli Kumtaşları, *M.T.A.Dergisi*, 132, 63-73
- Sonel, N., Büyüktutku, A., 1998. Trakya Havzası Kuzeyi Orta Eosen Yaşlı Kumtaşlarının Hazne Kaya Özellikleri, *M.T.A.Dergisi* 120, 259-268.

Sümengen, M., Terlemez, I., Şentürk., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M. ve Atalay, Z., 1987. Gelibolu Yarımadası ve GB Trakya Tersiyer Havzasının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Tektoniği. MTA Rapor no: 8218.

Sümengen, M., ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya Yöresi Eosen Çökellerinin Stratigrafisi, MTA Dergisi, 113,17-30.

Sütçü, E., Paker, S., Nurlu, Y., Kumtepe, P., Cengiz T., 2009. Tekirdağ-Malkara Havzasında Cbs Yöntemleriyle Potansiyel Kömür Sahalarının Belirlenmesine Yönelik İki Değişkenli İstatistiksel Yaklaşım, TMMOB Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi.

Şenel, H., 2005. Trakya (Ergene) Baseni – Hisarlıdağ Resurgent Kalderasının Gravimetrik İncelemesi ve Jeotermal Potansiyeli, Deprem Sempozyumu. Kocaeli.

Sengör, A.M.C. 1979. The North Anatolian Transform Fault: Its Age, Offset and Tectonic Significance, Journal of the Geological Society of London, 136, 269-82.

Sengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey. A plate tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in: Biddle, K.T. and sedimentation, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. No. 37. 227-264.

Şentürk, K. ve Okay, I. A., 1984. Saroz Körfezi Doğusunda Yüksek Basınç Metamorfizması, MTA Dergisi, 97-98, 152-155.

Şenturk, K. ve Karaköse, C., 1987. Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi, MTA Raporu, No. 9333.

- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M., 1959. Rapid Gravity Computations for two-Dimensional Bodies With Application to the Mendocine Submarine Fracture Zone, J. Geophysical Research 64: 49-61.
- Talwani , M., 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape, Geophysics, 30, 797-817.
- Taner, M. F., Çağatay, A., 1983. Istranca Masifindeki Maden Yataklarının Jeolojisi ve Mineralojisi, Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 26–31.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. 1990. Applied Geophysics (Second Edition), Cambridge Universty Press. Cambridge, UK.
- Temel, R. Ö., Çiftçi, N. B., 2002. Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer Çökellerinin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 14, 17-40.
- Turgut, S., Siyako, M., Dilki, A., 1983. The Geology and Petroleum Prospect of the Thrace Basin, Proceedings of the Geological Congress of Turkey, 4, 35-46.
- Turgut, S., Türkaslan, M., Perinçek, D., 1991. Evolution of the Thrace Sedimentary Basin and Its Hydrocarbon Prospectivity. In: Spencer AM (ed) Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons, Special Publication Europe Association Petroleum Sciences, 1, 415-437.
- Umut, M., Kurt, Z., İmik, M., Özcan, İ., Sarıkaya, G., 1983. Tekirdağ İli-Silivri (İstanbul ili)- Pınarhisar (Kırklareli ili) Alanının Jeolojisi; MTA. Rap. No:7349
- Umut, M., İmik, M., Kurt, Z., Özcan, İ., Ateş, M., Karabıyıköğlu, M., Saraç, G., 1984. Edirne İli- Kırklareli İli-Lüleburgaz (Kırklareli)-Uzunköprü (Edirne) Civarının Jeolojisi, MTA. Rap. No: 7604.
- Ünal, O. T., 1967. Trakya Jeolojisi ve Petrol İmkanları, TPAO Rap No. 391, 80.

- Ünay, E. and De Bruijn N, H., 1984. On Some Neogene Rodent Assemblages From Both Sides of the Dardanelles, Turkey: Newsletter in Stratigraphy,13, 119-132.
- Üşümezsoy, Ş., 1990. Istranca Orojeni; Karadeniz Çevresi Kimmerid Orojen Kuşakları ve Masif Sülfid Yatakları, Türkiye Jeoloji Bülteni, 33, 17–28.
- Wang, B., 2006. 2D and 3D Potential-Field Upward Continuation Using Splines, Geophysical Prospecting, 54, 199–209
- Yaltırak, C., 1996. Ganos Fay Sisteminin Tektonik Tarihi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 8, 137-156.
- Yaltırak, C., ve Zabcı, C., 2006. Kuzey Batı Türkiye'de Aktif Fayları Belirleyen Paleotektonik Hatlar Ve Dönüşmüş Tektoniğin Sismojenik Yapıların Anlaşılmasında ve Haritalamasında Önemi, ATAG10 - Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı.
- Yıldırım, Ç., Ekinci, Y. L., 2009. Kalıntı Mıknatıslanmanın Kutba İndirgeme Tekniği Üzerindeki Etkisi, International Earthquake Symposium Kocaeli.
- Yıldız, A., Toker, V. ve Sengüler, I., 1997. The Nannoplankton Biostratigraphy of the Middle Eocene-Oligocene Units in Southern Thrace Basin and the Surface Water Temperature Variations, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 9, 31–44.
- Yurtsever, A., İmrik, M., Özcan, İ., Arda, A., Çağlayan, M.A., 1993. Yıldız Dağları'nın (Istranca Masifi) jeolojisi, Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor No.9929.
- Yurtsever, A., Arda, A., Özcan, I., 1994. Yıldız Dağları (Istranca Masifi'nin) Jeolojisi, MTA Rap., Ankara.

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel bilgiler

Adı Soyadı	Dilek DEMİR
Doğum Yeri ve Tarihi	Artvin, 14/04/1985
Medeni Hali	Bekar
Yabancı Dil	İngilizce
İletişim Adresi	Nevşehir Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 50300

Eğitim ve Akademik Durumu

Lise	Bursa Kız Lisesi, 2003
Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2008
Yüksek Lisans	Cumhuriyet Üniversitesi, 2011

İş Tecrübesi

Nevşehir Üniversitesi	Araştırma görevlisi, 2011-
-----------------------	----------------------------