

156171

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOĞU PONTİD OROJENİK KUŞAĞININ YAPI STİLLERİNİN VE KABUK  
YAPISININ JEOFİZİK YÖNTEMLERLE İNCELENMESİ

Jeofizik Yüksek Mühendisi Nafiz MADEN

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsünde  
"Doktor"  
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 30.09.2004

Tezin Savunma Tarihi : 03.12.2004

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Salim GENÇ

Jüri Üyesi : Yrd.Doç. Dr. Aysel ŞEREN

Jüri Üyesi : Yrd.Doç. Dr. Yusuf BAYRAK

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Zafer AKÇIĞ

Enstitü Müdürü : Prof. Dr. Emin Zeki BAŞKENT

Trabzon 2004

Bu tez çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim Dalı Başkanı Prof.Dr. Osman BEKTAŞ'ın ikinci tez danışmanlığında yürütülmüştür.

## ÖNSÖZ

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği anabilim dalında Jeofizik ve Jeoloji Mühendisliği Bölümlerinin işbirliği ile yapılan bu doktora çalışmasında potansiyel alan verilerinin diğer jeofizik verilerle birlikte değerlendirilmesi sonucu Doğu Pontidlerin jeolojik, tektonik ve kabuk yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

Doktora tez danışmanlığımı üstlenerek çalışmalarımın yürütülmesi sırasında büyük bir özveri ile bana yardımcı olan, her türlü desteği benden esirgemeyen Jeofizik Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. Kenan GELİŞLİ ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim Dalı Başkanı, ikinci tez danışmanım Prof. Dr. Osman BEKTAŞ'a; TÜBİTAK Yurt Dışı Araştırma bursu (NATO A-2) alarak tez çalışmamın bir bölümünü tamamlamamda yardımcı olan Azerbaycan Bilimler Akademisi, Jeoloji Enstitüsü, Jeofizik Bölümü, Gravite Laboratuvarı Şefi Prof. Dr. Fahrettin KADİROV ile İlimler Akademisi personeline teşekkür etmeyi bir borç bilirim. Bu çalışmada kullanılan verilerin temininde bana yardımcı olan MTA Genel Müdür Yardımcısı Abdullah TOMBUL'a, Jeofizik Etüdler Dairesi Başkanı Nihat AKDOĞAN'a, Jeofizik Projeler Koordinatörü Erol DUVARCI'ya, Manyetik Servis Şefi Halil İbrahim KARAT'a, Gravite Servis Şefi Eşref PASLI'ya ve Jeofizik Mühendisi Hasan KILIÇ'a; Gravite ve manyetik verilerin değerlendirilmesi ve yorumunda katkılarını esirgemeyen TPAO Genel Müdürlüğünde görev yapan Jeofizik Mühendisi Sait YÜKSEL'e teşekkür ederim. Şu anda görev yaptığım Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Personeline, KTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü Personeline, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Personeline, Fen Bilimleri Enstitüsü ve Araştırma Fonu personellerine yardımlarından dolayı şükranlarımı sunarım.

Öğrenim hayatım boyunca her zaman desteklerini gördüğüm başta anama, babama ve kardeşlerime, TMMOB, Jeofizik Mühendisleri Odası, Trabzon Şube Başkanı Nurettin TANDOĞAN ve Yönetim Kurulu Üyelerine, çok değerli arkadaşlarım İnşaat Mühendisleri Odası Trabzon Şubesi II. Başkanı, İnşaat Yüksek Mühendisi Ömer Faruk KÖSEOĞLU'na, Karayolları 10. Bölge Müdür Yardımcısı İnşaat Yüksek Mühendisi Baki ÇOBAN'a, Jeofizik Yüksek Mühendisi Salih LİVAOĞLU ve eşine teşekkürü bir zevk bilirim.

Nafiz MADEN  
Trabzon 2004

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ .....	I
İÇİNDEKİLER .....	II
ÖZET .....	IV
SUMMARY .....	V
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	VI
TABLolar DİZİNİ .....	XIV
SEMBOLLER DİZİNİ .....	XV
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Potansiyel Alan Verilerinin Nitel Yorumu.....	1
1.1.1. Gravite Verilerinin Nitel Yorumu.....	1
1.1.2. Manyetik Verilerin Nitel Yorumu.....	2
1.2. Potansiyel Alan Verilerinin Nicel Yorumu.....	4
1.3. Potansiyel Alan (Gravite, Manyetik) Yöntemleri.....	5
1.3.1. Rejyonal ve Rezidüel Anomaliler.....	6
1.3.2. Rejyonal ve Rezidüel Anomalilerin Ayrılması.....	6
1.4. Türkiye ve Dolayının Jeolojisi ile Tektoniği.....	7
1.5. Doğu Pontidler'in Jeolojisi.....	9
1.6. Doğu Pontidler'in Tektoniği.....	12
1.7. Anadolu ve Doğu Pontidler'de Jeofizik Çalışmalar.....	14
1.8. Doğu Pontidler'in Gravite, Manyetik, Deprem ve Topografya Verileri.....	20
1.9. Tezin Amacı.....	22
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR.....	24
2.1. Doğu Pontid Gravite ve Manyetik Verilerinin Nitel Yorumu.....	24
2.2. Doğu Pontidlerde Gravite Verileri ile Topografya Verileri Arasındaki İlişki.....	30
2.3. Doğu Pontidlerin Güncel Sismisitesi.....	32
2.4. Doğu Pontid Bouguer Gravite Verilerinin Tam Yatay Türevleri ve Bölgenin Tektonik Yapısıyla İlişkileri.....	35
2.5. Doğu Pontidlerin Tektoniğini Şekillendiren Fayların Derinlik ve Geometrilerinin Belirlenmesi.....	50

2.6.	Doğu Pontid Rezidüel Gravite ve Manyetik Verilerinin Nitel Yorumu ve Jeolojik Anlamları.....	57
2.7.	Doğu Pontid Rezidüel Gravite Verilerinin Tam Yatay Türevleri ve Tektonik Yapılarla İlişkisi.....	74
2.8.	Doğu Pontidlerde Görünür Yoğunluk Dağılımı.....	76
2.9.	Doğu Pontidlerin Kabuk Yapısının Gravite Verileri Yardımıyla Belirlenmesi.....	78
2.10.	Doğu Pontidlerin Curie Noktası Derinliğinin Manyetik Veriler Yardımıyla Belirlenmesi.....	96
2.11.	Doğu Pontid Gravite Anomali Profillerinin Ters Çözümleri .....	110
3.	BULGULAR .....	120
4.	İRDELEME .....	133
5.	SONUÇLAR .....	134
6.	ÖNERİLER .....	139
7.	KAYNAKLAR .....	141
	ÖZGEÇMİŞ .....	150

## ÖZET

Karadeniz sahili boyunca uzanan Doğu Pontid aktif kıta kenarı litoloji ve fasiyes birliklerine göre kuzeyden güneye doğru kuzey, güney ve eksen zonu olmak üzere üç alt tektonik birlikten oluşmaktadır. Arap-Afrika plakasının Avrasya plakasına göre sol yönlü yanal hareketi ve Atlantik Okyanusunun açılması Doğu Pontidlerin jeolojik evrimini kontrol etmiştir. Bu bölgede KD, KB ve D-B yönlü kırık sistemleri bu üç zonu birbirinden ayırmakta ve Doğu Pontidlerin aktif tektoniğinde önemli rol oynamaktadır.

Bu çalışmada bölgenin tektonik yapısı, Moho topografyası ve Curie noktası derinliği belirlenmeye çalışılmıştır. Doğu Pontidlerin üç farklı zonunun tektoniğini kontrol eden fay sistemlerini belirlemek için gravite verilerinin yatay türev haritası oluşturulmuştur. Gravite anomali verilerinin yatay türev haritasında bir çok çizgisellik görülmektedir. D-B, KD ve KB yönünde uzanan bu çizgiselliklerin Doğu Pontid kıtasal kabuğunun büyük yapısal zonlarını gösterdiği anlaşılmaktadır. Bölgenin kabuk yapısını belirlemek için istatistiksel bir yaklaşım tekniği olan Güç Spektrumu yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem frekans ortamında anomalilerin spektrumları ile kaynağın derinliği arasında bir ilişki sunmaktadır. Güç Spektrumu yöntemi Moho ve Curie noktası derinliğini tespit etmek için Doğu Pontid Orojenik Kuşağının gravite ve manyetik verilerine uygulanmıştır.

Doğu Pontidlerde Moho derinliği 35.6 km ile 45.1 km arasında değişmektedir. Diğer yandan Curie noktası derinliğinin ise 17.4 km ile 31.2 km değerleri arasında değiştiği tespit edilmiştir. Moho yüzeyini belirlemek için ayrıca gravite ters çözüm yöntemi kullanılmıştır. Güç Spektrumu analizinden elde edilen derinlikler ile gravite ters çözüm yönteminden belirlen Moho derinliği arasında iyi bir uyum olduğu tespit edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler** :Doğu Pontidler, Gravite, Manyetik, Kabuk Yapısı, Moho, Conrad, Kristalin Temel, Curie Noktası Derinliği, Tektonik Yapı, Gravite Ters Çözümü

## SUMMARY

### **Investigation of Structure Styllious and the Crustal Structure of the Eastern Pontides Orogenic Belt with Geophysical Methods**

The Eastern Pontide active continental margin extending along the Black Sea coast comprises of the three sub-tectonic units based on their lithology and facies associations, from north to south, as the northern zone, the southern zone and the axial zone. Left lateral movement of the Arabian-African plates with respect to Eurasia plate and opening of Atlantic Ocean controlled the geologic evolution of the Eastern Pontides. In this area NE, NW and E-W trending fault systems separate these three zones and play an important role in active tectonic of the Eastern Pontides.

In this study, the tectonic structure, Moho topography and depth of Curie point of the region were tried to determine. To find out the fault systems that control the tectonics of these three different zones of the Eastern Pontides, the horizontal gradient map of the gravity data was prepared. A number of lineaments are seen on the horizontal gradient map of the gravity anomaly data. It is deduced that these lineaments trending E-W, NE and NW directions must separate the major structural zones of continental crust of Eastern Pontides. To estimate the crustal structure of the region, the power spectrum method, a statistical approaching technique, was used. This method provides a relationship between spectrum of the anomalies and the depth of sources in the frequency domain. The Power spectrum method was applied to bouguer gravity and magnetic data of the Eastern Pontide Orogenic Belt, respectively, to determine the Moho and Curie point depth.

In the Eastern Pontides, the depth of Moho varies from 35.6 km to 45.1 km. On the other hand, it is determined that the Curie point depth changes between 17.4 and 31.2 km. The gravity inversion method was also used to investigate the Moho surface. It is determined that there is a good agreement between the depths obtained from power spectra analysis and depth of the Moho estimated from the gravity inversion.

**Key Words** :Eastern Pontides, Gravity, Magnetic, Crust Structure, Moho, Conrad, Crystalline Basement, Curie Point Depth, Tectonic Structure, Gravity Inversion

## ŞEKİLLER DİZİNİ

### Sayfa No

- Şekil 1. Bir profil boyunca alınmış manyetik anomali değerlerinin litolojik değişim ve temelle olan ilişkileri (Bird, 1997)..... 3
- Şekil 2. Türkiye'nin ana Neotektonik birimleri (Şengör vd., 1985; Barka, 1992). 1. Granitik kayaçlar, 2. Geç Kretase TH-CA volkanizma, 3. Geç Kretase CA-A (Şoşonitik) volkanizma, 4. Ofiyolitik sütür zonları..... 8
- Şekil 3. Türkiye ve çevresinin Neotektonik yapısı ve provenislerini gösteren tektonik haritası (Şengör vd.,1985; Barka, 1992). DSFZ – Ölü Deniz Fay Zonu, DAFZ – Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ – Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ – Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu..... 9
- Şekil 4. Doğu Pontidlerin ana tektonik zonları ve özellikleri (Bektaş vd., 1999). F1. Niksar-İspir, F2. Suşehri-Maden, F3. Espiye-Maden, F4. Suşehri-Gümüşhane, F5. Kırıklı-Rize, F6. Pulur, F7. Suşehri-Espiye. 1. Paleozoyik Granitler, 2. Paleozoyik Metamorfik temel, 3. Serpantinit, 4. Kretase Ofiyolitik Melanj, 5. Mesozoyik Tortul kayaçlar, 6. Kretase ve Eosen ark volkanikleri, 7. Ayırt edilmemiş Mesozoyik ve Senozoyik, 8. Kaldera veya Dom, 9. Fay, 10. Ters Fay, 11. Yanal ve düşey hareketlerle oluşmuş birbirlerine dik kıvrımlar, 12. Normal Fay. KAF: Kuzey Anadolu Fayı, KDAF: Kuzey Doğu Anadolu Fayı..... 10
- Şekil 5. Çalışma alanının ana yapısal elemanlarını gösteren tektonik haritası (Bingöl, 1989; Şaroğlu vd., 1992; Bozkurt ve Koçyiğit, 1996; Dirik ve Göncüoğlu 1996; Bektaş vd., 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve Erol, 2001; Koçyiğit vd, 2001). AÇFZ-Akdağ-Çayırılı Fay Zonu, AFZ-Almus Fay Zonu, CAFZ-Orta Anadolu Fay Zonu, DAFZ-Doğu Anadolu Fay Zonu, DF-Delice Fayı, DFZ-Dumlu Fay Zonu, EMF-Eynesil-Maden Fayı, HF-Horasan Fayı, GŞFZ-Gemerek-Şarkışla Fay Zonu, KAFZ-Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ-Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, KF-Kangal Fayı, KRF-Kırıklı-Rize Fayı, KS-Kızılırmak Segmenti, LFZ-Laçın Fayı Zonu, MOF-Malatya Ovacık Fay Zonu, NİFZ-Niksar-İspir Fay zonu, PF-Pulur Fayı, SEF-Suşehri-Espiye Fayı, SGF-Suşehri-Gümüşhane Fayı, SMFZ-Suşehri-Maden Fay Zonu, SYZ-Sivas Yitim zonu, TAFZ-Tercan-Aşkale Fay zonu, TÇFZ-Taşova-Çorum Fay Zonu, TFZ-Tecer Fay Zonu, YEFZ-Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu, YFZ-Yıldızeli Fay Zonu, YGFZ-Yakapınar-Göksun Fay Zonu..... 13
- Şekil 6. Doğu Pontidlerin Bouguer Gravite anomali haritası. Kontur aralığı 5 mGal'dir..... 25
- Şekil 7. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş Manyetik anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT'dir..... 27
- Şekil 8. Çalışma alanının TOPEX-POSEIDON uydusu tarafından derlenen veriler kullanılarak hazırlanan yükseklik haritası. Kontur aralığı 350 m'dir..... 31



Şekil 9.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomalisi ile topografya verisi arasındaki ilişki.....	32
Şekil 10.	Doğu Pontidler ve civarında 1900-2003 tarihleri arasında oluşmuş ve büyüklüğü $M \geq 2$ olan depremlerin dış odak dağılım haritası. Deprem verileri bölgenin gravite anomalisi haritası üzerine çizilmiştir. Gravite kontur aralığı 10 mGal'dir.....	33
Şekil 11.	Çalışma alanında oluşan depremlerin odak derinliklerinin enlem (a) ve boylama (b) göre değişimi. Depremlerin güneydoğuya doğru odak derinliklerinin arttığı gözlenmektedir. Bu artışın güneydoğu yönünde kabuk kalınlığının artmasından yada güney yönlü bir yitimden ileri gelebileceği düşünülmektedir.....	34
Şekil 12.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomalisi verisinden sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmış tam yatay türev çizgisellik haritası.....	36
Şekil 13.	Gravite anomalisi haritasına 20 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	38
Şekil 14.	Bouguer gravite verisinin 5 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	38
Şekil 15.	Dalga boyu 40 km olan alçak geçişli süzgeç kullanılarak belirlenen gravite verilerine ait tam yatay türev çizgisellik haritası.....	40
Şekil 16.	Bouguer gravite verisinin 10 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	40
Şekil 17.	Doğu Pontid Bouguer gravite verisinin 60 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verisine ait tam yatay türev çizgisellik haritası.....	42
Şekil 18.	Bouguer gravite verisinin 15 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	42
Şekil 19.	Bouguer gravite verisine 80 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verisinin tam yatay türev çizgisellik haritası.....	44
Şekil 20.	Bouguer gravite verisinin 20 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	44
Şekil 21.	Bouguer gravite anomalisi verisine 120 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verilerinin tam yatay türev çizgisellik haritası.....	46
Şekil 22.	Bouguer gravite verisinin 30 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	46
Şekil 23.	Bouguer gravite anomalisi verisine 160 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan tam yatay türev çizgisellik haritası.....	48
Şekil 24.	Doğu Pontid Bouguer gravite verisinin 40 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası.....	48

Şekil 25.	36° boylamı üzerinde alınan AA' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	51
Şekil 26.	37° boylamı üzerinde alınan BB' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	52
Şekil 27.	38° boylamı üzerinde alınan CC' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan yer altının iki boyutlu kırıklı yapısı.....	53
Şekil 28.	39° boylamı üzerinde alınan DD' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	54
Şekil 29.	40° boylamı üzerinde alınan EE' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç verilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	55
Şekil 30.	41° boylamı üzerinde alınan FF' gravite profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç verilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	56
Şekil 31.	42° boylamı üzerinde alınan GG' gravite profiline (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen anomalilerin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı.....	57
Şekil 32.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verilerinin Elkins (1951) bağıntısıyla hesaplanmış düşey ikinci türev anomali haritası. Kontur aralığı 2 mGal/km <sup>2</sup> 'dir.....	59
Şekil 33.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisine Elkins (1951) bağıntısı uygulanarak hesaplanmış düşey ikinci türev anomali haritası. Kontur aralığı 75 nT/km <sup>2</sup> 'dir.....	60
Şekil 34.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomalisine yüksek geçişli süzgeç (k=0.3 km <sup>-1</sup> dalga sayılı) uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel gravite anomali haritası. Kontur aralığı 5 mGal'dir.....	61
Şekil 35.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş toplam manyetik anomali verisine yüksek geçişli (k=0.3 km <sup>-1</sup> dalga sayılı) süzgeç uygulanması sonucu elde edilen rezidüel gravite anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT'dir.....	62
Şekil 36.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından AA' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profil verilerine yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	64
Şekil 37.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından BB' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	65

Şekil 38.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından CC' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	67
Şekil 39.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından DD' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	69
Şekil 40.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından EE' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	71
Şekil 41.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından FF' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	72
Şekil 42.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından GG' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri.....	73
Şekil 43.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel anomali verisinin tam yatay türev haritası. Renkler açık maviden (en düşük) siyaha (en yüksek) tam yatay türev genliklerinin şiddetlerini göstermektedir.....	75
Şekil 44.	Doğu Pontidlerin rezidüel gravite verisine iki boyutlu Fourier dönüşümü uygulanarak elde edilen görünür yoğunluk dağılımı haritası. Renkler açık maviden (en düşük) beyaza (en yüksek) yoğunluk değerlerini göstermektedir.....	77
Şekil 45.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümü ile elde edilen güç spektrumu değerlerinden belirlenen ortalama Moho, Conrad ve Kristalin temel derinlikleri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini; $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir..	80
Şekil 46.	Wollard (1959) tarafından Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki ilişki için önerilen bağıntı kullanılarak belirlenen Doğu Pontidlerin Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir.....	81
Şekil 47.	Worzel ve Shurbert (1955) tarafından Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki bağıntı kullanılarak hesaplanan çalışma alanının Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir.....	82
Şekil 48.	Ram Babu (1997) tarafından önerilen Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki bağıntı kullanılarak belirlenen Doğu Pontidlerin Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir.....	83

Şekil 49.	Doğu Pontidlerin gravite anomali haritasından 36° boylamı için alınan AA' profiline ait (Şekil 6) gravite anomali değerleri ile üç eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	85
Şekil 50.	Doğu Pontidlerin gravite anomali haritasından 37° boylamı için alınan BB' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	86
Şekil 51.	Gravite anomali haritası üzerinden 38° boylamı üzerindeki CC' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir..	87
Şekil 52.	Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasında 39° boylamı üzerinde alınan DD' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	88
Şekil 53.	Gravite anomali haritası üzerinden 40° boylamı için alınan EE' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	89
Şekil 54.	41° boylamı üzerindeki FF' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve bu profilin iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	91
Şekil 55.	Gravite anomali haritası üzerinde 42° boylamı için alınan GG' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve üç eşit parçaya bölünerek hesaplanan güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup $h_1$ , Moho derinliğini, $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir.....	92
Şekil 56.	Sibirya ve Uzak Doğu'nun Conrad süreksizliği yüzeyini belirlemek için önerilen $H_c \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$ (Demenitskaya, 1967) bağıntısının Doğu Pontid gravite anomali verisine uygulanarak elde edilen Conrad süreksizliği değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir.....	93

Şekil 57.	Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen kuzey zonun iki boyutlu kabuk yapısı modeli.....	95
Şekil 58.	Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen güney zonun iki boyutlu kabuk yapısı modeli.....	95
Şekil 59.	Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı modeli. Düz çizgiler güney zonun, kesikli çizgiler kuzey zonun kabuk yapısı değişimini göstermektedir.....	96
Şekil 60.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasına ait güç spektrumu değerleri. Güç spektrumu eğrileri üzerindeki değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), Üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	97
Şekil 61.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından $36^\circ$ boylamı üzerinde alınan AA' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	99
Şekil 62.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından $37^\circ$ boylamı üzerinde alınan BB' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	100
Şekil 63.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından $38^\circ$ boylamı üzerinde alınan CC' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	101
Şekil 64.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından $39^\circ$ boylamı üzerinde alınan DD' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	102
Şekil 65.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından $40^\circ$ boylamı üzerinde alınan EE' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	104

Şekil 66.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından 41° boylamı üzerinde alınan FF' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_o$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	105
Şekil 67.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından 42° boylamı üzerinde alınan GG' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_o$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir.....	107
Şekil 68.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu uygulanarak elde edilen güney zonun iki boyutlu Curie noktası yüzeyi değişim grafiği.....	108
Şekil 69.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu uygulanarak elde edilen kuzey zonun iki boyutlu Curie noktası yüzeyi değişim grafiği.....	108
Şekil 70.	Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen Curie derinliği yüzeyinin değişim grafiği. Sürekli çizgiler güney zondaki, kesikli çizgiler ise kuzey zondaki değişimi göstermektedir.....	109
Şekil 71.	Ters çözüm sonucu 36° boylamına ait AA' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir.....	112
Şekil 72.	Ters çözüm sonucu 37° boylamına ait BB' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir.....	113
Şekil 73.	Ters çözüm sonucu 38° boylamına ait CC' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir.....	114
Şekil 74.	Ters çözüm sonucu 39° boylamına ait DD' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir.....	115
Şekil 75.	Ters çözüm sonucu 40° boylamına ait EE' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir.....	116

- Şekil 76. Ters çözüm sonucu  $41^\circ$  boylamına ait FF' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir..... 117
- Şekil 77. Ters çözüm sonucu  $42^\circ$  boylamına ait GG' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir..... 119



## TABLolar DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo 1. Gravite anomalisi ve derin sismik yansıma verilerinden belirlenen kabuk kalınlığı ilişkisi göz önüne alınarak değişik araştırmacılar tarafından verilen Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki ampirik ilişkiler. Denklemlerde, $H$ , Moho derinliğini, $\Delta g$ , gravite anomalisini göstermektedir (Demenitskaya, 1967).....	78
Tablo 2. Tablo 1’de verilen bağıntılar kullanılarak gravite anomalilerine göre elde edilen Moho değerleri.....	79
Tablo 3. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen kabuk yapısı değerleri.....	129
Tablo 4. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen Curie noktası değerleri. Tabloda verilen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_o$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir....	130



## SEMBOLLER DİZİNİ

BA	Bouguer Anomalisi
$F^{-1}$	Ters Fourier Dönüşümü
$G$	Gravitasyon sabiti
$h_1, H$	Moho derinliği
$h_2, H_c$	Conrad süreksizliğinin derinliği
$h_3, H_{pz}$	Kristalin temel veya paleozoyik temel derinliği
$L$	Çözüm vektörü
$M$	Deprem büyüklüğü
$P$	Jeolojik yapı vektörü
$p_i$	Jeolojik yapı parametreleri
$V$	Potansiyel alan vektörü
$z$	Yükseklik veya derinlik
$Z_b$	Curie noktası derinliği
$z_c$	Derinlik
$Z_{mt}$	Manyetik tortulun temel derinliği
$Z_t$	Manyetik kaynağın üst yüzey derinliği
$Z_o$	Manyetik kaynağın ortalama derinliği
$\omega$	Açısal Frekans
$\Delta g$	Gözlem gravite anomali değerleri
$\Delta g_{rej}$	Gravite alan değeri içindeki rejyonal bileşen değerleri
$\Delta g_{res}$	Gravite alanı içindeki rezidüel bileşen değerleri
$\Delta g_{gür}$	Gravitenin ölçümünden doğan hata bileşeni
$\Delta g(u, v)$	Gravite verisinin Fourier dönüşümü
$\Delta \rho(x, y)$	Görünür yoğunluk farkı
$\lambda_f$	Fourier Dalga boyu

## 1. GENEL BİLGİLER

### 1.1. Potansiyel Alan Verilerinin Nitel Yorumu

Potansiyel alan verilerinin yorumu anomalinin karakterine göre nitel ve nicel olmak üzere ikiye ayrılır. Nitel yorum görsel olup, hiçbir hesap yapmadan olmaktadır. Anomalideki her bir değişimin uygun jeolojik faktörleri ortaya konur. İncelemelerde önce alanın genel karakteri ve rejyonel bileşen açıklanır. Sonra rezidüel anomali bölgeleri belirlenerek bunları doğuran yapılar hakkında bilgiler toplanır. Nitel yorum yaparken aşağıdaki temel özellikler göz önüne alınmalıdır:

1. Potansiyel alan değerlerinin büyüdüğü alanlar yoğunluğu/süseptibilitesi yüksek olan jeolojik yapılardan, küçüldüğü alanlar ise yoğunluğu/süseptibilitesi düşük jeolojik yapılardan oluşmuştur.

2. Kayaçların yada formasyonların birbirlerine temas ettiği bölgeler üzerinde potansiyel alan değerleri yüksek gradyan (değişim) verirler.

3. Potansiyel alan değerlerinin oluşturduğu konturların şekli yeraltındaki jeolojik cismin şekline az çok uygundur.

4. Kontur hatları simetrikse buna sebep olan cisimler düşey düzleme göre simetriklerdir.

5. Birkaç tane maksimuma sahip olan karmaşık konturların olduğu alanlarda yer altı yapısı da karmaşık olup birkaç jeolojik cisimden oluştuğu anlamına gelmektedir.

Nitel yorum aşamasında anomaliye sebep olan cisimlerin sayı ve yaklaşık şekilleri belirlenir. Bu amaçla yalnız potansiyel alan verileri değil bunların türevleri de kullanılır. Ayrıca elde edilen konturların uzun ve kısa eksenlerinin oranına göre anomaliler sıralanabilir.

#### 1.1.1. Gravite Verilerinin Nitel Yorumu

Yapılan gravite etüdü sonunda elde edilen Bouguer anomali haritası, yeraltında değişik derinlikte ve yoğunluktaki cisimlerin, ölçü noktasındaki gravite etkilerinin bileşkesinden oluşur. Yüzeğe yakın küçük bir kütle ile daha derindeki büyük bir

kütlenin etkisi, ölçü noktasında aynı olabilir. Bouguer anomali haritalarında, derinlerde temel kayacın topografyasını yansıtan, yavaş ve doğrusal olarak değişen değerlere Rejyonel gravite denir. Rejyonel gravitenin ortadan kaldırılmasıyla yani, Bouguer değerinden rejyonel değer çıkarılmasıyla geriye kalan ve sığ etkilerden ileri gelen gravite değişimine rezidüel gravite denir. Rejyonel bileşen alçak frekanslı derin kütlelerin, rezidüel bileşen ise yüksek frekanslı sığ kütlelerin etkisinden kaynaklanmaktadır. Rejyonel anomaliler Bouguer anomali haritasında yavaş bir değişim, rezidüel anomaliler ise daha hızlı bir değişim gösterir (Kenar, 1998).

Rejyonel ve Rezidüel anomalilerin ayrımı görecelidir, yani çalışma alanının büyüklüğüne göre tanımlanmaktadır. Küçük bir alanda rejyonel anomali gibi gözükken anomali, inceleme sahası büyüdükçe Rezidüel anomali gibi davranmaktadır (Maden, 1998).

### 1.1.2. Manyetik Verilerin Nitel Yorumu

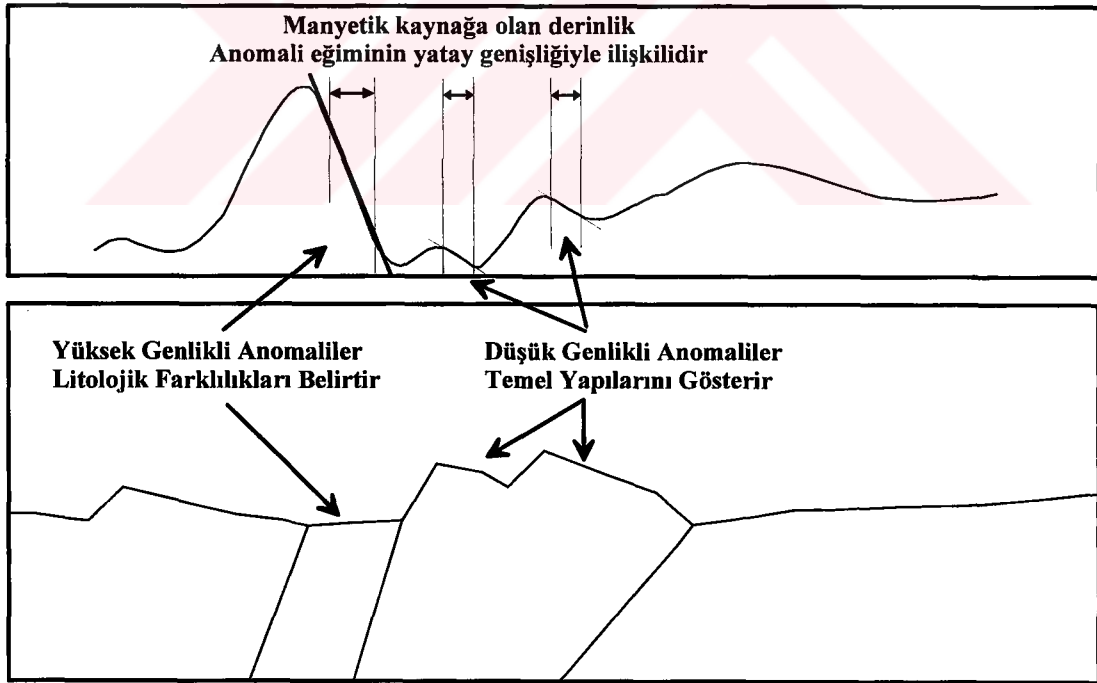
Bölgenin uygun ölçekli topografik haritası üzerine arazide alınan ölçü değerleri yerleştirildikten sonra uygun aralıklarla konturlanarak manyetik anomali haritaları elde edilir. Bundan sonraki aşama, elde edilen manyetik haritadaki anomalileri veren yapıların bulunmasıdır. Bunun için bölge ile ilgili tüm jeolojik ve eğer varsa diğer jeofizik yöntemlerle elde edilmiş veriler göz önünde bulundurulur. Yer altında anomaliye sebep olan yapılar genelde çok karmaşık bir görünümündedir. İlk aşamada anomaliye neden olan yapıların basit geometrik şekilli (küre, silindir, dayk, fay, gibi) olarak ele alınması ayrıntılı yoruma yardımcı olur. Manyetik anomali haritasında ilgilenilen yapıların dalga boylarına göre verinin bazı veri-işlem aşamalarından (süzgeçleme, türev, gibi) geçirilmesi gerekebilir. Manyetik anomali haritalarına analitik uzanım ve düşey türevlerin uygulanmasına karar vermeden önce, bu anomalileri yüzeye yakın kayaçların manyetik duyarlılıklarının önemli ölçüde etkilediğini unutmamak gerekir. Sığ, mineral özellikleri karmaşık yapıda olan bölgelerde aşağı analitik uzanım yönteminin uygulanması pek uygun değilken, ikinci türev yöntemi küçük çaptaki, yüzeye yakın cevherlerin aranmasında daha kullanışlı olmaktadır.

Araziden alınan manyetik ölçüler, profiller veya kontur haritalarıyla gösterilmektedir. Bazı tortul havzalarda manyetik ve gravite anomali haritaları birbirlerine benzerken, genelde manyetik anomaliler, graviteye göre daha karmaşık, daha büyük genlikli, daha kısa

dalga boylu ve daha çokturlar. Bu nedenle manyetikte rejyonal-rezidüel anomali ayırımı yapmak oldukça zor olup, çoğu kez bundan kaçınılmaktadır.

Manyetik anomali haritaları çok karmaşık bir yapı sergilediğinden ilk aşamada, nicel olarak değerlendirilir. Genellikle topografya ile uygunluk gösterirler. Tortul kayaçların taban kaya derinliğinin 1500-3000 m olduğu bölgelerde manyetik anomali konturları düzgün olup, değişimler fazla değildir. Bu gibi yerlerde anomaliler daha çok temelin etkilerini yansıtırlar (Kenar, 1998).

Genel olarak, anomalinin dalga boyu kendisini oluşturan manyetik kaynağın derinliğiyle orantılıdır. Daha doğrusu, derinlik anomali eğiminin yatay uzaklığıyla ilişkilidir. Diğer jeofizik veriler gibi, uzun dalga boylu anomaliler derin, kısa dalga boylu anomaliler sığ yapılarla ilgilidir. Volkanikler gibi yüzeye çıkmış kaynaklar yüksek frekanslı, kısa dalga boylu anomaliler verirken, derin temeller düşük frekanslı, uzun dalga boylu anomaliler üretirler. Özetle manyetik anomali haritaları üzerinde küçük, kapalı, keskin, kısa dalga boylu anomaliler sığ temeli, düzgün, geniş ve uzun dalga boylu anomaliler (Şekil 1) derin temeli belirtirler (Bird, 1997).



Şekil 1. Bir profil boyunca alınmış manyetik anomali değerlerinin litolojik değişim ve temelle olan ilişkileri (Bird, 1997).

Anomalinin genlik değeri kayaçlardaki manyetik süseptibilite farklılığı ile orantılıdır. Genlik kaynaktan uzaklaştıkça azalır. Manyetik temeldeki litolojik değişimler yada tortul içinde volkanik kayaçların varlığı genel olarak büyük genlikli anomaliler üretir. Buradan hareketle;

100 nT < anomaliler tortul tabaka içindeki volkanik kayaçlar veya temeldeki litolojik değişimlerle,

100 nT – 10 nT arasındaki anomaliler temel yapılarıyla,

10 nT – 1 nT arasındaki anomaliler tortul manyetizasyon farklılıklarıyla ilişkilidir (Bird, 1997).

## 1.2. Potansiyel Alan Verilerinin Nicel Yorumu

Potansiyel alan verilerinin nicel yorumunda yer altındaki jeolojik yapıların karakteristik değişkenleri hesaplanmaktadır. Bu değişkenlerin belirlenmesi birkaç yöntemle yapılmaktadır. Jeolojik yapı parametrelerinin potansiyel alan verileriyle belirlenmesinde yapının vermiş olduğu alan veya bu alanın türevleri  $n$  adet noktadan oluşmuş bir vektör olarak kabul edilir. Bu vektörü,

$$\vec{V} = \{v_1, v_2, v_3, \dots, v_n\} \quad (1)$$

şeklinde yazabiliriz. Bu vektörleri oluşturan elemanlar bir  $W$  uzayına aittir:

$$V; V \in W \quad (2)$$

Nitel yorumdan elde edilen bilgiler göz önüne alınarak bir başlangıç yapı modeli oluşturulur. Oluşturulan jeolojik cismin sahip olduğu  $m$  adet parametre,

$$P = \{p_1, p_2, p_3, \dots, p_m\} \quad (3)$$

şeklindeki bir vektörle ifade edilir. Oluşturulan jeolojik modelde  $P$  değişkenleri ise  $Q$  uzayına aittir:

$$P; P \in Q \quad (4)$$

Fonksiyon  $W$  ve  $Q$  uzayları aralarında lineer bağımlıdır. Burada ortamın değişkenlerine tek dereceli olarak potansiyel alan değeri karşılık gelmektedir.

$$V = L(P); \quad V \in W; \quad P \in Q \quad (5)$$

Bu bağıntıdan  $P$  değişkenlerine lineer bağımlı  $V$  vektörünün elde edilmesi düz çözüm,  $P$  değişkenlerinin elde edilmesi işlemi ters çözüm olarak bilinmekte olup,

$$P = L^{-1}(V) \quad (6)$$

şeklinde gösterilir. Bu denklemin çözümü yapıldığında elde edilen vektör istenen çözümdür.

### 1.3. Potansiyel Alan (Gravite, Manyetik) Yöntemleri

Jeofizikte potansiyel alan (Gravite, Manyetik) yöntemleri, yeraltında farklı fiziksel özelliklere (yoğunluk, manyetik süseptibilite) sahip kütlelerin oluşturduğu anomali değişimlerinin yeryüzünde ölçülmesi esasına dayanmaktadır. Yeraltının homojen olmaması ve değişik fiziksel özelliklere sahip cisimlerin bulunması sebebiyle ölçülen potansiyel anomalilerde de değişimler oluşmaktadır. Potansiyel alan çalışmalarında bu değişimlerin ölçülmesine, değerlendirilmesine ve yorumlanmasına çalışılmaktadır. Potansiyel alan yöntemleri, yeraltında yanal fiziksel özellik değişimlerine duyarlıdır. Bozucu kütle ile etrafındaki kayacın eşit fiziksel özelliklerde olması veya yeraltındaki katmanların yatay durumda olması halinde potansiyel anomaliler oluşmaz. Ölçülen potansiyel alan değerlerine gerekli düzeltmeler uygulandıktan sonra elde edilen anomali değerleri, yeraltındaki tüm bozucu kütle etkilerinin toplamından oluşmaktadır. Bu değerler değişik yöntemlerle değerlendirilip yorumlanmaktadır.

### 1.3.1. Rejyonel ve Rezidüel Anomaliler

Yeryüzünde ölçülen gravite değerine neden olan kütle dağılışı, tek bir kütlede oluşmaz. Çoğunlukla şekli ve derinlikleri birbirinden farklı bir çok kütlede ileri gelir. Bununla birlikte yeryüzündeki ölçümlerden bir tek gravite haritası elde edilir. Derin etkilerden ileri gelen, yavaş ve düzgün değişimler sergileyen rejyonel anomaliler haritada uzun dalga boylarına sahiptir. Bunlara en iyi örnek kabuk çalışmaları için elde edilen anomalilerdir. Gravite anomalisi kabuğun kalınlaştığı yerlerde negatif, kabuğun incelendiği başka bir deyişle mantonun yüzeye yaklaştığı yerlerde ise pozitif anomali verirler.

Okyanus ortası sırtlarda ise durum tersinedir. Okyanus ortası sırtlarda kabuğun incelendiği ve mantonun yüzeye çıktığı yerlerde gravite negatif anomali vermektedir. Bunun nedeni ergimiş mantodan kaynaklanmaktadır. Bilindiği gibi sıcaklık yoğunluğu düşürmektedir. Buda ergimiş mantonun yüzeye çıktığı okyanus ortası sırtlarda gravite anomalisininin negatif olmasına sebep olmaktadır.

Sığ kütlelerden ileri gelen, rejyonel etkilerin tersine hızlı ve ani değişimler gösteren rezidüel anomaliler ise gravite anomali haritalarında kısa dalga boyludurlar. Metamorfik yapıları kesen granit intüzyonları bunlara örnek olarak verilebilir. Genel olarak çöküntü alanlarında, tortul alanlarda düşük yoğunluğa geçerken anomaliler düşmekte ve rezidüel anomalilerin oluşmasına sebep olmaktadır (Akçığ ve Pınar, 1994).

### 1.3.2. Rejyonel ve Rezidüel Anomalilerin Ayrılması

Genel olarak yeryüzündeki bir noktada ölçülen toplam gravite anomalisi ( $\Delta g$ ), rejyonel ( $\Delta g_{rej}$ ) ve rezidüel ( $\Delta g_{res}$ ) bileşenlerine ayrılabilir. Bunlardan başka gravite alanı içinde topografyadaki ölçüm hatalarına bağlı bir kısım vardır. Bunlar gürültüler şeklinde görülmektedir. Bu gürültüler de ölçülerle üst üste binmiş durumdadır. Bütün bu etkiler hesaba katıldığında gravite alanını,

$$\Delta g = \Delta g_{rej} + \Delta g_{res} + \Delta g_{gür} \quad (7)$$

şeklinde yazabiliriz. Yorumun doğru bir şekilde yapılabilmesi için ölçümlerde bulunan gürültülerin süzülerek atılması gerekir (Naidu, 1967). Potansiyel alan verilerinin

yorumlanması için, ölçülen alan içindeki derin etkilerden ileri gelen rejyonel anomalilerin sığ kütlelerin etkisinden oluşan rezidüel anomalilerden ayrılması gerekmektedir. Rejyonel ve rezidüel anomalileri ayırmak için değişik yöntemler vardır. Bunlardan bazıları,

1. Andreev-Griffin Ortalama değer yöntemi
2. Saxov-Nygaard yöntemi
3. Analitik uzanım yöntemleri
4. Süzgeçleme yöntemi
5. Polinomal yaklaştırma yöntemi
6. Türev yöntemi

olarak sıralanabilir (Erden, 1979; Maden, 1998).

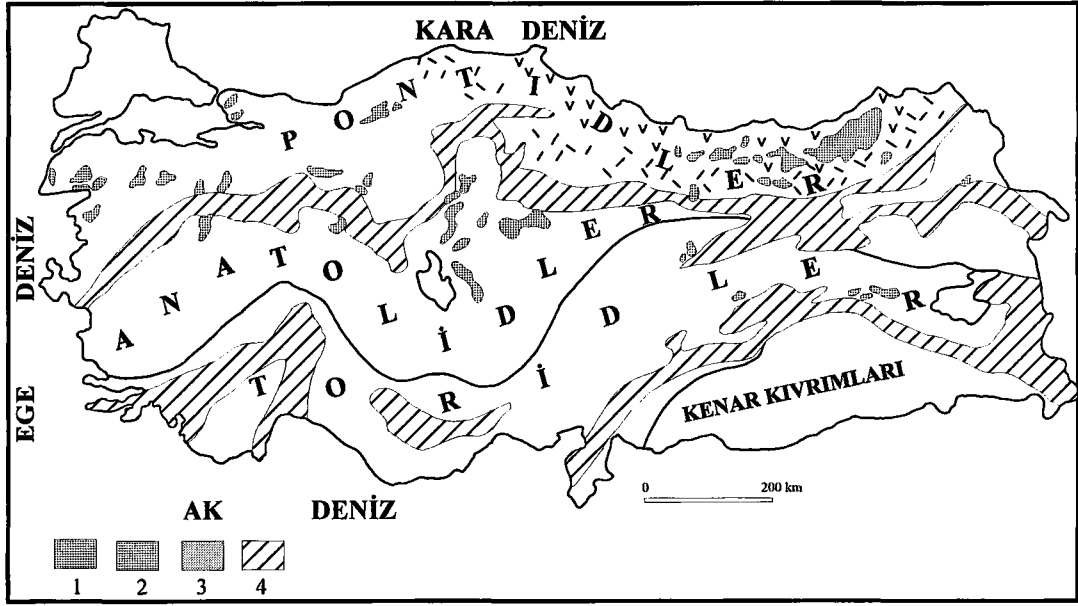
Rezidüel anomalilerin ayrılması için yöntem seçimini etkileyen pek çok etken vardır. Bu etkenlerin başında yapılacak işin miktarı, gravite haritasının karmaşıklığı, istasyonların sıklığı ve dağılımı, verilerin kalitesi gibi özellikler gelir. Çok fazla veri, karmaşık gravite haritaları bulunduğu zaman analitik yöntemlerin seçilmesi en uygundur. Az veri ve basit bölgesel etkiler olduğu zaman grafik yöntemler tercih edilmelidir.

#### **1.4. Türkiye ve Dolayının Jeolojisi ile Tektoniği**

Alpin sıradağlar kuşağı içinde yer alan Türkiye, değişik araştırmacılar tarafından jeolojik olarak değişik birliklere ayrılmıştır. Tektonik birliklere ayırma denemeleri çok önceleri başlamıştır: İlk olarak Argand (1924) Anadolu'nun orojenik kuşaklarını Alplere benzeterek kuzeyden güneye doğru, Pontidler, Ara Masifler ve Toridler olmak üzere üç birliğe ayırmıştır. Daha sonraları Arni (1939), Blumenthal (1946) ve Egeran (1947) Anadolu'yu üçten fazla birliğe ayırmışlardır. Ketin (1961, 1983) ise tektonik birlik sayısını dört olarak sınırlamıştır. Dağ kuşaklarının orojenik gelişmeleri esasına dayalı olan bu dördü birlik (Şekil 2), kuzeyden güneye doğru;

1. Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları veya PONTİDLER,
2. İç Anadolu sıradağları veya ANATOLİDLER,
3. Güney ve Doğu Anadolu sıradağları veya TORİDLER
4. Güneydoğu Anadolu Sıradağları veya KENAR KIVRIMLARI bölgesidir.

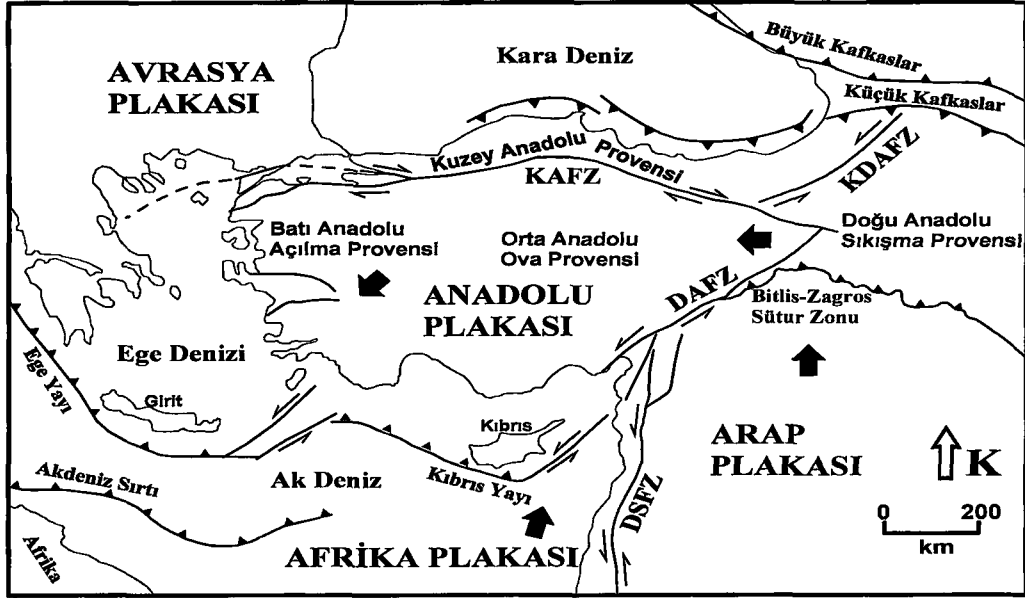




Şekil 2. Türkiye'nin ana Neotektonik birimleri (Şengör vd., 1985; Barka, 1992). 1. Granitik kayalar, 2. Geç Kretase TH-CA volkanizma, 3. Geç Kretase CA-A (Şoşonitik) volkanizma, 4. Ofiyolitik suture zonları.

Jeolojik konumu nedeniyle birkaç levha üzerinde yer alan Türkiye'nin Neotektonik yapısı (Şekil 3) Afrika ve Arap levhalarının Anadolu levhasını sıkıştırması ve Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışması sonucu şekillenmiştir. Arap levhasının kuzeye hareketi Anadolu bloğunun batıya ve Kuzeydoğu Anadolu bloğunun doğuya kaçmasına ve bunun sonucu olarak Doğu Anadolu'da bir sıkışmaya neden olmuştur (Ketin, 1949; Mc Kenzie, 1972). Anadolu levhasının, Karadeniz levhasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmaya ve kuzey-güney yönünde de açılmaya neden olmaktadır (Alptekin, 1973; Mc Kenzie, 1978; Dewey ve Şengör, 1979). Bunun bir sonucu olarak deprenselliği ile belirginleşen önemli sismotektonik yapılar Batı Anadolu graben bölgesi, KAF, KDAF, DAF ve Güneydoğu Anadolu bindirmesidir (Bitlis Bindirme Kuşağı).

Türkiye ve dolayındaki Neotektonik olaylar ve Anadolu'nun bugünkü deprenselliği Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının göreceli hareketleri sonucunda oluşmuştur (Mc Kenzie, 1972). Ege levhası kuzeydeki Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantısı ile sınırlanmış olup bu sınır Anadolu çöküntüsü ya da hendeği olarak bilinmektedir (Allan ve Morelli, 1971; Mc Kenzie, 1972). Arap levhasıyla Anadolu levhasının çarpışması sonucu, Kuzey Anadolu Fayı boyunca sağ yönlü, Doğu Anadolu Fayı boyunca sol yönlü hareket, Anadolu levhasını batıya doğru hareket ettirmektedir (Dewey, 1976).

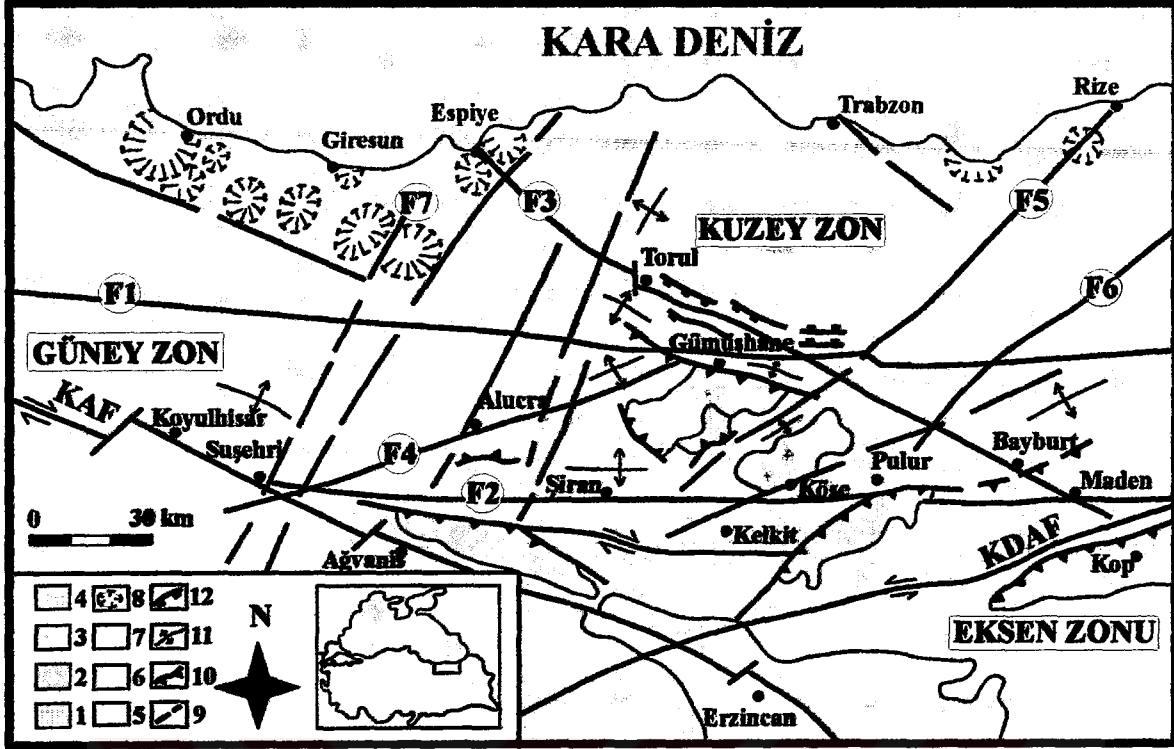


Şekil 3. Türkiye ve çevresinin Neotektonik yapısı ve provenslerini gösteren tektonik haritası (Şengör vd.,1985; Barka, 1992). DSFZ – Ölü Deniz Fay Zonu, DAFZ – Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ – Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ – Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu.

Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışma alanı olan Güneydoğu Anadolu Bindirme zonu, Ketin (1966) tarafından Toridler ve Kenar Kıvrımları olarak adlandırılan tektonik birliklerin de sınırını oluşturmaktadır. Bu bölgedeki bindirmeler genel olarak Toroslar'ın güney kenarını izlemekte ve doğuda Bitlis-Zagros Bindirme kuşağına bağlanmaktadır. Zagros kuşağında oluşan depremlerin çoğu KD-GB yönlü sıkışmaya neden olan ters faylanma mekanizmalarına sahiptir (Cantez, 1969; Mc Kenzie, 1972; Eyidoğan, 1983; Osmanşahin, 1983).

### 1.5. Doğu Pontidler'in Jeolojisi

Coğrafi olarak Doğu Pontidler, Karadeniz'in güney sahiline az çok paralel olarak doğuda Kafkaslardan batıda Sinop'a kadar uzanmaktadır. Bu kuşak kuzeyden güneye doğru farklı araştırmacılar tarafından farklı alt tektonik birliklere ayrılmıştır. Bazı yazarlar, Doğu Pontidleri iç/güney ve dış/kuzey bölümlerine ayırmıştır (Akın, 1978; Gedikoğlu vd., 1979; Özsayar vd., 1981). Diğer yandan, Bektaş ve Yılmaz (1995) kuzeyden güneye doğru Doğu Pontidler'in, kuzey zon (magmatik yay), güney zon ve eksen zonu (yay gerisi) olmak üzere üç zondan oluştuğunu belirtmişlerdir (Şekil 4).



Şekil 4. Doğu Pontidlerin ana tektonik zonları ve özellikleri (Bektaş vd., 1999). F1. Niksar-İspir, F2. Susehri-Maden, F3. Espiye-Maden, F4. Susehri-Gümüşhane, F5. Kırıklı-Rize, F6. Pulur, F7. Susehri-Espiye. 1. Paleozoyik Granitler, 2. Paleozoyik Metamorfik temel, 3. Serpantinit, 4. Kretase Ofiyolitik Melanj, 5. Mesozoyik Tortul kayalar, 6. Kretase ve Eosen ark volkanikleri, 7. Ayırt edilmemiş Mesozoyik ve Senozoyik, 8. Kaldera veya Dom, 9. Fay, 10. Ters Fay, 11. Yanal ve düşey hareketlerle oluşmuş birbirlerine dik kıvrımlar, 12. Normal Fay. KAF: Kuzey Anadolu Fayı, KDAF: Kuzey Doğu Anadolu Fayı.

Ketin (1966)'e göre Doğu Pontidlerin güney sınırı Bayburt Kop yöresinden geçmektedir. Başka bir deyişle güneydeki ultramafik ofiyolitik kuşak Pontidin güney sınırını belirlemektedir. Ancak batıya doğru gidildikçe Batı Pontidler (Samsun, Sinop) tarafında ofiyolitik kuşak Pontidler içerisine girmektedir. Bu yüzden ofiyolitik kuşak Pontid-Anatolid sınırını ayıramaz. Her ne kadar Ketin (1966) Anatolid birliğinde Tokat masifi, Pulur, Ağvanis metamorfik masifleri ve ofiyolitik kuşak bulunuyorsa da benzer metamorfikler ve ultramafik kayalar Pontid birliğinde de bulunmaktadır. Bu nedenle Anatolid-Torid bazen bir kuşak bazen bir sınırdır. Ketin (1966) tektonik birlikleri hakim litolojik birliklere göre ayırmıştır. Daha sonra Şengör vd., (1981), Okay vd., (1997) gibi araştırmacılar ultramafik kayaların Pontidler içerisinde bulunmasını Pontid içi suture zonları olarak yorumlamışlardır. Brinkman (1974) Pontid içi suture zonlarının aynı ofiyolitik kuşakların farklı levhaları birbirinden ayırmadığını, aynı levha içinde değişik

yönlerde gelişmiş riftlere karşılık geldiğini iddia etmiştir. Brinkman (1974)'ın bu görüşü Şengör vd., (1981) ve Okay vd., (1997)'nin görüşüne tamamen terstir. Şengör vd., (1981)'e göre Türkiye bir çok levhacıktan oluşmakta, bu levhaların sınırlarında ofiyolitik melanj bulunmaktadır.

Bektaş (1984), Pontidleri daha farklı bir şekilde alt tektonik birliklere ayırmıştır. O'na göre bugünkü Anatolidler, Pontidlerin güney uzantısı olup Pontidler güneyde Erzincan'a kadar uzanmaktadır. Kuzeyde Trabzon'dan güneyde Erzincan'a kadar bölge magmatik yay litosferi olarak belirlenmiş farklı kayaç birliklerine göre kuzeyden güneye doğru üst kabuk, orta kabuk, alt kabuk ve manto kayaçlarına ayrılmıştır. Üst kabuk volkanik kayaç ve granitlerden (Trabzon, Gümüşhane), orta kabuk granitler, metamorfik ve tortullardan (Köse dağları) alt kabuk yüksek dereceli metamorfik kayaçlardan (Alaska tipi ultramafik ve tortul kayaçlar) oluşmaktadır (Pulur Masifi). Manto ise serpantinleşmiş Peridotit'ten (Erzincan-Kop) oluşmuştur.

Doğu Pontid birliği farklı kayaç birliği ve fasiyesleri açısından ise kuzey, güney ve eksen zonu olarak üç alt gruba ayrılabilir. Kuzey zon Mesozoyik-Senozoyik yaşlı magmatik yay özellikli bazik-asidik volkanik kayaçlar ve granitik intrüzyonlarla karakteristiktir. Güney zonda granitoid ve birlikteki hornblendli-biyotitli kümülatif ultramafik kayaçlar içeren masifler (Tokat Masifi, Agvanis Masifi ve Pulur Masifi) Hersinyen temeline karşılık gelir. Eksen zonunda yüzeyleme veren Alpin tip peridotitler, gabrolar ve bunların üzerinde bulunan güney zondaki metamorfiklere benzer kıtasal özellikli metamorfik kayaç kalıntıları Kretase yaşlı derin pelajik tortulların (radyolarit ve kırmızı pelajik kireçtaşı) ve bazaltların taban kayaçlarını oluşturur (Şekil 4). Hersinyen temelin güneye doğru incilmesi sonucu kıtasal kabuk eksen zonundaki peridotitlere geçiş gösterir. Bu özellik havzaların güneye doğru derinleşmesi eksen zonunda derin deniz pelajik tortullarının çökmesi ile karşılıklı ilişkiler sunar. Erken Liyas-Malm ekstansiyon tektonik rejimi kuzey zonda (magmatik yay) ve güney zonda (yay gerisi) ancak başarısız rift havzalarını oluşturabilmiştir. Oysa Kretasede gelişen ikinci ekstansiyon tektonik rejimi eksen zonunda derin okyanusal çukurların oluşmasına neden olmuştur. Okyanus tabanı yayılmasının gerçekleştiği bu çukurlar MORB-IA bazaltları, radyolarit ve ofiyolitik olistromal melanj ile karakterize olurlar (Bektaş vd., 1999).

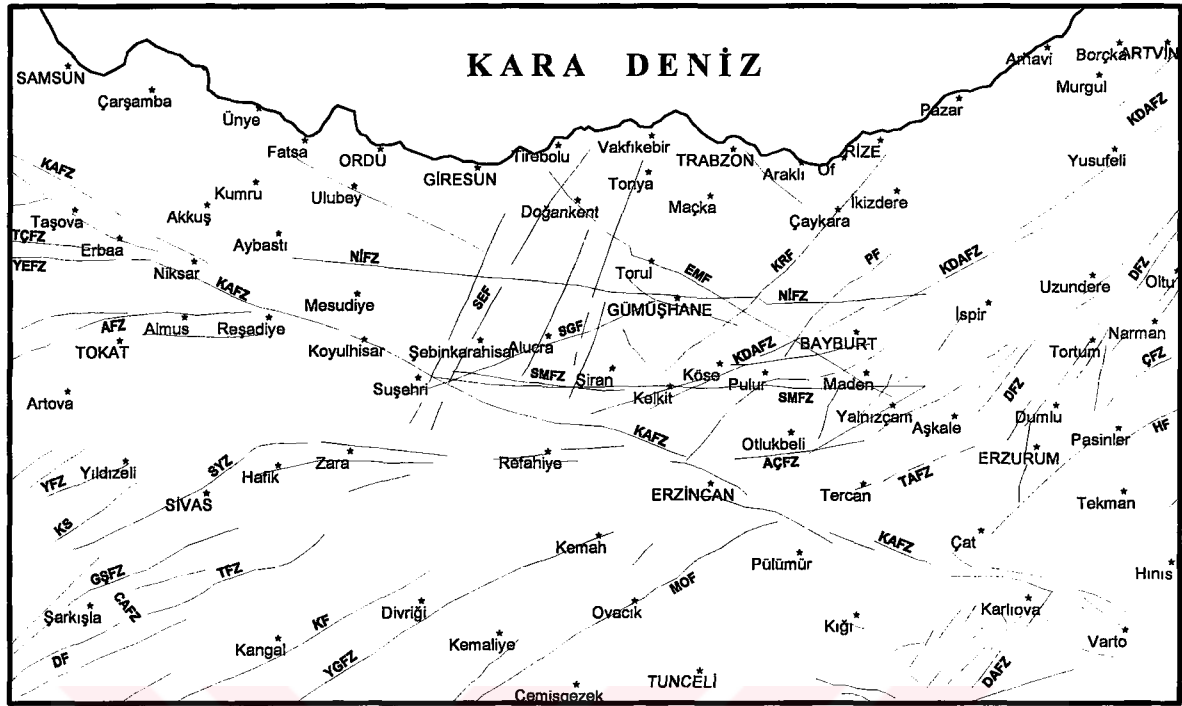
### 1.6. Doğu Pontidler'in Tektoniği

Alp Orojenik kuşağı içerisinde yer alan Doğu Pontidlerin tektonik yapısı bu kuşakta yer alan tüm Mesozoyik havzalar gibi Triyas başlarından itibaren Arap-Afrika levhasının Avrasya'ya göre sol yönlü doğrultu oluşturacak şekilde dönmesine ve Atlantik Okyanusunun açılmasına bağlı olarak gelişmiştir (Masson ve Miles, 1986; Lemoine ve Trumpy, 1987). Bu tektonik olaylara bağlı olarak doğu-batı doğrultusunda uzanan Doğu Pontidler, Arap-Afrika levhasına bağlı olarak geçirdiği değişimle farklı zonlarında farklı kayaç fasiyesleri ve farklı tektonik birlikleri meydana getirmiştir. Farklı kayaç topluluğu ve fasiyeslerine göre Doğu Pontidler Kuzey Zon, Güney Zon ve Eksen Zonu olmak üzere üç farklı birliğe ayrılabilir.

Doğu Pontidlerin tektoniğini 3 büyük kırık sistemi kontrol etmektedir (Şekil 5). Doğu Pontidlerin her üç zonunda izlenen D-B, KD-GB ve KB-GD doğrultulu kırık sistemleri aktif KAF ile KDAF kuşaklarına paralellik gösterir. Bu kırıklar hem hava fotoğraflarından hem de yüzeyden görülebilmektedirler. Bu kırık sistemi Kuzey Zondaki granitik intrüzyonların yerleşimini, Güney ve Eksen Zonlarında Metamorfik Masiflerin ve Ultramafik kayaçların genel doğrultularını kontrol eder. Mesozoyik havzaların genel uzanımları hem bu kırık sistemlerine hem de metamorfik masiflerine paraleldir. Metamorfik masiflerin, peridotit masiflerinin, granitlerin ve kalderelerin bu kırık sistemine paralel olarak bulunmaları, Doğu Pontid kırık sisteminin bölgenin jeolojik evriminde önemli rol oynadığını gösterir. Bu kırıkların yaşları ile ilgili olarak üç öneriden söz edilebilir:

1. Hava fotoğraflarında ve arazide izlenen fayların çoğu, neotektonik rejimle (Miyosen sonrası) ilgilidir.
2. Bu faylar, bölgenin paleotektonik rejimi döneminde (Miyosen öncesi) çalışmıştır.
3. Yada bu fayların çoğu paleotektonik dönemde etkin olmuş, fakat bir kısmı günümüzde yeniden aktif duruma geçerek diri fay özelliğini kazanmışlardır.

Blok fay tektoniğinin egemen olduğu Kuzey ve Güney zonlardaki kıvrım sistemleri yine bu kırık sistemlerine bağlı olarak gelişmiş pull-apart (çek-ayır) havzaların kenarlarına paralel birbirine dik kıvrımlardır (Şekil 5). Doğu Pontidlerde gözlenen blok fay tektoniğine özgü birbirine dik kıvrım sistemi, tabanı etkileyen fayların yüzeydeki izlerini yansıtır. Bu kıvrımlar, faylarla sınırlı blokların yatay hareketleri (drag fold) veya düşey hareketleri ile (drape fold) yada her iki hareketin etkisiyle gelişmiş olmalıdır.



Şekil 5. Çalışma alanının ana yapısal elemanlarını gösteren tektonik haritası (Bingöl, 1989; Şaroğlu vd., 1992; Bozkurt ve Koçyiğit, 1996; Dirik ve Göncüoğlu 1996; Bektaş vd., 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve Erol, 2001; Koçyiğit vd, 2001). AÇFZ-Akdağ-Çayırılı Fay Zonu, AFZ-Almus Fay Zonu, CAFZ-Orta Anadolu Fay Zonu, DAFZ-Doğu Anadolu Fay Zonu, DF-Delice Fayı, DFZ-Dumlu Fay Zonu, EMF-Eynesil-Maden Fayı, HF-Horasan Fayı, GŞFZ-Gemerek-Şarkışla Fay Zonu, KAFZ-Kuzey Anadolu Fay Zonu, KDAFZ-Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu, KF-Kangal Fayı, KRF-Kırıklı-Rize Fayı, KS-Kızılırmak Segmenti, LFZ-Laçın Fayı Zonu, MOF-Malatya Ovacık Fay Zonu, NİFZ-Niksar-İspir Fay zonu, PF-Pulur Fayı, SEF-Suşehri-Espiye Fayı, SGF-Suşehri-Gümüşhane Fayı, SMFZ-Suşehri-Maden Fay Zonu, SYZ-Sivas Yitim zonu, TAFZ-Tercan-Aşkale Fay zonu, TCFZ-Taşova-Çorum Fay Zonu, TFZ-Tecer Fay Zonu, YEFZ-Yağmurlu-Ezinepazarı Fay Zonu, YFZ-Yıldızeli Fay Zonu, YGFZ-Yakapınar-Göksun Fay Zonu.

Doğu Pontidlerde yerleşen Tokat ve Agvanis masiflerinin KAF zonuna, Pulur Metamorfik Masifinin ve Kop Peridotit Masifinin KDAF zonuna paralellik göstermesi bu fay sitemlerinin paleotektonik rejimde de çalışmış olabileceklerini ima eder (Bektaş vd., 1984). Öte yandan, Doğu Pontidlerin kuzeyindeki magmatik zonda, Geç Kretase yaşlı kalderaların ve granit stoklarının KB-GD ve KD-GB doğrultulu kırık sistemleri boyunca dizilmiş olmaları, bu savı doğrular niteliktedir.

KAF kuşağına paralel faylar KD-GB doğrultulu kıvrımlarla, KDAF kuşağına paralel faylar KB-GD doğrultulu kıvrımlarla denkleştirildiğinde, her iki fay sisteminin, paleotektonik rejimde önce sağ ve sonra sol yönlü doğrultu atımlı faylar olarak çalıştıklarını gösterir. Eşlenik KAF ve KDAF sistemleri birlikte değerlendirildiğinde Doğu

Pontidlerin bloklu fay tektoniği ve buna bağılı olarak gelişmiş kıvrım sisteminin çatısı ortaya çıkmaktadır (Bektaş vd., 1999).

KAF'ın doğu kesimi ve KDAF zonunda özellikle eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylar bir arada görülmektedir. Kars civarında doğrultu atımlı faylar, Ağrı bölgesinde normal bileşeni baskın olan faylanmalar, İran sınırında normal bileşeni baskın faylanmalar ve doğrultu atımlı faylanmalar, Varto civarında normal bileşeni olan faylanmalar, Erzincan civarında sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar bulunmuştur. Yapılan odak mekanizması çözümlerinde Kağızman-Kars, Erzurum-Kars, Erzincan-Erzurum, Ilıç-Kemah ve Elazığ arasında doğrultu atımlı, Sivas dolaylarında normal faylanmalar saptanmıştır. Erzincan-Erzurum arasında doğrultu atımlı ve eğim atımlı, Tercan'da, Kelkit'te doğrultu atımlı, Erzurum-Şenkaya'da doğrultu atım bileşeni olan ters faylara rastlanmıştır. Kafkaslarda doğrultu atımlı, Ermenistan sınırında doğrultu atımlı ve ters faylanmalar görülmüştür. Kafkaslarda yapılan bazı çözümlerde bölgenin genel tektoniği ile uyumlu olmayan eğim atım bileşeni olan faylanmalar da elde edilmiştir (Kalafat, 1988).

Karlıova üçlü eklem bölgesinde eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylanmalar bulunmaktadır. Fay düzlemleri çözümleri, bölgenin çeşitli kuvvetlerin etkisi altında olduğunu göstermektedir. Özellikle Varto'nun doğusunda normal, Erzincan-Karlıova arasında ve Tunceli arasında ters faylanmalar, Bingöl'e doğru da normal atım bileşeni olan doğrultu atımlı faylanmalar elde edilmiştir.

### **1.7. Anadolu ve Doğu Pontidler'de Jeofizik Çalışmalar**

Yurdumuzda özellikle Anadolu'nun doğusunda kabuk kalınlığı ve üst manto yapısına ait yapılmış çalışmalar oldukça fazladır. Bu tür çalışmaların ilki Canitez (1962) tarafından Kuzey Anadolu Kırık kuşağı için yapılmıştır. Kırık kuşağını kuzey-güney yönünde kesen gravite profillerinden kırığın kuzeyinde yer kabuğunun ince, güneyinde daha kalın olduğunu saptamıştır. Yapılan bu çalışmada Anadolu için yer kabuğunun ortalama kalınlığı 31 km olarak hesap edilmiştir. Gravite ve sismoloji verileri kullanılarak yapılan bu çalışmada kuzeye doğru gidildikçe 150 mGal'e varan gravite anomalisinin olduğu belirlenmiştir. Canitez (1962), gravite yöntemiyle hesapladığı yer kabuğu yapısında, Kuzey Anadolu için kabuk kalınlığının 35 km olduğunu, Karadeniz'e yaklaşıldığında 25-26 km'ye kadar incelendiğini ileri sürmüştür.

Daha sonra bir çok araştırmacı değişik bölgelerin kabuk yapısı değerlerini incelemişlerdir (Öcal, 1963; Canitez, 1969; Özelçi, 1973; Canitez ve Üçer, 1975; Kenar, 1978; Ezen, 1979; Canitez ve Toksöz, 1980; Chen vd., 1980; Ergin, 1981; İlkışık, 1980, 1981, 1990; Necioęlu vd., 1981; Ezen, 1983; Türkelli, 1984; Gürbüz ve Üçer, 1985; Dewey vd., 1986; Kenar ve Toksöz, 1989; Mindevalli ve Mitchell, 1989; Osmańahin, 1989; Özer, 1989; Osmańahin ve Alptekin, 1990; Gürbüz vd., 1992; Kalafat vd., 1992; Sayıl vd., 1992; Osmańahin ve Sayıl, 1996; Mooney vd., 1998; Kuleli vd., 2001; Maden ve Geliřli, 2001; Osmańahin ve Sayıl, 2001; Erduran, 2002; Maden vd., 2002; Maden vd., 2003). Bu çalışmaların bir kısmı yerel kabuk yapısına yönelik ise de, bir kısmı oldukça geniş bölgeleri içine alan çalışmalardır. Yapılan çalışmalarda Anadolu için yaklaşık 40 km kabuk kalınlığı verilmektedir. Bu değer kuzeye Karadeniz'e yaklaşıldıkça 25 km'ye kadar azalmaktadır. Daha doğuda İran için yapılan çalışmalarda saptanan kabuk modelleri daha kalın olup 45 km civarındadır (Neprechov vd., 1970; Islami, 1972; Patton, 1980; Feng ve Teng, 1983; Osmańahin ve Alptekin, 1990; Maden vd., 2003).

Öcal (1963), uzun periyotlu sismograf kayıtlarından Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanarak kabuk kalınlığının Doğu Anadolu'dan Ege'ye doğru incelendiğini ifade etmiştir.

Özelçi (1973) Anadolu gravite anomalilerinin izostatik şartlar altında beklenilenden 100 mGal daha pozitif olduğunu belirlemiştir. Burada gravite anomalilerinin 100 mGal yüksek olmasının sıcak manto malzemesinin yukarı doğru yükseliminden ileri gelebileceğini söylemiştir. Özelçi (1973) yaptığı çalışmasında aldığı gravite profilleri ile topografik yükselim arasında pozitif bir ilişkinin olduğunu da tespit etmiştir.

Canitez (1969) ve Ezen (1979), Yunanistan'ın batısında oluşan depremlerin İstanbul istasyonundaki Rayleigh dalgası kayıtlarını incelemişler ve bu dalgaların girişime uğradıklarını belirlemişlerdir. Ezen (1979), bu girişimin yapısal değişimlerden ileri geldiği sonucuna ulaşmıştır. Taner (1962) Yunanistan, Ege ve Türkiye'nin batı kıyıları için toplam kabuk kalınlığını 35 km, P-dalgası hızını kabuk için 5.8 km/sn, manto için ise 8.2 km/sn, olarak tespit etmiştir. Ayrıca Calcagnile vd., (1984) Ege'de yaptıkları çalışmada 30-35 km civarında bir kabuk kalınlığının varlığını tespit etmiş, güneye doğru bu değerin 20 km ye kadar düştüğünü, Anadolu ve Yunanistan'a doğru ise 40-45 km değerlerine ulaştığını belirlemişlerdir.

Crampin ve Üçer (1975), Marmara bölgesinin sismik etkinliğini incelerken kabuk kalınlığını 18-24 km,  $P_n$  dalgası hızını da 8.1 km/sn olarak bulmuşlardır. Kenar (1978),



İstanbul ve civarında  $P$  dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak yerkabuğunun 3 farklı tabakadan oluştuğunu, bu tabakaların kalınlıklarını 4 km tortul, 7-10 km granitik, 14-16 km bazaltik olarak ve bu tabakalardaki  $P$  dalgası hızlarını 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olarak saptamıştır.

Chen vd. (1980),  $P_n$  dalgası hızını 7.7 km/sn olarak saptayarak, Türkiye için kabuk kalınlığını İran'ın güney kısmında 49 km, kuzey kısmında 34 km ve Anadolu'da 30 km olarak bulmuşlardır. Ayrıca üst mantoda belirgin bir düşük hız zonunun varlığını ortaya koymuştur. Gürbüz ve Üçer (1985), İstanbul'da yapılan taş ocağı patlatmalarından elde edilen kayıtların değerlendirilmesiyle Marmara Bölgesinde toplam yer kabuğu kalınlığını 24.6 km,  $P_n$  dalgası hızını da 8.0 km/sn olarak vermişlerdir.

Canitez ve Toksöz (1980),  $P$  dalgalarının geliş zamanları, istasyon rezidüelleri ve yüzey dalgalarının faz ve grup hızlarını kullanarak Batı Türkiye'de kabuk yapısını ve yanal süreksizlikleri araştırmış ve  $P_n$  dalgası hızını 8.1 km/sn olarak saptamışlardır.

Kadinsky-Cade vd. (1981) 20°'den yakın depremlerin değişik sismik faz hızlarını ve Orta Doğunun  $S_n$  dalgalarının soğurma özelliklerini incelemişlerdir. Buna göre Türkiye ve İran'ın bir çok yerinde  $S_n$  dalgasının iyi yayıldığı gözlenirken Kuzey Anadolu, Kafkaslar ve Kuzey İran boyunca iyi yayılmamışlar yada algılanamamışlardır.  $S_n$  dalgalarının iyi yayılmadığı alanlar üst mantoda yüksek bir soğurma olgusunun varlığı yani oldukça sıcak bir ortamın varlığı olarak yorumlanmıştır.

Necioğlu vd. (1981) Türkiye'de oluşmuş 43 depremin 14 istasyondan alınmış  $P$  dalgası kayıtlarını kullanarak kuzeybatı Türkiye için kabuk kalınlığını  $28 \pm 3.45$  km olarak hesap etmiştir.

Avrasya kıtasının kabuk ve üst manto yapısını inceleyen Patton (1980) ile Feng ve Teng (1983), İran platosu için kabuk kalınlığını 45 km olarak belirlemişlerdir. Patton (1980) Kafkasya'da ve Hazar Denizi'nin güneybatısında oluşmuş iki depremin Rayleigh dalgası kayıtlarından yararlanılarak, kaynak-istasyon arası yerkabuğu yapısının üç tabakadan oluştuğunu saptamıştır. Yapılan çalışmada farklı iki profil için yer kabuğu kalınlığını 36 km ve 38.5 km civarında belirlemiştir. Çalışmada üst mantodaki  $P$  ve  $S$ -dalgası hızları ise sırasıyla 8.12 ve 4.63 km/sn olarak bulunmuştur.

Ezen (1983), Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliklerini inceleyerek Kuzey ve Doğu Anadolu Platosunda yer kabuğu yapısının dört tabakalı olduğunu ve bunların kalınlıklarının 2.5, 6.5, 12 ve 17 km olmak üzere toplam 38 km'lik kabuk kalınlığını tespit etmiştir. Türkelli (1985), Ankara için yaptığı çalışmada 30 km'lik bir

kabuk kalınlığı belirlemiştir. Dewey vd. (1986), Doğu Anadolu için kabuk kalınlığını 52 km olarak belirlemiştir.

Kalafat v.d. (1987) 0-1100 km uzaklıklar arasındaki depremlerin Batı Türkiye'deki deprem istasyonlarından elde edilen yayılma zamanları yardımıyla kabuk ve üst manto yapısını araştırmışlardır. Yaptıkları çalışmada tortul tabaka kalınlığını 3.8 ile 6.6 km olmak üzere toplam kabuk kalınlığını 29-32 km ve üst mantoda 69-89 km derinlikleri arasında bir süreksizliğin varlığını ortaya çıkarmışlardır.

Kenar ve Toksöz (1989), Love dalgalarının grup ve faz hızlarından yararlanarak, İstanbul-Tebriz arasında 41 km kalınlığında ve üç tabakalı bir yerkabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını sırasıyla 4.6, 5.8, 7.0 km/sn,  $P_n$ - dalgası hızını da 8.0 km/sn olarak bulmuşlardır.

Mindevalli ve Mitchell (1989) yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden yararlanarak Türkiye'deki kabuk yapısını ve olası anizotropiyi incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmalarında Türkiye için kesme dalgası hızını 4.2 km/sn ve Moho derinliğini 40 km olarak hesaplamışlardır.

Osmanşahin (1989), Tebriz ve İstanbul istasyonlarına ait uzun peryod kuzey-güney bileşenli Love dalgası kayıtlarından yararlanarak sırasıyla 5, 15 ve 20 km kalınlıklarına sahip üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir. Osmanşahin (1989), İstanbul-Atina profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinden toplam 30 km'lik bir kabuk kalınlığı elde etmiştir. Meşhed-Tebriz profili için yerkabuğu kalınlığını 43 km olarak belirlemiştir. En üst mantodaki  $P$  ve  $S$ - dalgası hızları ise sırasıyla, 8.15 km/sn ve 4.67 km/sn olarak bulunmuştur.

Özer (1989), cisim dalgalarının kabuksal mod dönüşümlerini diğer kabuksal fazlarla birlikte inceleyerek İstanbul ve civarında yerkabuğu yapısı için 4, 14 ve 12 km kalınlıklarında üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir.  $P$  ve  $S$ - dalgası hızlarını ise sırasıyla birinci tabakada 4.0, 2.3 km/sn; ikinci tabakada 5.6, 3.25 km/sn ve üçüncü tabakada 6.8, 3.9 km/sn olarak belirlemiştir.

Özer ve Kenar (1992) İstanbul ve civarındaki yer kabuğu yapısını belirlemek için cisim dalgalarının  $P$ 'den  $S$ 'ye ve  $S$ 'den  $P$ 'ye faz dönüşümlerini ve diğer kabuksal fazları inceleyerek modellemişlerdir.  $S$ - $S_p$  zaman farkı,  $P$  ve  $S$  dalga şekillerinin modellenmesi sonucu İstanbul ve civarında toplam 30 km'lik 3 tabakalı bir kabuk yapısı elde etmişlerdir.

Sayılı vd. (1992), Kafkasya ve Hazar Denizi'nin güney batısında oluşmuş iki farklı depremin Kudüs istasyonundan elde edilen Rayleigh dalgası kayıtlarını kullanarak Doğu

Anadolu ve civarının kabuk yapısını iki farklı profil için incelemiştir. Yapılan çalışmada her iki profil için üç tabakalı bir kabuk yapısı saptamışlardır. Bu tabakaların kalınlıklarını sırasıyla 2.5, 13, 23 km ve 3, 10, 23 km olarak bulmuşlardır. Her iki profilden elde edilen toplam kalınlıklar 36 km ve 38.5 km olarak hesaplanmıştır. Üst manto hızları ise 8.12 ve 4.63 km/sn olarak tespit edilmiştir.

Mooney vd. (1998) dünyayı 28 farklı bölgeye ayırarak her bir bölgenin ortalama kabuk kalınlıklarını belirlemişlerdir. Yaptıkları çalışma sonucunda Türkiye platosu için ortalama kabuk kalınlığını 40-45 km ve 5 km kalınlığında tortul tabaka; Doğu Anadolu ve Güney Kafkaslar için ise kabuk kalınlığını 40-45 km ve tortul tabaka kalınlığını 4 km olarak hesap etmişlerdir.

Necioğlu (1999) Türkiye ve İran arasındaki bölgenin kabuk ve üst manto yapısını belirlemek için 1978-1979 yılları arasında oluşmuş İran'daki 8, Türkiye'deki 1 depremin SRO-ANTO istasyonunda kaydedilmiş Rayleigh dalgası düşey bileşen kayıtlarını incelemiştir. Yaptığı çalışmasında ortalama kabuk kalınlığını doğu İran-ANTO profili için 52-56 km, batı İran-ANTO profili için 45-48 km ve doğu Türkiye ile kuzeybatı İran-ANTO profili için 42-44 km olarak hesaplamıştır.

Canbay (2000) Türkiye Bouguer gravite anomali verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümlerini kullanarak tüm Türkiye'nin kabuk kalınlığı haritasını oluşturmuştur. Ayrıca gravite haritası üzerinde kuzey-güney yönlü profiller alarak çeşitli bölgeler için kabuk kalınlığı değerlerini elde etmiştir. Canbay (2000) yaptığı çalışmasında Doğu Anadolu için 43 km, iç Ege için 35 km, Orta Anadolu'da 40 km kabuk kalınlığı değerleri hesaplamıştır. Ayrıca yaptığı çalışmasında Batı Anadolu'nun aktif bir çekme gerilmesi altında Doğu Anadolu bölgesinin ise sıkışma rejimi altında olduğunu tespit etmiştir. Doğu Anadolu'daki sıkışma rejiminin kabuk kalınlaşmasına ve litosferin incelmesine neden olacağını belirtmiştir.

Osmanşahin ve Sayıl (2001) 1977-1989 tarihleri arasında oluşmuş büyüklükleri  $m_b \geq 4.5$  olan 84 depremin 22 istasyondaki zaman-uzaklık verilerini kullanarak yaptıkları çalışmalarında Anadolu için kabuk kalınlığını 38 km ve  $P_n$  hızını 8.0 km/sn olarak hesaplamışlardır.

Kuleli vd. (2001) Çin'de 1997 yılında meydana gelen  $m_b = 6.2$  büyüklüğündeki deprem ile 1996 yılında yapılan nükleer patlatmaların Ankara, Belbaşı sismik istasyonu kayıtlarını kullanarak yaptıkları çalışmalarında Anadolu için 36-37 km'lik kabuk kalınlığı değeri bulmuşlardır.

Maden ve Gelişli (2001) Erzurum ve civarına ait gravite verilerini kullanarak yaptıkları çalışmada bölgede kabuk kalınlığını 42.9 km olarak tespit etmişlerdir. Bölgede gözledikleri 100 mGal değerindeki pozitif anomali farkının Moho'nun Astenosferle birlikte yukarı doğru yükseliminden ileri gelebileceği sonucuna varmışlardır.

Erduran (2002) yüzey dalgalarının ters çözümünden Türkiye levhasının doğusu için ortalama 40 km Moho derinliği ve 4.36 km/sn makaslama hızı hesap etmiştir.

Maden vd. (2002) Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisine Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen ampirik bağıntı ve Güç spektrumu yöntemleriyle kabuk kalınlığı değerlerini hesaplamışlardır. Yapılan çalışmada bölgede 180 mGal değerinde bölgesel bir anomali gözlenmiş ve kabuk kalınlığının kuzeyde 30 km ile güneyde 45 km arasında değiştiğini tespit etmişlerdir.

Maden vd. (2003) Doğu Pontidlerin gravite ve manyetik verilerine iki boyutlu Fourier dönüşümü uygulayarak bölgedeki Moho ve Curie derinliğinin değişimini incelemişlerdir. Yaptıkları çalışmada gravite verilerinin yatay türevleri hesaplanarak Doğu Pontidlerin üç alt tektonik birlikten oluştuğunu göstermişlerdir. Bölgenin gravite ve manyetik verilerinin güç spektrumlarını hesaplayarak Moho derinliğinin 35.6 km ile 45.1 km arasında Curie derinliğinin ise 17.4 km ile 31.2 km arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Yapılan çalışmalar sonucunda Curie noktası derinliğinin sığ olduğu yerlerin kabuğun ince olduğu yerler üzerine düştüğü anlaşılmıştır.

Türkiye ve çevresi depremlerinin odak mekanizmalarının derlenmesi ilk olarak Öcal (1959) ile başlamıştır. Daha sonra Canitez ve Üçer (1967), McKenzie (1972), Alptekin (1973), Dewey (1976), Kocafe ve Ataman (1976), McKenzie (1978), Büyükaşkoğlu (1979), Eyidoğan (1983), Canitez ve Büyükaşkoğlu (1984), Jackson ve McKenzie (1984), Eyidoğan ve Jackson (1985), Eyidoğan vd. (1986), Kıyak (1986), Yoğurtçuoğlu (1986), Kalafat (1988), Taymaz vd. (1991) Anadolu ve yakın çevresinde oluşan çeşitli depremlerin odak mekanizması çözümlerini yapmışlardır.

Canitez ve Üçer (1967), Kuzey Anadolu'da 13 depremin çözümünü yaparak 1964 Manyas-Kocabey depremi dışındakilerin hepsinin sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizması gösterdiğini belirlemişlerdir.

McKenzie (1972), yaptığı odak mekanizması çözümlerinde KAFZ boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar bulmuştur. Türkiye'nin kuzeyindeki depremlerin fay düzlemi çözümlerinin saha gözlemleri ve yüzey faylanmaları ile uyum içerisinde olduğunu belirtmiştir. Doğuda ve KAFZ'nun bittiği yerde genel faylanma karakterinin değiştiğini,

DAF boyunca sol yönlü doğrultu atımlı hareketin geliştiğini ve bu nedenle kayma vektörü doğrultusunun da değiştiğine işaret etmiştir. Ayrıca Kafkaslar boyunca ters faylanmalar görüldüğünü belirtmiştir.

McKenzie (1978), yaptığı fay düzlemi çözümleriyle, batıda K-G doğrultulu açılma rejiminin ve yükselmenin hakim olduğunu, doğuya doğru faylanmanın D-B yönünde değiştiğini belirlemiş olup KAF için DKD ve KD yönünde olduğunu kanıtlamıştır.

Büyükaşkoğlu (1979), DAF zonunda hareketin sol yönlü doğrultu atımlı olduğunu, Bitlis Bindirme Zonunda ise ters faylanmaların görüldüğünü belirtmiştir. Doğudan batıya gittikçe bindirme bileşeninin küçüldüğü, doğrultu atım bileşeninin büyüdüğü ve sonunda DAFZ yakınında bindirme bileşeninin yok olduğu yada çok küçük olduğunu ortaya koymuştur.

Jackson ve McKenzie (1984), Batı Türkiye ve Pakistan arasında yaptıkları odak mekanizması çözümlerinde, Türkiye levhasının KAF ve DAF zonları boyunca Van bölgesinden batıya doğru hareket etmekte olduğunu, Van bölgesinden Kuzey İran'a doğru hareketin söz konusu olduğunu, Kafkaslarda ise sıkışma rejiminin egemen olduğunu dolayısıyla bir kısalmanın var olduğunu göstermişlerdir.

Osmanşahin vd. (1986), Doğu Anadolu ve Kafkaslarda 28 depremin odak mekanizması çözümlerini inceleyerek KAF için sağ, DAF için sol yönlü doğrultu atımlı faylanmalar ve Kafkasya için ters faylanmalar bulmuşlardır. Odak mekanizması çözümleri, KAFZ boyunca sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Karlıova'nın doğusunda da devam ettiğini belirtmektedir. Fay düzlemlerinden elde edilen asal gerilme eksenlerinin dağılımından, Kafkasya bölgesinde KD-GB doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkin olduğunu belirlemişlerdir.

Taymaz vd. (1991), DAF zonunda 5 büyük depremin fay düzlemi çözümlerini yaparak bölgede sol yönlü doğrultu atımlı faylanmaların, büyük doğrultu atım bileşeni olan normal faylanmaların ve ters faylanmaların görüldüğünü ortaya çıkarmışlardır.

### **1.8. Doğu Pontidler'in Gravite, Manyetik, Deprem ve Topografya Verileri**

MTA, tüm Türkiye'yi kapsayan gravite ölçümlerini 1987 yılında tamamlamıştır. Ülke genelinde ortalama 2-5 km aralıklarla 64.000 noktada ölçümler yapılmıştır. Noktalar genellikle yükseklikleri belli olan tepelerden seçilmiştir. Bu ölçülen gravite değerlerine MTA tarafından; 1) Uluslar arası Gravite Formülü (1967) kullanılarak enlem düzeltilmesi,

2)  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluklu Bouguer düzeltmesi, 3) 167 km'ye kadar  $2.40 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluğuna göre topografik düzeltme yapılmıştır. Bu düzeltmelerden sonra Türkiye gravite haritası Lambert Projeksiyon sistemine göre 10x10 km Bouguer grid değerleri için hazırlanmıştır (Akdoğan, 1995; Ateş vd., 1999; Akdoğan, 2000).

Tüm Türkiye'yi kapsayan havadan manyetik haritalar ise 1978-1989 yılları arasında MTA tarafından bir proje olarak tamamlanmıştır. Amacı yer altı zenginliklerinin ekonomik olarak kısa zamanda araştırılması, jeolojik ve tektonik yapıların ortaya konulması ve diğer bilimsel araştırma çalışmalarının yapılmasına yöneliktir (Karat ve Metin, 1992). Bu uçuşlarda topografyadan ortalama 600 m yükseklikten, bölgenin jeolojik ve yer altı zenginlikleri göz önüne alınarak 1, 2, 2.5, 3 ve 5 km profil aralığı ile jeolojik formasyon ve tektonik yapılara dik olarak ölçümler alınmıştır. Elde edilen ölçümlere günlük değişim, yön hatası düzeltmesi yapıldıktan sonra 1982.5 değerlerine indirgenmiştir. Elde edilen değerler 10 km aralıklarla gridlenmiş ve Türkiye Manyetik Anomali Haritaları oluşturulmuştur (Aydın ve Karat, 1995; Ateş vd., 1999).

Çalışma alanının ( $36^\circ$ - $42^\circ$  boylamları ve  $39^\circ$ - $41^\circ$  enlemleri arasındaki bölge) 2.5 km aralıklarla gridlenmiş gravite ve manyetik anomali verisi MTA Genel Müdürlüğünden temin edilmiştir.

Çalışma bölgesine ait 1900-2003 yılları arasında oluşmuş depremlerin episantır dağılımları için Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Sismoloji laboratuvarı tarafından alınan ve internette kullanıcıların hizmetine açılmış veriler kullanılmıştır. Bu veriler bölgenin gravite haritaları üzerine yerleştirilerek (Şekil 10) bölgenin sismotektonik etkinliği ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır (URL-1, 2003).

Gravite verilerinin topografya ile ters orantılı olduğu bilinmektedir. Çalışma alanı için topografya ile gravite verileri arasındaki ilişkiyi ortaya koymak amacıyla CNES/NASA tarafından TOPEX/POSEIDON uydularındaki altimetreler kullanılarak toplanan ve internette araştırmacıların kullanımına açılmış tüm dünyanın topografya verilerinden çalışma alanının yükseklik değerleri alınmıştır (URL-2, 2003).

### 1.9. Tezin Amacı

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında, Jeofizik ve Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dallarından atanan danışmanların denetiminde hazırlanan bu tez çalışması 36°-42° boylamları ile 39°-41°30' enlemleri arasındaki bölgeyi kapsamaktadır. Bu tez çalışması bölgenin Jeolojik-Jeotektonik evrimi ve kabuk yapısı olmak üzere iki temel amaca yönelik olarak hazırlanmış olup bunlar aşağıda daha ayrıntılı olarak ortaya konulmuştur:

#### 1. Jeolojik-Jeotektonik Evrim:

- a. Doğu Pontid orojenik kuşağının jeolojisi, tektoniği ve jeotektonik evrimi konusunda günümüze kadar yapılan çalışmaların çoğu sadece jeolojik harita alımına dayandırılmaktadır. Bu şekilde yürütülen çalışmalarda yüzeyde görülen deformasyon yapılarının, özellikle fayların geometrileri, stilleri ve derinlikleri hakkında herhangi bir bulgu yoktur. Doğu Pontid havzalarının evriminin açıklanmasında bu fayların önemi tartışılmazdır. Yüzeyde jeolojik gözlemlerle saptanan fayların derine doğru geometrileri, derinlikleri ve bu fayların niteliklerini belirlemek, bir bakıma bölgenin blok fay tektoniğini jeofizik yöntemlerle irdelemek bu tezin birinci amacıdır.
- b. Bölgeye ait Gravite ve Manyetik veriler MTA tarafından toplanmış olup ölçüm aralıkları 3-5 km arasında değişmektedir. Bu verilerden Doğu Pontidlerin Gravite çizgisellik haritaları oluşturularak kuzey, güney ve eksen zonları gibi ayrı jeolojik evrim geçirmiş olan tektonik birliklerini araştırmak ve bu üç zonun tektoniğini kontrol eden, havzaların oluşmasına neden olan fayları belirlemek,
- c. Bölgede bulunan ve bölgenin kırık sistemine paralel olan metamorfik masiflerin, magmatik kütlelerin, tortul havzaların sınırlarını ve temel derinliğini belirlemek,
- d. Günümüzde havzaların jeotektonik evrimleri çok disiplinli çalışmalarla araştırılmaktadır. Bu nedenle, Jeofizik verilerle Jeolojik bilgileri birlikte değerlendirerek Doğu Pontid orojenik kuşağının yapı stillerini ve tektonik yapısını ortaya koymak, temel sorunlarına açıklık kazandırmak

ve bölgenin deprenselliğini tespit etmek bölgenin jeotektoniğine ışık tutacaktır.

2. Kabuk Yapısı: Bölgede bu konu ile ilgili Jeofizik çalışmalar az olup neredeyse tamamı deprem verilerine dayanmaktadır. Ancak doğrudan bu bölgenin kabuk yapısı çalışılmamış tüm Türkiye ve Doğu Anadolu Bölgesini de içine alan bölge için yapılmıştır. Gravite ile kabuk yapısı çalışmaları Canitez (1962) tarafından Batı Pontidlerde yapılmıştır. Batı Pontidlerde yapılan kabuk yapısı çalışmalarını, Doğu Pontidler için de yapmak, bölgede kabuk kalınlığı değişimini belirlemek ve Moho derinliğini hesaplamak tezin ikinci amacıdır.



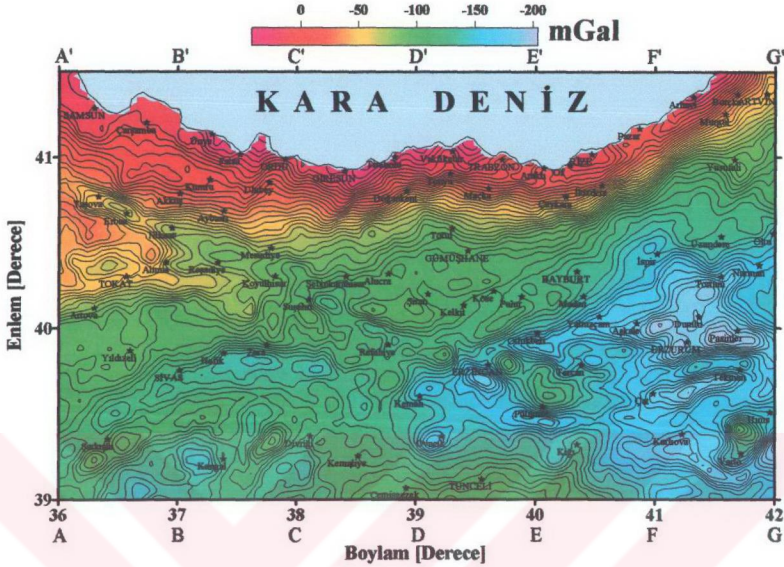


## 2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

### 2.1. Doğu Pontid Gravite ve Manyetik Verilerinin Nitel Yorumu

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritasında (Şekil 6) konturlar genel olarak sahile paralel uzanmaktadır. Konturların uzanımı doğuda KD, batıda KB yönünde değişmektedir. Sıfır konturu sahili izlemektedir. Çalışma alanındaki gravite anomalilerinin çoğu bölgedeki temel yükselimleri, kristalin temel içindeki geniş bazik yada ultrabazik kayalar, tortul birimler içindeki geniş volkanik sokulumlar ile volkanik kayaç birikimleri ve büyük temel faylar gibi jeolojik yapılarla ilişkilidir. Bölge karalara doğru artan negatif anomalilerden oluşmakta olup, izostatik olarak kalınlaşan kıtasal kabuğu yansıtmaktadır. Gravite anomali değerleri Karadeniz sahili boyunca oldukça hızlı ve yüksek değişimler sergilemekte olup bu değişim doğuya ve güneye doğru gittikçe azalmaktadır. Kontur hatları kuzeyde bölgeyi DB yönünde boydan boya kat ederken, güneye doğru gidildikçe konturlar kapanmaktadır. -100 mGal konturu doğuda sahile yaklaşık 25 km yakın iken batıdaki uzaklığı 110 km'nin üzerindedir. Bölgede en büyük anomali kapanımı -120 mGal konturuna aittir. Bu -120 mGal konturu doğuda daha büyük bir alanı kaplarken batıda 25 km genişlikte bir kapanım vermekte ve sahile uzaklığı 100 km'den fazladır.

Genel görünüm itibariyle Doğu Pontidlerdeki gravite anomalisi doğudan batıya giderken  $40^{\circ}.30'$  ve  $38^{\circ}$  boylamlarında değişikliğe uğramaktadır. Bu boylamlar arasında kısa dalga boylu anomaliler daha fazla göze çarpmaktadır. KAF ve KDAF kırık kuşaklarının uzanımı Bouguer anomali haritası üzerinde kolayca gözlenilmektedir. Bouguer anomali haritasının orta kısmında Suşehri-İspir arasındaki bölgede anomalide genişlemeye bağlı mercek şekilli bir anomali göze çarpmaktadır. Anomalinin şekli sahil çizgisinin şekliyle uyum göstermektedir. Bu genişlemenin yüzeye kadar çıkmış olan Gümüşhane ve Köse granitleri ile Pulur metamorfiklerinden ileri gelebileceği düşünülmektedir. Bu kadar geniş bir açılıma sebep olması nedeniyle bu yapıların derinde köklerinin birleştiği sonucu çıkarılabilir. Bu mercek şekilli anomali kuzeyde -100 mGal konturu, güneyde ise -120 mGal konturu ile sınırlanmaktadır. -100 mGal ile -120 mGal konturları maksimum genişliğe bu merceksi yapının merkezi üzerinde ulaşmaktadır. Bu konturlar arası uzaklık batıda doğudakinden daha azdır.



Şekil 6. Doğu Pontidlerin Bouguer Gravite anomali haritası. Kontur aralığı 5 mGal'dir

Batıdaki en belirgin anomali Sivas havzasına aittir. Anomalinin maksimum genişliği 100 km, uzunluğu 250 km'den fazla olup şekli KD duruşlu, denize dış büyük bir yay şeklindedir. Sivas havzası jeolojik olarak üç farklı yaşta tortullardan oluşmakta olup gravite anomali değerleri de üç farklı kapanım vermektedir.

Bouguer gravite haritasının kuzey batısındaki diğer bir anomali bölgesi 40° ile 41° enlemleri arasında kalan Paleozoyik yaşlı Tokat metamorfik masiflerinin oluşturduğu pozitif anomali kapanımıdır. Bu anomali kuzeyde KAF kırık kuşağı, güneyde ise Sivas havzası ile sınırlıdır. Anomalinin uzanımı KAF kırık kuşağına paraleldir. Bu anomali kapanımının içinde Tokat-Turhal arasında görülen nispi negatif anomali kapanımı Holosen yaşlı tortullardan ileri gelmektedir.

Diğer bir anomali bölgesi Paleozoyik yaşlı Agvanis masiflerine aittir. Bu anomali bölgesi gravite anomali haritasının merkezinde bulunmakta olup Refahiye, Şiran arasında, KAF kırık kuşağının sağında yer almakta olup KB yönlü olarak uzanmaktadır. Bölgedeki sürekliliği en fazla olan anomali KAF kuşağına aittir. Bu anomali KB doğrultulu olarak uzanmaktadır. Yaklaşık olarak batıda 41° enlemi ile 36° boylamının kesiştiği Kavakta

başlayarak doğuya doğru Taşova, Erbaa, Niksar, Reşadiye, Suşehri, Refahiye ve Erzincan'ı geçerek Pülümür'e kadar uzanmaktadır. Bu anomalinin genişliği yer yer değişmektedir. KAF kuşağına ait gravite anomalisi Suşehri-Zara civarında yaklaşık olarak K-G doğrultulu Eosen yaşlı volkanik fasiyesler nedeniyle kesikliğe uğramaktadır.

Bölgenin GB'sında Erzurum'u da içine alan büyük bir anomali kapanımı görülmektedir. Bu anomali kapanımı batıya doğru gidildikçe incelmektedir. Batıda Ovacık ve Kemah'tan başlamakta olup doğuya doğru genişleyerek KD ve GD doğrultulu olarak uzanmaktadır. Bölgede yaklaşık olarak 200 mGal'lik bir anomali bulunmaktadır. Erzurum ve civarındaki anomali kapanımları daha çok elips şeklinde iken diğer bölgelerde daha çok daire şeklindedir. Bu anomali kuzeyde KDAF kuşağının oluşturduğu KD yönlü anomali ile sınırlanmaktadır.

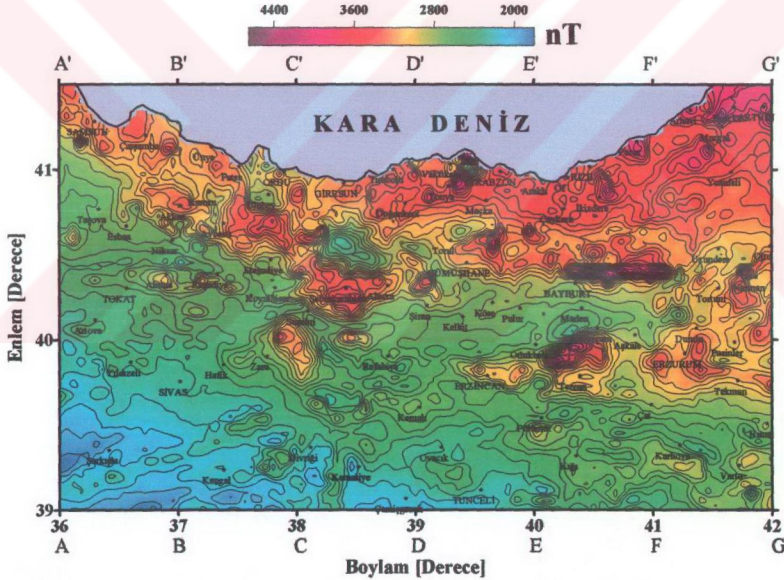
Doğudaki belirgin anomalilerden birisi de Paleozoyik yaşlı Pulur metamorfiklerine ait kapanımdır. Bu anomali KD yönlü olup Bayburt-Maden yöresine kadar uzanmaktadır. Bayburt-Maden'den başlayarak Yusufeli'ye kadar KD yönlü uzanan bir başka anomali ise kuzeye doğru genişlemektedir. Bu genişlemenin sebebinin Eosen volkaniklerinden ileri geldiği anlaşılmaktadır.

Doğu Pontidlerin toplam manyetik anomali verisinden hazırlanan kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında (Şekil 7) bir çok kısa ve uzun dalga boylu anomaliler bulunmaktadır. Manyetik anomali haritasının göze çarpan en büyük özelliği 41° enlemi ile 36° boylamından 40° boylamı ile 39° enlemine çizilen hattın batısının genel olarak sakin bir manyetik anomali vermesidir. Bu bölge içerisinde tortul havzaların bulunduğu yerlerde manyetik anomali değişimi en fazla 100 nT değerindedir. Çalışma alanında manyetik baz değeri 2500 nT civarında olup en büyük manyetik anomali değeri 4800 nT'dir. Bölgedeki anomalilerin büyük bir çoğunluğu geç Kretase yaşlı volkaniklerin ve granitik intrüzyonların hakim olduğu Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yer almaktadır. Bu yapılar yaklaşık olarak 1500 nT civarında anomaliler üretmekle birlikte bazen bu değer in aşıldığı da gözlenmektedir. Bölgedeki manyetik anomaliler jeolojik ve tektonik yapıya paralellik göstermekte olup hakim anomali yönleri KD, KB ve D-B doğrultuludur.

Genel görünüm itibarıyla Samsun'da başlayarak GD yönünde devam eden anomali 38°.30' boylamındaki Şebinkarahisar-Suşehri'ne kadar uzanmaktadır. Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkaniklerden ileri gelen bu anomali yer yer kesilmekle birlikte 3000 nT değerinde anomaliler üretmektedir. 38°.30' ile 40° boylamları arasındaki anomaliler daha çok D-B yönünde seyretmektedir. Bu iki boylam arasında sahil çizgisine paralel uzanan

anomaliler denize doğru dış bükeydir. Giresun-Rize arasındaki anomalilerin kaynağı içlerinde manyetik kayalar içeren Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanik bazalt fasiyesleridir. Anomaliler  $40^{\circ}$  boylamından sonra doğuya doğru KD yönünde ilerlemektedir. Ancak bu anomalilerin güneyinde Bayburt'un kuzeyinden devam eden anomali D-B yönlüdür.

Bölgedeki yüksek genlikli kısa dalga boylu en büyük anomali Bayburt'un kuzeyinden başlayıp doğu-batı yönünde uzanan ve İspir'i geçen 3800 nT genlikli anomalidir. Bu anomali Eosen yaşlı volkanik yapılardan ileri gelmektedir. Bölgede yer yer Tersiyer yaşlı granitler mevcuttur. Anomalinin D-B yönündeki genişliği genelde sabit iken Tersiyer yaşlı granitlerin olduğu yerde anomali genişlemekte ve İspirin doğusunda sona ermektedir.



Şekil 7. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş Manyetik anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT'dir

Manyetik anomali haritasının kuzeydoğu ucunda yer alan Artvin-Arhavi-Hopa-Borçka bölgesinde de Eosen ve Üst Kretase yaşlı volkanik bazalt fasiyesleri nedeniyle 3600 nT değerinde manyetik anomaliler gözlenmektedir. Bazaltlar masif yapıda olup dissemine olmuş yüksek manyetitler içermekte ve 3000 nT değerinde uzun dalga boylu anomaliler vermektedir. Murgul-Borçka bölgesindeki Eosen yaşlı genç bazaltların oluşturduğu kısa dalga boylu yüksek genlikli anomalilerin de eklenmesiyle 3600 nT değerlerine ulaşmaktadır. Bu anomali Artvin'den GB yönünde devam ederek İkizdere'nin güneyine kadar uzanmakta olup İkizdere granodioriti sebebiyle oluşmaktadır. Bu bölgedeki anomaliler Tersiyer yaşlı Riyolit, Dasit ve Serpantinitlelerden ileri gelmektedir.

Batıya doğru gelindiğinde Pazar ve Rize-İkizdere bölgelerinde yüksek genlikli kısa dalga boylu anomalilere rastlanmaktadır. Rize-İkizdere bölgesinde yer yer granodioritler görülmekte olup sahanın büyük bir kısmı Eosen volkanikleri ile kaplıdır. Sahadaki ortalama manyetik anomali 1000-1500 nT değerleri arasında değişmektedir. Bu değişim Eosen volkanikleri üzerinde 2000 nT değerine ulaşmaktadır.

Batıdaki en şiddetli anomali bölgesi Trabzon-Tonya ve Gümüşhane anomalileridir. Bu anomaliler kısa dalga boylu, yüksek genlikli ve yüksek frekanslı özelliklere sahiptir. Anomalinin genliği 3400 nT değerindedir. Bu bölgede ortalama 2400 nT genlikli uzun dalga boylu anomaliler Karadeniz kıyı şeridinde paralel olarak uzanmakta olup oldukça geniş bir alana yayılmıştır. Yaklaşık olarak Doğankent'in batısından başlayarak Tonya, Maçka yönünde Çaykara'nın güney doğusuna kadar uzanmaktadır. Trabzon-Tonya anomalisi Üst Kretase yaşlı volkanikler ve fişler sebebiyle oluşmuştur. Uzun dalga boylu Doğankent-Çaykara anomalisi ise Üst Kretase yaşlı Andezitik ve Bazaltik volkaniklerden kaynaklanmaktadır. Gümüşhane bölgesinde Paleozoyik yaşlı granitler ile Eosen yaşlı volkanik kayalar 3500 nT civarında manyetik anomaliler vermektedir.

KAF kırık kuşağı boyunca GD yönünde uzanan kısa ve uzun dalga boylu bir çok manyetik anomali bölgesi görülmektedir. Bunlardan en doğuda yer alan Şebinkarahisar-Alucra-Şiran anomalisidir. Bölgede Andezitik-Bazaltik türden volkanik kayalar görülmektedir. Andezitlerin manyetik özelliği az olmasına karşın bazaltlar yoğun manyetik mineral içerirler. Doğuda Alucra bölgesinde ise Andezitlerle birlikte yer yer bazaltik kayalar, volkanik tüf, Aglomera ve breşler görülmektedir. Genç bazaltlar üzerinde yaklaşık 3000 nT değerinde yüksek genlikli manyetik değerler görülmektedir. Bölgede görülen uzun dalga boylu yaklaşık 2500 nT değerlerindeki manyetik değerler Üst Kretase volkanik fasiyeslerinden ileri gelmektedir. Alucra bölgesindeki manyetik anomaliler

Andezitler yanında bazaltik kayalardan ileri gelmektedir. Şiran'ın kuzeyinde görülen yaklaşık 3000 nT değerindeki manyetik anomaliler ise Eosen yaşlı volkanik kayalar, Üst Kretase yaşlı flişler ve Paleozoyik yaşlı granitlerden kaynaklanmaktadır.

Daha batıda Gölköy civarında görülen manyetik anomaliler bölgedeki Üst Kretase volkanik fasiyeslerini kesen Granit ve Granodioritler sebebiyle oluşmaktadır. Yaklaşık olarak 3000 nT değerindeki anomaliler bu granitler üzerinde görülmektedir. Üst Kretase volkanik fasiyesleri ise 2500 nT civarında manyetik değerler vermektedir. Çalışma alanı içerisinde KAF kırık kuşağının en batı köşesinde bir çok kısa dalga boylu, düşük genlikli anomaliler yer almaktadır. Saha jeolojik olarak Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanik kayalardan oluşmaktadır. Bunlar içerisindeki Andezitik ve Bazaltik kayalar bölgede görülen manyetik anomalilerin kaynağını oluşturmaktadır. KAF kırık kuşağının güneyinde Tokat-Reşadiye ve Sivas-Zara civarında yüksek genlikli iki manyetik anomali bölgesi bulunmaktadır. Tokat-Reşadiye bölgesi Eosen yaşlı flişlerle kaplı olup bir çok yerde Serpantinitler bulunmaktadır. Bu bölgede D-B yönlü uzanan Andezitleri kesen serpantinitler yüksek manyetik özelliğe sahiptirler. Sivas-Zara bölgesinde ise Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanik kayalar ile flişler bulunmaktadır. Zaranın kuzey doğusunda Köseadağ mevkiinde granitler KB yönlü Andezit ve bazaltları kesmişlerdir. Tokat-Reşadiye bölgesinde yaklaşık olarak 2500 nT değerindeki manyetik anomalilere Serpantinitler ve genç volkanik kayalar neden olmaktadır. Sivas-Zara bölgesindeki manyetik anomaliler ise genç volkanik kayalar ile Andezit ve bazaltlardan ileri gelmektedir.

Manyetik anomali haritasının GD kısmında yaklaşık olarak 2500 nT değerinde manyetik bir baz değeri gözlenmektedir. Bu bölge batıda Erzincan'dan başlayarak doğuya doğru genişlemektedir. Haritanın en doğu ucundaki sınırını Oltu ilçesi oluşturmaktadır. Bu bölgede kısa dalga boylu yüksek genlikli Erzincan, Tercan, Narman ve Erzurum anomalileri göze çarpmaktadır. Daha güneyde GB yönlü uzun dalga boylu Pülümür-Karlıova-Hınıs anomalisi bulunmaktadır. Erzincan bölgesindeki anomaliler Mesozoyik, özellikle Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik seri ve serpantinitlerden ileri gelmektedir. Tercan bölgesi anomalisi KD yönlü olarak uzanmaktadır. Bölgede serpantinitler ve Üst Kretase yaşlı Ofiyolitler bulunmakta olup özellikle serpantinitler şiddetli manyetik anomali kaynaklarıdır. Erzurum bölgesinde gözlenen anomali yaklaşık olarak 3000 nT değerinde iki ayrı kapanımdan oluşmaktadır. Bölge Andezit ve bazaltlardan oluşmakta olup özellikle bazaltlar şiddetli manyetik anomali kaynaklarıdır. Anomalinin genel görünümü itibariyle temelde tek bir yapıdan kaynaklandığı sonucuna ulaşılmıştır. Narman manyetik anomalisi

yaklaşık olarak 3200 nT değerinde olup KD doğrultulu olarak uzanır. Bölgede Eosen, Üst Kretase yaşlı volkanikler ve serpantinitle bulunmaktadı. Genç volkanik kayalar ve serpantinitle yüksek genlikli manyetik anomalilere sebep olmaktadır.

Bouguer gravite haritasıyla, manyetik anomali haritası karşılaştırıldığında, manyetik anomali veren yapıların Bouguer anomali haritasında denize paralel uzanan ve yüksek bir gradyana sahip konturların yer aldığı Doğu Pontidlerin kuzey zonuna karşılık geldiği görülmektedir. Bölgede görülen manyetik anomaliler genel olarak Eosen ve Üst Kratesa volkanik fasiyes ve granit yapılarından ileri gelmektedir. Yapılan değerlendirmeler sonucu Üst Kretase volkanik fasiyesleri uzun, Eosen volkanikleri, granitler ve bazaltlar kısa dalga boylu yüksek genlikli manyetik anomaliler üretmektedir.

Çalışma alanına ait manyetik anomaliler bölgenin tektonik yapısına paralel olarak uzanmaktadır. Dolayısıyla manyetik anomalilerin bölgedeki kırık kuşakları boyunca çıkmış malzemelerin etkisinden ileri geldiği ve bölgenin neotektonik yapısının bir sonucu olduğu düşünülmektedir.

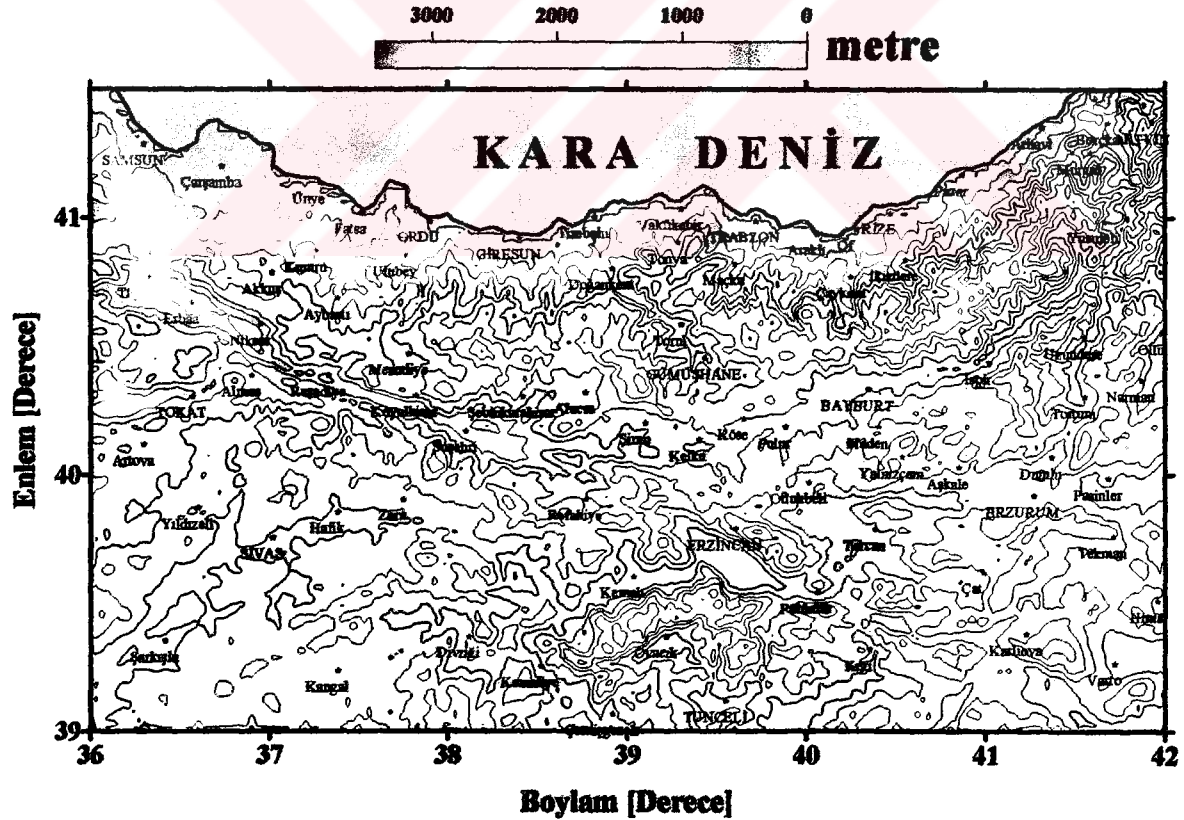
## 2.2. Doğu Pontidlerde Gravite Verileri ile Topografya Verileri Arasındaki İlişki

Bölgeye ait topografya haritası (Şekil 8) TOPEX/POSEIDON uydusu tarafından derlenen ve internet üzerinden erişimi mümkün olan topografya verileri kullanılarak hazırlanmıştır. Bölgede maksimum yükseklik 3500 m kadardır. Kuzey zonda topografya oldukça değişken olup yer yer 2500 m'ye kadar çıkmaktadır. Bölgenin batısında KAF zonunun güneyinde topografya ortalama 1500 m değerlerinde sabit iken doğuda KDFAF zonunun kuzeyinde 2500-3000 m değerlerinde seyretmektedir.

Gravite anomalileri ile yükseklik arasında ters bir ilişkinin bulunduğu yıllardır bilinmektedir. Doğu Anadolu'da ortalama 3500 m kotunda gravite değerlerinde ortalama olarak -350 mGal anomali beklenirken -250 mGal civarında bir değer vermektedir. Bölgede gravite değerlerinde görülen pozitif yöndeki artışın Mohonun astenosferle birlikte yüzeye doğru yükselmesi ve kabuğun kısmi ergimeye uğraması sonucu oluştuğu düşünülmektedir (Özelçi, 1971, 1973; Canbay, 1993). Ayrıca Kadinsky Cade vd. (1981) yüksek  $S_n$  atenüasyon zonlarının varlığını; Kenar ve Toksöz (1989) İran, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu'da 30-40 sn periyotlu yüzey dalgalarının soğurulduğunu tespit ederek bu bölgede üst mantonun Moho ile birlikte yükseldiğini göstermişlerdir.

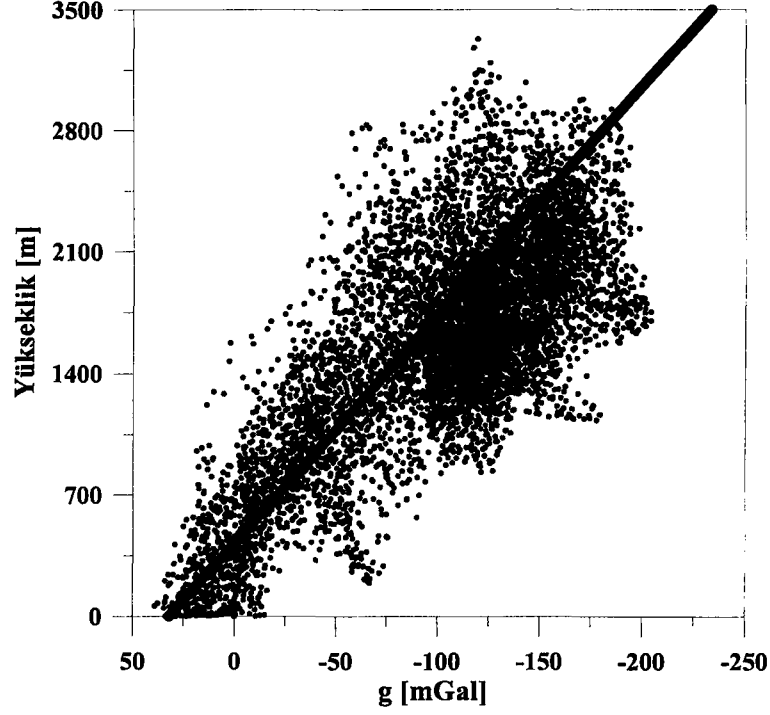
MTA, Genel Müdürlüğünden alınan gravite verileriyle bölgenin topografya verileri arasındaki ilişki Şekil 34'de grafik olarak gösterilmiştir. Grafikten gravite verileriyle topografya arasında ters yönde doğrusal bir ilişki gözlenmektedir. Denizde gravite verisi olmaması nedeniyle deniz seviyesi altındaki topografya verisi kullanılmamıştır.

Deniz seviyesi üzerindeki topografya verisine karşı çizilen gravite verisi grafiğinin iki parçadan oluştuğu görülmektedir. Grafikte -100 mGal değerinin üzerindeki veriler daha yoğun, altındaki veriler ise daha az yoğundur. Grafikten görülen diğer bir özellik ise yükseklik artarken gravite değişim aralığı genişlemesidir. Yani deniz seviyesinde gravite değerleri -15 mGal ile +40 mGal arasında değişirken 1000 m yüksekliğinde 0 mGal ile -140 mGal arasında değişmektedir. 2000 m'de gravitedeki değişim -40 mGal ile -200 mGal arasında değişirken, 2500 m'de -50 mGal ile -200 mGal arasındadır. Bölgenin gravite anomalisi ile topografya verisi grafiğine en küçük kareler yöntemi ile  $BA = -13.18H + 421.09$  denklemi ile tanımlanan doğru yaklaşılmaktadır (Şekil 9). Burada,  $BA$ , Bouguer anomalisini;  $H$ , yüksekliği göstermektedir.



Şekil 8. Çalışma alanının TOPEX-POSEIDON uydusu tarafından derlenen veriler kullanılarak hazırlanan yükseklik haritası. Kontur aralığı 350 m'dir





Şekil 9. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomalisi ile topografya verisi arasındaki ilişki

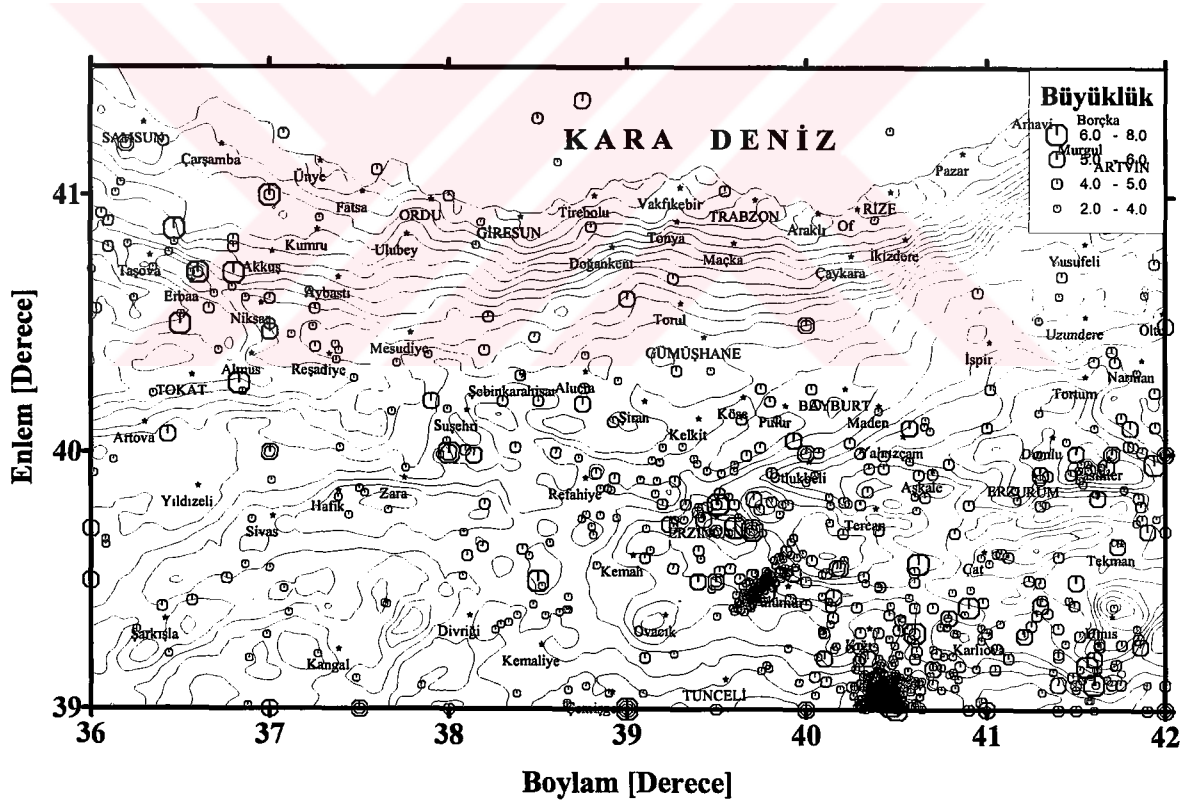
### 2.3. Doğu Pontidlerin Güncel Sismisitesi

Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verilerinden hazırlanmış Bouguer anomali haritası üzerine deprem episantırları yerleştirilerek bölgenin güncel sismisitesi ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır. Bunun için Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Sismoloji laboratuvarı tarafından toplanan deprem episantır verilerinden 1900-2003 yılları arasında Türkiye’de oluşmuş ve çalışma alanı içine düşen depremler kullanılmıştır. Bu depremler kullanılarak bölgemiz ve civarının deprem dış odak dağılım haritası çizilmiştir (Şekil 10).

Elde edilen haritada depremlerin yoğun olarak KAF, DAF ve KDAF kuşakları boyunca yoğunlaştığı görülmektedir. Ayrıca Pülümür ve Karhova üçlü kesişim noktası civarında depremlerde aşırı yoğun bir bölge oluşmaktadır. Bu yerel bölgelerin deprem potansiyelinin yüksek olduğu görülmektedir. Deprem dış odak dağılımı haritasına bakıldığında Doğu Pontidlerin kuzey zonunda deprem etkinliğinin daha az olduğu gözlenmektedir. Bunun sebebinin bölgenin bir magmatik yay bölgesi olmasından ileri gelebileceği düşünülmektedir. Çünkü yitim zonu üzerinde magmatik yay bölgesinde trenç ile volkanik cephe arasında asismik bir bölge bulunmaktadır. Bu nedenle bu deprem

etkinliği az olan bölgenin trenç-volkanik cephe arasındaki bölgeye karşılık geldiği düşünülmektedir. Bunun diğer bir sebebinin ise bu bölgede deprem kayıt istasyonlarının az oluşu ve bu nedenle bölgede oluşan küçük manyitüdü depremlerin kaydedilememesinden ileri gelebileceği anlaşılmaktadır (Şekil 10).

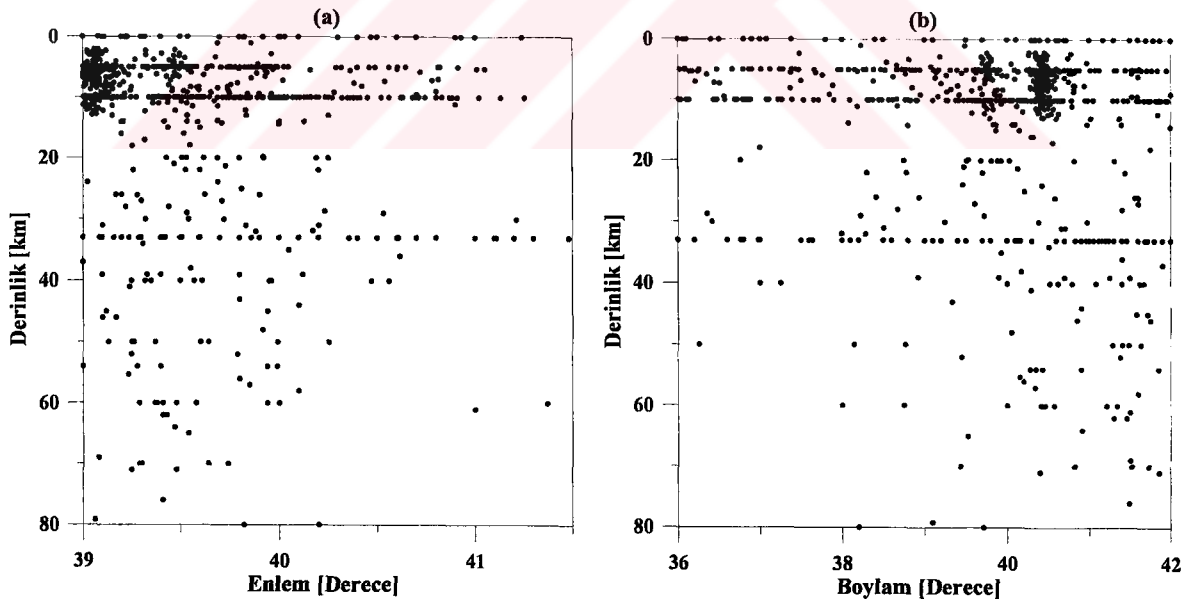
Deprem dış odak dağılımları gravite haritasıyla karşılaştırıldığında, KAF kuşağı boyunca oluşan depremlerin gravite anomali haritasında kırık kuşaklarını gösteren ve değişimlerin yüksek olduğu yerler üzerine düştüğü görülmektedir. Büyük manyitüdü depremlerin bölgenin aktif tektoniğini kontrol eden KAF, DAF ve KDAF kuşakları boyunca oluştuğu gözlenmektedir. Çalışma alanında en fazla deprem etkinliği KAF zonu üzerinde ve Doğu Anadolu bölgesinde negatif gravite anomali veren yerlerde oluştuğu görülmektedir. Deprem dış odak dağılımları manyetik anomali haritası ile karşılaştırıldığında ise depremlerin manyetik anomali bölgeleri üzerine düştüğü gözlenmiştir.



Şekil 10. Doğu Pontidler ve civarında 1900-2003 tarihleri arasında oluşmuş ve büyüklüğü  $M \geq 2$  olan depremlerin dış odak dağılım haritası. Deprem verileri bölgenin gravite anomali haritası üzerine çizilmiştir. Gravite kontur aralığı 10 mGal'dir

Çalışma alanı içindeki kırık kuşakları boyunca Eosen ve Üst Kretase volkanikleri yoğun olarak gözlenmektedir. Bu iki ortamın hem yoğunlukları hem de süseptibilite değerleri birbirlerinden farklıdır. Bu nedenle bu iki sınırdan hem gravite hem de manyetik anomalide değişim gözlenmektedir. Depremler ise gravite ve manyetik anomali değişiminin yüksek olduğu yerler üzerine düşmektedir.

Bölgede oluşmuş depremlerin derinlikleri boylama ve enleme göre çizilmiştir (Şekil 11a, b). Enleme ve boylama göre çizilen depremlerin 5 km, 10 km ve 33 km derinlikleri boyunca sıralandığı gözlenmiştir. Bunun sebebinin depremlerin odak derinliklerinin belirlenmeyip belli derinlik değerlerinin atanmasından ileri geldiği düşünülmektedir. Ayrıca kuzeyden güney enlemlere gidildikçe depremlerin odak derinliklerinin artmasının kabuk kalınlığı artışından kaynaklandığı düşünülmektedir. Depremlerin derinlikleri boylamlara göre çizildiğinde ise deprem odak derinliklerinin doğuya doğru gidildikçe arttığı görülmektedir. Derinliklerine göre çizilen deprem odak derinlikleri üst 10 km etrafında yoğunlaşmaktadır. Bunun sebebinin kabuğun 10 km'lik üst kısmının daha kırılabilir olmasından ileri geldiği düşünülmektedir.

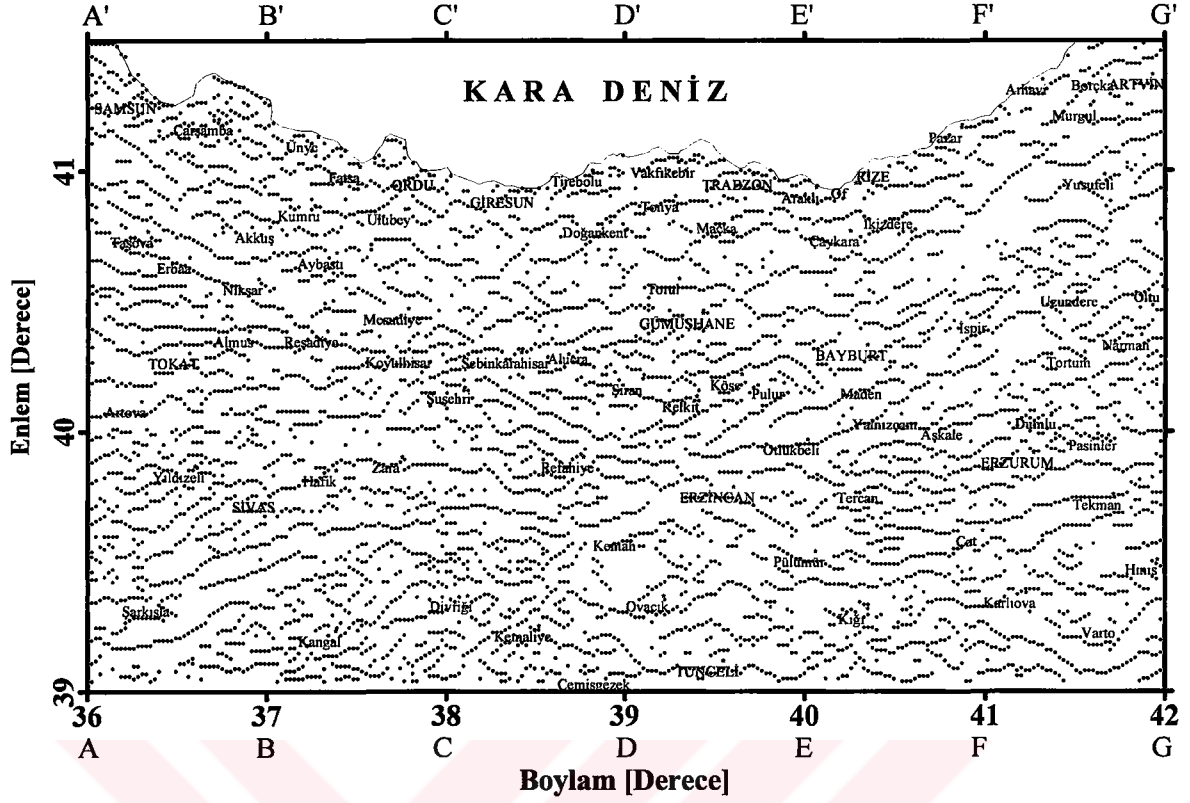


Şekil 11. Çalışma alanında oluşan depremlerin odak derinliklerinin enlem (a) ve boylama (b) göre değişimi. Depremlerin güneydoğuya doğru odak derinliklerinin arttığı gözlenmektedir. Bu artışın güneydoğu yönünde kabuk kalınlığının artmasından yada güney yönlü bir yitimden ileri gelebileceği düşünülmektedir

#### 2.4. Doğu Pontid Bouguer Gravite Verilerinin Tam Yatay Türevleri ve Bölgenin Tektonik Yapısıyla İlişkileri

Bouguer gravite verilerinin tam yatay türev değerleri düşey kenarlara sahip yapılar üzerinde maksimum değerler vermektedir. Bu nedenle bölgenin gravite verilerinin tam yatay türevleri hesaplanarak bölgenin tektonik yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun için sonlu farklar yöntemi kullanılarak hesaplanan tam yatay türev değerlerinin en büyükleri belirlenmiş ve çizilmiştir. Bunlar içinde bir doğrusallık gösteren değerler bölgenin jeolojisi ve tektoniği göz önünde bulundurularak yorumlanmaya çalışılmıştır. Bouguer gravite verilerinin merkezi sonlu farklar yöntemi yardımıyla hesaplanmış tam yatay türev haritası Şekil 12'de görülmektedir. Tam yatay türev haritası üzerinde bir çok çizgisellikler gözlenmektedir. Bu çizgiselliklerin hakim yönleri D-B, KD ve KB olup bölgenin tektonik yapısına paralellik göstermektedirler. Bouguer gravite anomalisi derin ve sığ kaynaklı yapıların etkileri toplamından oluştuğundan tam yatay türev haritasında da bu etkilerin sınırları görülmektedir. Bu nedenle elde edilen çizgisellik haritası oldukça karışık olup derin ve sığ tektonik yapıların sınırlarını vermektedir.

Haritada KAF kırık kuşağının bölgedeki yapısı ve uzanımı kolayca belirlenebilmektedir. Bu kırık kuşağının Suşehri civarında kesikliğe uğradığı görülmektedir. Haritanın batısında Taşova'dan Karlıova'ya kadar KAF kırık kuşağının izi belirgindir. Doğuda KD yönünde uzanan KDAF ve DAF kırık kuşaklarına ait çizgisellikler ortaya çıkarılmıştır. Erzurum-Horasan-Pasinler havzasındaki süreksizlikler açık bir şekilde gözlenmektedir. Bölgedeki açılma rejiminin yapısını gösteren birbirine paralel kırıklar belirgindir. Bunun yanında Sivas havzasının sınırları kolayca tespit edilmektedir. Tokat, Pulur ve Agvanis metamorfik masiflerinin sınırları ve doğrultuları da kolayca belirlenebilmektedir. Gümüşhane-Köse granitlerinin yerleşimi net bir şekilde izlenebilmektedir. Haritadan Doğu Pontidlerin kuzey zonunda tektonik yapı  $38^\circ$  boylamından batıya doğru KB yönlü,  $40^\circ$  boylamından doğuya doğru ise KD yönlüdür. Bu iki boylam arasında kuzey zondaki tektonik yapı daha çok DB yönünde uzanmaktadır.



Şekil 12. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali verisinden sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmış tam yatay türev çizgisellik haritası

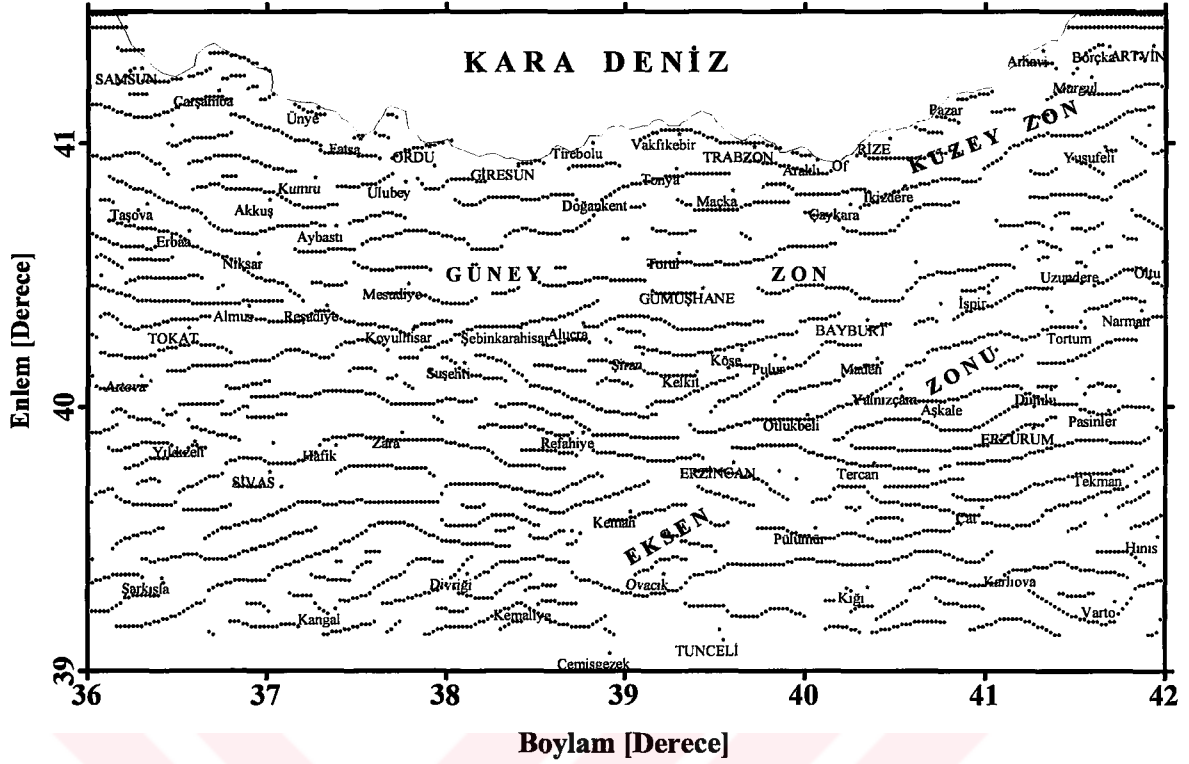
Çalışma alanı tektonik yapısının KAF, DAF ve KDAF kırık kuşakları nedeniyle oldukça karmaşık bir yapıya sahip olduğu görülmektedir. Yüzeyde izlenen tektonik yapının derine doğru devam edip etmediği ve geometrisi henüz bilinmemektedir. Bu nedenle Bouguer gravite anomalilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümü ile değişik yükseklikler için yukarı analitik uzanımları ve değişik dalga boylu alçak geçişli süzgeç anomalileri hesaplanarak tam yatay türev haritaları oluşturulmuştur. Böylece bölgenin tektonik yapısını oluşturan fay ve kırık kuşaklarının farklı derinliklerdeki yapısı belirlenmeye çalışılmıştır.

Doğu Pontidlerin farklı derinliklerdeki kırıklı yapısını belirlemek için Bouguer gravite verisinin 5, 10 15, 20 30 ve 40 km yukarı analitik uzanımları ile değişik dalga boylu alçak geçişli süzgeçleri hesaplanarak tam yatay türev haritaları oluşturulmuştur. Dalga boyları yukarı analitik uzanım değerlerine uygun olarak seçilmiştir. Dalga boyundan derinlik değerlerine geçmek için  $\lambda_f = 3.1z_c$  (Childers vd., 1999) ilişkisi kullanılmıştır. Burada  $\lambda_f$ , Fourier dalga boyunu;  $z_c$ , derinliği göstermektedir. Yukarı analitik uzanım işlemi de alçak geçişli süzgeç görevi yaparak kısa dalga boylu olayların atılmasına ve derin

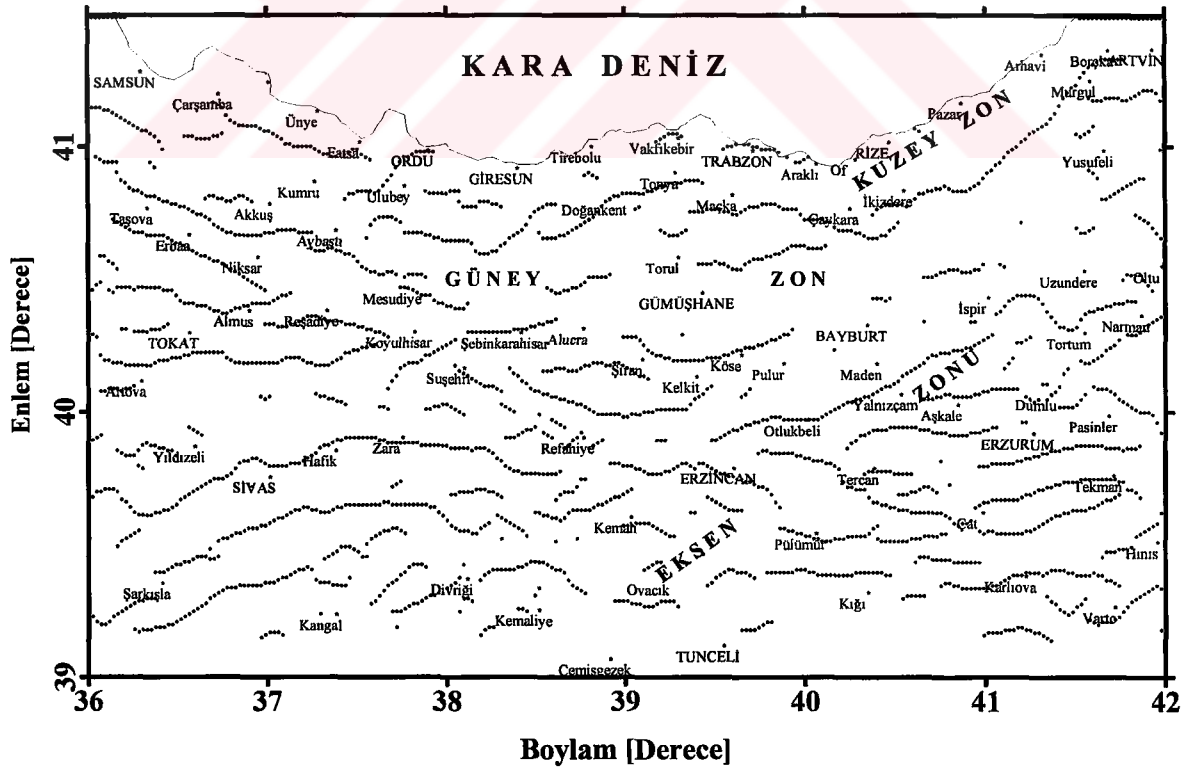
yapılardan ileri gelen uzun dalga boyulu anomalilerin belirginleşmesini sağlamaktadır. Elde edilen anomali haritalarının tam yatay türevleri alınarak derin kaynaklara ait anomalilere sebep olan yapıların sınırları belirlenmeye çalışılmıştır.

Şekil 13’de iki boyutlu Fourier dönüşümü kullanılarak 20 km dalga boyulu alçak geçişli süzgeç yöntemi ile belirlenen gravite anomalisinin tam yatay türev haritası görülmektedir. Tam yatay türev haritasında yüzeye yakın etkilerin oluşturduğu yüksek frekanslı değişimlere ait çizgiselliklerin kaybolduğu görülmektedir. KAF, DAF ve KDAF kuşakları ile Erzurum-Horasan-Pasinler ve Sivas havzası anomalilerine ait sınırlar açık bir şekilde ortaya çıkmıştır. Bundan başka bölgede Pulur, Tokat ve Agvanis metamorfik masifleri ile Gümüşhane granitinin sınırları da belirgindir. Elde edilen tam yatay türev haritalarında görülen bir diğer özellik ise birbirine dik çizgiselliklerin varlığıdır. Sivas ve Erzurum havzaları ile Tokat masifinin sınırlarını gösteren çizgisellikler daha da belirginleşmiştir. Elde edilen çizgisellik haritasının bölgenin tektonik yapısıyla uyum içinde olduğu gözlenmiştir. Hesaplanan çizgisellik haritasının Childers vd. (1999) tarafından önerilen bağıntıya göre 6.5 km derinliği etrafındaki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir.

Şekil 14’de 5 km yukarı analitik uzanım yapılmış gravite verisinin tam yatay türev çizgisellik haritası görülmektedir. Burada yüzeye yakın yapıların etkisinin kaybolduğu derin yapılardan ileri gelen yapılara ait çizgiselliklerin belirginleştiği görülmektedir. Elde edilen tam yatay türev haritasında üç farklı doğrultuda çizgisellikler izlenmekte olup bölgenin ana tektonik çatısını bu üç yönlü (KD, KB ve D-B) kırık sisteminin oluşturduğu anlaşılmaktadır. Bu üç yönlü kırık sisteminin bölgeyi kuzey, güney ve eksen olmak üzere üç farklı zona ayırdığı görülmektedir. Kuzey zon kuzeyde Karadeniz’den başlayarak Doğan kent’e kadar uzanmaktadır. Bunu izleyen güney zon ise Doğan kent’ten Erzincan’a kadar bölgeyi içine almaktadır. Erzincan’dan sonra ise eksen zonu başlamaktadır. Bölgenin tektoniğinin şekillenmesinde önemli rol oynayan ve günümüzde de aktifliğini koruyan KB yönlü KAF ve KD yönlü KDAF kırık kuşakları belirgin bir şekilde tam yatay türev çizgisellik haritasında görülmektedir. Buradan Erzurum ve Sivas havzalarının tabanının 5 km’den daha fazla olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır. Alçak geçişli süzgeç ile belirlenen çizgisellik haritası (Şekil 13) yukarı uzanım çizgisellik haritası ile karşılaştırıldığında daha az sayıda çizgiselliğin ortaya çıktığı gözlenmiştir.



Şekil 13. Gravite anomali haritasına 20 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

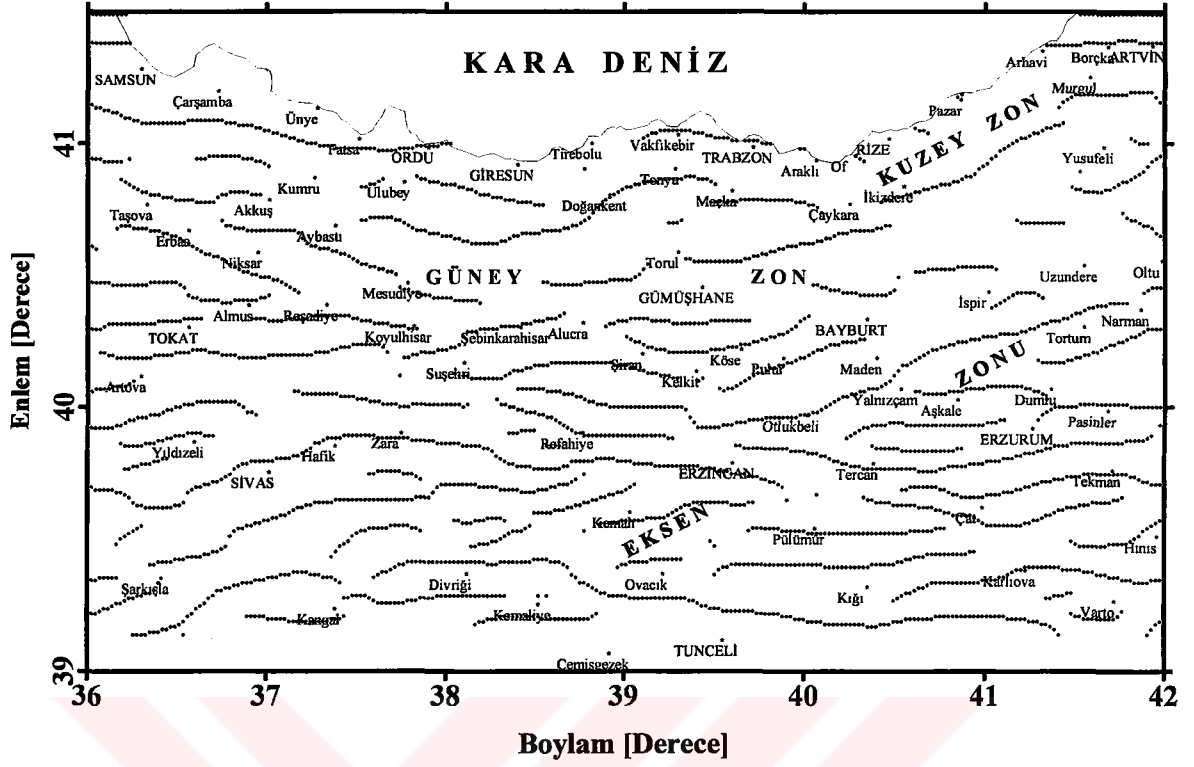


Şekil 14. Bouguer gravite verisinin 5 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

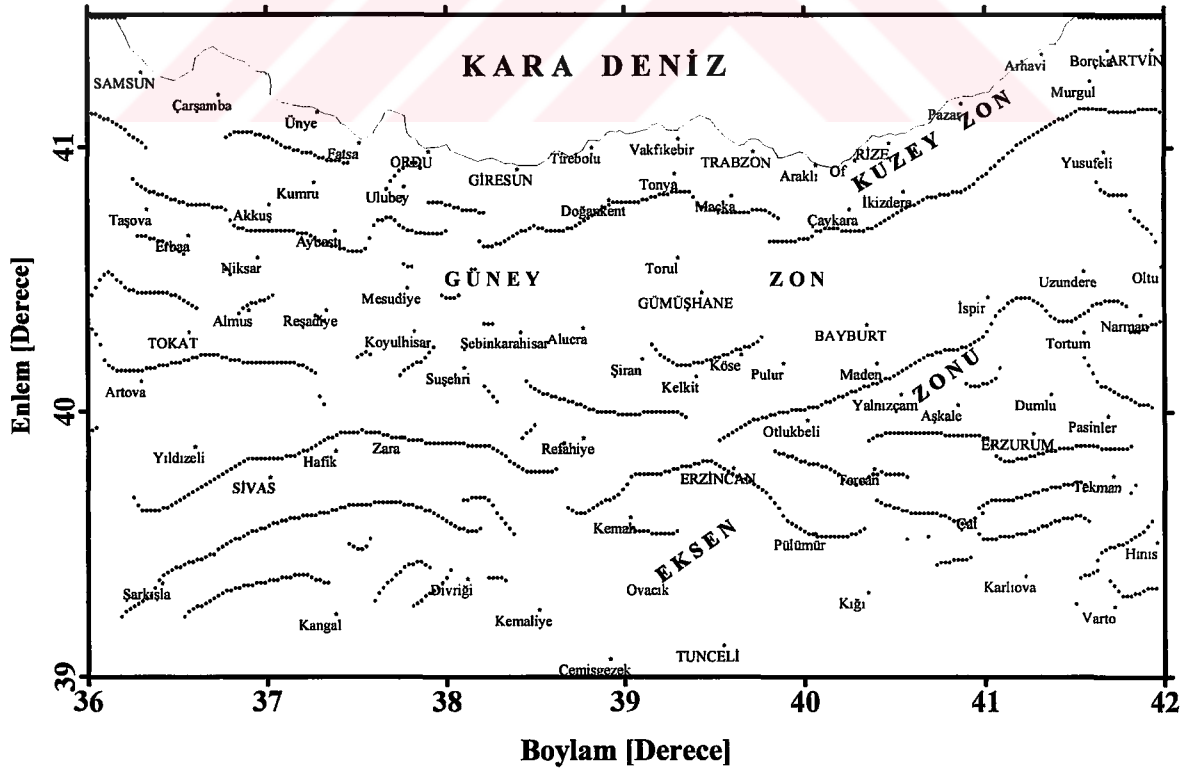
Şekil 15’de gravite anomali verisinden 40 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç kullanılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası görülmektedir. Elde edilen çizgisellik haritasının Childers vd. (1999) bağıntısına göre 12.9 km derinlikteki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir. Şekil 41’e göre Doğu Pontidlerin tektonik yapısının oluşumunda üç yönde uzanan kırık kuşakları etkili olmuştur. Bölgenin tektonik yapısının oluşumundaki kırık kuşakları batıda KB, doğuda KD ve ortada D-B yönlü olarak uzanmaktadır. Bu üç yönlü kırık kuşakları Doğu Pontidleri kuzey, güney ve eksen olmak üzere üç farklı birliğe ayırmaktadır. Kuzey zonda üç yönde uzanan kırık kuşakları görülürken, Tokat masifinin yer aldığı güney zonun batı kısmında daha çok D-B yönlü kırık kuşakları gözlenmektedir. Aynı durum Erzurum-Horasan-Pasinler havzasında da görülmektedir. Buradan bölgede açılma rejimi altındaki bölgelerin D-B yönlü tektonik olaylar sonucu oluştuğu sonucuna ulaşılmıştır.

Bouguer gravite verisinin 10 km yukarı analitik uzanımı hesaplandıktan sonra elde edilen tam yatay türev haritası ise Şekil 16’de görülmektedir. Tam yatay türev haritasında gözükten çizgiselliklerin uzanım yönleri KD, KB ve D-B doğrultulu olarak kalmaktadır. Bu çizgiselliklerden D-B yönlü olanlar Doğu Pontidlerin üç farklı zonunu birbirinden ayırmaktadır. KD ve KB yönlü çizgisellikler ise bölgenin tektoniğini kontrol eden ve günümüzde de aktif olan kırık kuşaklarına karşılık gelmektedir. KAF kuşağına KB yönlü çizgisellik karşılık gelmekte iken DAF ve KDAF kırık kuşaklarına KD yönünde uzanan çizgisellikler karşılık gelmektedir. D-B yönlü çizgiselliklerin uzanım yüksekliği arttıkça daha da belirginleşmesi, buna karşın KD ve KB yönlü çizgiselliklerin yavaş yavaş kaybolması D-B yönlü çizgiselliklerin daha derin olduğunu düşündürmektedir. Yani KAF, KDAF ve DAF kırık kuşakları Doğu Pontidleri farklı zonlara ayıran D-B yönlü kırıklardan daha derindir.





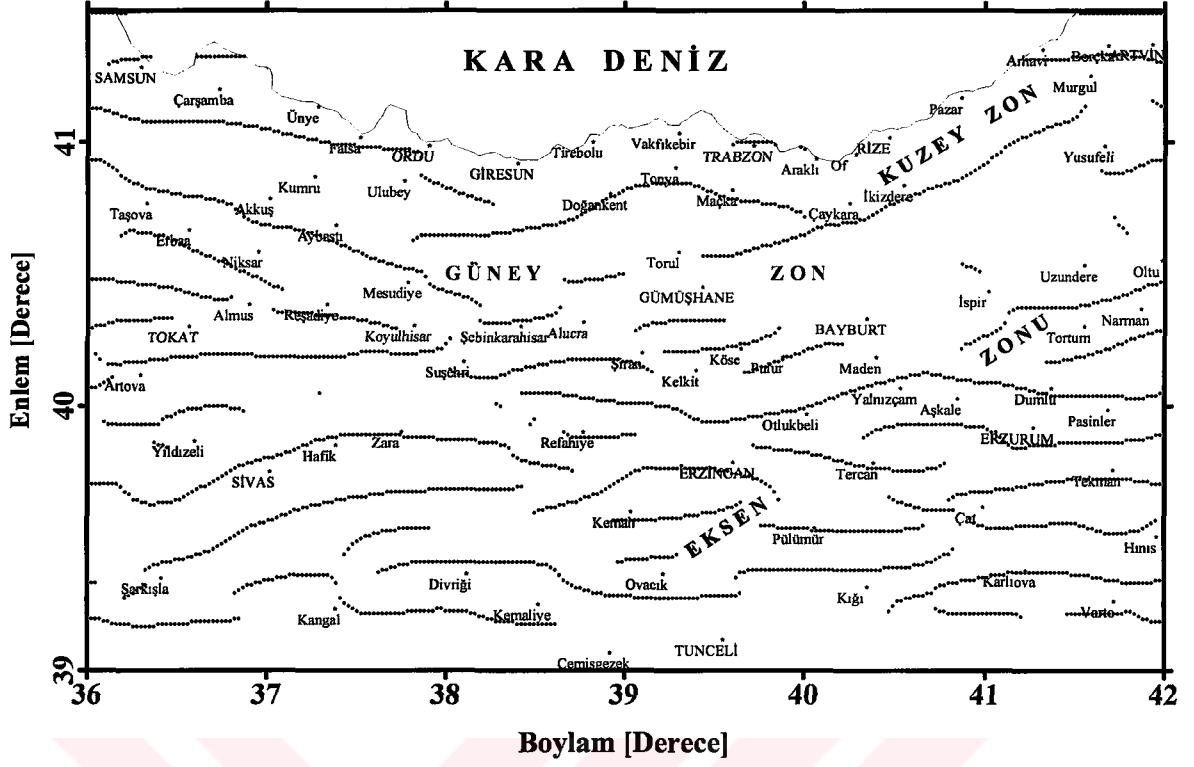
Şekil 15. Dalga boyu 40 km olan alçak geçişli süzgeç kullanılarak belirlenen gravite verilerine ait tam yatay türev çizgisellik haritası



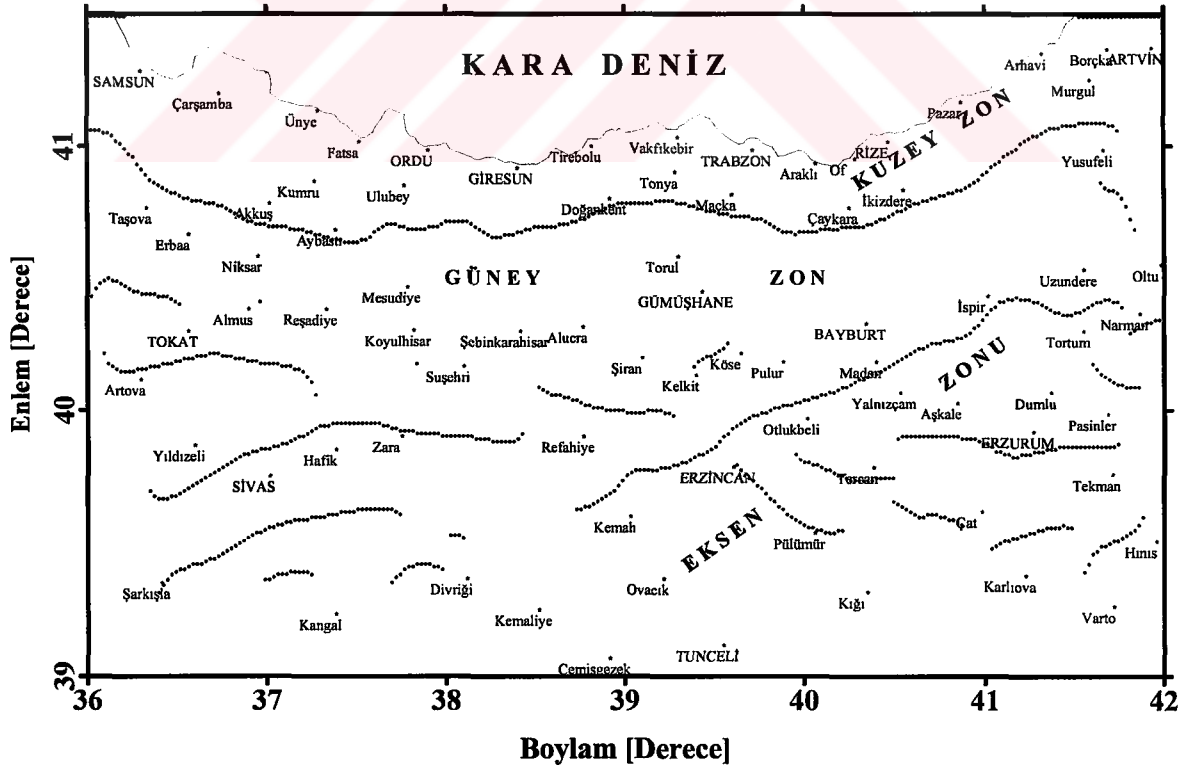
Şekil 16. Bouguer gravite verisinin 10 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

Şekil 17’de Bouguer gravite verisine 60 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulandıktan sonra tam yatay türevleri hesaplanarak oluşturulan çizgisellik haritası görülmektedir. Hesaplanan çizgisellik haritasının Childers vd. (1999) tarafından verilen bağıntıya göre 19.4 km derinlikteki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir. Çizgisellik haritasında Doğu Pontidlerin üç farklı birliğe ayrılmış olduğu ve bu birlikleri ayıran kırık kuşakları daha kolay görülmektedir. Belirlenen bu kırık kuşaklarının bölgenin aktif tektoniğinde önemli rol alan KAF ve KDAF kuşaklarıyla uyduğu görülmektedir. Dahası bu çizgiselliklerin bölgede yer alan granitlere, metamorfik masiflere ve ultramafik kayalara paralel uzandığı görülmektedir. Buradan çizgiselliklerin gösterdiği kırık kuşaklarının bölgenin tektoniğinin oluşmasında etkin bir role sahip olduğu anlaşılmaktadır. Alçak geçişli süzgeçleme sonucunda oluşan çizgisellik haritasının yukarı analitik uzanım ile belirlenen haritadan daha fazla çizgisellik gösterdiği gözlenmektedir. Bunun nedeninin yukarı analitik uzanım ile yüksek frekanslı olayların daha hızlı kaybolmasından ileri geldiği düşünülmektedir.

Şekil 18’de Bouguer gravite verilerininin 15 km yukarı analitik uzanımları hesaplanarak tam yatay türev çizgisellik haritası oluşturulmuştur. Elde edilen türev haritasındaki çizgisellikler nispeten azalmıştır. En kuzeyde D-B yönünde uzanan çizgisellik ortaya çıkmaktadır. Daha sığ derinliklerde belirlenen çizgiselliklerin 15 km de birleşerek tek bir çizgisellik oluşturduğu gözlenmektedir. Bu çizgiselliğin Doğu Pontidlerin kuzey zonunu güney zonundan ayıran sınıra karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Yani bu sınır kuzeydeki volkanik kuşağı güneydeki magmatiklerden ayırmaktadır. Bu sınır bölgenin doğusunda KD yönlü, batısında ise KB yönlüdür. Güneyde ise Kemah ile Oltu arasında KD yönlü uzanan çizgiselliğin KDAF kırık kuşağını gösterdiği sonucuna varılabilir. KDAF kırık kuşağına gelen bu çizgiselliğin güney zon ile eksen zonu arasındaki sınırı oluşturduğu görülmektedir. Haritanın güneybatısında görülen Refahiye-Yıldızeli, Divriği-Şarkışla arasında görülen yay şekilli çizgiselliklerin Sivas havzasının oluşmasına neden olan kırık kuşakları olduğu görülmektedir. Bu havzanın kuzeyindeki sınırın ters fay olduğu bilindiğinden, tam yatay türev haritasında görülen yay şekilli çizgiselliklerin ters faylara karşılık geldiği sonucuna ulaşabiliriz. Bu çizgiselliğin kuzeyinde yer alan Tokat, Artova arasından geçen D-B yönlü çizgiselliğin de Tokat metamorfik masifinin güney sınırını gösterdiği, bölgede görülen ofiyolitlerin de bu sınır boyunca yüzeye çıktığı anlaşılmaktadır.



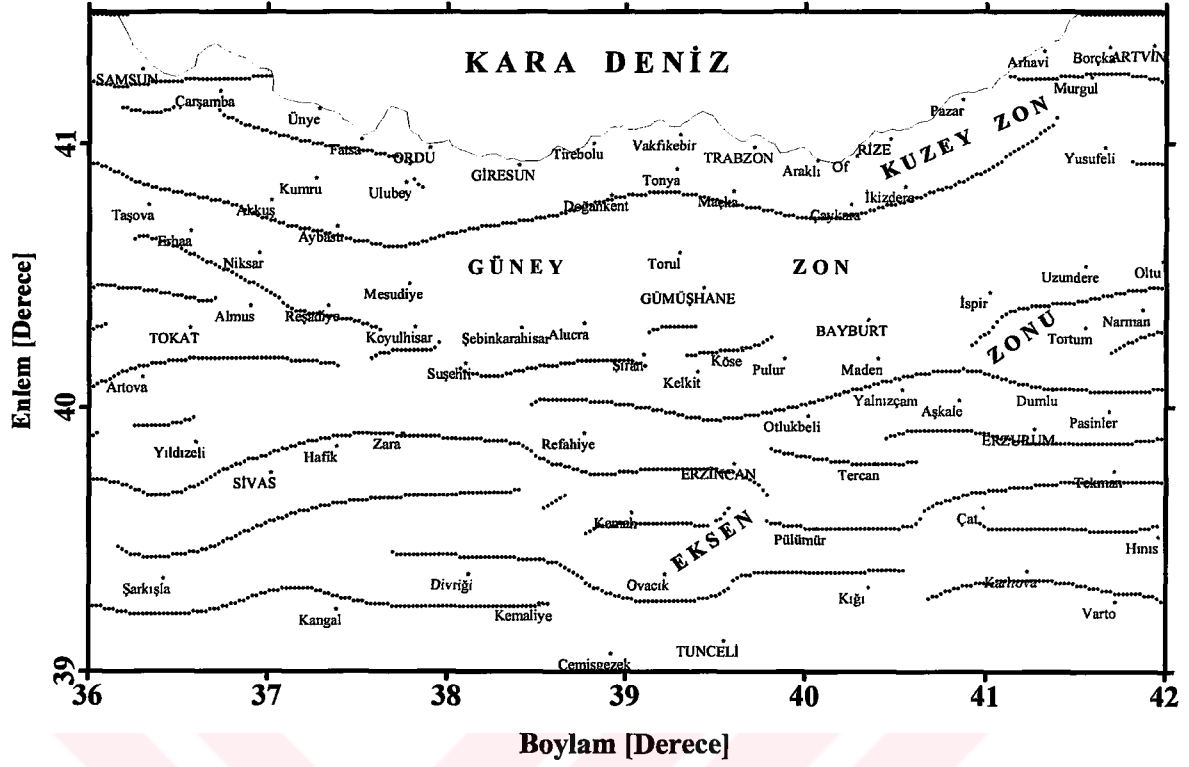
Şekil 17. Doğu Pontid Bouguer gravite verisinin 60 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verisine ait tam yatay türev çizgisellik haritası



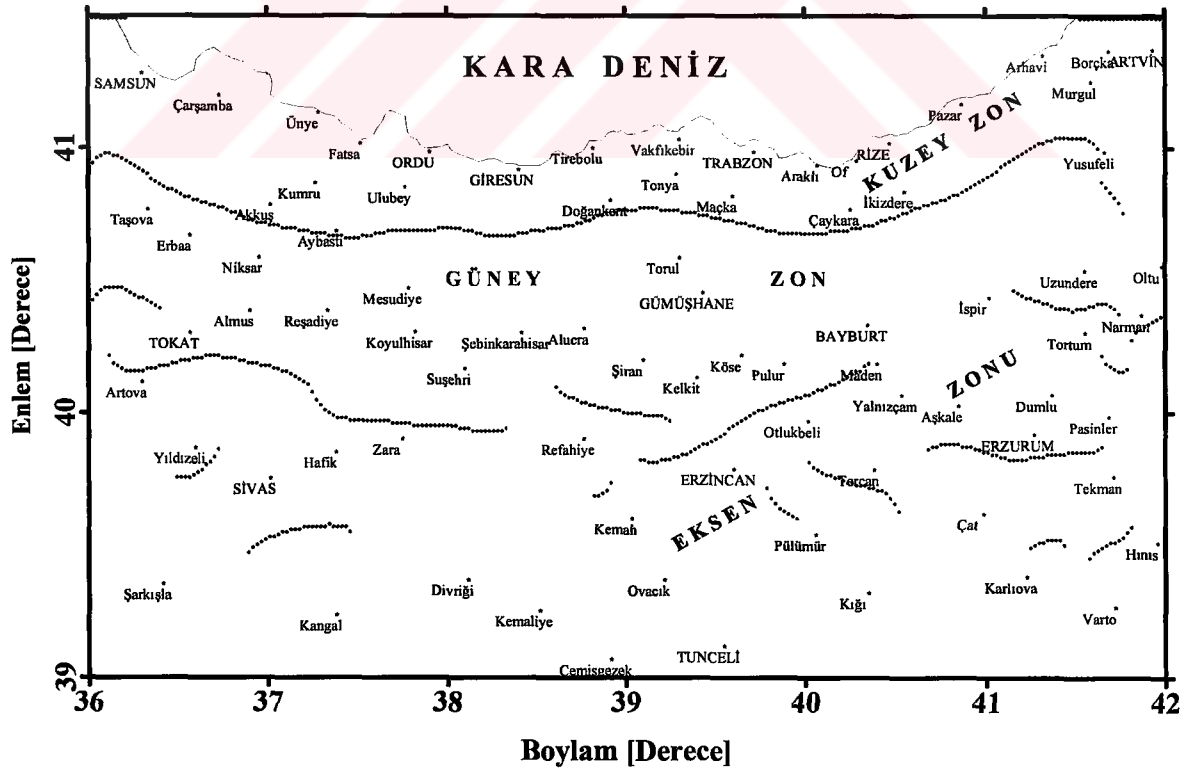
Şekil 18. Bouguer gravite verisinin 15 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

Şekil 19’da Doğu Pontid Bouguer gravite anomali verisine 80 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verisine ait tam yatay türev çizgisellik haritası görülmektedir. Belirlenen çizgisellik haritasının Childers vd. (1999) tarafından önerilen bağıntıya göre 25.8 km derinlikteki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir. Elde edilen çizgisellik haritasında daha çok D-B yönlü çizgisellikler baskındır. Ancak yinede KD ve KB yönlü çizgisellikler de mevcuttur. En kuzeyde, kuzey zon ile güney zon arasındaki sınırı oluşturan Samsun-Artvin arasında uzanan en büyük çizgisellik görülmektedir. Bu çizgisellik sahil çizgisine paralel olarak uzanmaktadır. KAF kırık kuşağının KB yönlü uzanımı, Tokat metamorfik masifinin sınırları, Sivas ile Erzurum-Pasinler-Horasan havzasının sınırları harita üzerinde iyi bir şekilde izlenebilmektedir. Güneyde yer alan Sivas ve Erzurum-Horasan-Pasinler havzalarının sınırlarına ait çizgiselliklerin D-B yönünde uzanan çizgisellikten oluştuğu görülmektedir. Buradan bu havzaların oluşumunu sağlayan kırık kuşaklarının D-B yönlü olduğu ve derine doğru yüzeydeki kırıkların birleştiği düşünülebilir.

Şekil 20’de 20 km yukarı uzanım yapılmış gravite verisinin tam yatay türev haritası görülmektedir. Bu haritada Doğu Pontidleri baştan başa kat eden ve sahile paralel olarak uzanan bir çizgisellik görülmektedir. Bu çizgiselliğin Doğu Pontidlerin kuzey zonunu güney zonundan ayıran faya karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Bu fay boyunca kuzey zondaki volkanik kayalar güney zondaki magmatik kayalardan ayrılmaktadır. Bu çizgisellik bölgenin batısında KB yönlü iken doğuda KD yönlü, orta kısımda ise D-B yönlüdür. Buradan Doğu Pontidlerin tektonik yapısının üç farklı yönde uzanan kırık sistemlerinden oluştuğu sonucuna ulaşılmaktadır. Bölgede 36° enlemi ile 38° enlemi arasında D-B yönlü uzanan Tokat-Refahiye boyunca görülen çizgiselliğin ise bölgedeki ofiyolitlerin sınırlarını gösterdiği sonucuna ulaşılmıştır. Buradan Tokat metamorfik masifinin D-B yönlü uzanan bu kırık sistemi boyunca oluştuğu anlaşılmaktadır. Tam yatay türev haritasının orta kısmında Erzincan’ın kuzeyinden Bayburt yönüne uzanan KD doğrultulu çizgiselliğin KDAF zonuna karşılık geldiği anlaşılmaktadır. Bu çizgisellik ayrıca güney zon ile eksen zonu arasındaki sınırı da oluşturmaktadır. Daha doğuda ise Aşkale-Erzurum arasında uzanan DB yönlü çizgisellik ise Erzurum fay zonuna karşılık gelmektedir. Bu çizgisellik ayrıca bölgede görülen ofiyolitlerin de sınırını oluşturmaktadır. Bunlardan başka daha küçük olarak Tortum-Narman, Tekman-Hıms, Şiran-Kelkit ve Yıldızeli-Sivas civarında çizgisellikler görülmektedir.



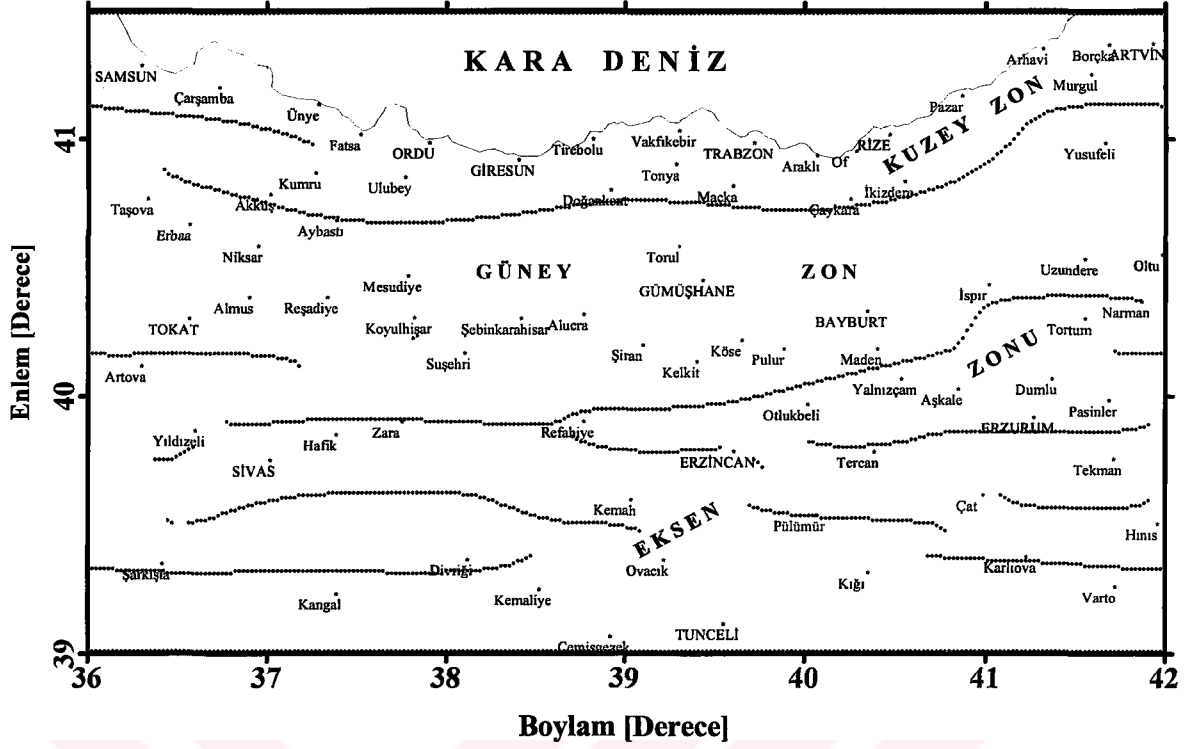
Şekil 19. Bouguer gravite verisine 80 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verisinin tam yatay türev çizgisellik haritası



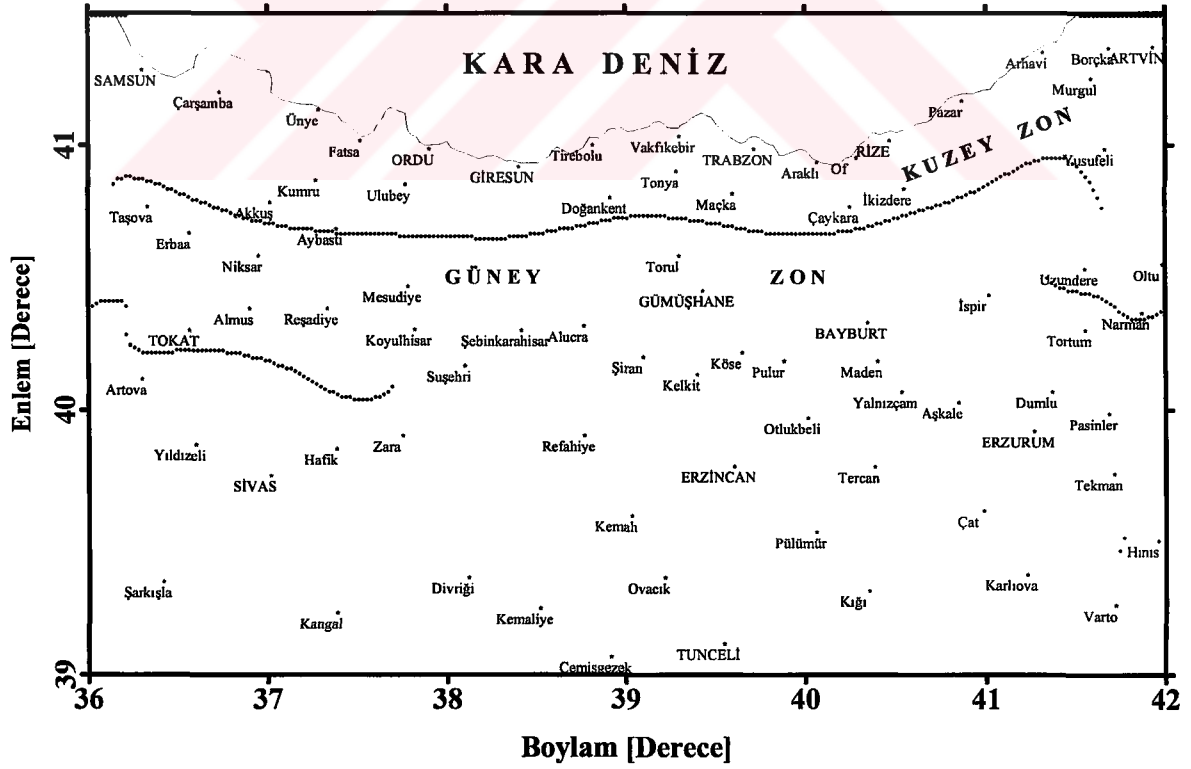
Şekil 20. Bouguer gravite verisinin 20 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

Şekil 21’de Bouguer gravite verilerine iki boyutlu Fourier dönüşümü ile 120 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç kullanılarak tespit edilen çizgisellik haritası görülmektedir. Childers vd. (1999) verilen bağıntıya göre belirlenen çizgiselliklerin 38.7 km derinlikteki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir. Elde edilen çizgisellik haritasında Doğu Pontidleri oluşturan kuzey, güney ve eksen zonları açık bir şekilde görülmektedir. Bu zonları birbirinden ayıran, D-B yönlü olarak uzanan ve mantoya kadar inen fayların uzanımları da belirlenmektedir. En kuzeyde yer alan Samsun-Artvin kırık kuşağının kuzey-güney zon arasındaki sınırı gösterdiği ve kuzeydeki volkanik kayaları güneydeki magmatik kayalardan ayırdığı anlaşılmaktadır. Haritanın güneyinde görülen ve batıda D-B yönlü iken doğuya doğru gidildikçe KD yönlü seyreden kırık kuşağı ise güney zon ile eksen zonu arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Daha düşük dalga boyları için hesaplanan çizgisellik haritalarında görülen kırıkların dalga boyu arttıkça birleştiği gözlenmektedir. Bu nedenle yüzeyde çok parçalı olarak görülen kırıkların derinde tek bir kırıktan oluştuğu anlaşılmaktadır.

Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin 30 km yukarı analitik uzanım verisinin tam yatay türev haritası Şekil 22’de görülmektedir. Elde edilen haritada kuzeyde volkanikler ile güneyde magmatikler arasındaki sınırı oluşturan faya ait çizgisellik görülmektedir. Bu fay mantoya kadar uzanmaktadır. Kuzey zonda görülen volkaniklerin bu fay boyunca yüzeye çıktığı anlaşılmaktadır. Bu fay Karadeniz sahiline paralel olarak uzanmaktadır. Bölgenin doğusunda Narman bölgesinde KB yönlü başka bir çizgisellik görülmektedir. Bu çizgisellik önceki haritalarda birkaç parçalı olarak izlenirken burada tek parçadan oluşmuştur. Dolayısıyla bölgedeki çizgiselliğe sebep olan kırık kuşağının temelde birleştiği anlaşılmaktadır. Batıda ise Tokat-Suşehri arasında D-B yönünde uzanan diğer bir çizgisellik görülmektedir. Bu çizgiselliğin ofiyolitlerin sınırını gösterdiği sonucuna varılmış olup önceki haritalardaki konumları göz önüne alınırsa derinlik arttıkça kuzeye doğru kaydığı görülmektedir. Dolayısıyla D-B yönünde uzanan bu kırık sisteminin kuzeye dalımlı olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca kuzey zon ile güney zon arasındaki sınır için de önceki haritalar göz önüne alınarak bir değerlendirme yapılırsa bu sınırın güneye doğru dalımlı olduğu ortaya çıkmaktadır.



Şekil 21. Bouguer gravite anomali verisine 120 km dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite verilerinin tam yatay türev çizgisellik haritası

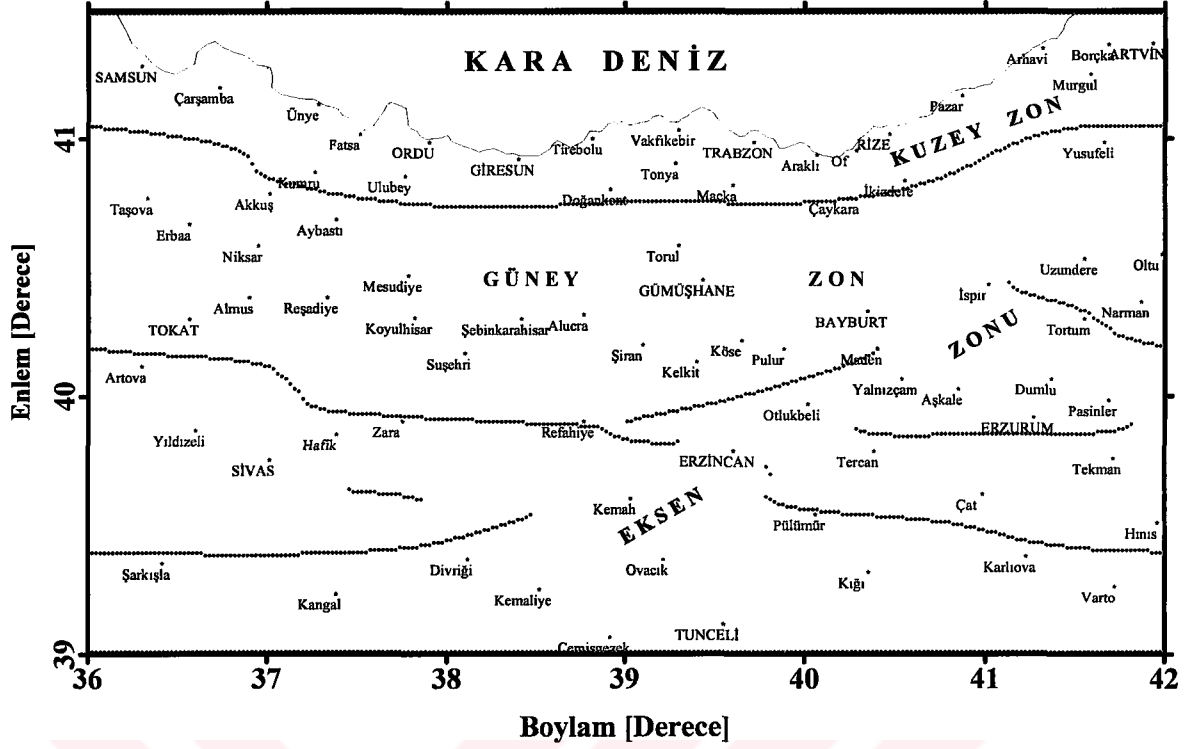


Şekil 22. Bouguer gravite verisinin 30 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

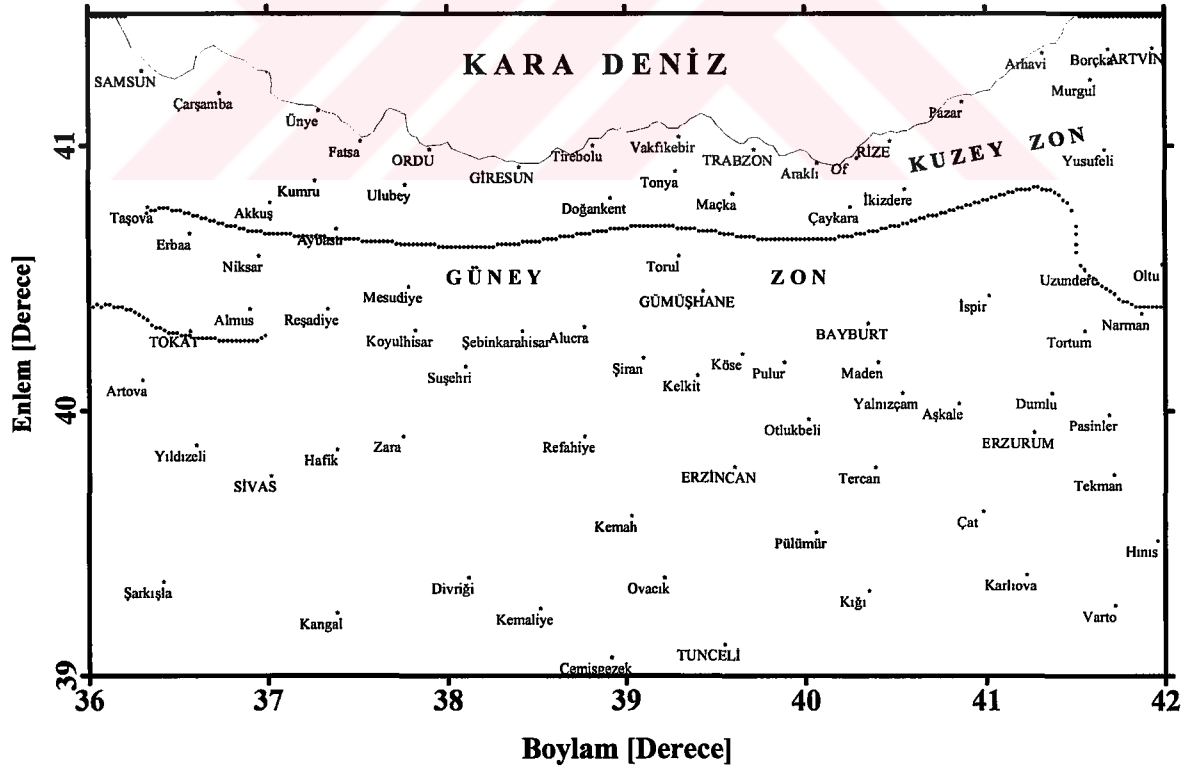
Şekil 23’de Doğu Pontidlerin 160 km dalga boylu gravite anomalisinin tam yatay türev yöntemiyle hesaplanan çizgisellik haritası görülmektedir. Childers vd. (1999) verilen bağıntıya göre belirlenen çizgiselliklerin 51.6 km derinlikteki tektonik yapılara ait olduğu düşünülmektedir. Elde edilen çizgisellik haritasında belirlenen kırıkların bölgeyi temelde üç farklı kuşağa ayırdığı görülmektedir. Bölgeyi üç farklı zona ayıran bu kırıkların mantoya kadar uzandığı ve bölgenin tektonik yapısının oluşumunu sağladığı anlaşılmaktadır. En kuzeyde yer alan DB yönlü Samsun-Artvin kırık kuşağı ile bunun güneyinde yer alan Tokatın güneyinden Erzincan ve Hınıs’a kadar uzanan çizgiselliklerin 37° boylamı civarında atıma uğradığı belirlenmiştir. Bu iki çizgiselliği gösteren kırığın Erzincan’dan batıya doğru birbirine paralel uzandığı tespit edilmiştir. Sivas ve Erzurum-Horasan-Pasinler havzalarına ait çizgisellikler D-B yönlü olup mantoya kadar inmektedirler. Dolayısıyla bu havzaların mantoya kadar uzanan kırık kuşakları sebebiyle oluştuğu sonucuna varılmıştır.

Şekil 24’de Bouguer gravite verisinin 40 km yukarı analitik uzanım anomalisinin tam yatay türev çizgisellik haritası görülmektedir. Elde edilen haritada daha önceki haritalarda görülen çizgiselliklerin iki tanesi dışındakilerin kaybolduğu görülmektedir. Bunlar Doğu Pontidlerin kuzey zonu ile güney zonu arasındaki sınırı gösteren çizgisellik ile Tokat metamorfik masifinin sınırını gösteren çizgiselliklerdir. Bu iki çizgisellik de D-B doğrultulu olarak uzanmaktadır. Önceki yatay türev çizgisellik haritaları ile birlikte adım adım izlendiğinde Tokat metamorfik masifinin oluşumuna sebep olan fayın kuzeye, Doğu Pontidlerin kuzey zonu ile güney zonu arasındaki sınırı oluşturan fayın güneye doğru eğimli olduğu anlaşılmaktadır. Bu fayların eğim açılarını anlayabilmek için analitik uzanım verilerinin tam yatay türev çizgisellik haritalarından derinliğe göre kesitler alınmalıdır.





Şekil 23. Bouguer gravite anomali verisine 160 km dalga boyu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan tam yatay türev çizgisellik haritası



Şekil 24. Doğu Pontid Bouguer gravite verisinin 40 km yukarı analitik uzanımı yapılarak elde edilmiş tam yatay türev çizgisellik haritası

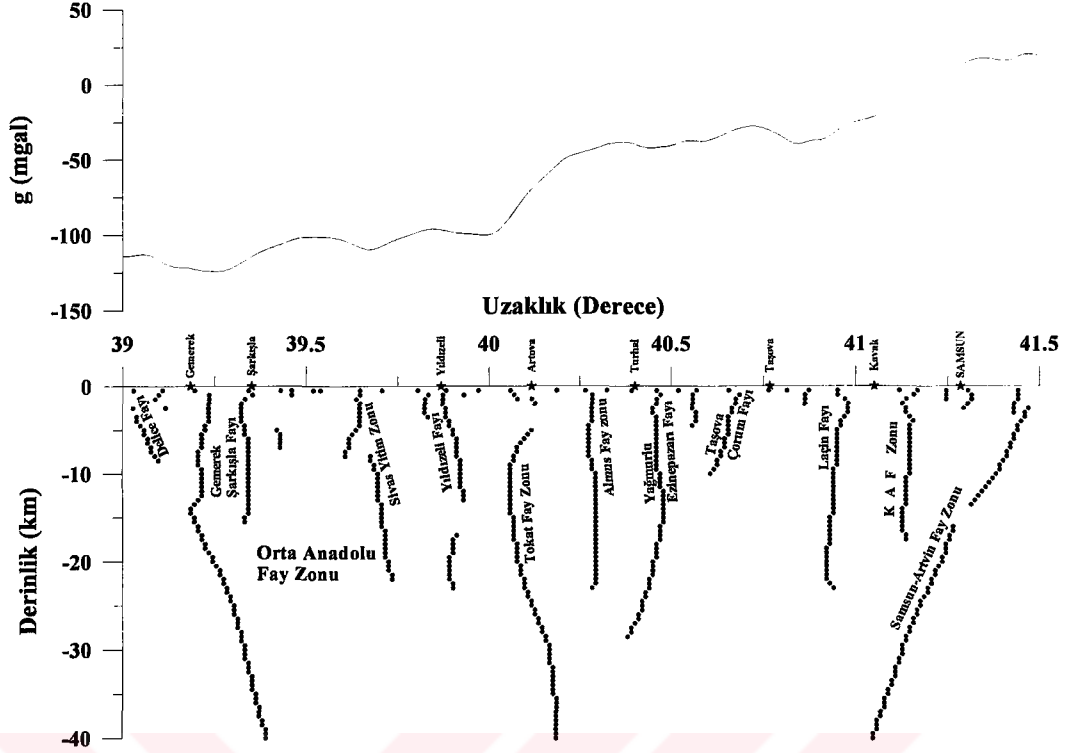
Alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen gravite anomalileri ile analitik uzanım yöntemiyle belirlenen gravite anomalilerinin tam yatay türev yöntemiyle oluşturulan çizgisellik haritalarından elde edilen sonuçlara göre çalışma alanının tektoniğini oluşturan fay sistemlerini doğrultularına ve derinliklerine göre iki farklı şekilde sınıflandırabiliriz. Doğu Pontidlerin tektoniğini oluşturan kırık sistemleri doğrultularına göre sınıflandırıldığında D-B, KB ve KD yönlü olmak üzere üç farklı gruba ayrılabilir. Bu üç yönlü kırık sistemi Doğu Pontidlerin üç farklı zonunda da görülebilmektedir. Bunlardan kuzey zon ile güney zon arasındaki sınırı oluşturan faya ait çizgiselliğin D-B yönlü olduğu ve güneye doğru dalımlı olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Bölgedeki kırık sistemleri derinliklerine göre sınıflandırılırsa mantoya kadar inen ve kabuk içinde kalan faylar olarak ikiye ayrılabilir. Doğu Pontidlerin kuzey zon-güney zon ve güney zon-eksen zonu arasındaki sınırı oluşturan faylar ile Tokat metamorfik masifinin oluşumuna sebep olan ve güneyindeki sınıra karşılık gelen D-B yönlü uzanan faylar; Sivas ve Erzurum-Horasan-Pasinler havzalarının oluşumuna sebep olan kırık kuşaklarının mantoya kadar indiği görülmektedir. Mantoya kadar inen bu fayların bölgenin temel yapısını etkilediği ve ana tektonik yapısının oluşmasında etkin rol oynadığı anlaşılmaktadır. Doğu Pontidleri oluşturan üç zonun içindeki fayların ise üst kabuk içinde kaldığı görülmektedir. Dolayısıyla bu fayların üst kabuk içinde kalarak jeolojik yapı farklılaşmasını sağladığı sonucuna ulaşılmıştır. Bölgenin Bouguer gravite verisinin değişik yükseklikler için hesaplanan analitik uzanımlarından ve değişik dalga boylu alçak geçişli süzgeç anomalilerinden hesaplanan tam yatay türev çizgisellik haritalarının yorumu yapılmış olup Doğu Pontidlerin tektonik yapısını oluşturan aktif kırıkların uzanımları, konumları ile derinliğe göre değişimleri tespit edilmiştir. Elde edilen yukarı analitik uzanım ve alçak geçişli süzgeçlere ait çizgisellik haritalarında KAF ve KDAF kırık sistemlerine ait çizgiselliklerin yaklaşık 20 km'den sonra kaybolduğu gözlenmektedir. Bu derinlikten sonraki haritalarda KD ve KB yönlü çizgiselliklerin kaybolduğu D-B yönlü çizgiselliklerin belirginleştiği görülmektedir. Buradan D-B yönlü çizgiselliklerin KD ve KB yönlü çizgiselliklerden daha eski olduğunu düşündürmektedir. Dolayısıyla KAF ve KDAF zonuun yaklaşık olarak 20 km derinliğe kadar indiği ve D-B yönlü çizgiselliklerden daha genç olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

## 2.5. Doğu Pontidlerin Tektoniğini Şekillendiren Fayların Derinlik ve Geometrilerinin Belirlenmesi

Doğu Pontidlerin tektonik yapısını oluşturan ve farklı zonlara ayıran kırıkların derinlik ve geometrilerini belirlemek için değişik dalga boyları için alçak geçişli süzgeç işlemi uygulanmıştır. Elde edilen gravite anomalilerinin tam yatay türev değerlerinin en büyüklerinin yerleri hesaplanmış ve değişik profiller için kesitler alınmıştır. Profillerin yerleri Şekil 12'de gösterilmiştir. Dalga boyundan derinlik değerlerine geçmek için Childers vd. (1999) tarafından önerilen  $\lambda_f = 3.1z_c$  ilişkisi kullanılmıştır. Burada  $\lambda_f$ , Fourier dalga boyunu;  $z_c$ , derinliği göstermektedir. Kesitler üzerinde tam yatay türevlerin en büyük değerleri derinlik boyunca doğrusal bir çizgisellik göstermektedir. Bu çizgiselliklerin yüzeydeki izleri bölgenin jeoloji haritasında gösterilen faylarla üst üste düşmektedir. Dolayısıyla bölgedeki fayların yüzeyden jeolojik gözlem ve iki boyutlu tam yatay türev haritasından belirlenen kırıkların derine doğru derinlik ve geometrileri tespit edilmiştir. Profiller üzerinde gösterilen faylar için isimlendirmeler değişik çalışmalar göz önüne alınarak yapılmıştır (Elmas, 1996; Gürsoy vd., 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Bektaş vd., 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit vd., 2001; Koçyiğit ve Erol, 2001). Mevcut çalışmalarda bulunmayan fayların isimleri yerleşim yerlerine yakınlığına yada bulunduğu bölgeye göre verilmiştir.

Şekil 25'de bölgenin gravite verisine art arda değişik dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite anomalilerinin tam yatay türev değerlerinden elde edilen  $36^\circ$  boylamı altındaki yer altı yapısının derine doğru iki boyutlu geometrisi görülmektedir. Bouguer anomali profilinde  $40^\circ$  enlemine kadar izlenen -80 mGal ile -120 mGal değerleri arasında seyreden minimum anomali bölgedeki Kuvaternar, Pliyosen Miyosen yaşlı tortul havzalardan ileri gelmektedir. Bu minimum anomali bölgesi içerisinde görülen pozitif yöndeki yükselimler ise Paleozoyik, Mezozoyik, Triyas yaşlı metamorfik kayalardan ileri gelmektedir.  $40^\circ$  enlemi ile  $41^\circ$  enlemi arasında görülen pozitif yöndeki yükselim ise Paleozoyik-Triyas yaşlı Tokat metamorfik masifinden kaynaklanmaktadır.  $41^\circ$  enleminden kuzeye doğru olan artışın kaynağının kabuğun incelmelerinden ve yüzeydeki üst Kretase-Eosen yaşlı volkanik kayalardan ileri geldiği düşünülmektedir. Yaklaşık  $40^\circ$  enleminde görülen Tokat fayı bölgedeki metamorfik masifin sınırına karşılık gelmekte olup mantoya kadar indiği anlaşılmaktadır. Dolayısıyla Tokat masifinin kaynağının mantoya kadar uzanan bu faydan ileri geldiği söylenebilir.



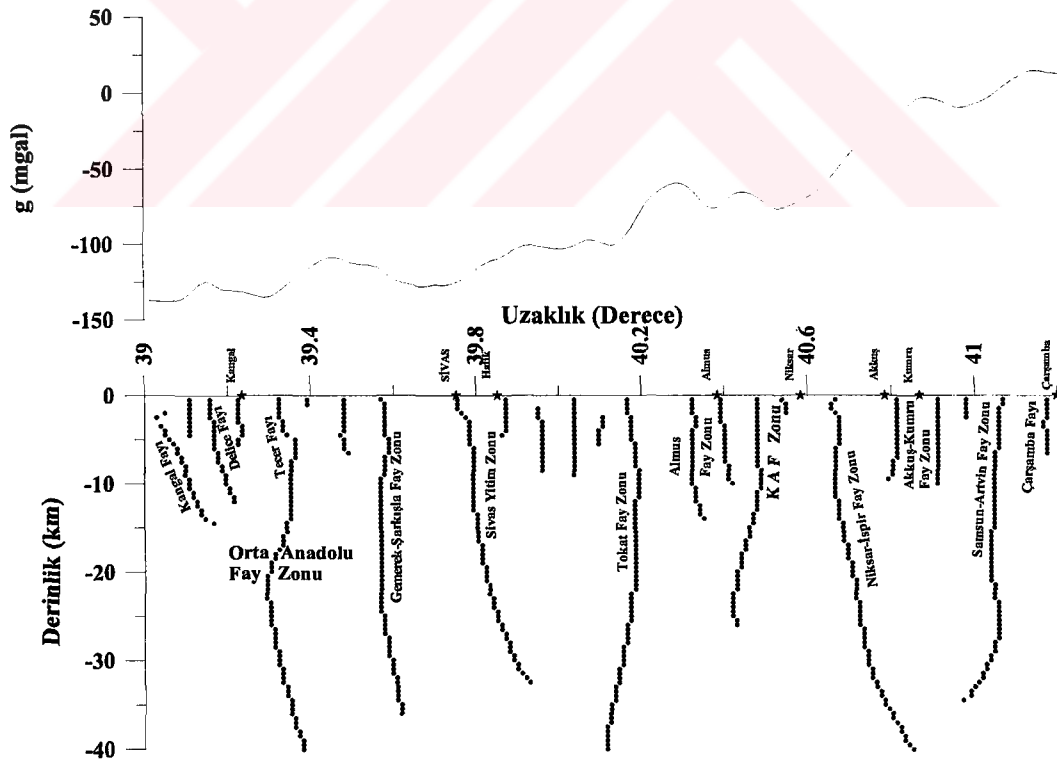
Şekil 25.  $36^\circ$  boylamı üzerinde alınan AA' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı

$41^\circ$  enlemi üzerinde yer alan ve KAF kuşağına karşılık geldiği anlaşılan fay zonu güneye eğimli olarak kabuğu boydan boya kesmektedir.  $40^\circ$  enleminde önceki Gemerek-Şarkışla ve Yıldızeli fayları kuzeye eğimli olarak 20 km derinliğe kadar inmektedir. KAF zonu ile Tokat fay zonu arasında kalan düşey Yağmurlu-Ezinepazarı, güneye oblik Taşova-Çorum ve kuzeye eğimli Laçın fay zonları kabuk içinde kalmakta ve en fazla 15 km derinliğe inmektedir.

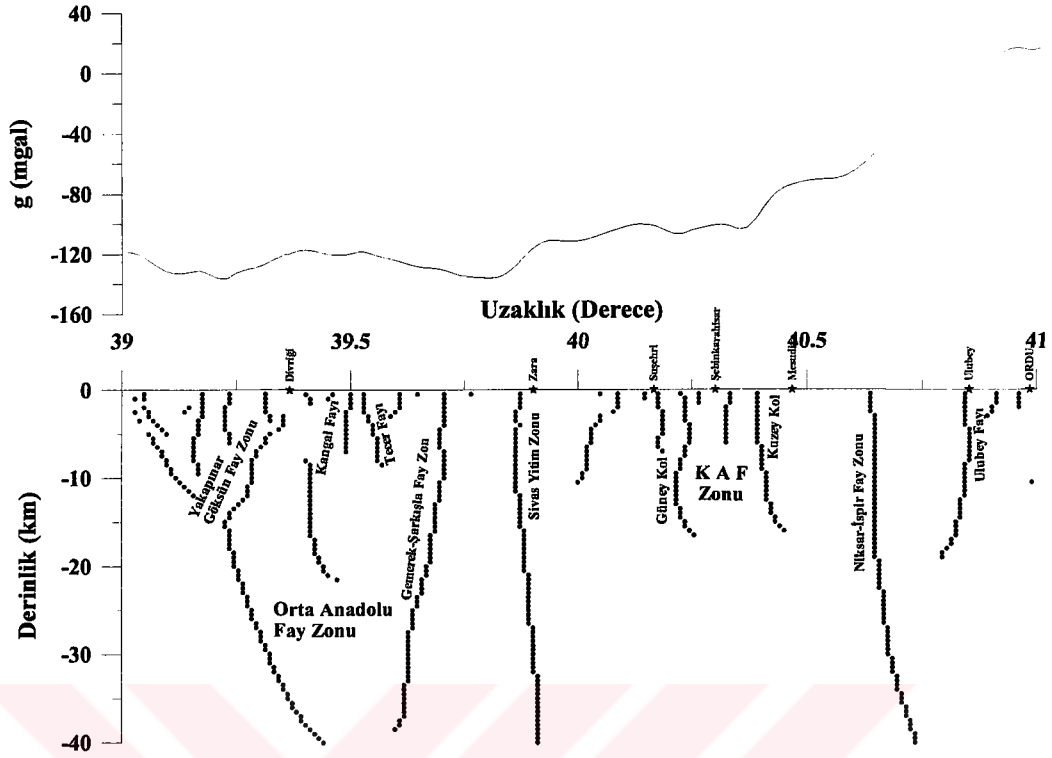
Şekil 26'da  $37^\circ$  boylamı üzerinde alınan profil boyunca oluşturulan yer altının kırıklı yapısı görülmektedir. Elde edilen profilde Tokat fayının uzantısı olan Almus fayı ve KAF zonu mantoya kadar uzandığı görülmektedir. KAF zonu bu profilde parçalı bir yapıya sahiptir. Güneyde görülen ve yaklaşık 25 km derinliğe kadar uzanan Tecer ve Sivas fayları kuzeye doğru eğimlidirler. En güneyde yer alan  $41^\circ$  enlemi üzerindeki Çarşamba fayı ise güneye eğimli olup 10 km derinliğe kadar inmektedir. Bu profil üzerinde görülen yer altının kırıklı yapısından fayların derinliğine göre mantoya inen ve kabuk içinde kalan faylar diye iki gruba ayrılabilir. 15 km'yi aşmayan fayları kabuk içinde kalan faylar olarak

nitelendirebiliriz. Bu derinlikten daha aşağıya inen faylar ise temeli etkileyen faylar olarak tanımlanabilir.

Şekil 57’de  $38^\circ$  boylamı üzerinde alınan profil boyunca oluşturulan yer altının kırıklı yapısı görülmektedir. Burada göze çarpan en önemli özellik bundan önceki şekillerde KAF zonunun güneye eğimli iken bu kesitte kuzeye eğimlidir. Bu fay zonunun güneyinde yer alan Yakapınar-Göksun Fay zonu da KAF zonuna paralel olarak uzanmakta olup yaklaşık 25 km derinliğe kadar inmektedir. KAF zonu ise 30 km derinliğe kadar inmektedir. En kuzeyde yer alan yaklaşık  $40^\circ.30'$  enlemi üzerinde yer alan ve yüzeyde iki kola ayrılan Mesudiye ve Niksar-İspir fayları 20 km’den sonra birleşerek tek bir fay olarak mantoya kadar uzanmaktadır. Bu fay zonunun güneyinde yer alan Suşehri-Espiye fayı kuzeye eğimli iken güneyinde yer alan Ulubey fayı güneye eğimlidir. Kabuk içinde kalan fayların en fazla 10 km’ye kadar indiği görülürken, temeli etkileyen faylar ise mantoya kadar inmektedirler. Profilde görülen fayların da bölgeyi Kuzey zon, Güney zon ve Eksen zonu olmak üzere üç farklı kuşağa ayırdığı görülmektedir.

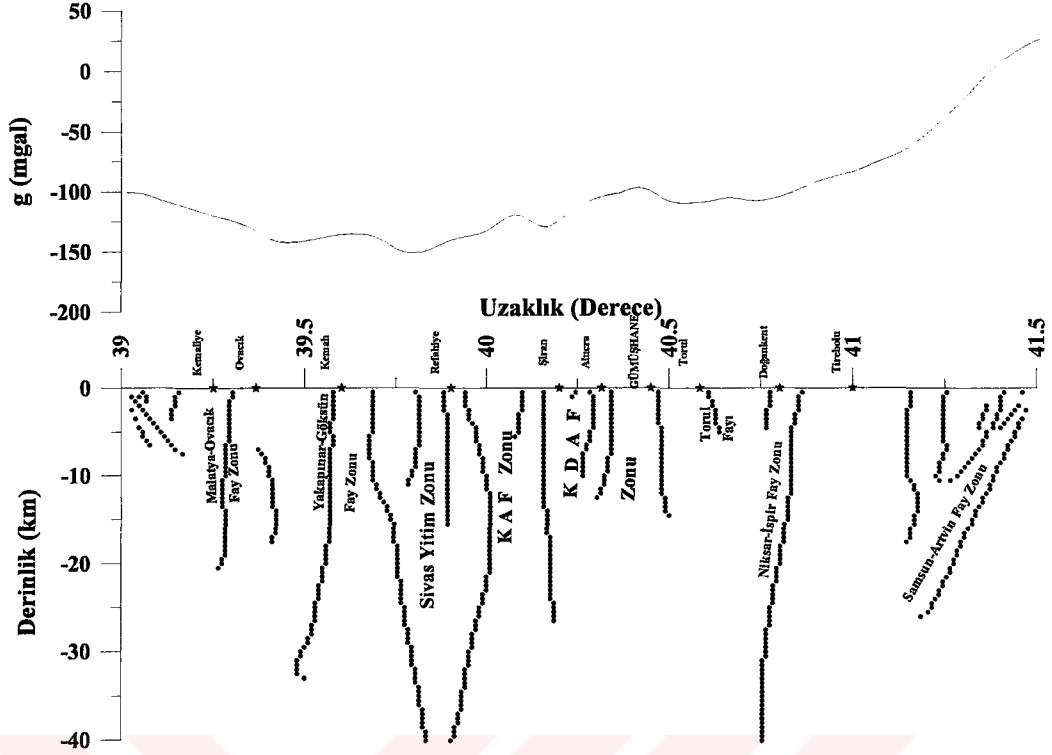


Şekil 26.  $37^\circ$  boylamı üzerinde alınan BB' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı



Şekil 27. 38° boylamı üzerinde alınan CC' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan yer altının iki boyutlu kırıklı yapısı

39° derece boylamı üzerinden alınan profil için yer altının düşey yöndeki tektonik yapısı Şekil 28'de görülmektedir. Bölge mantoya inen faylarla üç farklı zona ayrılmaktadır. Bu profil üzerinde KAF zonu ile KDAF zonunun birbirlerine olan uzaklıkları azalmıştır. KDAF zonu mantoya kadar inerken KAF zonu ise 20 km'ye kadar inmektedir. En kuzeyde yer alan Samsun-Artvin fay zonu da güneye eğimli olarak mantoya kadar inmektedir. KDAF zonu ile Samsun-Artvin fay zonu arasında kalan Alucra fayı düşeye eğimli iken, Gümüşhane ve Torul fayları kuzeye eğimlidirler. KAF zonunun güneyinde yer alan Malatya-Ovacık ve Yakapınar-Göksun fayları da kuzeye eğimlidirler. Profilde görülen KDAF zonu ve Niksar-İspir fay zonları mantoya kadar inerken, diğer faylar kabuk içerisinde kalmışlardır.

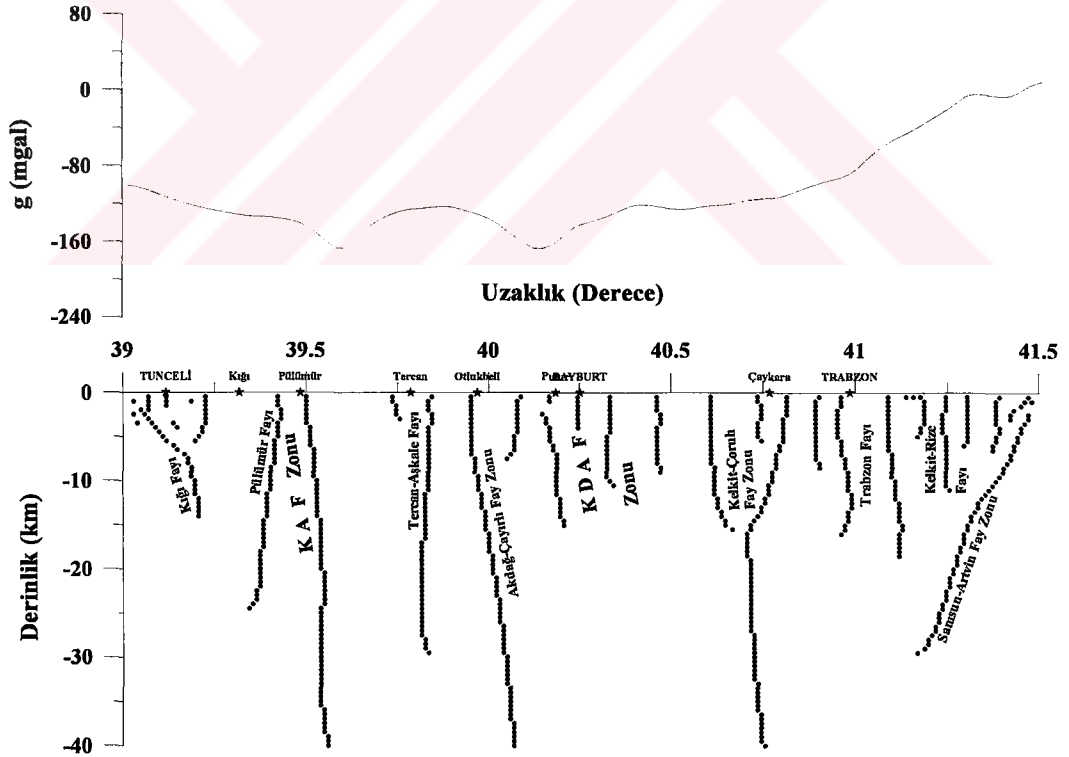


Şekil 28. 39° boylamı üzerinde alınan DD' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı

Şekil 29'da 40° boylamı üzerinde alınan profil için yer altı yapısının alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen anomalilerinin tam yatay türevleri yardımıyla oluşturulmuş iki boyutlu tektonik yapısı görülmektedir. KAF zonu 39°.30' enlemi üzerinde kuzeye eğimli olarak görülmektedir. Bunun kuzeyinde 40° enleminde yüzeylenen ve derine doğru güneye eğimli olarak yaklaşık 30 km derine inen Akdağ-Çayırılı Fay Zonu Doğu Pontidlerin güney zonundaki en derin faydır. Bu fay zonu güney zonu iki farklı bölgeye ayırmaktadır. En kuzeyde yer alan 40°.30' enlemindeki Samsun-Artvin Fay Zonu güneye eğimli olup mantoya kadar inmektedir. Bu fay zonu ise Doğu Pontidlerin kuzey zonunu güney zonundan ayırmaktadır. En güneyde yer alan kuzeye eğimli kabuk içinde kalan Kığı fayı 15 km'ye kadar inmektedir. Bayburt ve civarında görülen Kelkit-Çoruh Fay Zonu ise en fazla 7 km derine ulaşabilmektedir. Bouguer anomali profilinde iki tane minimum anomali bölgesi görülmektedir. Bunlardan güneyde yer alan 39°.30' enlemindeki minimum anomali Erzincan havzasından kaynaklanmaktadır. Kuzeyde yer alan anomalinin kaynağı ise Otlukbeli havzasından ileri gelmektedir. Bölgede görülen ve kabuğu kat eden faylar bu havzaların kenarlarında yer almaktadır. Güneydeki KAF zonu üzerinde oluşan havzanın

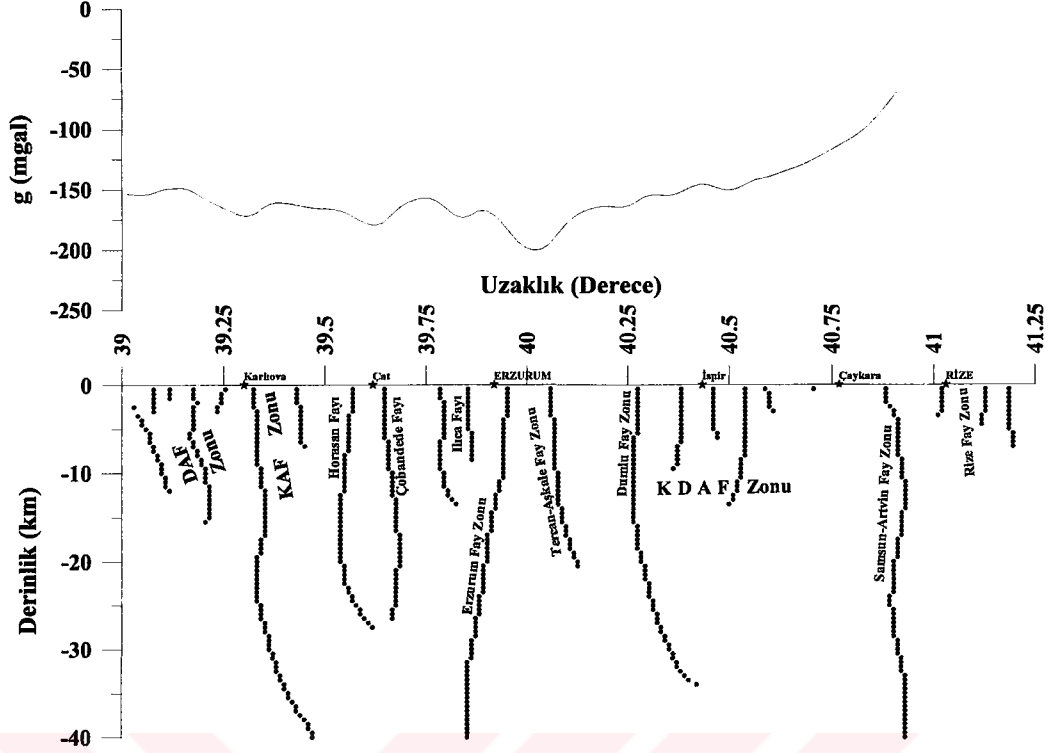
oluşturduğu minimum anomalinin varlığı bu zonun düşey atım bileşeni olduğunu göstermektedir.

Şekil 30'da yer altının iki boyutlu tektonik yapısı  $41^\circ$  boylamı üzerinde alınan profil için belirlenmeye çalışılmıştır. En güneyde Karlıova civarında DAF ile KAF zonlarının birleştiği görülmektedir. Bu zonların kuzeye doğru eğimli olduğu anlaşılmaktadır. Bölgede üç tane kabuğa kadar inen fay belirlenmiştir. Bunlardan en güneydeki Dumlu fay zonudur. Diğeri eksen zonlu ile güney zon arasındaki sınırı oluşturan Tercan-Aşkale fay zonudur. En kuzeydeki ise  $41^\circ$  enlemi üzerinde yer alan ve güneye doğru eğimli Samsun-Artvin fay zonudur.  $40^\circ$  enleminden kuzeye doğru KDAF zonu yaklaşık  $40^\circ.30'$  enlemine kadar uzanmaktadır. Kabuk içinde kalan faylar ise en fazla 15 km derine kadar inmektedirler. Bouguer anomali profilinde Erzurum üzerinde görülen minimum anomali bölgesi Erzurum-Horasan-Pasinler havzasından kaynaklanmaktadır. Havzanın sınırlarını belirtmekte olan Tercan-Aşkale fay zonunun normal faylanma ile oluştuğu anlaşılmaktadır.



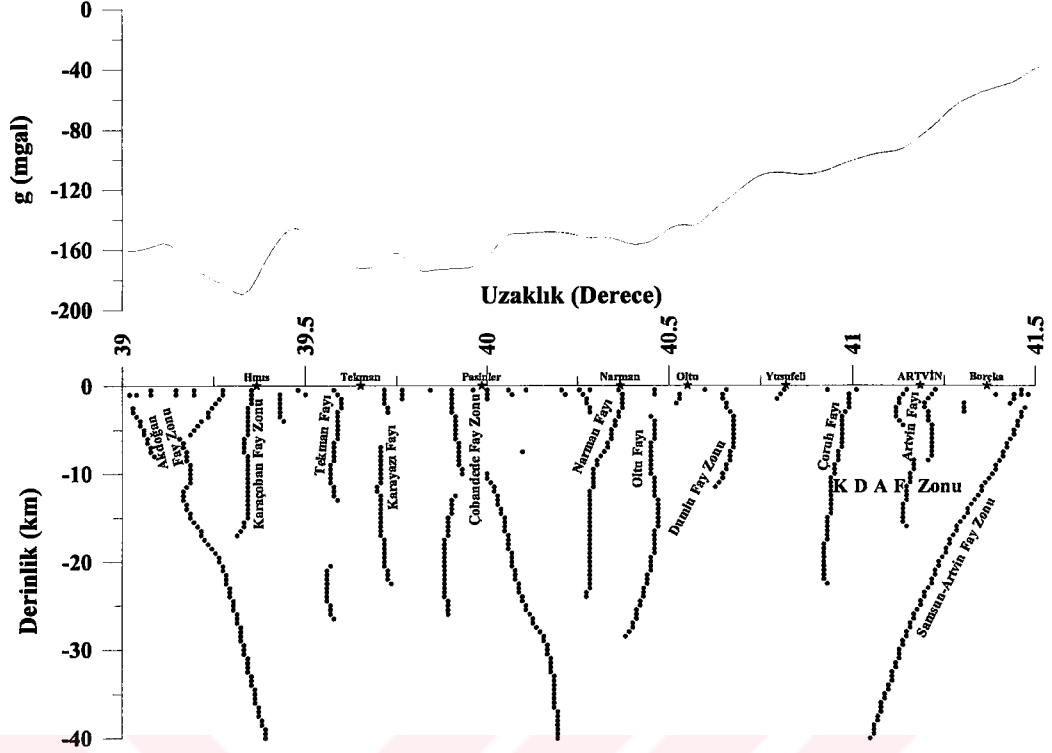
Şekil 29.  $40^\circ$  boylamı üzerinde alınan EE' gravite anomali profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç verilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı





Şekil 30. 41° boylamı üzerinde alınan FF' gravite profilinin (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç verilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı

Şekil 31'de alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen gravite anomali verilerinin yatay türevleri alınarak 42° boylamı için elde edilmiş yer altının kırıklı yapısı görülmektedir. Bölgede 40°.30' enleminde görülen Dumlu fay zonu düşey olup mantoya kadar uzanmaktadır. Bu zonun kuzeyinde yer KDAF zonu iki parçalıdır. Bunlardan kuzeydeki Artvin fayı, güneydeki Çoruh fayıdır. En güneyde yer alan Karaçoban fay zonu kuzeye eğimli olup mantoya kadar inmektedir. Bunun kuzeyinde yer alan eksen zonu ile güney zonu arasındaki sınırı oluşturan Çobandede fay zonu da kuzeye eğimli olarak kabağı kesmektedir. Kuzey zon ile güney zon arasındaki sınırı ise Dumlu fay zonu oluşturmaktadır. Mantoya kadar inen bu faylar arasındaki kırıklar daha çok üst kabuk içerisinde kalmakta ve üst kabuğun tektoniğinin şekillenmesinde etkili olmaktadır.



Şekil 31. 42° boylamı üzerinde alınan GG' gravite profiline (Şekil 12) alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen anomalilerin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan iki boyutlu kırık yapısı

Genel olarak profil bazında yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre bölgede tektonik yapıyı oluşturan faylar derinliklerine göre mantoya inen ve kabuk içinde kalan faylar diye iki gruba ayrılabilir. Eğim yönlerine göre bir değerlendirme yapılırsa belirlenen fayların düşey, kuzeye eğimli ve güneye eğimli olmak üzere üç gruba ayrıldığı görülmektedir. Minimum anomalilere sebep olan tortul havzaların kenarlarında belirlenen fayların genel olarak eğimli olduğu dolayısıyla bu fayların normal fay olduğu sonucuna ulaşılabilir. Belirlenen faylar için gözlenen diğer bir özellik ise güneyde yer alan faylar kuzeye, güneyde yer alan faylar ise güneye eğimlidirler.

## 2.6. Doğu Pontid Rezidüel Gravite ve Manyetik Verilerinin Nitel Yorumu ve Jeolojik Anlamları

Doğu Pontidlerin gravite ve manyetik verilerine değişik yöntemler uygulanarak bölgenin rezidüel gravite ve manyetik anomali haritaları üretilmiştir. Rezidüel anomali haritalarının oluşturulmasında düşey ikinci türev ve süzgeç yöntemleri kullanılmıştır. Elde edilen rezidüel anomali haritalarındaki gravite ve manyetik anomaliler çalışma alanının

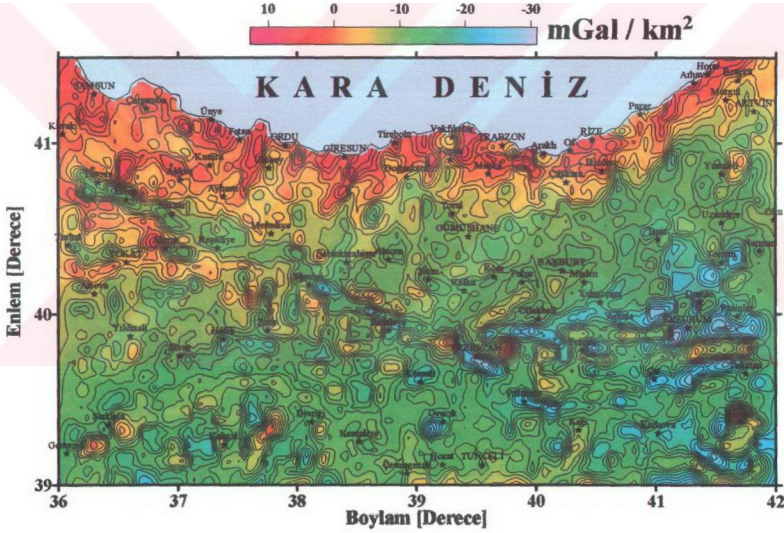
1/500.000 ölçekli jeoloji haritasıyla birlikte değerlendirilerek anomalilerin jeolojik kaynakları belirlenmeye çalışılmıştır. Rejyonal-rezidüel ayrımında en çok kullanılan yöntemlerden biri düşey türev yöntemidir. Bilindiği gibi gravite anomalileri uzaklığın karesi ile, türevi ise uzaklığın dördüncü kuvveti ile ters orantılıdır. Bu nedenle Bouguer anomali haritalarında derin etkilerden ileri gelen, düzgün değişen anomaliler türev haritalarında bulunmazlar. Diğer bir deyişle düzgün değişen, alçak frekanslı etkilere sebep olan derin etkiler türev haritasında yok olacak, yüzeye yakın etkiler daha belirgin olarak gözükecektir. Yani ikinci türev yöntemi yüksek geçişli bir süzgeçleme işlemidir ve yüzeye yakın sığ etkileri görmek için yapılır. Düşey ikinci türevi belirlemek için değişik araştırmacılar değişik bağıntılar üretmişlerdir. Bu bağıntıların oluşturulmasında kullanılan temel bağıntı aynı olup grid aralığının değişik seçilmesi nedeniyle birbirlerinden farklı olmuşlardır.

Şekil 32’de Elkins (1951) tarafından önerilen düşey ikinci türev bağıntısı bölgenin Bouguer anomali verisine uygulanarak elde edilen rezidüel gravite haritası görülmektedir. Düşey ikinci türev haritasında yüksek frekanslı anomaliler belirginleşmiş, derin etkilerden ileri gelen alçak frekanslı olaylar kaybolmuştur. Kuzey Anadolu Kırık kuşağı boyunca bir çok yüksek frekanslı olaylar ortaya çıkmıştır. Doğu Pontid magmatik yayında kabuk kalınlaşmasından ileri gelen ve güneye doğru negatif yönde azalan olaylar kaybolmuş, yüzeye yakın olaylar belirginleşmiştir. En kuzeyde, sahile dik kısa dalga boylu olayların denize doğru devam ettiği görülmektedir. Ancak deniz verisi olmadığından bu yapıların denizdeki uzantısı belirlenememiştir. Doğu Pontidlerin Kuzey zonunda görülen denize dik olarak uzanan ve pozitif anomaliler üreten yapılar KAF ve KDAF sistemlerini de dik olarak kesmektedirler. Elde edilen bu yapıların üst kabukta meydana gelen faylardan ileri gelebileceği düşünülmektedir. Çalışma alanı içerisinde bulunan diğer jeolojik yapılar net bir şekilde izlenebilmektedir. Tokat metamorfik masifi, Pulur masifi, Agvanis masifi, Sivas havzası, Erzurum-Horasan-Pasinler havzası ile KAF, KDAF zonları açık bir şekilde gözlenmektedir.

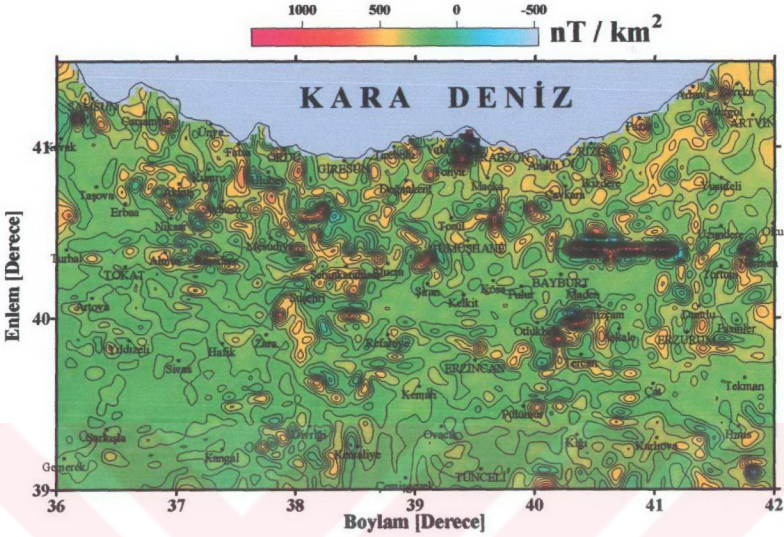
Doğu Pontidlerin kuzey zonunda pozitif rezidüel anomaliler gözlenirken diğer bölgelerde negatif rezidüel anomaliler gözlenmektedir. Bölgede yer alan tortul havzalar rezidüel anomali haritasında derin negatif anomaliler olarak izlenmektedir. Doğu Anadolu bölgesinde yerleşen Erzurum-Horasan-Pasinler tortul havzası  $-30 \text{ mGal/km}^2$  civarında rezidüel anomaliler vermektedir. KAF boyunca yerleşen havzalar ise daha düşük negatif anomaliler ( $-20 \text{ mGal/km}^2$ ) üretmektedir. Eksen zonunda yerleşen havzalar  $-25 \text{ mGal/km}^2$

anomali üretirken güney zonda yerleşen havzalar (Bayburt, Şebinkarahisar, Otlukbeli)  $-15 \text{ mGal/km}^2$  ile  $-20 \text{ mGal/km}^2$  civarında anomaliler vermektedir.

Şekil 33'de Elkins (1951) denklemi kullanılarak kutba indirgenmiş manyetik anomali verisinin düşey ikinci türev anomali haritası görülmektedir. Düşey ikinci türev manyetik anomali haritasında tüm bölgeyi kapsayan bir çok yüksek frekanslı ve şiddetli manyetik anomaliler gözlenmektedir. Bu anomaliler daha çok Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yerleşmişlerdir. KD, KB ve D-B yönünde uzanan bu anomalilerin üst kabuk içerisindeki yüksek manyetik özellik gösteren volkanik bazaltlardan ileri gelebileceği düşünülmektedir. Anomalilerin uzanım yönleri bölgenin tektoniğini kontrol eden KAF ve KDAF kuşaklarına paraleldir.



Şekil 32. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verilerinin Elkins (1951) bağıntısıyla hesaplanmış düşey ikinci türev anomali haritası. Kontur aralığı  $2 \text{ mGal/km}^2$  dir



Şekil 33. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisine Elkins (1951) bağıntısı uygulanarak hesaplanmış düşey ikinci türev anomali haritası. Kontur aralığı  $75 \text{ nT/km}^2$ 'dir

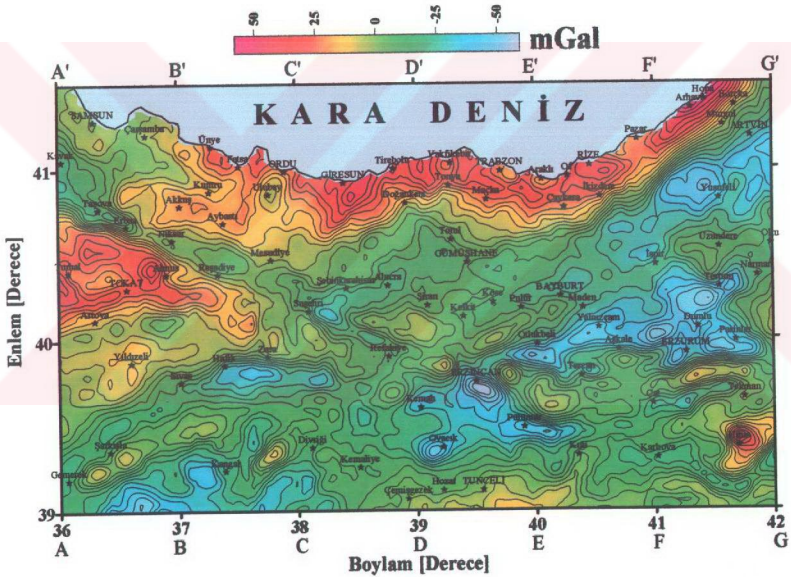
Kuzey zonda yerleşen yüksek frekanslı olaylar yaklaşık  $1400 \text{ nT/km}^2$  değerinde rezidüel anomaliler verirler. Daha çok bölgenin güneyinde yerleşen negatif rezidüel anomaliler ise  $-500 \text{ nT/km}^2$  değerindedirler. Pozitif ve negatif anomaliler birbirlerine paralel olarak yer alırlar ve bölgenin tektonik ve jeolojik yapısına paralel olarak uzanırlar. Dolayısıyla bu anomalilere sebep olan yapıların bölgenin tektonik ve jeolojik gelişiminin bir sonucu olduğu düşünülmektedir.

Rezidüel anomalilerin belirlenmesinde bir diğer yöntem süzgeç tekniğidir. Süzgeçleme işlemi belirlenecek amaca göre alçak, yüksek, bant geçişli ve bant durdurucu olmak üzere dört şekilde kullanılmaktadır. Bölgenin sığ anomali kaynaklarını belirlemek için gravite ve manyetik anomali verisine yüksek geçişli süzgeçler uygulanmıştır. Bunun için iki boyutlu gravite verisi Fourier dönüşümü ile frekans ortamına aktarılmış ve belirlenen kesme dalga sayısından yüksek frekanslı olayların geçmesine izin verilmiştir.

Şekil 34'de Bouguer gravite verisine yüksek geçişli ( $k=0.3 \text{ km}^{-1}$ ) süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite anomali haritası görülmektedir. Rezidüel gravite haritasında kabuk kalınlaşmasından ileri gelen düşük frekanslı olaylar kaybolmuş, yüzeye

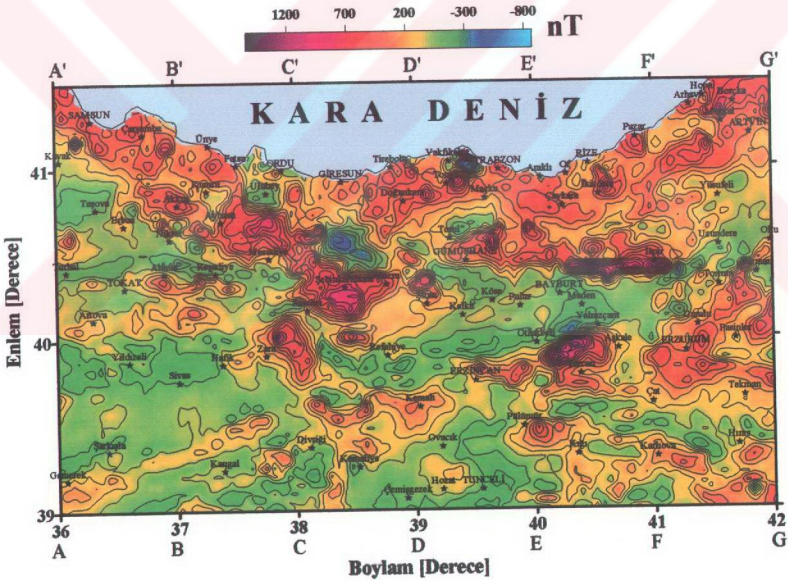
yakın yapılardan ileri gelen yüksek dalga sayılı olaylar belirginleşmiştir. Haritada Doğu Pontidlerin üst kabuğunun tektonik yapısını ve jeolojik çatısını oluşturan yapılar belirgin olarak gözlenmektedir. KAF ve KDAF kırık kuşaklarının bölgedeki uzanımı kolayca izlenmektedir.

Tortul havzalar süzgeç haritasında negatif anomaliler verirken, yüksek yoğunluklara sahip metamorfik ve ultramafik masifler pozitif anomaliler vermektedir. Bölgede yer alan Erzurum-Horasan-Pasinler, Erzincan, Sivas ve Bayburt havzaları üzerinde yaklaşık -50 mGal değerinde negatif anomaliler gözlenmektedir. Yüksek genlikli negatif anomaliler veren bu havzaların oldukça derin olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 34. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomalisine yüksek geçişli süzgeç ( $k=0.3 \text{ km}^{-1}$  dalga sayılı) uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel gravite anomalisi haritası. Kontur aralığı 5 mGal'dir

Bölgenin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisinin yüksek geçişli ( $k=0.3 \text{ km}^{-1}$ ) süzgeç uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel anomali haritası Şekil 35'de görülmektedir. Bölgedeki maksimum anomali genliği 1600 nT olup pozitif ve negatif anomali bölgelerine ayrılabilir. Kuzey zon genel olarak pozitif anomali bölgelerinden oluşurken negatif anomali bölgeleri daha çok güney ve eksen zonlarında görülmektedir. Buradan kuzey zonun yüksek manyetikleme içeren volkanik kayalardan oluştuğu sonucuna varabiliriz. Bölgedeki tortul havzalar yüksek manyetikleme sahip olmayıp yaklaşık 50 – 100 nT civarında anomaliler üretmektedirler. Buna karşın bölgede yer alan ve bazik intrüzyonlar içeren yapılar ile metamorfikler, ultramafikler ve serpantinler yüksek manyetik anomaliler vermektedirler. Bölgedeki genel anomali uzanımları bölgenin tektonik yapısından farklılık göstermemektedir.



Şekil 35. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş toplam manyetik anomali verisine yüksek geçişli ( $k=0.3 \text{ km}^{-1}$  dalga sayılı) süzgeç uygulanması sonucu elde edilen rezidüel gravite anomali haritası. Kontur aralığı 100 nT'dir

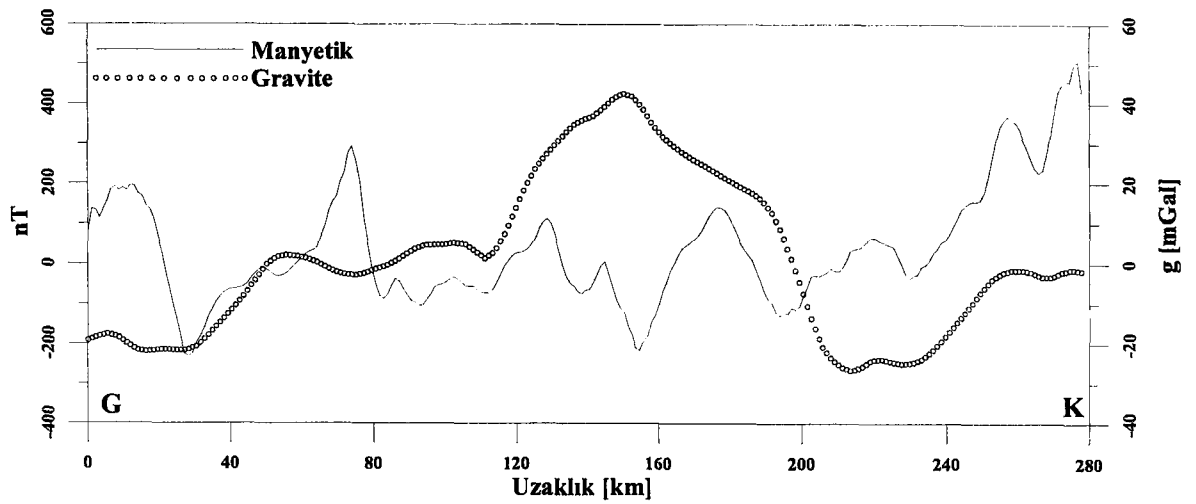
Yüksek geçişli süzgeç haritasında bölgenin tektonik ve jeolojik yapısını yansıtan pek çok yüksek dalga sayılı anomaliler gözlenmektedir. Bunların en önemlileri KAF, DAF ve KDAF kırık kuşakları boyunca uzanan anomalilerdir. Bu anomali bölgeleri batıda Samsun'dan başlayarak GD yönünde Erzincan'a kadar uzanmaktadır. Doğudaki anomali bölgesi ise Artvin'den başlayarak GB yönünde Bayburt'a kadar uzanmaktadır. Doğu Pontidlerin orta kısmında anomaliler Karadeniz sınırına paralel olarak D-B yönünde uzanmaktadır. Bunun yanı sıra bölgenin güneyinde tortul havzaların sınırlarını belirleyen pozitif manyetik anomaliler bölgenin jeolojik yapısına paralel olarak uzanmaktadır.

Rezidüel gravite ve manyetik anomali haritaları üzerinden seçilen yedi adet profil (Şekil 34, 35) üst üste çizilmiş olup çalışma alanının 1/500.000 ölçekli jeoloji haritalarıyla birlikte değerlendirilerek belirlenen anomalilerin jeolojik yorumu yapılmaya çalışılmıştır. Şekil 36'da AA' kesiti üzerinde alınmış rezidüel gravite ve kutba indirgenmiş manyetik anomali verileri görülmektedir. Profil boyunca rezidüel gravite anomali değerleri -30 mGal ile +45 mGal arasında değişirken rezidüel manyetik anomali değerleri ise -400 nT ile +600 nT değerleri arasında değişmektedir. Rezidüel gravite anomali profilinde 120 km ile 200 km uzaklıkları arasında Üst Paleozoyik-Triyas yaşlı şistler ve Mezozoyik yaşlı ofiyolitik kayalar içeren Tokat metamorfik masifinin ürettiği 75 mGal değerindeki anomali görülmektedir. Bu anomalinin genişliği yaklaşık 110 km'dir. Bu uzaklıklar arasında Triyas-Jura yaşlı şistler içeren ofiyolitler ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Neritik kireçtaşları üzerinde yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler görülürken Permo-Triyas yaşlı klastik ve karbonat kayaları ile Kuvaterner alüvyonları üzerinde negatif manyetik anomaliler gözlenmektedir. Profil üzerinde 220 km'de gravite değerleri Pliosen, Üst Senoniyen, Kretase, Eosen yaşlı karasal kırıntılar ve karbonat kayaları nedeniyle geniş bir minimum anomali vermektedir. Manyetik anomali değerleri ise Üst Miyosen-Pliosen yaşlı volkanik kayalar nedeniyle kısa dalga boylu düşük genlikli pozitif anomaliler vermektedir. En kuzeyde görülen pozitif gravite ve manyetik anomali değerlerinin Orta-Üst Eosen yaşlı volkanikler sebebiyle oluştuğu düşünülmektedir. En güneyde ise Oligosen, Üst Miyosen-Pliosen karasal klastik kayaları negatif gravite anomalileri üretirken, Alt-Orta Miyosen yaşlı bazaltlar üzerinde pozitif manyetik değerler üretmişlerdir. 55 km ile 110 km uzaklıkları arasında Paleozoyik yaşlı şistler içeren Metamorfik kayalar gravite değerlerinde 5 mGal değerinde bir düşüş görülen uzun dalga boylu pozitif anomali vermektedir. Gravite anomalisindeki bu düşüşün sebebinin Üst Kretase yaşlı granitler ve

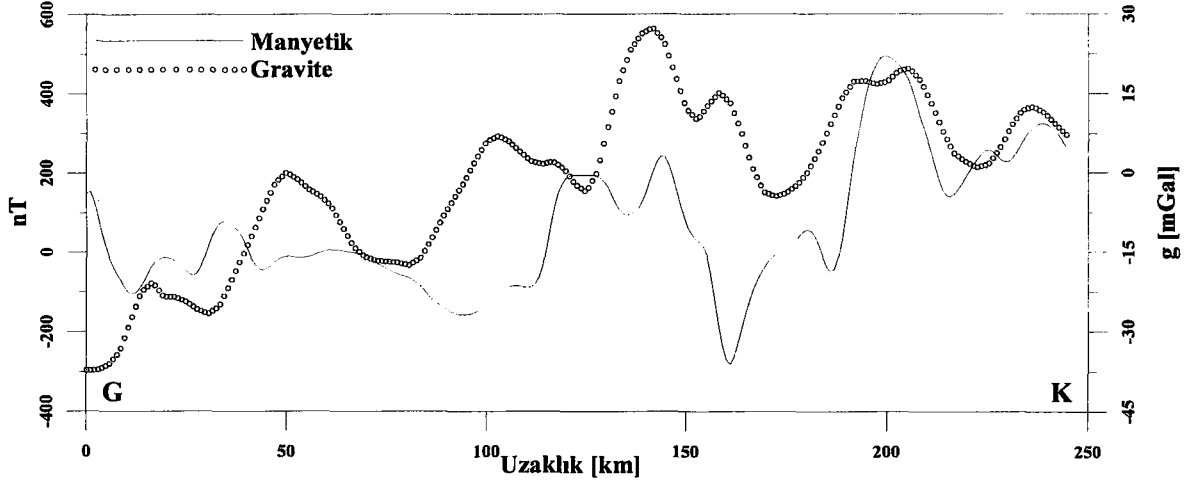


Alt-Orta Eosen yaşlı karasal klastikler olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Üst Kretase yaşlı granitler kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretmişlerdir.

Şekil 37'de yüksek geçişli süzgeç uygulanarak BB' kesiti boyunca elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri görülmektedir. Rezidüel gravite değerleri +30 mGal ile -45 mGal değerleri arasında, rezidüel manyetik anomali değerleri -400 nT ile +600 nT arasında değişmektedir. En güneyde yer alan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal klastik kayalar kısa dalga boylu negatif gravite anomalisi vermektedir. Burada görülen kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif manyetik anomalinin sahanın hemen dışında yer alan Orta Triyas-Kretase yaşlı Neritik kireçtaşlarından kaynaklandığı sonucuna ulaşılmıştır. Başlangıç noktasının kuzeyinde yer alan kısa dalga boylu, düşük genlikli iki pozitif manyetik anomalinin ise dar bir alanda gözlenen Orta Triyas-Kretase, Üst Kretase-Paleosen yaşlı Neritik kireçtaşlarından kaynaklandığı düşünülmektedir. 55 km uzaklığının kuzeyinde görülen ve pozitif manyetik anomaliler oluşturan Üst Kretase-Paleosen yaşlı Neritik kireçtaşları ile Orta-Üst Eosen yaşlı karasal klastik ve karbonat kayaları, Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı evaporitli sedimanter kayalar uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri üretirler. 55 km ile 110 km uzaklıkları arasında yer alan ve Sivas havzasını dolduran Alt-Orta Miyosen yaşlı karasal klastik kayalar, Alt Miyosen, Üst Eosen, Alt Oligosen yaşlı evaporitli sedimentar kayalar, Pliyosen yaşlı karasal karbonat kayaları ve Pleyistosen yaşlı karasal klastik kayalar uzun dalga boylu negatif gravite anomalileri üretmektedirler.



Şekil 36. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından AA' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profil verilerine yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri



Şekil 37. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından BB' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri

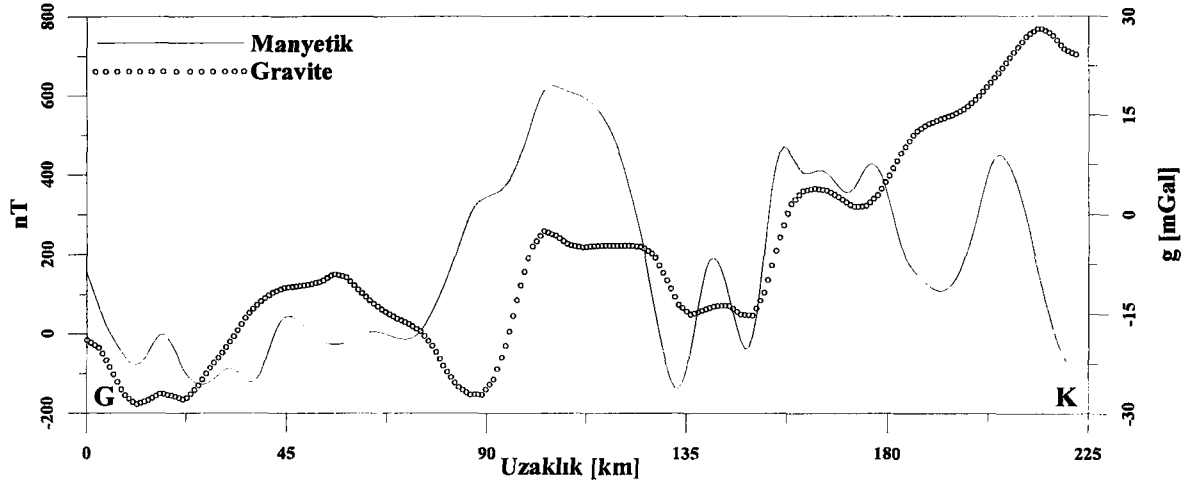
110 km uzaklığında yer alan uzun dalga boylu pozitif gravite anomalileri Paleozoyik yaşlı şistler içeren metamorfik kayalar ile bazalt ve sipilit içeren Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar sebebiyle oluşmaktadır. 80 km ile 110 km uzaklıkları arasında yer alan uzun dalga boylu negatif manyetik anomaliler ise Üst Miyosen Pliyosen yaşlı karasal klastik kayalar ve bunlar arasında yüzeyleyen Pliyosen yaşlı karbonat kayaları sebebiyle oluşmaktadır. 110 km ile 165 km uzaklıkları arasında profil boyunca uzun dalga boylu ve yüksek genlikli pozitif gravite-manyetik anomaliler görülmektedir. Bu anomalilerin Mezozoyik yaşlı bazik ve ultrabazik kayalar ile şist, fillit, mermer ve metabazitler içeren Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalardan ileri geldiği düşünülmektedir. 140 km uzaklığında manyetik anomalide görülen düşüşün kaynağının mermer içeren metamorfik kayalar olduğu sonucuna varılmıştır.

Gravite anomalisi 165 km uzaklığından önce Almus civarında Pliyosen yaşlı karasal klastik kayalar nedeniyle azalırken Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalar nedeniyle yükselmektedir. Burada görülen Alt Eosen yaşlı karasal klastik kayalar kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler vermektedir. 165 km uzaklığından sonra gözlenen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Pelajik Kireçtaşları negatif gravite, pozitif manyetik anomaliler üretmektedirler. 165 km ile 220 km uzaklıkları arasında gözlenen uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite ve manyetik anomaliler bazalt içeren Pliyosen yaşlı volkanik kayalardan ileri geldiği anlaşılmaktadır. En yüksek manyetik anomali değeri bazaltlar üzerinde gözlenmektedir. Kuzeye doğru gidildikçe Orta-

Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalar nedeniyle gravite ve manyetik değerler negatif anomali vermektedir.

Şekil 38’de CC’ profili boyunca alınmış rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri görölmektedir. En güneyde yer alan negatif gravite anomalisi değişik yaşlı bazaltlar içerisinde yüzeylenen Eosen yaşlı granitler sebebiyle oluşmaktadır. 30 km ile 90 km uzaklıkları arasında gözlenen Pliyosen yaşlı Andezit, Bazalt ve Piroklastik kayalar uzun dalga boylu pozitif gravite anomalisi üretirler. Bu bölgede andezit ve bazaltlar üzerinde düşük genlikli kısa dalga boylu pozitif manyetik anomaliler gözlenirken, piroklastik kayalar üzerinde negatif manyetik anomaliler gözlenmektedir. 55 km ile 110 km uzaklıkları arasında yer alan ve Sivas havzasını dolduran Alt Miyosen yaşlı Klastik ve Neritik kireçtaşları negatif gravite anomalisi üretmektedir. Bu havza içerisinde yer alan klastik kayalar negatif manyetik anomaliler verirken, Neritik kireçtaşları pozitif manyetik anomaliler üretirler. 90 km ile 140 km uzaklıkları arasında Alt Miyosen yaşlı evaporitli sedimanter kayalar, Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve sedimanter kayalar ile Paleosen-Eosen yaşlı granitoid içeren plütonik kayalar uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler, uzun dalga boylu düşük genlikli pozitif gravite anomalileri üretirler.

140 km uzaklığında KAF zonu üzerinde yer alan Oligosen-Alt Miyosen yaşlı karasal klastik kayaları üzerinde kısa dalga boylu negatif manyetik ve gravite anomalileri gözlenmektedir. Ancak KAF kuşağında sedimanter kayalar arasında yüzeyleşen Pliyosen yaşlı Andezit içeren volkanik kayalar kısa dalga boylu düşük genlikli pozitif gravite ve manyetik anomalileri üretmektedirler. 165 km uzaklığında ve kuzeye doğru yer alan Paleosen-Eosen yaşlı granitoid içeren plütonik kayalar uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretmektedirler. Bu granitoidler Üst Kretase yaşlı Andezit ve piroklastikler içinde yüzeleşmektedirler. Piroklastiklerin olduğu yerlerde yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler gözlenmektedir. Kuzeye doğru gidildikçe piroklastik içeren Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri, kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler üretmektedirler.



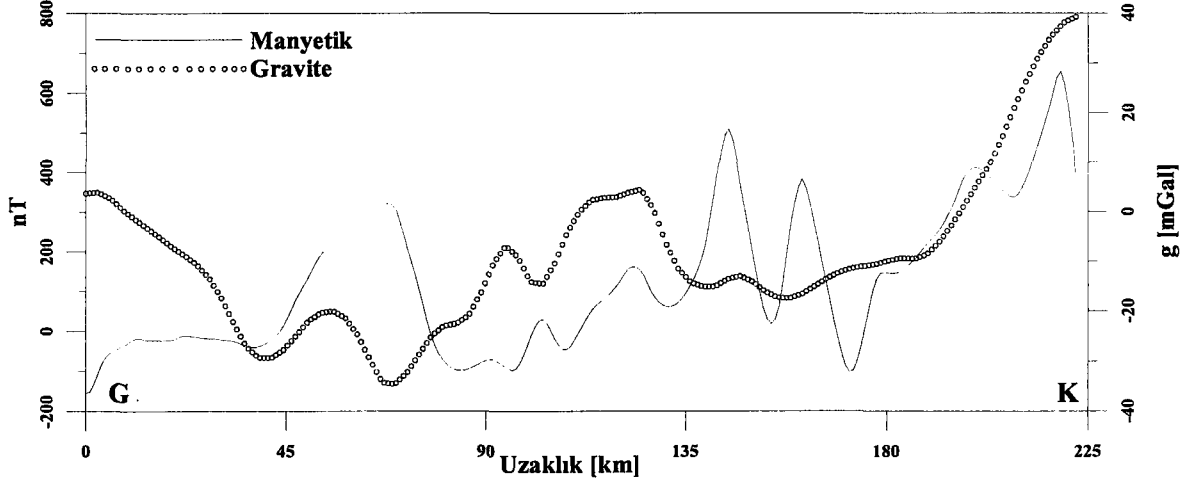
Şekil 38. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından CC' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri

Şekil 39'da DD' kesiti boyunca alınmış rezidüel gravite ve manyetik anomali profili görülmektedir. Rezidüel gravite anomali değerleri kuzey ve güneyde yüksek genlikli olup merkeze doğru gidildikçe negatif değerler göstermektedir. 110 km uzaklığı üzerinde gravite değerleri uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif anomaliler vermektedir. Rezidüel manyetik anomali profilinde ise bir uzun dalga boylu dört kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler gözlenmektedir. En güneyde yer alan uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomali değerleri 55 km uzaklığında görülmektedir. Bu pozitif anomalinin kaynağının bölgede yerleşen Orta Triyas-Kretase yaşlı Neritik kireçtaşları olduğu düşünülmektedir. Bu uzaklıkta gravite değerleri de kısa dalga boylu düşük genlikli pozitif anomali vermektedir. Bu anomali, 0 km ile 110 km uzaklıkları arasında yer alan çok uzun dalga boylu yüksek genlikli negatif gravite anomali bölgesinin merkezinde yer almaktadır. En güneyde 0 km uzaklığında yer alan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı bazalt ve Andezitler uzun dalga boylu yüksek genlikli manyetik anomaliler üretmektedirler.

Kuzeye gidildikçe görülen Alt Miyosen yaşlı klastikler, karbonatlar, evaporitli tortul kayalar, Üst Kretase-Paleosen yaşlı karasal klastik kayalar ve Orta Triyas-Kretase yaşlı Neritik kireçtaşları nedeniyle gravite değerleri geniş minimumlar vermektedir. 55 km uzaklığında yer alan Orta Triyas-Kretase yaşlı Neritik kireçtaşları ve Mezozoik yaşlı ofiyolitik kayalar nedeniyle rezidüel gravite değerleri geniş minimumlar içinde düşük genlikli pozitif anomaliler üretmektedir. 85 km uzaklığından kuzeye doğru gravite

değerleri artarken manyetik değerler negatif anomaliler vermektedir. Çünkü bu uzaklıktan sonra yüksek yoğunluklu Kretase-Paleosen yaşlı Bazalt ve Andezitler, Mezozoik yaşlı serpantinitle, peridotitler, Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanj birimleri uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite değerleri verirler. 110 km uzaklığından önce Erzincan'ın kuzeybatısında Otlukbeli civarında görülen Alt-Orta Eosen yaşlı klastik ve karbonatlar kısa dalga boylu, düşük genlikli negatif gravite anomalisi üretmektedir. 110 km ile 140 km uzaklıkları arasında hem gravite hem manyetik pozitif anomaliler vermektedir. Pozitif manyetik anomalilerin kaynağının Paleosen-Eosen ve Üst Paleozoyik yaşlı granitoidler olduğu sonucuna varılmıştır. 140 km ile 195 km uzaklıkları arasında gravite değerleri Alt-Orta Eosen yaşlı karasal klastik kayalar, Alt-Orta Jura yaşlı volkanik ve tortul kayalar, Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalar ile Üst Kretase yaşlı volkanik, tortul kayalar nedeniyle geniş negatif anomaliler verirken; manyetik değerler Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalar üzerinde kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif, Alt-Orta Jura yaşlı volkanik ve tortul kayalar üzerinde kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif anomaliler vermektedir.

165 km'de görülen kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomalinin Alt-Orta Jura yaşlı volkanik ve tortul kayalardan ileri geldiği anlaşılmaktadır. 195 km'den sonra gravite değerleri uzun dalga boylu, yüksek genlikli tek bir pozitif anomali verirken, manyetik değerlerin kısa dalga boylu yüksek genlikli iki pozitif anomali verdiği görülmektedir. Uzun dalga boylu yüksek genlikli gravite anomalisinin kaynağının Orta-Üst Eosen, Üst Kretase yaşlı volkanik ve tortul kayalardan ileri geldiği düşünülmektedir. Kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomalilerin kaynağının Paleosen-Eosen yaşlı granitoidler ile Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalar; negatif anomalilerin kaynağının Üst Kretase yaşlı volkanik ve tortul kayalar olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 39. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından DD' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri

Şekil 40'da EE' profili boyunca alınmış rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri görülmektedir. 0 km ile 110 km uzaklıkları arasında gravite değerleri kısa dalga boylu yüksek genlikli iki negatif anomali vermektedir. Gravitenin negatif anomali verdiği yerlerde manyetik değerler kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif anomaliler vermektedir. Profil üzerinde en güneyde görülen uzun dalga boylu pozitif gravite anomalisi bölgede yer alan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik kayalar sebebiyle oluştuğu düşünülmektedir. Manyetik değerler bu bölgede iki pozitif ve iki negatif anomaliden oluşmaktadır. Kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomalilerden en güneydeki Kuvaternar yaşlı tortul kayalardan, kuzeydeki ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanik kayalardan ileri gelmektedir. Bu iki negatif anomali arasında gözlenen kısa dalga boylu düşük genlikli pozitif manyetik anomalinin ise Alt Miyosen yaşlı Neritik kireçtaşlarından ileri geldiği düşünülmektedir.

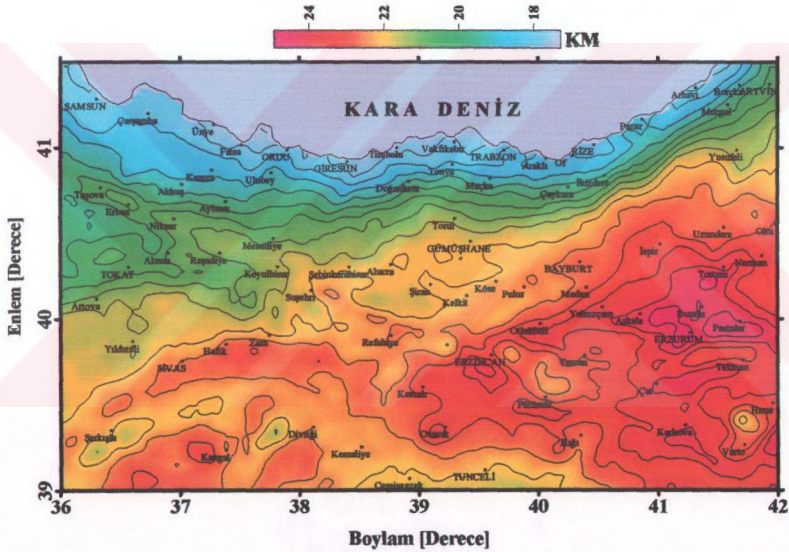
55 km ile 110 km uzaklıklarının güneyinde yer alan iki kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif gravite anomalisi Eosen, Üst Kretase-Paleosen, Alt-Orta Eosen, Alt Miyosen yaşlı klastik ve karbonat kayaları, Alt-Orta Miyosen evaporitli tortul kayalar ile Pliyosen yaşlı klastik ve karbonat kayaları sebebiyle oluşmaktadır. Güneyde yer alan negatif gravite anomalisinin üzerinde görülen kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomalinin bölgede Pülümür civarında yer alan Oligosen yaşlı volkanik kayalar ile Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik kayalardan ileri geldiği anlaşılmaktadır. Kuzeydeki negatif gravite anomalisi üzerinde yer alan kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif manyetik

anomalinin kaynağının ise Alt Miyosen yaşlı Neritik kireçtaşları olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bu iki negatif gravite anomalisi arasında, 55 km uzaklığının kuzeyinde yer alan uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalisi Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik kayaçlar, Mezozoyik yaşlı Peridotit ve Üst Paleozoyik yaşlı Şist, Kuvarsit, Mermer, Fillit içeren metamorfik kayaçlardan ileri geldiği düşünülmektedir.

Gravite ve manyetik değerler 110 km ile 165 km uzaklıkları arasında genel olarak sakindir. 110 km uzaklığının kuzeyinde görülen kısa dalga boylu düşük genlikli pozitif gravite anomalisinin kaynağının Prekambriyen ve Paleozoyik yaşlı gnays, şist, amfibolit ve mermer içeren metamorfik kayaçlar olduğu düşünülmektedir. 165 km uzaklığından kuzeye doğru gravite ve manyetik değerler uzun dalga boylu ve yüksek genlikli pozitif anomaliler vermektedir. Manyetik değerlerde görülen pozitif anomaliler 165 km uzaklığının güneyinden başlamakta ve 220 km'ye kadar yer yer görülen kısa dalga boylu, düşük genlikli negatif anomaliler birlikte devam etmektedir. 220 km'den hemen önce ise kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomali gözlenmektedir. Uzun dalga boylu, yüksek genlikli gravite ve manyetik anomalilerin kaynağı bölgede yerleşen Orta-Üst Eosen, Üst Kretase yaşlı volkanik ve tortul kayaçlardır. Manyetik anomaliler içinde gözlenen daha yüksek genlikli, kısa dalga boylu anomalilerin kaynağı Paleosen-Eosen yaşlı granit ve granitoid içeren plütonik kayaçlar iken negatif anomalilerin kaynağı Senoniyen yaşlı karasal klastik ve karbonat kayaçlarıdır. En kuzeyde gravite anomalisinde görülen kısa dalga boylu, düşük genlikli negatif anomalinin kaynağının Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçları içerisinde yerleşen Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayaçlar olduğu anlaşılmıştır.

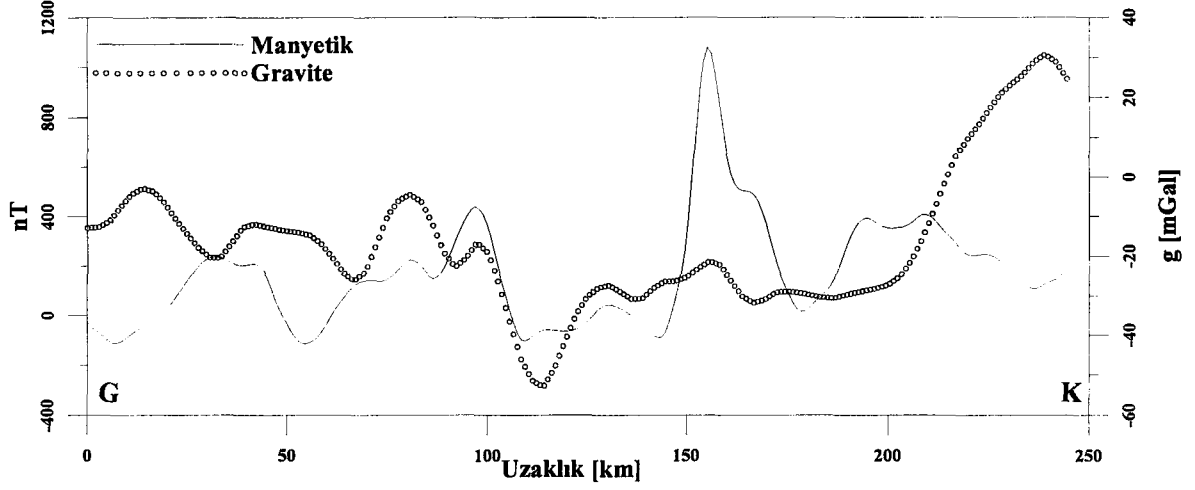
Şekil 41'de görülen FF' profiline ait rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri görülmektedir. Gravite anomali profilinde en yüksek genlikli pozitif anomali en kuzeyde yer almakta iken manyetik anomali profilinde en yüksek pozitif anomali 165 km'de yer almaktadır. En düşük gravite anomalisi ise 110 km üzerinde yer almaktadır. En kuzeyde yer alan Üst Kretase yaşlı volkanik kayaçları uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite, negatif manyetik anomaliler üretmektedirler. 165 km üzerinde yer alan kısa dalga boylu, yüksek genlikli pozitif manyetik anomalinin, bölgede yer alan Alt Kretase yaşlı Pelajik kireçtaşları sebebiyle oluştuğu düşünülmektedir.

Alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanarak hesaplanan Conrad süreksizliğine ait derinlik değerlerinin belirlenmesi için önerilen  $H_c \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısının bölgenin gravite değerlerine uygulanmasıyla hesaplanan değerlerle karşılaştırılmıştır. Elde edilen Conrad süreksizliği değişim haritası Şekil 56'da görülmektedir. Hesaplanan değerlere göre Conrad süreksizliğinin derinliği 24.9 km ile 17.3 km arasında değişmektedir. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerlere göre ise Conrad süreksizliğinin derinliği 25.0 km ile 14.6 km arasında değişmektedir. Belirlenen değerler arasındaki en büyük fark (2.83 km) inceleme alanının kuzeyinde ortaya çıkmıştır.



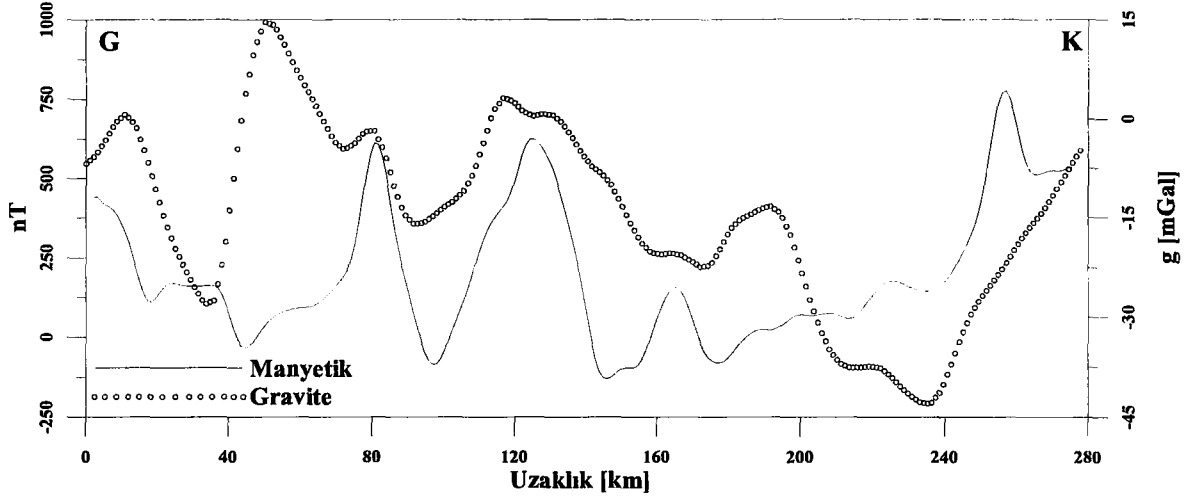
Şekil 56. Sibirya ve Uzak Doğu'nun Conrad süreksizliği yüzeyini belirlemek için önerilen  $H_c \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısının Doğu Pontid gravite anomalisi verisine uygulanarak elde edilen Conrad süreksizliği değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir





Şekil 41. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından FF' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri

Doğu Pontidlerin rezidüel gravite ve manyetik anomali haritalarından GG' profili üzerinde alınan değerlere ait kesit Şekil 42'de görülmektedir. Profil boyunca alınan kesitte dört negatif ve beş pozitif gravite anomalisi görülmektedir. Manyetik değerler ise 0 nT baz değeri olmak üzere beş adet pozitif ve bunlar arasında üç negatif anomali vermektedir. Profil boyunca en kuzeyde yer alan Alt-Orta Eosen ve Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar nedeniyle gravite uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif anomaliler üretmektedir. Bu volkanik kayalar içerisinde yer alan Paleosen-Eosen ve Üst Paleozoyik yaşlı plütonik kayalar kısa dalga boylu pozitif manyetik anomaliler oluşturmaktadır. Güneye doğru geldikçe görülen Senoniyen yaşlı klastik ve karbonat kayaları, Alt Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı klastik ve karbonat kayaları uzun dalga boylu, yüksek genlikli negatif gravite anomalileri üretirler. 165 km ile 220 km uzaklıkları arasında gözlenen kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif gravite anomalisinin kaynağının Alt-Orta Jura yaşlı volkanik ve tortul kayalar olduğu düşünülmektedir. 165 km'de görülen kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif manyetik anomali üreten Oligosen yaşlı volkanikler ile Oligosen-Alt Miyosen yaşlı evaporitli tortul kayalar negatif gravite anomalileri üretmektedirler. 110 km ile 165 km uzaklıkları arasında görülen uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite ve manyetik anomalilerin kaynağının Üst Miyosen-Pliyosen ve Oligosen yaşlı volkanik kayalar olduğu düşünülmektedir.



Şekil 42. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite ve manyetik anomali haritalarından GG' kesiti (Şekil 34, 35) boyunca alınan profillere ait verilere yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali değerleri

55 km'de yer alan kısa dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalisinin kaynağı Permiyen yaşlı mermer, rekristalize kireçtaşları içeren metamorfik kayalardır. Bunun kuzeyinde yer alan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal klastik kayalar, Alt Miyosen yaşlı Neritik kireçtaşları ve Eosen yaşlı karasal klastik kayalar gravite değerlerini düşürürken Pliyosen yaşlı bazalt içeren volkanik kayalar gravite değerlerini yükseltmişlerdir. Ancak daha kuzeyde yer alan Orta-Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal klastik kayaların yer aldığı Horasan havzası uzun dalga boylu, yüksek genlikli negatif gravite anomalilerinin oluşmasına sebep olmuşlardır. 80 km'de yer alan kısa dalga boylu, yüksek genlikli pozitif manyetik anomalinin kaynağının gravite değerlerinin de yükselmesine sebep olan Pliyosen yaşlı bazaltlar olduğu sonucuna varılmıştır. 40 km'de yer alan kısa dalga boylu, yüksek genlikli negatif gravite anomalisinin kaynağının Pliyosen, Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal klastik kayalar ile Pleyistosen yaşlı travertenler ve Kuvaternar yaşlı alüvyonlar olduğu düşünülmektedir. En güneydeki kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif gravite anomalisinin kaynağı olan bazalt içeren Pliyosen yaşlı volkanik kayalar kısa dalga boylu, düşük genlikli pozitif manyetik anomaliler üretmektedir.

Rezidüel gravite ve manyetik anomali profillerinin birlikte incelenmesi sonucu negatif ve pozitif anomalilere sebep olan jeolojik yapıların belirlenmesine çalışılmıştır. Yapılan değerlendirmeler sonucunda karasal Klastik ve Neritik kireçtaşları negatif gravite anomalileri üretmektedir. Klastik kayalar negatif manyetik anomaliler verirken, Neritik

kireçtaşları pozitif manyetik anomaliler üretirler. Bazalt ve Andezit içeren bazik ve ultrabazik volkanik kayalar, gnays, şist, amfibolit, fillit, mermer ve metabazitler içeren metamorfik kayalar geniş dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite ve manyetik anomaliler oluşturmaktadırlar.

Pelajik Kireçtaşları negatif gravite, pozitif manyetik anomali, granit içeren plütonik kayalar kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretir. Evaporitli tortul kayalar geniş dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri üretirken Piroklastik içeren volkanik kayalar ise uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite, kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler üretmektedirler. Bazalt, Andezit, Serpantinit, Peridotit ve Ofiyolitik melanj birimleri uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite değerleri verirler. Volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri verirken, negatif manyetik anomaliler üretmektedirler. Metamorfik kayalar mermer içeriyorsa negatif manyetik anomali verdiği gözlenmiştir.

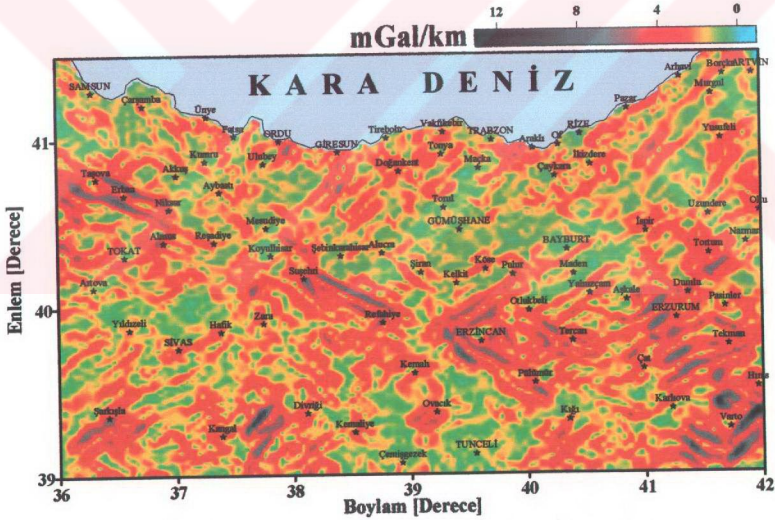
## **2.7. Doğu Pontid Rezidüel Gravite Verilerinin Tam Yatay Türevleri ve Tektonik Yapılarla İlişkisi**

Gravite verilerinin yatay türev anomalileri yüzeye yakın kayaların yoğunluğundaki ani yanal değişimler üzerinde maksimum verir. Bu nedenle Doğu Pontidlerin rezidüel gravite anomalisinin tam yatay türevleri alınarak bölgenin sığ tektonik ve jeolojik yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Rezidüel gravite anomalilerinin tam yatay türev haritası Şekil 43'de görülmektedir. Elde edilen tam yatay türev haritasında bölgenin sığ tektonik yapısını şekillendiren KD, KB ve D-B yönünde uzanan bir çok çizgisellik gözlenmektedir. Jeolojik veriler göz önünde bulundurularak bir değerlendirilme yapıldığında bu çizgiselliklerin çalışma alanı içerisinde yerleşen granitlere, serpantinitlere, metamorfikler ile ultramafiklere paralel uzandığı ve bölgenin tektoniğini kontrol eden fay kuşaklarının üzerine düştüğü tespit edilmiştir. Genel olarak yoğunluk farkındaki ani değişim zonlarını işaret eden en büyük tam yatay türev değerleri altta uzanan fay zonlarının göstergeleridir. Yalnızca bu varsayımdan hareketle, bu çizgiselliklerin aynı yönde uzanan kıtasal kabuğun büyük yapısal zonlarını işaret ettiği anlaşılmaktadır.

Belirlenen tam yatay türev haritasında KAF zonunun Reşadiye, Refahiye, Pülümür olmak üzere üç noktada kesikliğe uğradığı gözlenmektedir. Bu bölgelerde tam yatay türev genlikleri daha fazla olup gravite değişimlerinin de yüksek olduğunu göstermektedir. Bu

bölgelerdeki yüksek gravite değişimlerinin bölgedeki havzaların temel derinliğinin fazla olmasında ileri gelebileceği düşünülmektedir. Rezidüel gravite anomalilerinin tam yatay türev haritasından elde edilen çizgisellikler incelendiğinde bunların üç farklı yönde uzandığı anlaşılmaktadır. KAF kırık kuşağı KB-GD yönlü bir çizgisellik gösterirken, KDAF kuşağı KD-GB yönlü bir çizgisellik göstermektedir. Bölgenin güney doğusunda yer alan Erzurum-Horasan havzasında belirlenen çizgisellikler ise D-B yönlüdürler.

KDAF kuşağına paralel uzanan Gemerek-Şarkışla-Sivas-Hafik-Giresun-Tirebohu boyunca diğer bir çizgisellik gözlenmektedir. KDAF kuşağının daha batısında yer alan Kemaliye-Borçka boyunca uzanan başka bir çizgisellik gözlenmektedir. Buna benzer birbirlerine paralel daha küçük genlikli bir çok çizgisellikler ortaya çıkmaktadır. Rezidüel anomali verisinin tam yatay türevlerine göre elde edilen çizgiselliklerin bölgeyi sekiz ayrı parçaya böldüğü görülmektedir.



Şekil 43. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen rezidüel anomali verisinin tam yatay türev haritası. Renkler açık maviden (en düşük) siyaha (en yüksek) tam yatay türev genliklerinin şiddetlerini göstermektedir

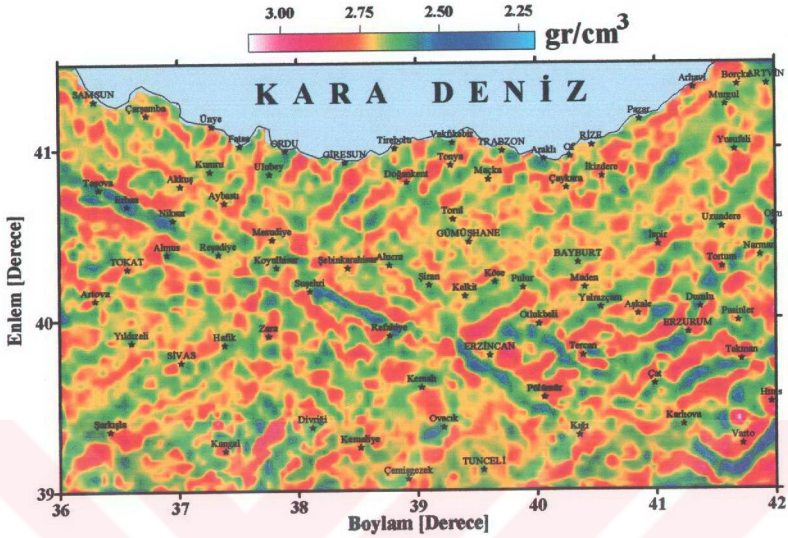
## 2.8. Doğu Pontidlerde Görünür Yoğunluk Dağılımı

Doğu Pontidlerin farklı yoğunluklarla gösterilen yapılarının yoğunluk sınırlarını veren yüzey jeolojisinin tanımlanmasında görünür yüzey yoğunluk dağılım haritası oldukça kullanışlıdır. Görünür yoğunluk dağılımı bir bölgenin litoloji haritasının oluşturulmasında, değişik özellikli kayaç birimlerinin sınırlarının tanımlanmasında etkili olmaktadır. Bunu yapmak için üst kabuk yoğunluğunun yatay yönde değiştiği, düşey yönde değişmediği varsayımı yapılır. Rezidüel gravite verilerinin iki boyutlu ters Fourier dönüşümü alınarak görünür yoğunluk farkı,

$$\Delta\rho(x,y) = \frac{1}{2\pi G} F^{-1} \left[ \frac{\omega}{1-e^{-z\omega}} \Delta g(u,v) \right] \quad (8)$$

denklemlerle verilir. Bu bağlamda  $\omega$ , frekansı;  $z$ , derinliği;  $G$ , gravitasyon sabitini;  $\Delta g(u,v)$  rezidüel gravite verisinin Fourier dönüşümünü göstermektedir. Bu yöntemde kullanılan rezidüel gravite verisi bir  $(x,y)$  grid düzlemi üzerinde olmalıdır. Gerçek yoğunluk değerlerine uyum sağlamak için en son elde edilen görünür yoğunluk farkı verilerine üst kabuğun ortalama yoğunluk değeri ( $2.67 \text{ gr/cm}^3$ ) eklenmelidir (Gupta ve Grant, 1985).

Şekil 44'de Doğu Pontidlerin rezidüel gravite verileri kullanılarak hesaplanan görünür yoğunluk dağılımı haritası görülmektedir. Rezidüel gravite anomalisi, bölgenin Bouguer gravite anomalisine iki boyutlu Fourier dönüşümü ile yüksek geçişli süzgeç uygulanarak elde edilmiştir. Elde edilen yoğunluk değerleri  $2.30 \text{ gr/cm}^3$  ile  $3.1 \text{ gr/cm}^3$  arasında değişmektedir. Belirlenen yoğunluk değerleri bölgenin tektonik yapısına paralellik göstermekte olup KD, KB ve D-B yönlü olarak uzanmaktadır. Bölgede ortalama yoğunluk değeri  $2.70 \text{ gr/cm}^3$  civarındadır. KAF zonu boyunca ve Doğu Anadolu bölgesinde yer alan Erzurum, Horasan, Pasinler havzalarında yoğunluk değerleri  $2.50 \text{ gr/cm}^3$ 'tür. Doğu Pontidlerde yaygın olarak  $2.70 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk değerleri gözlenmektedir. Yer yer daha düşük değerler de görülmektedir.



Şekil 44. Doğu Pontidlerin rezidüel gravite verisine iki boyutlu Fourier dönüşümü uygulanarak elde edilen görünür yoğunluk dağılımı haritası. Renkler açık maviden (en düşük) beyaza (en yüksek) yoğunluk değerlerini göstermektedir

En yüksek yoğunluk değerleri çalışma alanında metamorfik kayaların yer aldığı  $40^\circ$  enleminin güneyinde gözlenmektedir. Bu bölgede yüzeylenen değişik yaştaki metamorfik ve ofiyolitik kayalar yüksek yoğunluk değerleri vermektedir. Ayrıca haritanın batısında  $40^\circ$ - $41^\circ$  enlemleri arasında yer alan ve Tokat metamorfik masiflerinin yüzeylendiği yerlerde  $2.90 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluk değerleri gözlenmektedir. Daha güvenilir yoğunluk değerlerinin tespiti için araziden alınan numuneler üzerinde yoğunluk ölçümleri yapılarak değerlendirilmesi gerekmektedir.

## 2.9. Doğu Pontidlerin Kabuk Yapısının Gravite Verileri Yardımıyla Belirlenmesi

Bu bölümde gravite verileri kullanılarak kabuk kalınlığını belirlemek için iki farklı yöntem kullanılmıştır. Birincisi gravite anomalisi ile derin sismik sondaj profillerinden belirlenen kabuk kalınlığı arasındaki ilişkiden ortaya çıkarılan ampirik bağıntılardır. Kabuk yapısının hesabında kullanılan ikinci yöntem ise spektral analiz yöntemidir. Değişik araştırmacılar tarafından derin sismik sondaj yansıma verilerinden elde edilen kabuk kalınlığı ile o verilere ait gravite anomalileri arasındaki ilişkiye göre belirlenmiş bağıntılar bulunmaktadır. Bunlardan bazıları aşağıda Tablo 1’de verilmiştir. Tablodaki denklemler genelde farklı bölgeler için yapılmıştır. Bu nedenle tablodaki bağıntular kullanılırken bölgenin yapısının ve önceden yapılmış çalışmaların göz önüne alınması gerekir.

Tablo 1. Gravite anomalisi ve derin sismik yansıma verilerinden belirlenen kabuk kalınlığı ilişkisi göz önüne alınarak değişik araştırmacılar tarafından verilen Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki ampirik ilişkiler. Denklemlerde,  $H$ , Moho derinliğini;  $\Delta g$ , gravite anomalisini göstermektedir (Demenitskaya, 1967).

Denklem	Bölge	Araştırmacı
1 $H = 35(1 - \tanh 0.0037\Delta g)$		
2 $H \approx 35 - 0.126\Delta g$	Tüm dünya için	Demenitskaya, 1958
3 $H = 30 - 0.1\Delta g$	Kıtasal düzlükler için	Andreev, 1938
4 $H = 32 - 0.08\Delta g$	Tüm dünya için	Wollard, 1959
5 $H = 40.5 - \left(32.5 \tanh \frac{\Delta g + 75}{275}\right)$	Bütün dünya için	Wollard ve Strange, 1962
6 $H = 33 - 0.055\Delta g$	Düzlükler için	
7 $H = 36 - 0.14\Delta g$	Orta Asya için	Worzel ve Shurbert, 1955
8 $H = 35 - 0.073\Delta g$	Tüm Dünya	
9 $H = 37.5 - 0.059\Delta g$	Karalar	
10 $H = 30.8 - 0.062\Delta g$	Denizler	Sazhina ve Grushinsky, 1971
11 $H = 31.1 - 0.102\Delta g$	Amerika	
12 $H = 41.4 - 0.033\Delta g$	Avrasya ve Afrika	
13 $H = 34 - 0.054\Delta g$	Hindistan	Ram Babu, 1997

Yukarıdaki denklemlere göre gravite anomali değerlerinden elde edilen Moho derinlikleri Tablo 2’de verilmiştir. Elde edilen değerler üzerindeki sayılar ilgili bağıntıların numaralarını vermektedir. Tabloda verilen bağıntılardan hesaplanan maksimum Moho derinliği -250 mGal gravite değeri için 71.0 km olarak Orta Asya için önerilen (7) bağıntısından elde edilmiştir. Bütün değerler göz önüne alındığında 0 mGal değeri için en

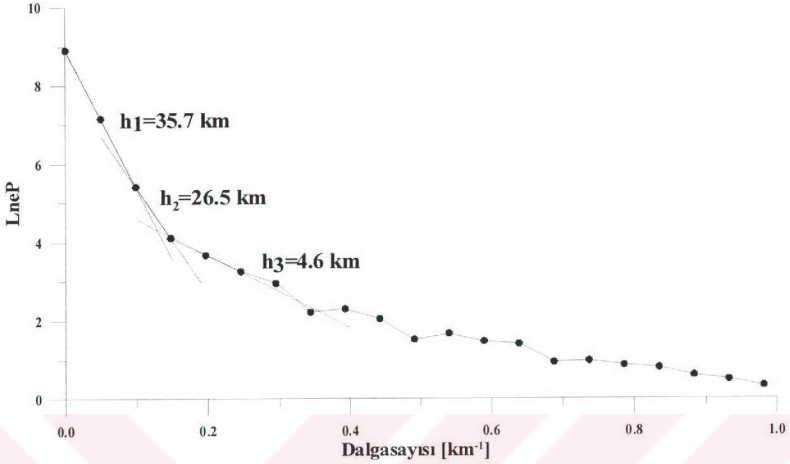
küçük Moho derinliği 30.0 km olup en derin Moho derinliği ise 41.4 km'dir. Hesaplanan Moho derinlikleri ortalama 30-35 km arasında değişmektedir. 0 mGal için elde edilen düşük Moho derinliği 30 km olarak kıtasal düzlükler için önerilen (3) bağıntısından; en derin Moho derinliği ise (12) bağıntısından elde edilmiştir.

Tablo 2. Tablo 1'de verilen bağıntılar kullanılarak gravite anomalilerine göre elde edilen Moho değerleri

g (mGal)	Moho Derinliği H [km]												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
100	22,6	22,4	20,0	24,0	22,2	27,5	22,0	27,7	31,6	24,6	20,9	38,1	28,6
75	25,5	25,6	22,5	26,0	24,3	28,9	25,5	29,5	33,1	26,2	23,5	38,9	30,0
50	28,6	28,7	25,0	28,0	26,7	30,3	29,0	31,4	34,6	27,7	26,0	39,8	31,3
25	31,8	31,9	27,5	30,0	29,2	31,6	32,5	33,2	36,0	29,3	28,6	40,6	32,7
0	35,0	35,0	30,0	32,0	31,8	33,0	36,0	35,0	37,5	30,8	31,1	41,4	34,0
-25	38,2	38,2	32,5	34,0	34,7	34,4	39,5	36,8	39,0	32,4	33,7	42,2	35,4
-50	41,4	41,3	35,0	36,0	37,6	35,8	43,0	38,7	40,5	33,9	36,2	43,1	36,7
-75	44,5	44,5	37,5	38,0	40,5	37,1	46,5	40,5	41,9	35,5	38,8	43,9	38,1
-100	47,4	47,6	40,0	40,0	43,4	38,5	50,0	42,3	43,4	37,0	41,3	44,7	39,4
-125	50,1	50,8	42,5	42,0	46,3	39,9	53,5	44,1	44,9	38,6	43,9	45,5	40,8
-150	52,6	53,9	45,0	44,0	49,2	41,3	57,0	46,0	46,4	40,1	46,4	46,4	42,1
-175	54,9	57,1	47,5	46,0	51,8	42,6	60,5	47,8	47,8	41,7	49,0	47,2	43,5
-200	57,0	60,2	50,0	48,0	54,3	44,0	64,0	49,6	49,3	43,2	51,5	48,0	44,8
-225	58,9	63,4	52,5	50,0	56,7	45,4	67,5	51,4	50,8	44,8	54,1	48,8	46,2
-250	60,5	66,5	55,0	52,0	58,8	46,8	71,0	53,3	52,3	46,3	56,6	49,7	47,5
<b>Ortalama</b>	<b>40,6</b>	<b>41,8</b>	<b>35,3</b>	<b>35,9</b>	<b>38,3</b>	<b>35,2</b>	<b>44,0</b>	<b>38,4</b>	<b>39,9</b>	<b>33,9</b>	<b>37,0</b>	<b>41,9</b>	<b>36,5</b>

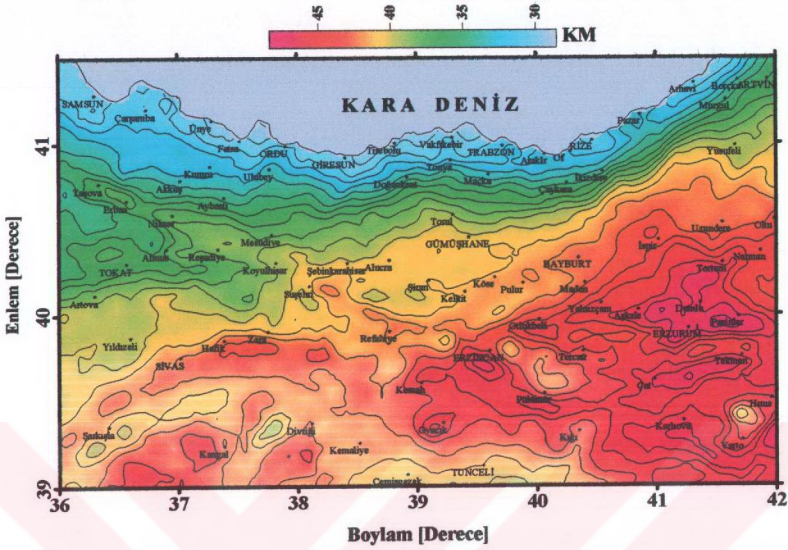
İnceleme alanı için hangi bağıntının kullanılabileceğine karar vermek için Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümü ile elde edilen güç spektrumu grafiğinden ortalama kabuk kalınlığı hesaplanmıştır (Şekil 45). Bölgede Mohonun derinliği 35.7 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 26.5 km ve Kristalin Temel derinliği ise 4.0 km olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere en yakın değerlerin (3), (4), (6) ve (13) bağıntılarıyla elde edildiği görülmektedir. O nedenle bölge için bu dört bağıntının kullanılacağı öngörülmektedir. Doğu Anadolu'da 3000 m yükseklikte -300 mGal anomali beklenmesi gerekirken yaklaşık -220 mGal civarında anomali vermesi Astenosfer'in bu bölgede Moho ile birlikte yükseldiğini düşündürmektedir (Özelçi, 1973). Bu nedenle (3) bağıntısıyla hesaplanan Mohonun 50 km'nin üzerinde değerler vermesi nedeniyle kullanılmayacağı düşünülmektedir. Dolayısıyla bölgede kabuk kalınlığı değişiminin ampirik olarak belirlenmesi için Wollard (1959) tarafından önerilen (4), Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen (6) ve Ram Babu (1997) tarafından önerilen (13) bağıntılarının kullanılabilir olabileceği kanısına ulaşılmıştır.





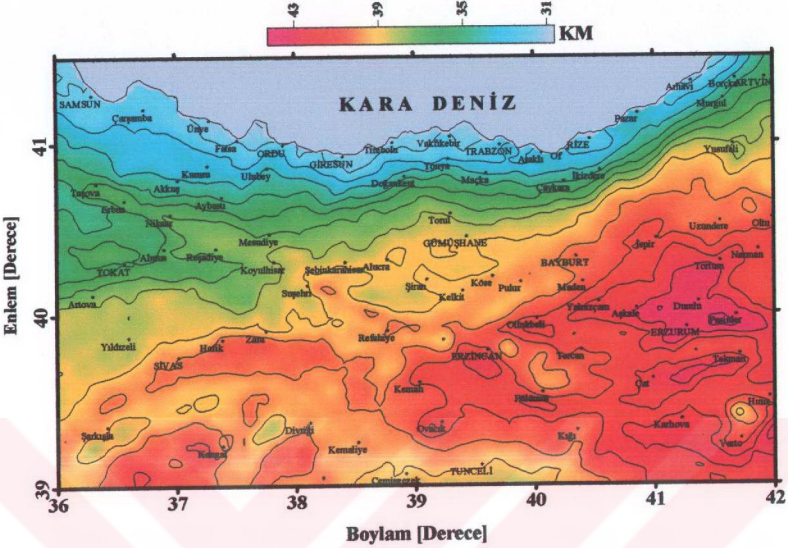
Şekil 45. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümü ile elde edilen güç spektrumu değerlerinden belirlenen ortalama Moho, Conrad ve Kristalin temel derinlikleri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

Belirlenen ampirik bağıntılar bölgenin Bouguer gravite verisine uygulanarak çalışma alanındaki kabuk kalınlığı değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Şekil 46'de Wollard (1959) tarafından önerilen  $H=32-0.08\Delta g$  bağıntısı kullanılarak Moho derinliği hesaplanmıştır. Elde edilen Moho derinliği haritasında kuzeyde Karadeniz'den güneye ve güney doğuya doğru değerlerin arttığı görülmektedir. Karadeniz sahilinde Moho derinliği 28.6 km iken Doğu Anadolu'da bu değer artarak 48.4 km'ye ulaşmaktadır. Sahilden güneye doğru gidildikçe Doğu Pontidlerin kuzey zonunda kabuk kalınlığı hızlı artarken güney zonda bu artış daha azdır. Rize-Artvin arasında ise bu artış çok daha fazladır. Güney zonda yer alan Gümüşhane ve Bayburt yöresinde kabuk değişimi çok azdır. Sivas havzasında ise kabuk kalınlığı azalmaktadır. Doğu Anadolu bölgesinde belirlenen Moho yüzeyi oldukça dalgalıdır. Diğer bölgelerde bu değişim genel bir doğrusal trendi göstermektedir. Moho yüzeyinin en fazla değiştiği yerler genel olarak yatay türev haritalarında belirlenen çizgiselliklere karşılık gelmektedir. Buradan Moho yüzeyinin değişiminin jeolojik ve tektonik yapının şekillenmesini sağladığı anlaşılmaktadır.



Şekil 46. Wollard (1959) tarafından Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki ilişki için önerilen bağıntı kullanılarak belirlenen Doğu Pontidlerin Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir

Şekil 47'de Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen bağıntı kullanılarak elde edilen çalışma alanının Moho yüzeyi değişimi görülmektedir. Elde edilen Moho değerleri kuzeyde 30.6 km ile güneyde 44.3 km değerleri arasında değişmektedir. Kuzey zonda hızlı bir değişim olup değerler güneye doğru gittikçe azalmaktadır. Rize-Artvin arasındaki değişim daha fazla olmaktadır. Bu bölgede kabuğun güneye doğru daha hızlı arttığı anlaşılmaktadır. Doğu Anadolu bölgesinde denize dik olarak Moho yüzeyinde dalgalanmalar gözlenmektedir. Güney zonda yer alan Torul-Gümüşhane-Bayburt bölgesinde Moho değerlerindeki değişim daha azdır. Sivas havzasında ise Moho değerlerinde azalış söz konusudur. Moho değerlerinin değişim yerlerinin tam yatay türev haritasında belirlenen çizgiselliklerin üzerine düştüğü görülmektedir. En yüksek Moho değeri 44.3 km ile Erzurum ve civarında yer almaktadır. Bu bölgede yaklaşık 3000 m topografyanın olduğu düşünülürse gözlenen düşük gravite ve Moho değerlerinin astenosferin yükselmesinden kaynaklanabileceği sonucuna ulaşılmaktadır.



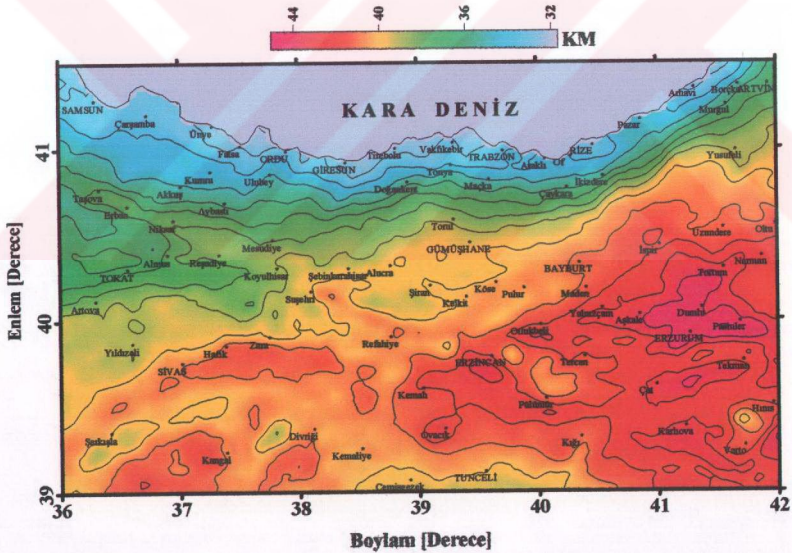
Şekil 47. Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki bağıntı kullanılarak hesaplanan çalışma alanının Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir

Şekil 48'de Ram Babu (1997) tarafından 60 tane istasyon kullanılarak elde edilen bağıntı kullanılarak Doğu Pontidler için hesaplanan Moho yüzeyi değişim haritası görülmektedir. Elde edilen Moho topografyası haritasında değerler kuzeyde 31.7 km ile güneyde 45.1 km arasında değişmekte olup KAF, KDAF ve Sivas yitim zonları boyunca Mohonun değişmez kaldığı görülmektedir. Aynı şekilde Doğu Pontidlerin güney zonunda da Moho değişimi azdır. En hızlı değişim kuzey zonda Rize-Artvin arasında gözlenmektedir. En yüksek değerler Doğu Anadolu'da Erzurum civarında elde edilmiştir. Moho değişimi kuzeyde ise sahile paraleldir.

Elde edilen Moho derinliği değerleri daha önce değişik araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalardan elde edilen değerlerden çok farklı olmayıp Kuzey Anadolu'da Canitez (1962) tarafından belirlenen değerlere oldukça yakın olduğu gözlenmiştir. Canitez (1962) yaptığı doktora çalışmasında İran ve Baykal'da oluşmuş depremlerin Kandilli Rasathanesi kayıtlarının Love dalgası grup hızlarını inceleyerek kabuk yapısını çıkarmaya çalışmıştır. Buna göre Kuzey Anadolu için yer kabuğu kalınlığını 31 km olarak

hesaplamıştır. O çalışmada üç farklı gravite profili için yer kabuğunun değişimi incelenmiş ve kabuğun kuzeye doğru incelendiği tespit edilmiştir. İncelenen bölgenin güneyinde kabuk kalınlığının 35 km'den kuzeyde 25 km'ye kadar azaldığı belirlenmiştir. Bu değerler Doğu Pontidlerin Bouguer gravite verilerinin güç spektrumu hesaplanarak belirlenen kabuk kalınlığı değerlerinden farklılıklar göstermemektedir.

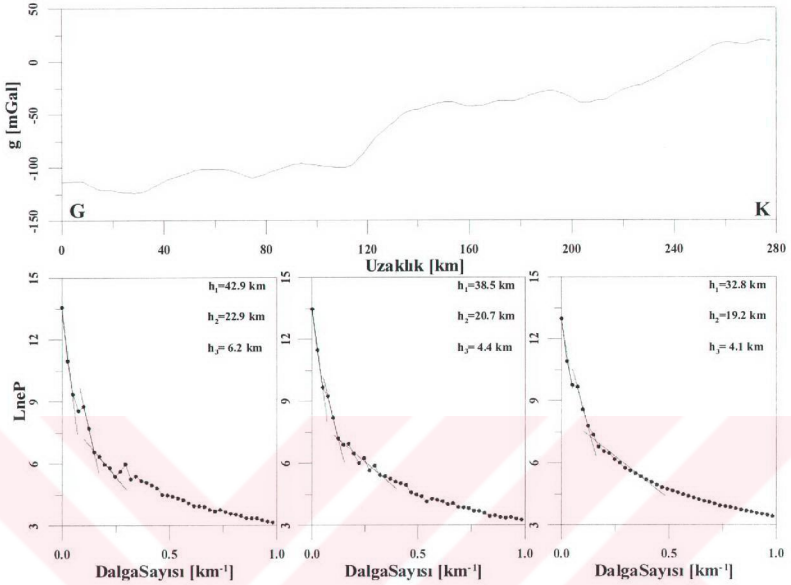
Ampirik bağıntılarla hesaplanan kabuk kalınlığı değerleri güç spektrumu yöntemi kullanılarak elde edilecek kabuk kalınlığı değerleriyle karşılaştırmak için yedi gravite profili seçilmiştir. Profillerin konumları Şekil 6'da gösterilmiştir. Bu profillerden 36° ve 42° boylamı üzerinde alınan profiller üç diğer profiller daha kısa olmaları nedeniyle iki parçaya bölünmüştür. Bütün profillerin ve her bir parçasının gravite değerlerinin güç spektrumları Fourier dönüşümüyle hesaplanmış ve elde edilen güç spektrumu eğrilerinin eğimleri kullanılarak Moho, Conrad ve Kristalin Temel derinlikleri belirlenmeye çalışılmıştır.



Şekil 48. Ram Babu (1997) tarafından önerilen Moho derinliği ile gravite anomalisi arasındaki bağıntı kullanılarak belirlenen Doğu Pontidlerin Moho yüzeyi değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir

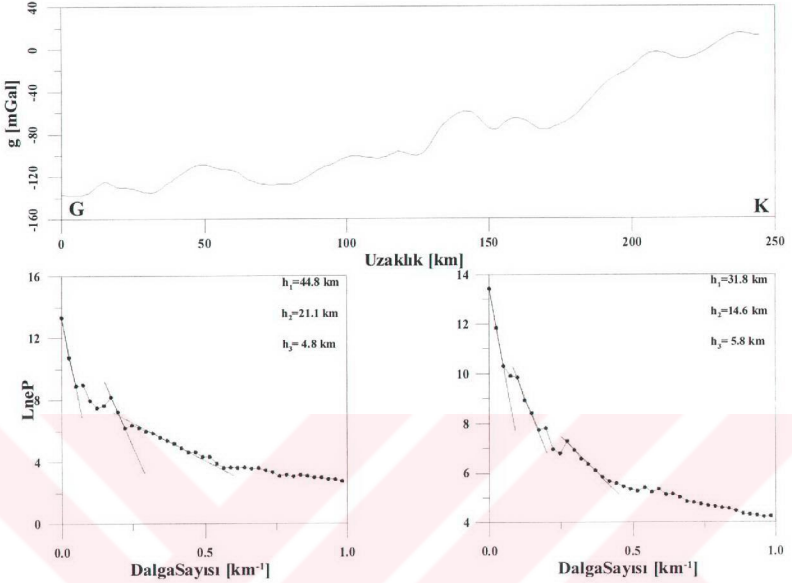
Şekil 49'da  $36^\circ$  boylamı üzerinde alınan profilin ve profil üzerinde seçilen üç eşit parçanın güç spektrumu eğrileri görülmektedir. Parçalar seçilirken eşit uzunlukta olmasına dikkat edilmiştir. Gravite anomali değeri yaklaşık olarak  $-150$  mGal olan güneydeki parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun yaklaşık  $42.9$  km, Conrad süreksizliğinin  $22.9$  km ve Kristalin Temelin  $6.2$  km derinde yer aldığı belirlenmiştir. Merkezdeki parçanın anomali değeri Tokat metamorfik masifini nedeniyle pozitif yönde artış göstererek yaklaşık  $-50$  mGal değerine kadar yükselmiştir. Tokat metamorfik masifinin kuzeyinde yer alan KAF zonunun geçtiği yerlerde ezilmeler nedeniyle oluşan havzalar gravite anomalisini yeniden düşürmüştür. Ancak bu düşüş kuzeye doğru olan kabuk incelmeleri sebebiyle çok fazla etkili değildir. İkinci parçanın gravite anomalisine güç spektrumu yönteminin uygulanması sonucu elde edilen eğriye yaklaştırılan doğruların birincisinin eğiminden Moho derinliği  $38.5$  km olarak hesaplanmıştır. Güç spektrumu eğrisinin diğer parçalarının eğimleri kullanılarak Conrad yüzeyinin  $20.7$  km, kristalin temelin  $4.4$  km derinde olduğu tespit edilmiştir. Kuzeyde yer alan parçanın güç spektrumu eğrisi kullanılarak Moho yüzeyinin derinliği  $32.8$  km olarak belirlenmiştir. Spektrum eğrisinin diğer parçaları yardımıyla Conrad süreksizliğinin  $19.2$  km ve kristalin temel derinliğinin  $4.1$  km olduğu hesaplanmıştır. Elde edilen değerlere göre kabuğun güneyden kuzeye doğru incelendiği görülmektedir. Kabuk kalınlığı güneyde  $42.9$  km iken kuzeye doğru gidildikçe incelenerek  $32.8$  km değerine düşmektedir. Aynı şekilde Conrad ve kristalin temel yüzeyinin de kuzeye doğru incelendiği belirlenmiştir. Güç spektrumu yöntemiyle belirlenen değerlerin Şekil 72, 73 ve 74'de verilen Moho yüzeyi haritalarıyla uyum içerisinde olduğu görülmektedir.

Şekil 50'de  $37^\circ$  boylamı üzerinde alınan profilin gravite anomalisi ve eşit olarak bölünen iki parçasının güç spektrumu eğrileri görülmektedir. Gravite anomali değerleri güneyden kuzeye doğru pozitif yönde artmaktadır. Maksimum anomali genliği  $-160$  mGal'dir. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinin eğiminden Moho derinliği  $44.8$  km olarak belirlenmiştir. Conrad yüzeyinin derinliği  $21.1$  km ve Kristalin Temelin derinliği  $4.8$  km olarak hesaplanmıştır. Kuzeyden alınan parçaya güç spektrumu yönteminin uygulanmasıyla Moho derinliği  $31.8$  km, Conrad yüzeyi  $14.6$  km ve Kristalin Temel derinliği  $5.8$  km olarak tespit edilmiştir. Belirlenen değerlere göre Mohonun güneyden kuzeye doğru incelendiği sonucuna varılmıştır. Bu durum gravite anomalisine de yansımış olup güneyden kuzeye doğru anomalide pozitif yönde bir artış görülmektedir.



Şekil 49. Doğu Pontidlerin gravite anomali haritasından  $36^\circ$  boylamı için alınan AA' profiline ait (Şekil 6) gravite anomali değerleri ile üç eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini,  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

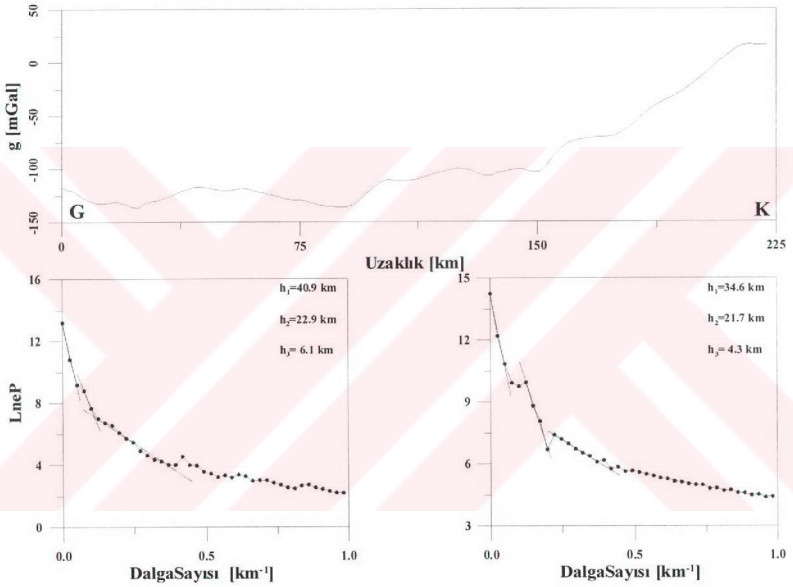
Şekil 51'de  $38^\circ$  profili üzerinde alınan gravite profilinin iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu uygulanması sonucu elde edilen değerler görülmektedir. Gravite anomali profilinde değerler güneyde yaklaşık -150 mGal iken kuzeye doğru gidildikçe değerler pozitif değerlere doğru yükselmektedir. Gravite anomalisinde görülen bu yükselimin bölgedeki kabuk incelmelerinden ileri gelebileceği sonucuna ulaşılmıştır. Profil verisinin iki eşit parçasına güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve kabuk kalınlığı değerleri belirlenmeye çalışılmıştır. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho yüzeyinin 40.9 km, Conrad yüzeyinin 22.9 km ve Kristalin Temel derinliğinin 6.1 km olduğu tespit edilmiştir. Kuzeyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden ise Moho derinliği 34.6 km olarak hesaplanmıştır. Conrad yüzeyinin derinliği 21.7 km ve Kristalin Temel derinliği ise 4.3 km olarak bulunmuştur.



Şekil 50. Doğu Pontidlerin gravite anomali haritasından  $37^\circ$  boylamı için alınan BB' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

$39^\circ$  boylamı üzerinde alınan gravite profilinin iki eşit parçasının güç spektrumu eğrileri ve kabuğa ait bölümlerin derinlikleri Şekil 52'de gösterilmiştir. Gravite profili üzerinde anomali güneyden kuzeye doğru negatif yönde artış göstermektedir.  $125 \text{ km}'de$  yüzeylenen Mezozoyik yaşlı peridotitler nedeniyle anomali pozitif yönde bir yükselim göstermiştir. Peridotitler geçildikten sonra anomali negatif yönde artmaktadır.  $175 \text{ km}'den$  sonra bölgede kabuk incelmesi nedeniyle kuzeye doğru gravite değerleri pozitif yönde artmaktadır. Profil iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve elde edilen eğrilere en küçük kareler yardımıyla doğrular uydurulmuştur. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun derinliği  $42.6 \text{ km}$  olarak belirlenmiştir. Conrad süreksizliğinin yüzeyden derinliği ise  $25.0 \text{ km}$ , Kristalin Temel derinliği ise  $6.2 \text{ km}$  olarak bulunmuştur. Kuzeydeki parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun  $33.9 \text{ km}$ , Bazalt ile granit tabakası arasındaki sınıra karşılık gelen Conrad süreksizliğinin  $19.9 \text{ km}$  ve

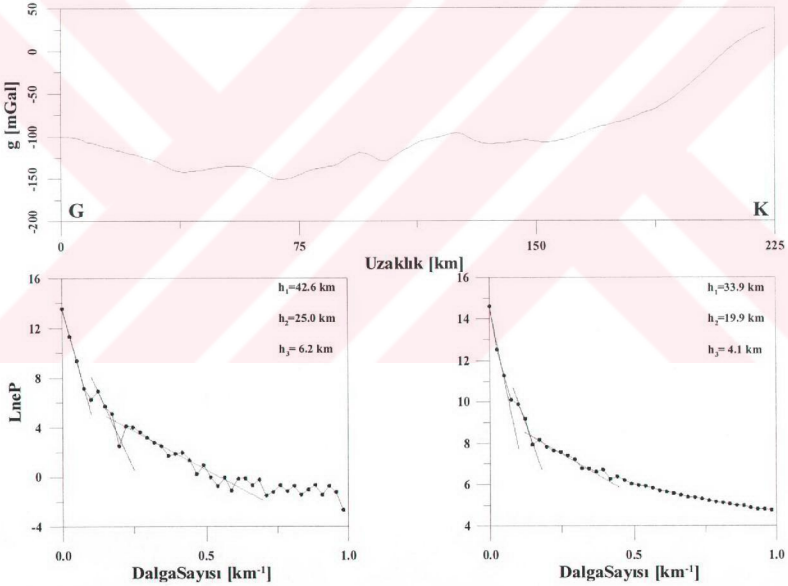
Kristalin Temelin 4.1 km derinde olduğu tespit edilmiştir. Elde edilen değerlere göre Moho yüzeyi güneyden kuzeye doğru incelmektedir. Güneyde ortalama kabuk kalınlığı 42.6 km iken kuzeye gidildiğinde 33.9 km'ye kadar düşmektedir. Aynı durum bazalt ve granit tabakaları için de geçerlidir. Granit tabakasının kalınlığı güneyde 25.0 km iken kuzeydeki kalınlık 19.9 km'ye düşmektedir. Bazalt tabakasının kalınlığı güneyde 17.6 km olup kuzeye doğru azalarak 14.0 km değerine kadar incelmektedir.



Şekil 51. Gravite anomali haritası üzerinden  $38^\circ$  boylamı üzerindeki CC' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

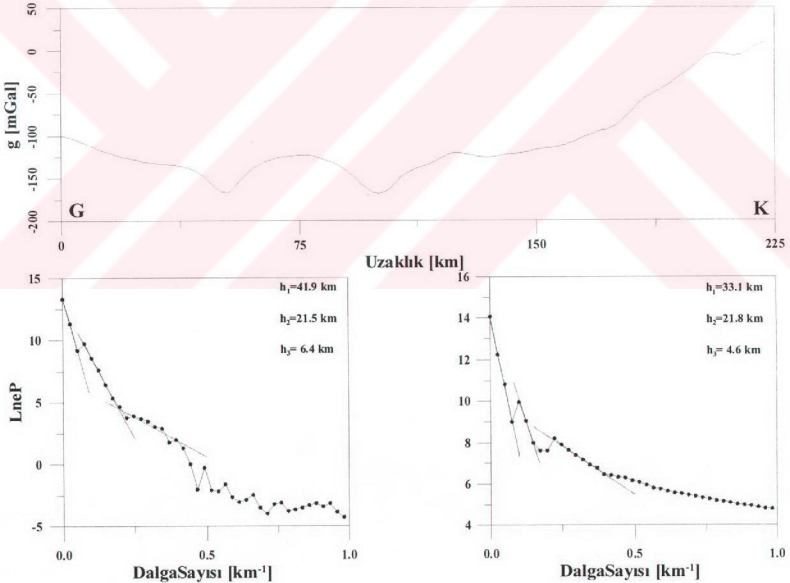


Güç spektrumu yönteminin  $40^\circ$  boylamı üzerinde alınan gravite profilinin iki eşit parçasına uygulanması sonucu elde edilen değerler Şekil 53'de gösterilmektedir. Gravite anomali profilinde iki adet derin minimum bölge görülmektedir. Bunların kaynağı bölgede yer alan Alt-Orta Eosen, Alt-Orta Jura yaşlı karbonatlar ile kırıntılı kayaçların olduğu Erzincan ve Otlukbeli havzalarıdır. Bu iki havza nedeniyle güneyde  $-100$  mGal olan gravite anomali değerleri  $-175$  mGal'e kadar düşmektedir. Bu iki tortul havza arasında görülen Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik melanj nedeniyle gravite anomali değerleri  $-120$  mGal değerine yükselmiştir. Kuzeyde yer alan havzaya ait  $-150$  mGal değerindeki anomali geçildikten sonra  $125$  km'deki anomali değerleri bölgede yer alan Paleozoik yaşlı Pulur metamorfik kayaçları nedeniyle pozitif yönde artış göstermiştir.



Şekil 52. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasında  $39^\circ$  boylamı üzerinde alınan DD' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabağa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

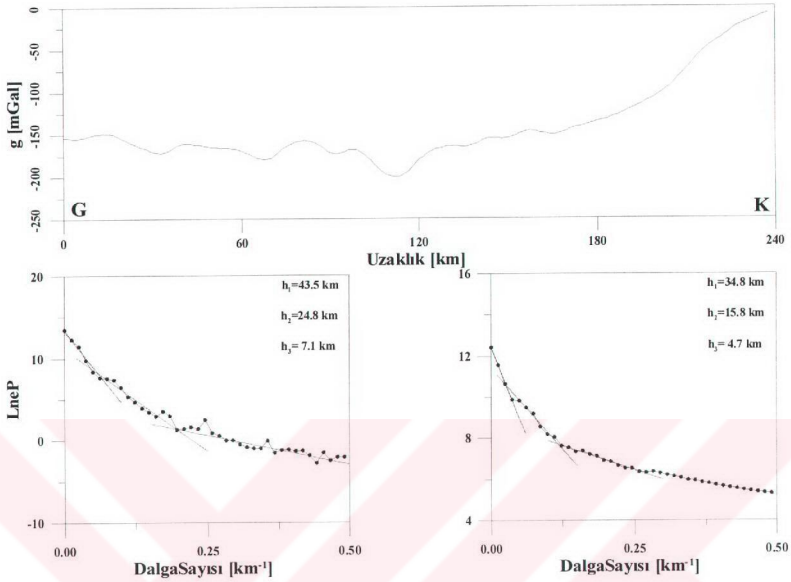
Gravite anomali profilinin iki eşit parçasına güç spektrumu uygulanmasıyla bölgede kabuk yapısına ait değerler belirlenmeye çalışılmıştır. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun derinliği 41.9 km olarak hesaplanmıştır. Conrad süreksizliğinin derinliği ise 21.5 km olup kristalin temel derinliği 6.4 km olarak bulunmuştur. Yapılan hesaplamalardan Bazalt tabakasının kalınlığı 20.4 km olarak tespit edilmiştir. Kuzeyde alınan parçaya güç spektrumu yöntemi uygulanarak Mohonun kuzeyde 33.1 km derinde olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Kuzeyde granit tabakasının 21.8 km kalınlığa sahip olduğu belirlenirken bazaltın kalınlığı 11.3 km olarak hesaplanmıştır. Elde edilen değerlere göre Moho yüzeyinin derinliği güneyden kuzeye doğru gidildikçe 41.9 km'den 33.1 km'ye kadar incelmıştır. Aynı şekilde Conrad süreksizliğinin derinliğinde de fazla bir değişim olmadığı ortaya çıkarılmıştır. Buna karşın bazalt tabakasının kalınlığının güneyden kuzeye 20.4 km'den 11.3 km'ye değiştiği hesap edilmiştir.



Şekil 53. Gravite anomali haritası üzerinden 40° boylamı için alınan EE' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup h<sub>1</sub>, Moho derinliğini; h<sub>2</sub>, Conrad süreksizliğinin derinliğini ve h<sub>3</sub>, Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

Şekil 54'de 41° boylamı üzerinde alınan profile ait gravite anomali değerleri ve bu profilin iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen kabuk yapısı değerleri görülmektedir. Gravite anomali değerleri 160 km'ye kadar yaklaşık -150 mGal ile -200 mGal arasında dalgalı olarak seyretmektedir. 160 km'den sonra gravite anomali değerleri kuzeye doğru pozitif yönde artmaktadır. Gravite anomali değerleri 110 km'de Üst Miyosen-Pliyosen, Kuvaternar, Alt-Orta Eosen yaşlı tortul kayaların olduğu Erzurum havzası nedeniyle -200 mGal'e kadar düşmektedir. Havzanın güneyine doğru anomali değerlerinde değişik yaştaki bazalt ve andezit içeren volkanik kayalar nedeniyle  $\pm 50$  mGal değişimler gözlenmektedir. Gravite anomali profili iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumları hesaplanmış ve kabuğa ait derinlik değerleri belirlenmeye çalışılmıştır. Güneyde alınan parçaya ait güç spektrumu eğrisinden Mohonun 43.5 km, Conrad süreksizliğinin 24.8 km ve Kristalin Temelin 7.1 km derinde olduğu hesap edilmiştir. Kuzyedeki parçaya ait güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 34.8 km olarak belirlenmiştir. Granit tabakası ile bazalt tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin derinliği 15.8 km ve Kristalin Temel derinliği 4.7 km olarak tespit edilmiştir. Yapılan hesaplamalardan kabuk kalınlığının güneyde 43.5 km'den kuzeyde 34.8 km'ye, granit tabakasının da benzer şekilde güneyden kuzeye doğru 24.8 km'den 15.8 km'ye incelendiği tespit edilmiştir. Bu alanda Bazalt tabakasının kalınlığı ise güneyde 18.7 km, kuzeyde 19.0 km olarak belirlenmiştir.

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinden alınan 42° boylamına ait gravite profili ve bu profilin üç eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen derinlik değerleri Şekil 55'de verilmektedir. Gravite değerleri 80 km ile 120 km arasında Üst Miyosen-Pliyosen ve Kuvaternar yaşlı tortul havzalar nedeniyle negatif anomaliler vermektedir. Profil üzerinde 120 km'den sonra Üst Miyosen-Pliyosen, Oligosen yaşlı volkanik kayalar nedeniyle gravite değerleri pozitif bir anomali vermektedir. Kuzey Doğu Anadolu Fayının profili kestiği 160 km'de ezilmeler nedeniyle oluşan Alt-Orta Jura yaşlı karbonatlar ve tortul kayalar negatif gravite anomali değerleri oluşturmuşlardır. Gravite değerleri 180 km'den sonra doğrusal bir trend izleyerek kuzeye doğru kabuk incelmelerini gösteren pozitif yönde artış vermektedirler.

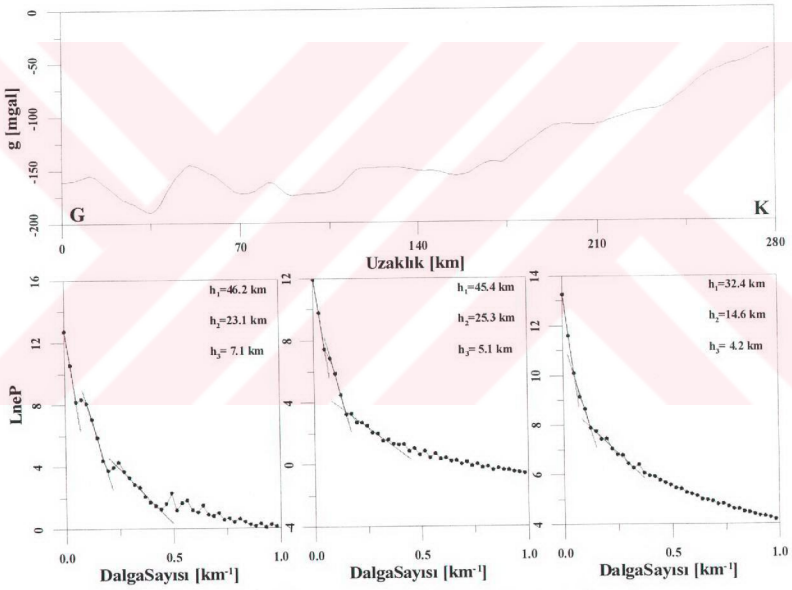


Şekil 54. 41° boylamı üzerindeki FF' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve bu profilin iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

GG' profiline ait gravite anomali değerleri üç eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanmış olup güneyde alınan parça için Moho derinliği 46.2 km olarak tespit edilmiştir. Granit tabakası ile bazalt tabakası arasındaki sınırı oluşturan Conrad süreksizliğinin derinliği 23.1 km ve Kristalin Temel derinliği 7.1 km olarak hesaplanmıştır. Ortadaki parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun 45.4 km, Conrad süreksizliğinin 25.3 km, kristalin temelin 5.1 km derinde olduğu tespit edilmiştir. En kuzeyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 32.4 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 14.6 km ve kristalin temel derinliği 4.2 km olarak belirlenmiştir. Elde edilen değerlerden kabuğun güneyden kuzeye doğru incelendiği sonucuna ulaşılmıştır. Kabuk kalınlığı güneyde 46.2 km iken kuzeyde 32.4 km değerine kadar incelmektedir. Benzer şekilde Conrad süreksizliğinin de güneyden kuzeye doğru incelendiği görülmektedir. Yani granit tabakasının kalınlığı güneyde 23.1 km iken kuzeyde 14.6 km değerine düşmüştür.

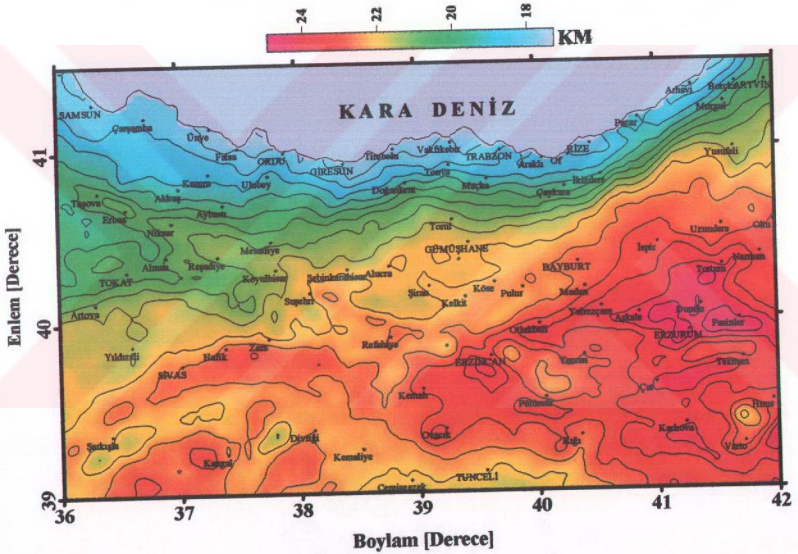
Bazalt tabakasının kalınlığı ise güneyde 23.1 km iken kuzeyde 17.8 km değerine kadar düşmüştür.

Bölgenin gravite anomali haritası üzerinden Karadeniz'e dik olarak alınan yedi adet profil için yapılan güç spektrumu hesabı sonucu yer kabuğunun güneyden kuzeye doğru incelendiği ortaya çıkarılmıştır. Benzer şekilde Conrad süreksizliği yüzeyinin de güneyden kuzeye doğru sığlaştığı görülmüştür. Yapılan hesaplamalar sonucu bölgede bazalt tabakasının güneyde daha kalın, kuzeyde ise ince olduğu sonucuna varılmıştır. Elde edilen kabuğa ait derinlik değerleri Tablo 1'de verilen (4), (6) ve (13) bağıntılarıyla oluşturulan Moho yüzeyi topografyası haritaları (Şekil 46, 47 ve 48) ile iyi bir uyum içindedir.



Şekil 55. Gravite anomali haritası üzerinde  $42^\circ$  boylamı için alınan GG' profiline (Şekil 6) ait gravite anomali değerleri ve üç eşit parçaya bölünerek hesaplanan güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu grafiklerinde görülen rakamlar kabuğa ait derinlik değerleri olup  $h_1$ , Moho derinliğini;  $h_2$ , Conrad süreksizliğinin derinliğini ve  $h_3$ , Kristalin Temel derinliğini belirtmektedir

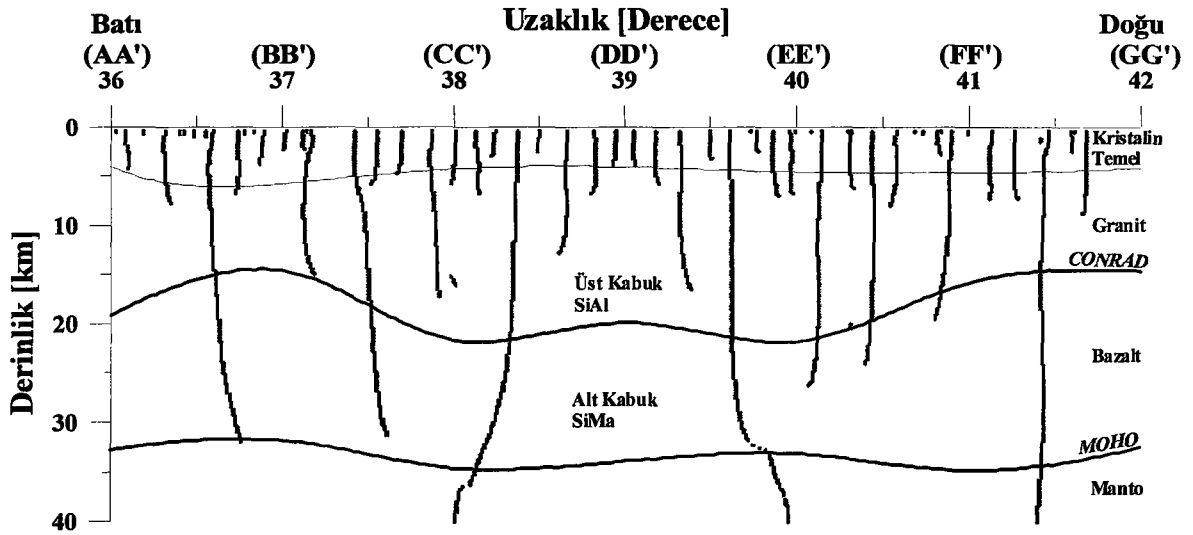
Alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanarak hesaplanan Conrad süreksizliğine ait derinlik değerlerinin belirlenmesi için önerilen  $H_c \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısının bölgenin gravite değerlerine uygulanmasıyla hesaplanan değerlerle karşılaştırılmıştır. Elde edilen Conrad süreksizliği değişim haritası Şekil 56'da görülmektedir. Hesaplanan değerlere göre Conrad süreksizliğinin derinliği 24.9 km ile 17.3 km arasında değişmektedir. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerlere göre ise Conrad süreksizliğinin derinliği 25.0 km ile 14.6 km arasında değişmektedir. Belirlenen değerler arasındaki en büyük fark (2.83 km) inceleme alanının kuzeyinde ortaya çıkmıştır.



Şekil 56. Sibirya ve Uzak Doğu'nun Conrad süreksizliği yüzeyini belirlemek için önerilen  $H_c \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısının Doğu Pontid gravite anomali verisine uygulanarak elde edilen Conrad süreksizliği değişimi haritası. Kontur aralığı 1 km'dir

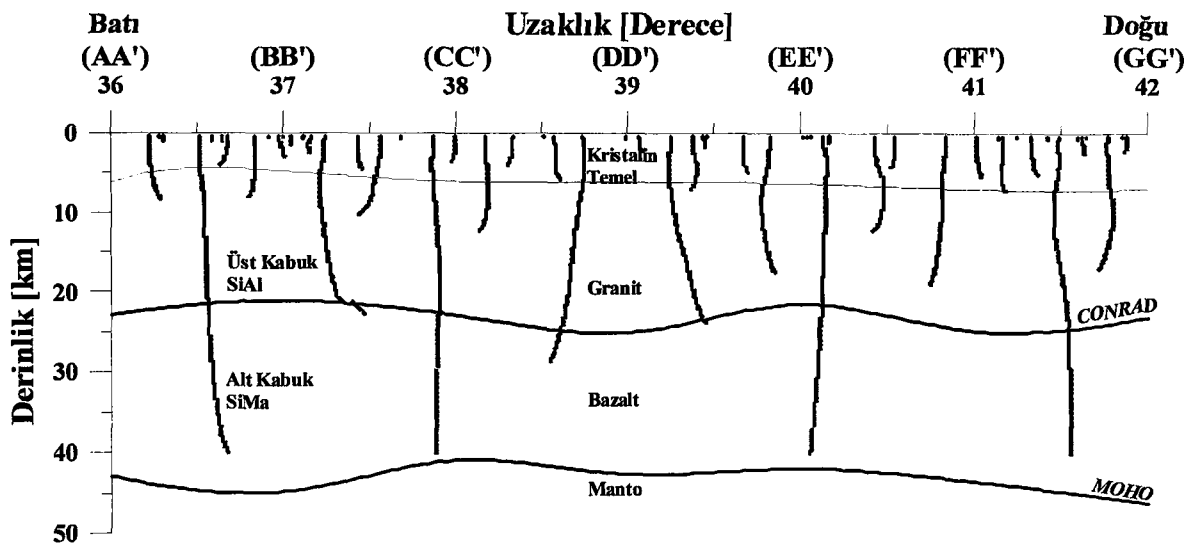
Yedi ayrı gravite anomali profiline güç spektrumu yöntemi uygulanarak kuzey ve güney zon için elde edilen kabuğa ait veriler birleştirilerek profil olarak çizilmiştir (Şekil 57 ve Şekil 58). Güç spektrumu ile elde edilen kabuk yapısına ait değerler ile alçak geçişli süzgeç anomalilerinin yatay türevlerinden elde edilen değerler üst üste çizilerek bölgenin kabuk ve tektonik yapısına ait sonuçlar çıkarılmaya çalışılmıştır. Elde edilen grafiklere göre kuzey zonda kabuk yapısı değişken bir yapıya sahiptir. Kabuğa ait süreksizlik yüzeyleri olan Moho ve Conrad yüzeylerinin düzgün olmadığı ortaya çıkmıştır. Bu zon için Mohonun 31.8 km ile 34.8 km, Conrad yüzeyinin ise 14.6 km ile 21.8 km değerleri arasında değiştiği belirlenmiştir. Belirlenen Moho yüzeyinin kabuk ile manto arasındaki sınırı, Conrad yüzeyinin ise SIAL özellikli üst kabuk ile SİMA özellikli Alt Kabuk arasındaki sınırı oluşturduğu tespit edilmiştir. Yatay türev verilerinden elde edilen sonuçlara göre kuzey zonun tektonik yapısını iki farklı derinliğe sahip kırık sistemleri oluşturmaktadır. Bunlardan birincisi kabuk içinde kalan kırıklar, diğeri ise kabuğu keserek mantoya kadar inen kırıklardır. Kabuktaki değişimlerin olduğu yerlerin bu kırıklarla üst üste düşmesi, bölgenin tektonik yapısını oluşturan kırıkların oluşumunda ve yapısında önemli rol oynadığını göstermektedir. Mantoya kadar inen bu kırıkların diğeri bir özelliği ise yüzeye yaklaştıklarında kollara ayrılması ve bir çiçek yapısı oluşturmasıdır. Yüzeyde bir çok parçaya ayrılan bu kırık sistemleri derine doğru inildikçe kavisli bir şekilde ana kırıkla birleşmekte ve çiçek yapısını ortaya çıkarmaktadır (Şekil 57).

Şekil 58'de güney zonun hesaplanan iki boyutlu kabuk ve tektonik yapı kesiti görülmektedir. Güney zonun gravite verilerinin alçak geçişli süzgeç anomalilerinin yatay türevleri belirlenerek oluşturulan tektonik yapısına göre bu zondaki kırıklar mantoya inen ve kabuk içinde kalan kırıklar olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Mantoya inen kırıklar kabuğun kalınlaştığı ve incelendiği yerler üzerine düşmektedir. Dolayısıyla bu kırıklar kabuk yapısının oluşumunda etkin bir rol oynamışlardır. Belirlenen kırık sistemleri yüzeyde çok parçalı iken derine doğru gidildikçe ana kırık ile birleşmektedir. Gravite verilerinin güç spektrumlarından belirlenen güney zonun kabuk kalınlığı 40.9 km ile 46.2 km arasında değişmektedir. SIAL özellikli üst kabuk ile SİMA özellikli alt kabuk arasındaki sınırı oluşturan Conrad yüzeyinin ise 21.1 km ile 25.0 km arasında değiştiği tespit edilmiştir.



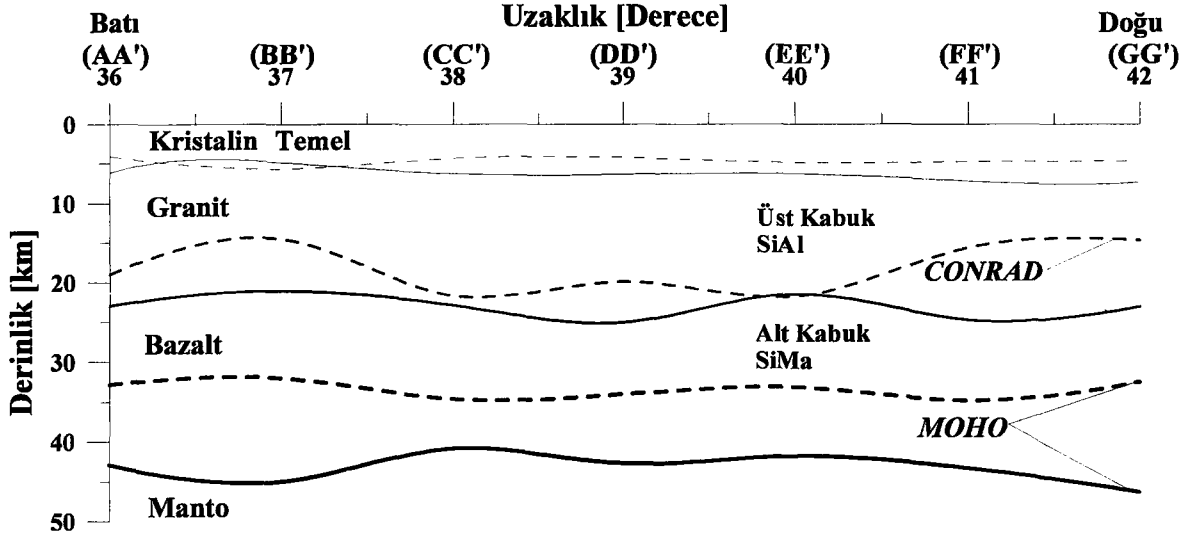
Şekil 57. Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen kuzey zonun iki boyutlu kabuk yapısı modeli

Kuzey ve güney zon için belirlenen kabuk yapısına ait veriler bir profil olarak Şekil 85'de gösterilmektedir. Kuzey zona göre güney zonda daha kalın bir kabuğun olduğu ortaya çıkarılmıştır. Yani kabuk güneyden kuzeye doğru gidildikçe incelmektedir. Aynı şekilde Conrad yüzeyinin de kuzeye doğru gidildikçe sığlaştığı görülmektedir. Kuzey zondaki granitik özellikteki üst kabuğun ve bazaltik özellikteki alt kabuğun da kabuk kalınlığıyla doğru orantılı olarak incelendiği belirlenmiştir (Şekil 85).



Şekil 58. Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen güney zonun iki boyutlu kabuk yapısı modeli





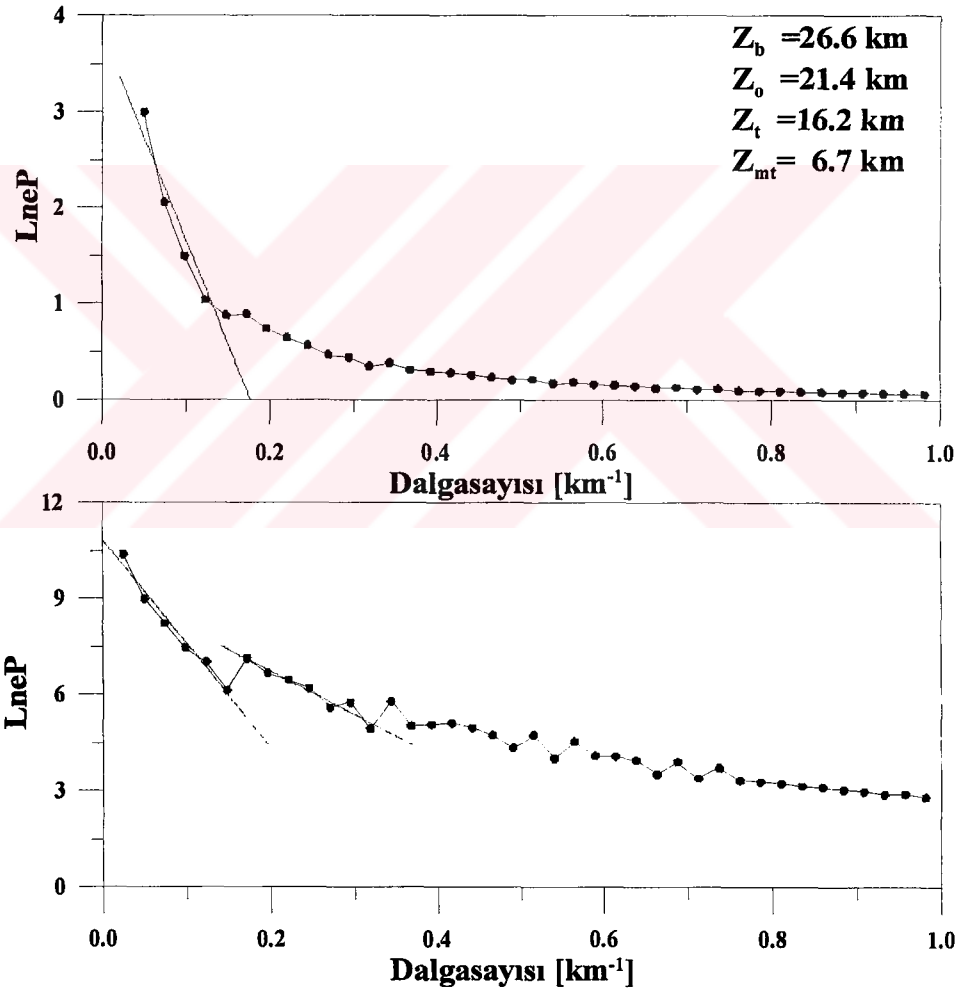
Şekil 59. Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı modeli. Düz çizgiler güney zonun, kesikli çizgiler kuzey zonun kabuk yapısı değişimini göstermektedir

## 2.10. Doğu Pontidlerin Curie Noktası Derinliğinin Manyetik Veriler Yardımıyla Belirlenmesi

Spector ve Grant (1970) logaritmik güç spektrumların eğimlerine göre cisimlerin ortalama üst yüzey derinliklerini belirlemek için bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntem frekans ortamında anomalilerin spektrumları ile kaynakların derinlikleri arasında bir ilişki sunmaktadır. Bu yöntem manyetik verilere uygulandığında bölgedeki kabuğun Curie noktası derinliği belirlenebilmektedir. Curie noktası derinliği  $Z_b$ 'yi hesaplamak için Okubo vd. (1985, 1989) manyetik anomali verisini kullanarak Spector ve Grant (1970)'in spektral analiz yöntemi yardımı ile birlikte iki adımlı bir metot önermişlerdir. Bu yöntemde ilk önce manyetik anomali kaynağının, üst yüzey derinliği;  $Z_t$ , ikinci olarak ortalama derinliği;  $Z_0$ , güç spektrumu eğrisinin eğiminden en küçük kareler yaklaşımı kullanılarak belirlenir. Curie noktası derinliği ( $Z_b$ ) olarak bilinen temel derinliği ise bu iki derinlikten,  $Z_b = 2Z_0 - Z_t$  denklemi kullanılarak hesaplanır. Curie noktası derinliğini kestirmek için kutba indirgenmiş manyetik anomali verisine yüksek geçişli süzgeç uygulanmalıdır.

Doğu Pontidlerin ortalama Curie noktası yüzeyinin derinliğini belirlemek için bölgenin manyetik anomali verisine iki boyutlu Fourier dönüşümü uygulanarak elde edilen güç spektrumu eğrisine (Şekil 60) yaklaşımlan doğruların eğimlerinden yararlanılmıştır.

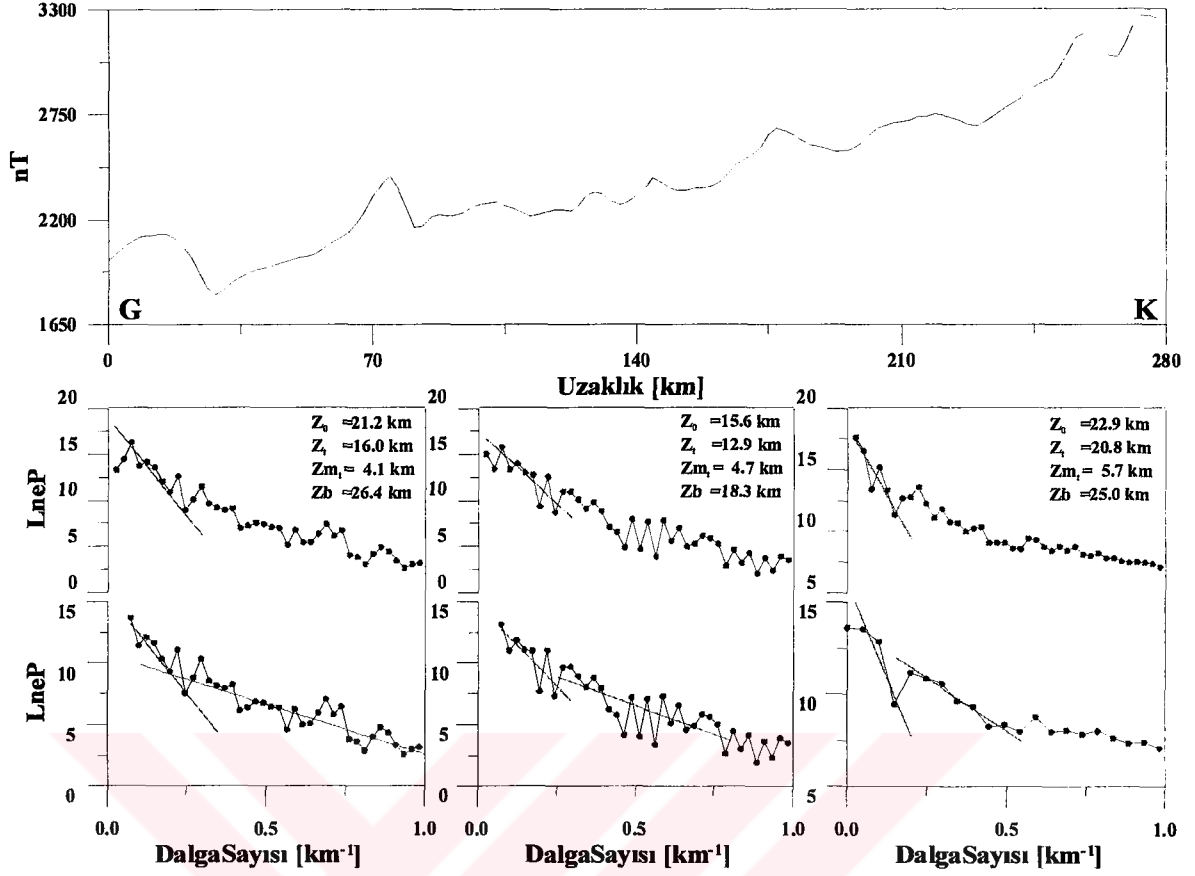
Alttaki güç spektrumu eğrisinin en yüksek dalga sayılı parçasına en küçük kareler ile geçirilen doğrunun eğiminden yapılan hesaplamalar sonucu manyetik anomali veren kütlenin üst yüzey derinliği 16.2 km olarak belirlenmiştir. Üstteki güç spektrumu eğrisinin en yüksek dalga sayılı parçasının eğiminden ise manyetik kütlenin ortalama derinliği 21.4 km olarak hesaplanmıştır. Bu iki derinlik değeri kullanılarak bölgede Curie noktasının ortalama derinliği 26.6 km olarak hesap edilmiştir. Benzer şekilde alttaki güç spektrumu eğrisinin yüksek dalga sayılı parçasına en küçük kareler yöntemi ile uydurulan doğrunun eğiminden yapılan hesaplamalar sonucu manyetik anomali veren tortulun temel derinliği ise ortalama 6.7 km olarak tespit edilmiştir.



Şekil 60. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasına ait güç spektrumu değerleri. Güç spektrumu eğrileri üzerindeki değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_o$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

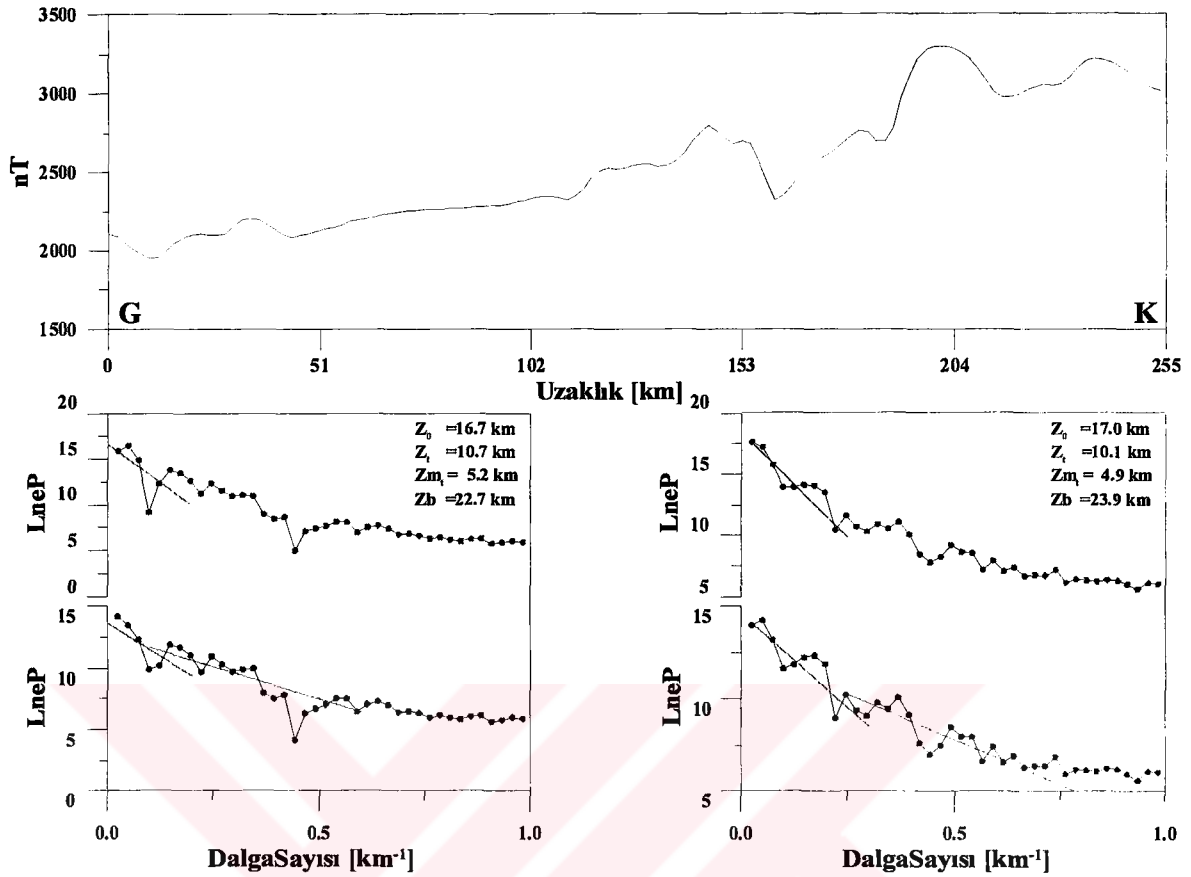
Doğu Pontidlerin kuzey ve güney zonlarındaki Curie noktası derinliğinin değişimini incelemek için bölgenin kutba indirgenmiş ve yüksek geçişli süzgeç uygulanmış manyetik anomali haritasından yedi adet profil seçilmiştir. Profillerin doğrultuları Karadeniz'e dik olup konumları Şekil 7'de gösterilmektedir. Profiller 36° boylamından başlayarak birer derece aralıkla 42° derece boylamına kadar alınmış olup profillerin başlangıç noktaları 39° enlemidir. Profillerin uzunluğu göz önüne alınarak 36° ve 42° boylamları üç, diğer profiller iki eşit parçaya bölünmüştür. Elde edilen parçalara ait verilerin Fourier dönüşümü kullanılarak güç spektrumu eğrileri hesaplanmıştır. Her bir parçaya ait güç spektrumu eğrisi elde edilmiştir. Üstteki eğriden en derin manyetik anomali üreten kütlelerin ortalama derinliği, alttaki eğriden kütlelerin üst yüzey derinliği ve manyetik tortulun temel derinliği belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen ortalama derinlik ve üst yüzey derinlik değerleri kullanılarak  $Z_b = 2Z_0 - Z_t$  bağıntısı yardımıyla Curie noktasının derinliği hesap edilmiştir.

Şekil 61'de 36° boylamı üzerinde alınmış AA' profiline ait yüksek geçişli süzgeç uygulanmadan önce kutba indirgenmiş manyetik anomali verisi ve bu veriye ait güç spektrumu eğrileri görülmektedir. Bu profilin uzunluğu yaklaşık 280 km olup üç eşit parçaya bölünmüş ve her bir parçanın iki adet güç spektrumu hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalar sonucu 36° boylamı için Curie derinliği güneyde 26.4 km, kuzeyde 25.0 km iken ortada 18.3 km olarak bulunmuştur. Profilin manyetik anomali grafiğine bakıldığında kuzeyde ve güneyde daha yavaş, ortada ise daha hızlı değişimler gözlenmektedir. Profil üzerinde 80 km ve 180 km'de gözükten yüksek genlikli anomaliler Tokat metamorfik masifinin kenarını gösteren Yıldızeli fay zonu boyunca yüzeylenen Eosen yaşlı volkanikler ve Taşova-Çorum fay zonu boyunca yüzeye çıkan Üst Senoniyen yaşlı volkanik kayalardan ileri gelmektedir. Gözlenen bu hızlı ve yavaş değişimler manyetik anomali kaynağının derinliği ile ilgili olup yapılan hesaplamalardan belirlenen derinlikler de bunu göstermektedir. Nitekim orta kısımda Tokat metamorfik masifinde daha sığ bir Curie derinliği belirlenmiştir. En derin Curie derinliği kuzeyde olup güneyde daha sığdır. Güneyde yer alan yavaş manyetik değişimler Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı tortul kayalardan ileri gelmektedir. Kuzeydeki yavaş değişimlerin kaynağı ise Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik ve tortul kayalardır. Profil boyunca manyetik değerler doğrusal bir artış göstermektedir. Bu da kuzeye doğru yer alan volkanik kayaların bölgenin manyetikliğini arttırdığını göstermektedir. Yapılan hesaplamalar sonucu manyetik tortul temel güneyde 4.1 km, kuzeyde 5.7 km olarak hesap edilmiştir.



Şekil 61. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $36^\circ$  boylamı üzerinde alınan AA' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Şekil 62'de  $37^\circ$  boylamı boyunca alınan BB' profiline ait kutba indirgenmiş manyetik verinin güç spektrumu eğrileri ve bu eğrilere ait değerler gözlenmektedir. Profil üzerindeki değerler yaklaşık 120 km'ye kadar doğrusal bir trend gösterirken bundan sonra yavaş ve hızlı değişimler gözlenmektedir. Profilin başlangıcında 40 km'ye kadar düşük genlikli bir anomali gözlenmektedir. Profil boyunca 120 km'ye kadar doğrusal bir trend olarak uzanan anomali bölgesi Üst Miyosen-Pliyosen, Alt-Orta Miyosen ve Pliyosen yaşlı tortul kayalardan oluşmaktadır. En güneyde yer alan anomali değişimi bu tortulları kesen Pliyosen yaşlı bazaltlardan ileri gelmektedir. Kuzeyde yer alan yüksek genlikli anomali değişimleri ise Triyas-Jura yaşlı Şistlerden oluşan Tokat metamorfik masifi, Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik kayalardan kaynaklanmaktadır.



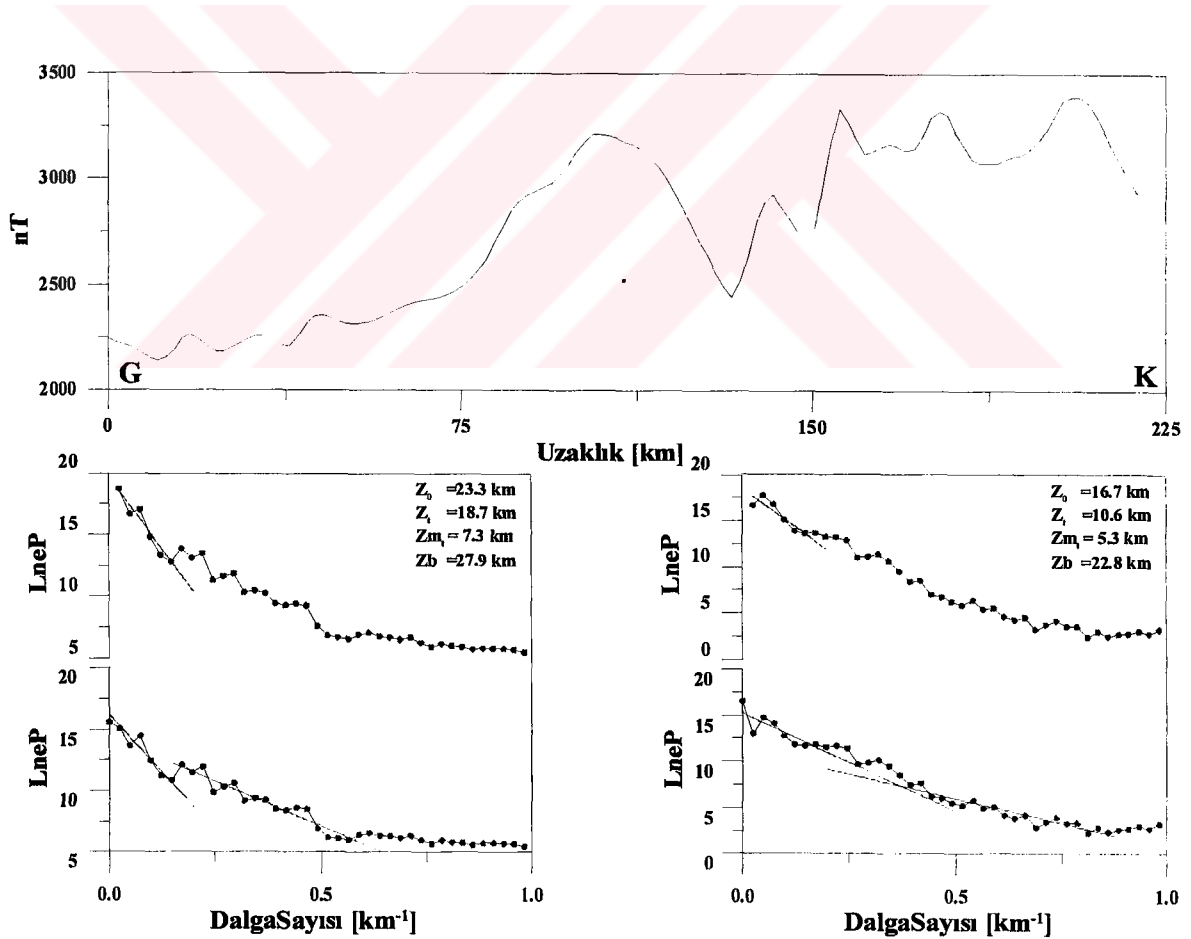
Şekil 62. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $37^\circ$  boylamı üzerinde alınan BB' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Profil verileri iki eşit parçaya bölünerek her bir parçasına güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve Curie noktasının kuzey ve güney zondaki değişimi belirlenmiştir. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Curie noktasının derinliği 22.7 km; kuzeyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Curie noktasının derinliği 23.9 km olarak hesaplanmıştır. Yapılan hesaplamalardan manyetik tortulun taban derinliği güneyde 5.2 km, kuzeyde ise 4.9 km olarak tespit edilmiştir.

Yaklaşık olarak 225 km uzunluğunda olan ve  $38^\circ$  boylamı için alınan CC' profiline ait manyetik anomali grafiği ile iki eşit parçaya bölünerek elde edilen güç spektrumu eğrileri Şekil 63'de verilmektedir. Anomali grafiğinde yaklaşık 75 km'ye kadar manyetik değerlerdeki değişim Pliyosen yaşlı Bazalt, Andezit ve Piroklastik kayalar nedeniyle küçük genlikli iken 75 km ile 130 km arasında Alt Miyosen yaşlı karbonatlar ve Evaporitli tortul kayalar nedeniyle yaklaşık 750 nT değerinde yüksek genlikli bir anomali

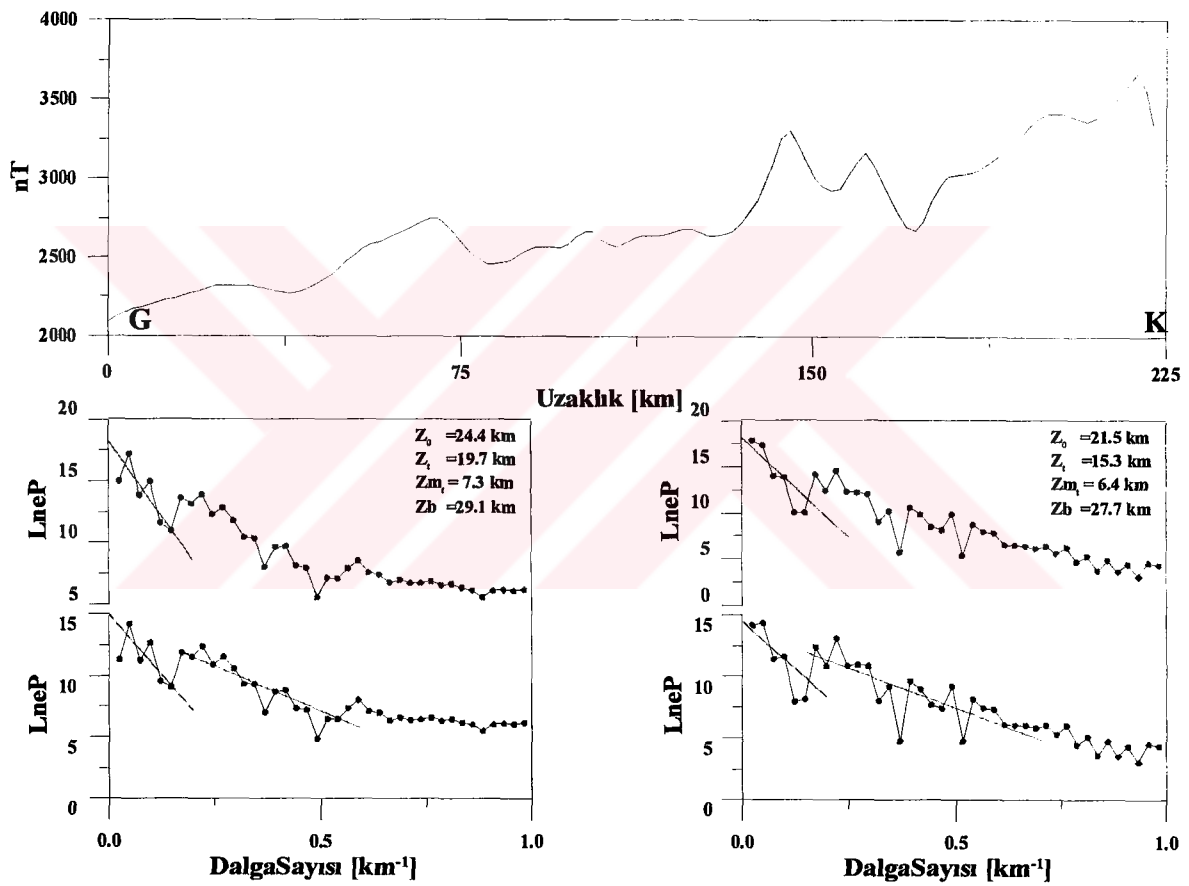
gözlenmektedir. 120 km'den sonra manyetik değerler hızla azalmaktadır. 125 km ile 150 km arasında pik yapan yüksek frekanslı anomalinin kaynağının KAF zonu boyunca yüzeye çıkan Üst Kretase yaşlı volkanikler ile tortul kayalardan ileri geldiği düşünülmektedir. 150 km'den sonra profile ait anomali yaklaşık 3000 nT değeri civarında 250 nT'lık hızlı değişimler sergilemektedir. Bu anomali değişimlerindeki artışların Üst Kretase yaşlı volkanikler ve tortul kayalar ile Andezit ve piroklastiklerden, azalımların ise Paleosen, Eosen yaşlı Granitoidlerden ileri geldiği sonucuna ulaşılmıştır.

Manyetik anomali verileri iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve Curie noktasının derinliği belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan hesaplamalara göre Curie noktasının derinliği güneyde 27.9 km kuzeyde ise 22.8 km olarak belirlenmiştir. Bölgedeki manyetik tortul tabakanın temeli güneyde 7.3 km, kuzeyde 5.3 km olarak tespit edilmiştir.



Şekil 63. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $38^\circ$  boylamı üzerinde alınan CC' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası üzerinden  $39^\circ$  boylamı için alınan DD' profiline ait manyetik anomali grafiği ile güç spektrumu eğrileri Şekil 64'de verilmektedir. Anomali grafiği incelendiğinde üç farklı frekansa sahip manyetik değerler izlenmektedir. Bunlardan yüksek periyotlu, düşük frekanslı anomaliler doğrusal bir trende sahip olan anomali değerleri yaklaşık 2000 nT'dan başlayarak 3600 nT'ya kadar yükselmektedir. Yaklaşık olarak 125 km ile 175 km arasında yüksek genlikli yüksek frekanslı anomaliler Alt-Orta Jura yaşlı volkanikler ve sedimanter kayalar ile Orta-Üst Eosen yaşlı volkaniklerden ileri geldiği anlaşılmaktadır.



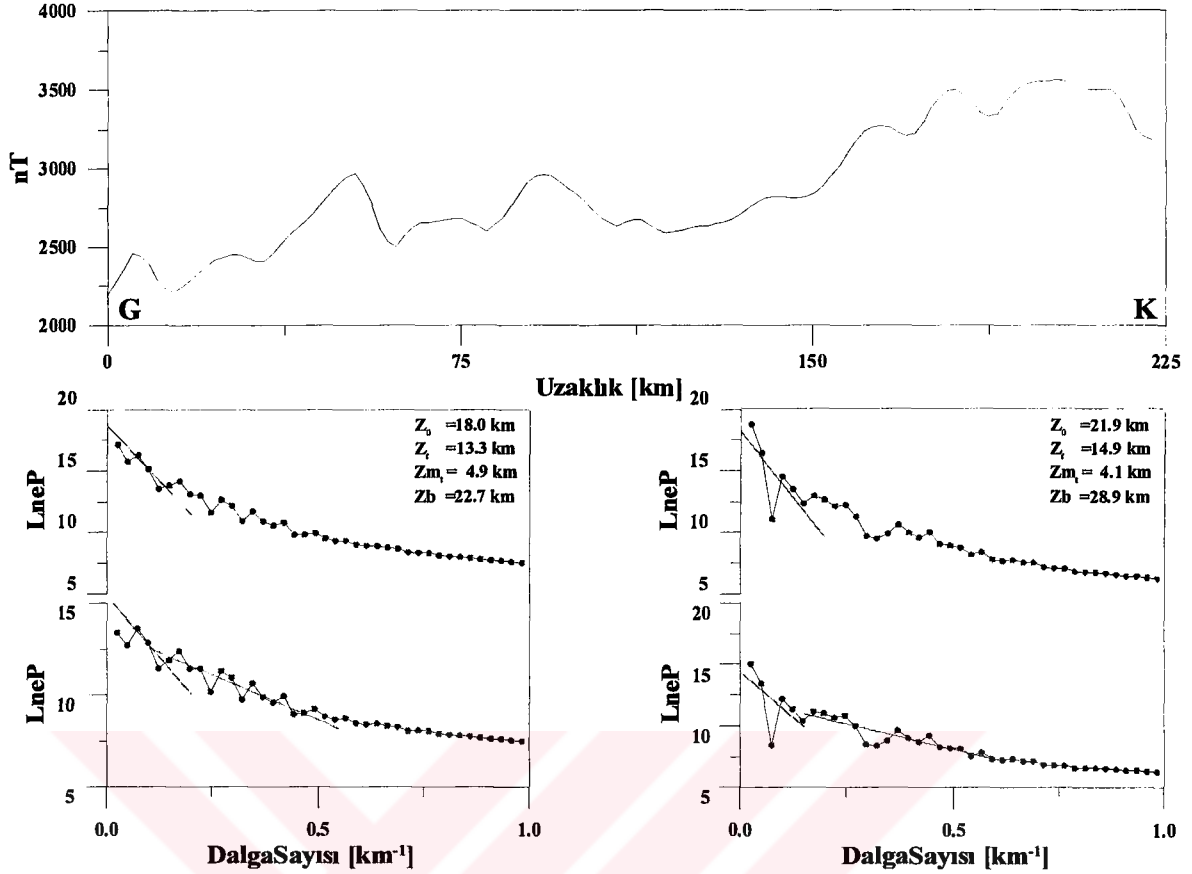
Şekil 64. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $39^\circ$  boylamı üzerinde alınan DD' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_e$ ) göstermektedir

175 km'den sonra daha düşük frekanslı anomalilerin ise Üst Kretase yaşlı volkaniklerden ileri geldiği anlaşılmaktadır. Ofiyolitik kayaçların hüküm sürdüğü 75 km ile 125 km arasındaki değerler ise oldukça sakindir. Manyetik değerler 75 km'ye kadar Alt Miyosen yaşlı kırıntılar ve karbonatlar ile Orta Triyas-Kretase yaşlı Neritik kireçtaşları nedeniyle 800 nT değerinde düşük frekanslı değerlere sahiptir. Manyetik profil verileri iki parçaya bölünerek hesaplanan güç spektrumu değerleri yardımıyla bölgedeki Curie noktası derinliği güneyde 29.1 km, kuzeyde 27.7 km olarak tespit edilmiştir. Bölgede manyetik anomali üreten tortul temelin derinliği ise güneyde 7.3 km ve kuzeyde 6.4 km olarak belirlenmiştir.

Şekil 65'de kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası üzerinden 40° boylamı için alınan EE' profiline ait değerleri ve bu değerlere ait güç spektrumu sonuçları görülmektedir. Alınan profile ait manyetik anomali değerleri 2000 nT ile 3500 nT arasında değişmektedir. Manyetik değerler yüksek ve alçak frekanslı olmak üzere anomaliler üretmektedir. En güneyde yer alan 50 km'deki 700 nT değerindeki anomali, bölgede görülen Üst Kretase-Paleosen yaşlı volkanikler ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçlardan ileri gelmektedir. Bundan önce görülen daha düşük genlikli anomaliler ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkaniklerden ileri geldiği anlaşılmaktadır. Manyetik anomali grafiği üzerinde yaklaşık 100 km'de yer alan yüksek genlikli anomalinin ise Alt-Orta Miyosen yaşlı Evaporitli sedimanter kayaçlar ile Alt-Orta Jura yaşlı kırıntılar ve karbonatlardan ileri geldiği anlaşılmaktadır. 100 km ile 150 km arasında görülen manyetik değerlerdeki düşüşün sebebinin ise Doğu Pontidlerin güney zonunda yer alan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Pelajik kireçtaşları, Alt-Orta Jura yaşlı kırıntılar, karbonatlar, volkanik ve sedimanter kayalar ile Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Neritik Kireçtaşı ve Pliyosen yaşlı karasal kırıntılar olduğu sonucuna ulaşılmıştır. 150 km'den sonra artış gösteren düşük frekanslı, yüksek genlikli manyetik anomalilerin sebebinin de Orta-Üst Eosen yaşlı volkanikler, Üst Kretase yaşlı volkanikler ve sedimanter kayaçlar olduğu düşünülmektedir.

Profilinin iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu uygulanması sonucu Curie noktasının derinliği güneyde 22.7 km, kuzeyde 28.9 km olarak tespit edilmiştir. Yapılan hesaplamalardan pelajik ve neritik kireçtaşlarının olduğu güney zonda Curie noktasının daha sığ, volkaniklerin yer aldığı kuzey zonda daha derin olduğu sonucu elde edilmiştir. Manyetik anomali veren tortul temelin derinliği güney zonda 4.9 km iken kuzey zonda 4.1 km olarak belirlenmiştir.

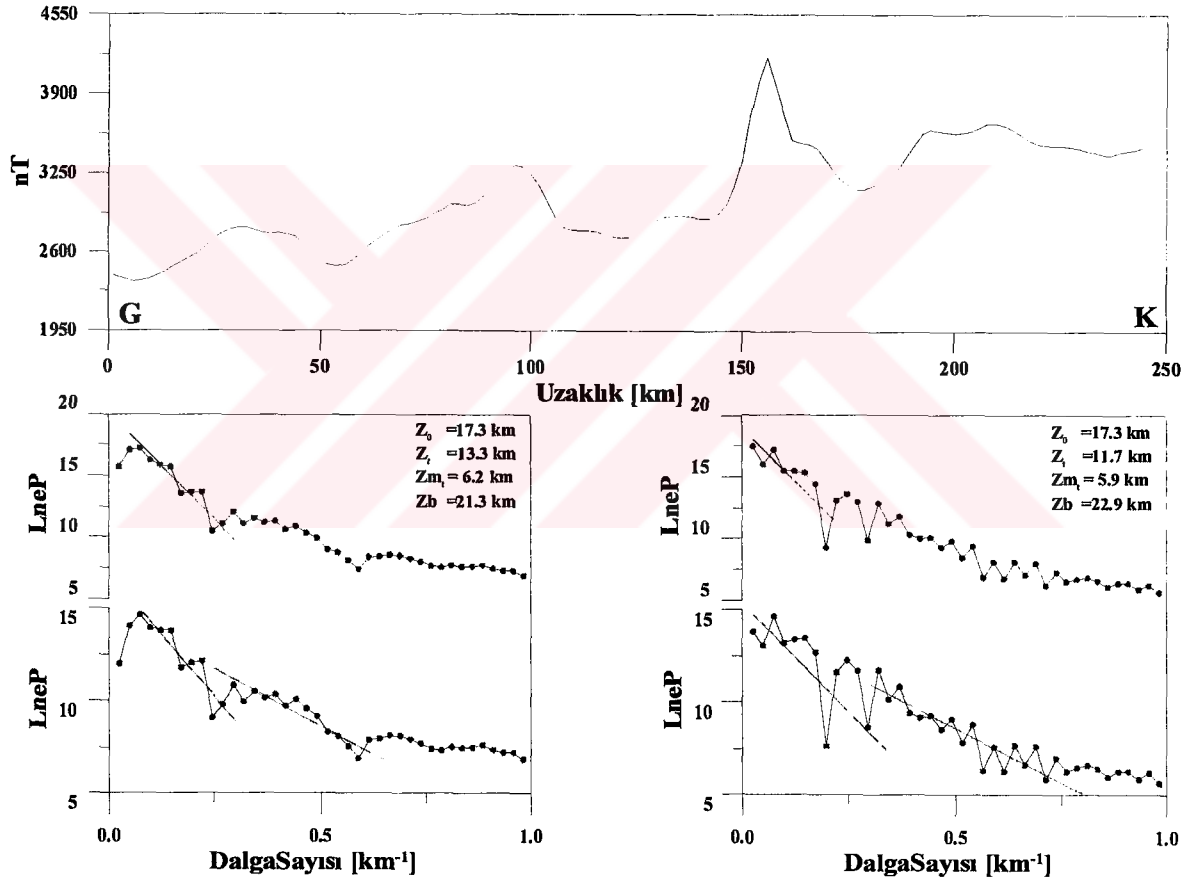




Şekil 65. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $40^\circ$  boylamı üzerinde alınan EE' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $41^\circ$  boylamı üzerindeki değerler kullanılarak oluşturulan FF' profiline ait grafik ve bu grafiğin iki eşit parçaya bölünerek hesaplanan güç spektrumu eğrileri Şekil 66'da gösterilmektedir. Manyetik değerlere ait grafikte yüksek genlikli yüksek frekanslı ve yüksek genlikli düşük frekanslı anomaliler gözlenmektedir. 150 km'de yer alan en yüksek genlikli, yüksek frekanslı anomalinin Orta-Üst Eosen yaşlı volkanik kayalardan ileri geldiği anlaşılmaktadır. Manyetik anomali grafiğinde 175 km'de gözlenen düşüşün sebebinin Paleozoyik yaşlı Granitoidler, 200 km'deki artışın ise Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar olduğu anlaşılmaktadır. Manyetik anomalide gözlenen 100 km ile 150 km arasındaki düşüşün nedeninin Aşkale'nin doğusunda yer alan Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı karasal kırıntılar ve Alt-Orta Miyosen yaşlı Evaporitli tortul kayalardan oluşan Aşkale havzası olduğu sonucuna varılmıştır. Manyetik anomali grafiğinde 100 km'den güneyde nispi iki

pozitif anomali ve bir negatif anomali gözlenmektedir. Nispi Pozitiflerden kuzeydekinin kaynağının Üst Miyosen yaşlı bazalt ve andezitler, güneydekinin kaynağının ise Üst Miyosen yaşlı andezit ve bazaltlar ile Üst Miyosen yaşlı piroklastik kayalar ve Pliyosen yaşlı bazaltlar olduğu sonucuna varılmıştır. Bu iki nispi pozitif anomali arasında yer alan nispi negatif anomali ise Oligosen-Alt Miyosen ve Eosen yaşlı karbonat ile kırıntılı kayalardan ileri gelmektedir. Kutba indirgenmiş manyetik anomali profili iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve güneydeki parça için 21.3 km, kuzeydeki parça için 22.9 km Curie derinliği hesaplanmıştır. Bölgede manyetik tortul temelin kalınlığı ise güneyde 6.2 km iken kuzeyde 5.9 km olarak tespit edilmiştir.



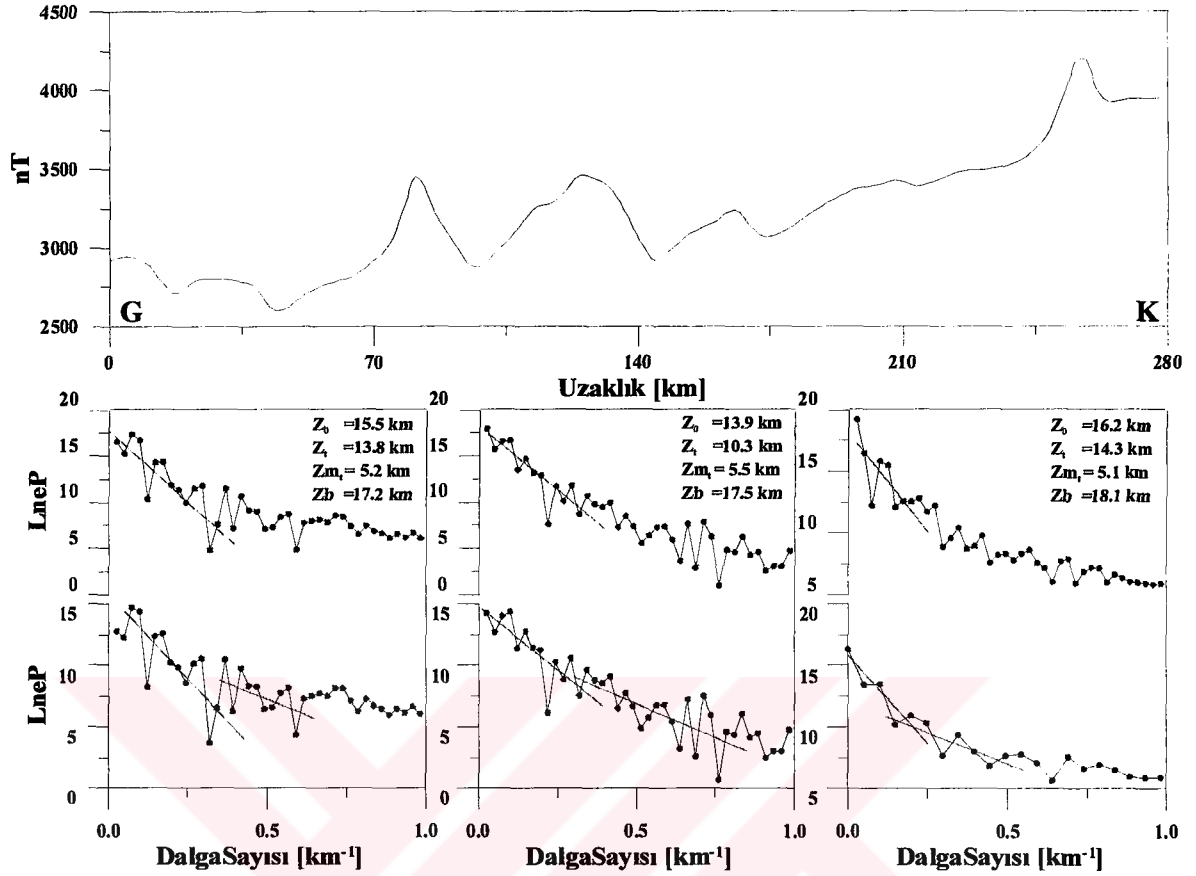
Şekil 66. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $41^\circ$  boylamı üzerinde alınan FF' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

uzunluğundaki manyetik anomali değerleri güneyden kuzeye doğru doğrusal bir trend şeklinde uzanmaktadır. Profile ait manyetik değerler yüksek frekanslı, yüksek genlikli ve alçak frekanslı yüksek genlikli anomaliler ile alçak genlikli, yüksek frekanslı anomaliler vermektedir. Bunlardan yüksek genlikli, alçak frekanslı iki anomali 80 km ve 250 km uzaklıklarında gözlenmektedir. Güneydeki anomalinin kaynağı Pliyosen yaşlı bazaltlar, kuzeydeki kaynağı ise Alt-Orta Jura yaşlı volkanik kayalar olduğu anlaşılmaktadır.

120 km'de yer alan yüksek genlikli, alçak frekanslı manyetik anomalinin kaynağı Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanikler iken 160 km'de yer alan düşük genlikli alçak frekanslı anomalinin kaynağı Oligosen yaşlı volkanik kayalardır. Bu iki anomali arasında gözlenen düşüşün kaynağının ise Narman civarında yer alan Pliyosen yaşlı karasal kırıntılar olduğu düşünülmektedir. Manyetik anomali grafiğinde görülen 80 km'nin güneyindeki anomali düşüşünün sebebinin Kuvaternar, Pliyosen-Kuvaternar ve Alt Pliyosen yaşlı karasal kırıntılardan ileri geldiği anlaşılmıştır. Manyetik anomali profili yaklaşık 280 km uzunluğunda olup üç eşit parçaya ayrılarak güç spektrumu yöntemi uygulanmıştır. Elde edilen güç spektrumu eğrileri kullanılarak bu profil için güneyden kuzeye doğru Curie noktası derinliğinin değişimi belirlenmeye çalışılmıştır.

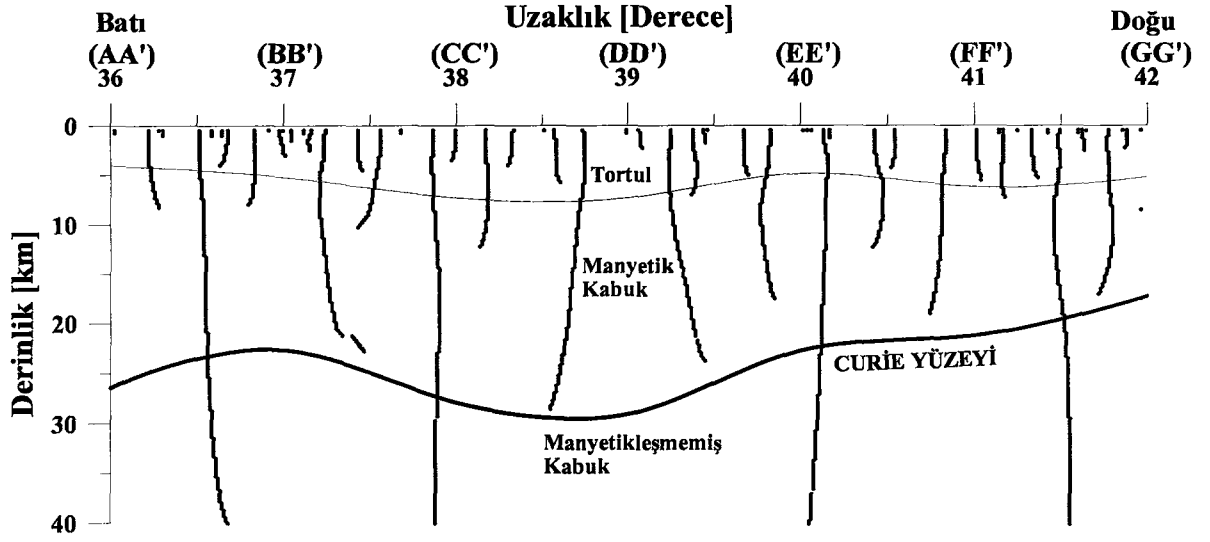
Yapılan hesaplamalar sonucu Curie derinliği güneyde 17.2 km, kuzeyde 18.1 km ve ortada 17.5 km olarak tespit edilmiştir. Elde edilen değerlere göre Curie derinliğinin bu profil boyunca çok fazla değişmediği anlaşılmıştır. Bölgede manyetik tortulun temel kalınlığı güneyde 5.2 km, kuzeyde 5.1 km ve ortada 5.5 km olarak tespit edilmiştir.

Kuzey ve güney zon için oluşturulan Curie noktası yüzeylerinin iki boyutlu değişim grafiği üzerine gravite verilerinin yukarı uzanımlarının yatay türev genlikleri derinliğe göre çizilerek tektonik yapıyla olan ilişkisi araştırılmaya çalışılmıştır (Şekil 68, 69). Elde edilen grafiklerden Curie noktası yüzeyinin dönüm noktalarının kırık hatları üzerine düştüğü görülmektedir. Bu nedenle Curie noktasının yüzeye yaklaştığı bölgelerin bu kırık hatları nedeniyle oluştuğu düşünülmektedir.

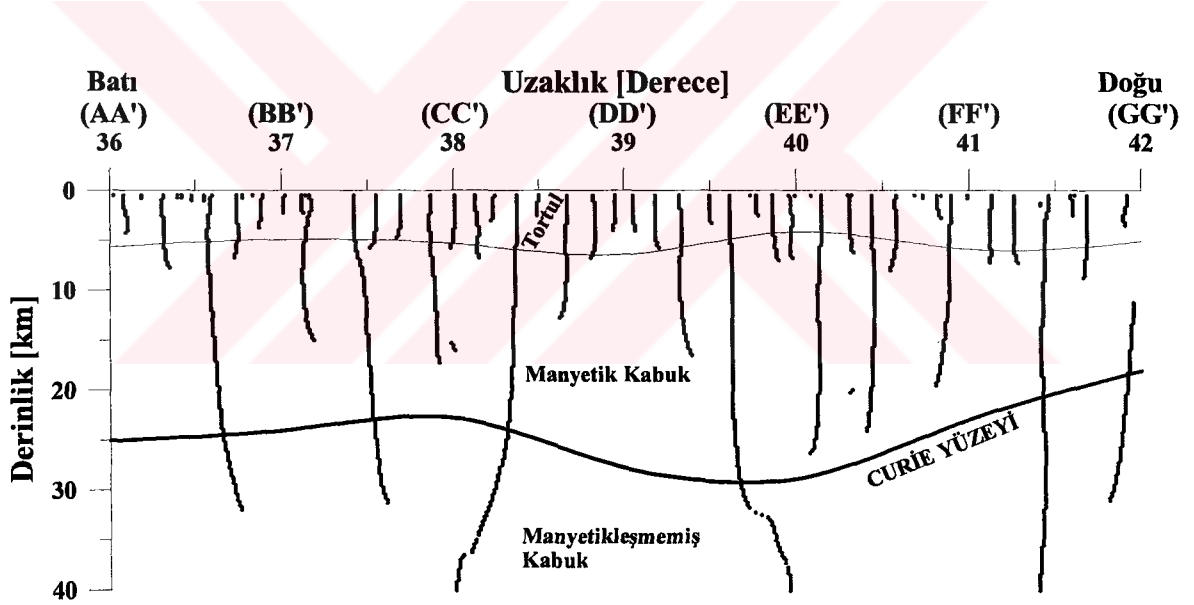


Şekil 67. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından  $42^\circ$  boylamı üzerinde alınan GG' profili (Şekil 7) ve bu profile ait güç spektrumu eğrileri. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_0$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Çalışma alanının kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillerin eşit parçalara bölünerek güç spektrumu yönteminin uygulanması sonucu güney ve kuzey zonda Curie derinliğinin doğu-batı yönündeki değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan hesaplamalar sonucunda Curie derinliğinin, güney zonda 17.2 km ile 29.1 km arasında, kuzey zonda ise 18.1 km ile 28.9 km arasında değiştiği tespit edilmiştir (Şekil 70).



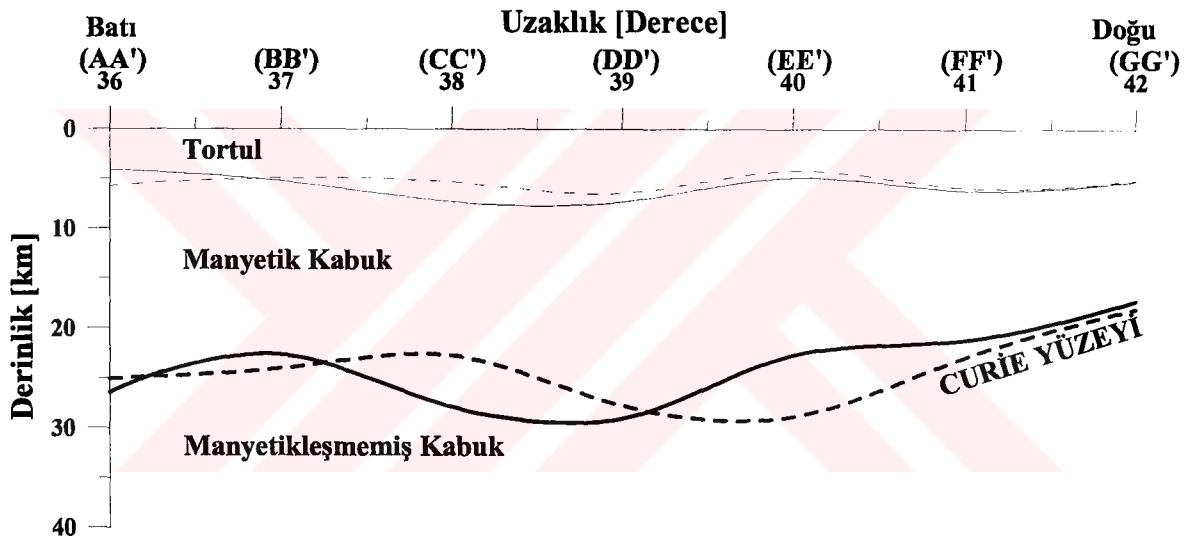
Şekil 68. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu uygulanarak elde edilen güney zonun iki boyutlu Curie noktası yüzeyi değişim grafiği



Şekil 69. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu uygulanarak elde edilen kuzey zonun iki boyutlu Curie noktası yüzeyi değişim grafiği

Yapılan hesaplamaların değerlendirilmesiyle elde edilen Curie noktası yüzeyinin düz olmadığı değişken bir yüzeye sahip olduğu, bu değişimlerin de mantoya kadar inen kırıklar sebebiyle olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Kabuk içerisinde kalan kırıklar daha çok tortul temelin kalınlığındaki değişimlere sebep olmuştur.

Elde edilen sonuçların incelenmesiyle her iki zon için belirlenen Curie yüzeyinin ortalama 25 km civarında olduğu anlaşılmaktadır. Güney zonda Curie yüzeyinin değişimi 38°-41° boylamları arasında iken kuzey zonda bu değişim 37°-40° boylamları arasında gözlenmektedir. Elde edilen Curie yüzeylerinin değişimi benzer topografyaya sahiptir. Bu nedenle her iki zondaki değişimlere sebep olan etkenlerin aynı olduğu düşünülmektedir. Bu değişime sebep olan etkenlerin ise KAF ve KDAF zonları olduğu sonucuna varılmıştır.



Şekil 70. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritası üzerinde alınan profil verilerine güç spektrumu uygulanarak elde edilen Curie derinliği yüzeyinin değişim grafiği. Sürekli çizgiler güney zondaki, kesikli çizgiler ise kuzey zondaki değişimi göstermektedir

### 2.11. Doğu Pontid Gravite Anomali Profillerinin Ters Çözümleri

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan yedi gravite profili, altındaki kabuk yapısının değişiminin belirlenmesi için alınan profillere ait veriler Fortran programlama diliyle yazılmış bilgisayar programı ile ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur. Bu programa giriş verisi olarak bir başlangıç modeli ve gözlem gravite alanı verilmektedir. Bu ters çözüm işleminde model verisinin gravite anomalisi hesaplanarak gözlem gravite alanı ile arasındaki farkın en küçük olması amaçlanır. Bu fark belirli bir değerin altına düşene kadar yineleme yapılarak model yapı parametreleri değiştirilir. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda program gözlem gravite alanıyla hesaplanan gravite anomali arasındaki farkın minimum olduğu modeli bize verir.

Programa giriş verisi olarak verilecek başlangıç modelinin oluşturulması için daha önce yapılmış jeofizik ve jeolojik çalışmalar değerlendirilir. İnceleme alanı için kullanılacak başlangıç modelinde kabuk yapısı modeli en üstte Paleozoyik, onun altında granit ve en altta bazalt olmak üzere üç tabakalı olarak oluşturulmuştur. Her üç tabakanın profil boyunca olan derinlikleri değişik araştırmacılarca yapılmış derin sismik sondaj ve gravite anomalisi arasındaki ilişki kullanılarak geliştirilen ampirik bağıntılardan yararlanılarak belirlenmiştir. Kullanılan başlangıç modelinde bazalt tabakasının temelini gösteren Moho derinliğini profil boyunca belirlemek için Wollard (1959) tarafından önerilen  $H = 32 - 0.08\Delta g$  bağıntısı kullanılmıştır. Bazalt tabakası ile granit tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin derinliğini belirlemek için önerilen  $H_c = 18.6 - 0.031\Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısı kullanılmıştır. En üstteki Paleozoyik tabakasının derinliğinin belirlenmesinde Volvovsky vd. (1964) tarafından önerilen  $H_{pz} = 16.6 + 0.116\Delta g$  bağıntısı kullanılmıştır. Araştırmacılar tarafından belirlenen bu bağıntılar değişik bölgeler için önerilmekte olup burada yapılacak ters çözüm işleminde sadece başlangıç modeli olarak kullanılacaktır. Belirlenen tabakalar için tek bir yoğunluk farkı kullanılmakta olup kuzey güney yönünde yoğunluğun değişmediği kabulü yapılmıştır.

Bu bağıntılar ile belirlenen başlangıç modeline ait tabakaların derinlikleri daha önceki bölümlerde güç spektrumu yöntemiyle hesaplanan kabuk yapısı değerlerine göre gözden geçirilerek düzeltilmiştir. Düzeltilen başlangıç modelinin gravite anomalisi hesaplanarak gözlem gravite alanıyla olan farklılıklara bakılmış ve kütle fazlalığı yada eksikliğinin olduğu yerler tespit edilmiştir. Gözlem gravite alanı ile çok büyük farklılık gösteren noktalar için başlangıç modeli jeolojik ve jeofizik verilere göre yeniden düzeltilmiştir. Yeni

düzenlemelerden sonra ters çözüm işlemi değişik iterasyonlar için yapılarak hesaplanan gravite alanı ile gözlem gravite alanı arasındaki farkın en küçük olduğu model çözüm olarak alınmıştır.

Şekil 71’de 36° boylamı için ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk modeli kesiti görülmektedir. Üstte gözlem gravite ve ters çözüm sonucu elde edilen gravite anomalisi birlikte çizilmiştir. Altta ise başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modeli ile güç spektrumundan belirlenen derinlikler görülmektedir. Başlangıç modelinde manto yoğunluğu 3.2 gr/cm<sup>3</sup>, bazalt tabakasının yoğunluğu 2.85 gr/cm<sup>3</sup>, granit tabakasının yoğunluğu 2.65 gr/cm<sup>3</sup> ve kristalin temel yoğunluğu 2.20 gr/cm<sup>3</sup> olarak kabul edilmiştir. Ters çözüm işlemi yanal yönde yoğunluğun değişmediği varsayımına göre yapılmıştır. Kesitte başlangıç modeli kesikli, ters çözüm sonucu belirlenen model sürekli çizgilerle gösterilmiştir. Gözlem gravite alanında Tokat metamorfik masifi nedeniyle görülen anomali yükselimi Moho ve Conrad yüzeyinin de yukarı doğru çıkmasına sebep olmuştur. Ters çözüm sonucunda elde edilen iki boyutlu yer altı kesiti yine aynı bölgede yükselimle karşılaşmıştır. Dolayısıyla bölgede Tokat masifi altında mantonun yukarı doğru yükselim yaptığı, kabuğun incelendiği düşünülmektedir.

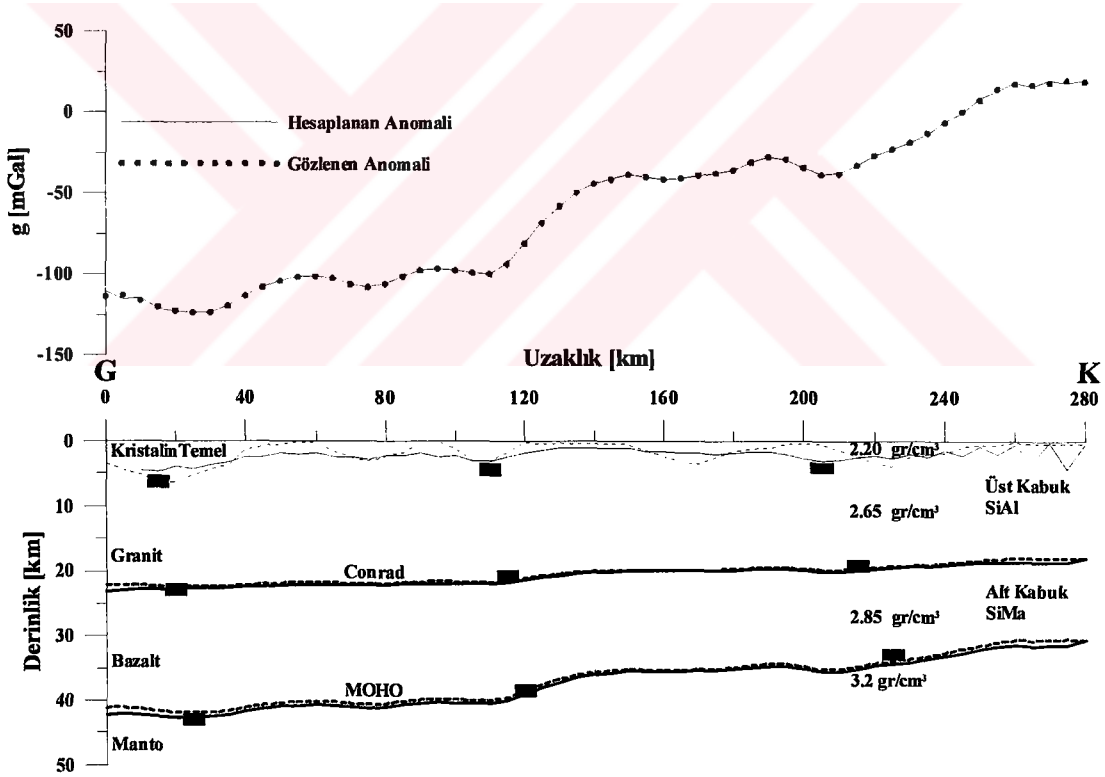
Elde edilen ters çözüm sonucuna göre bu profil için iki boyutlu kabuk yapısı modeli Şekil 71’de görülmekte olup Moho derinliği 30.5 km ile 42.6 km arasında değişmektedir. Conrad yüzeyinin derinliği ise 18.0 km ile 23.3 km arasında değişmektedir. Bu profil için kristalin temelin derinliği en fazla 4.8 km olarak hesap edilmiştir. Güç spektrumu yöntemi kullanılarak elde edilen derinlikler ile karşılaştırıldığında birbirlerine yakın değerler elde edilmiştir. Yapılan ters çözüm sonucu kristalin temelin 120 km ve 200 km uzaklıklarında yüzeye çıktığı belirlenmiş olup elde edilen gravite anomalisi ile gözlem gravite alanı arasında çok iyi bir uyum tespit edilmiştir. Kenar etkilerinden dolayı profilin başlangıç noktalarında gözlem ile hesaplanan gravite anomalisi arasındaki anomali farkı 3.09 mGal olmuştur.

Gravite anomali haritasından 37° boylamı üzerinden alınan gravite anomali profilinin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı kesiti Şekil 72’de görülmektedir. Üstte gözlem gravite ve ters çözüm sonucu elde edilen gravite anomalisi birlikte çizilmiştir. Altta ise başlangıç modeli ve ters çözüm sonucu elde edilen iki boyutlu kabuk modeli ile güç spektrumundan belirlenen derinlikler görülmektedir. Bu profil için oluşturulan başlangıç modelinde manto yoğunluğu 3.2 gr/cm<sup>3</sup>, bazalt tabakasının yoğunluğu 2.85 gr/cm<sup>3</sup>, granit tabakasının yoğunluğu 2.65 gr/cm<sup>3</sup> ve kristalin temel yoğunluğu 2.20 gr/cm<sup>3</sup> olarak kabul edilmiş olup yanal yönde yoğunluğun değişmediği varsayılmıştır. Kesitte başlangıç modeli kesikli, ters çözüm sonucu belirlenen model sürekli çizgilerle gösterilmiştir. Profil üzerinde

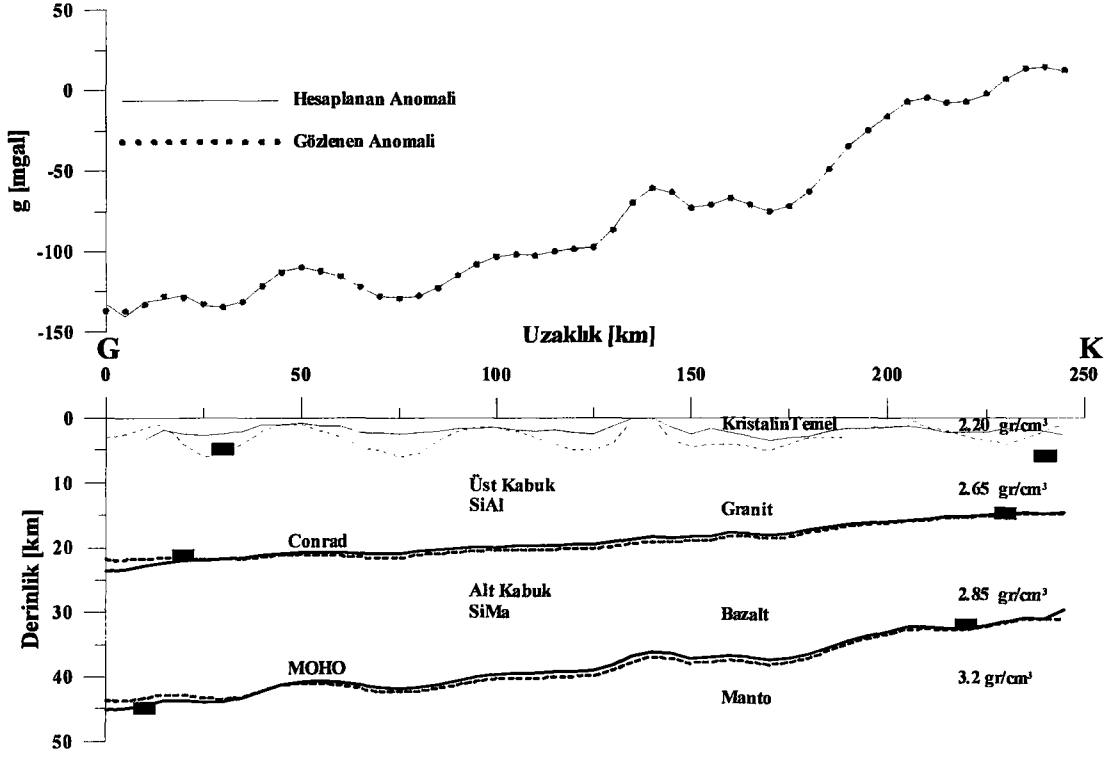


135 km'de görülen gravite anomalisindeki yükselimin kristalin temelin yüzeylemesi sebebiyle oluştuğu düşünülmektedir.

Başlangıç modelinin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı ile güç spektrumundan belirlenen derinlikler arasında çok büyük bir fark gözlenmemektedir. Bu profil için Moho derinliği 29.5 km ile 45.1 km arasında değişmektedir. Conrad yüzeyinin derinliğinin 14.6 km ile 23.7 km arasında değiştiği ve kristalin temelin derinliği 3.6 km olarak hesap edilmiştir. Güç spektrumundan belirlenen kristalin temel derinliği ile ters çözümden elde edilen kristalin temel derinlikleri arasında 1.25 km fark bulunmaktadır. Bu farkın kenar etkilerinden ileri geldiği düşünülmektedir. Belirlenen kabuk yapısında 135 km ve 200 km uzaklıklarında kristalin temelin yüzeye çıktığı tespit edilmiştir. Gözlem gravite anomalisi ile hesaplanan gravite anomalisi arasında iyi bir uyum elde edilmiş olup kenar etkilerinden dolayı profilin başlangıç noktalarında ortaya çıkan anomali farkı 4.14 mGal'dir.

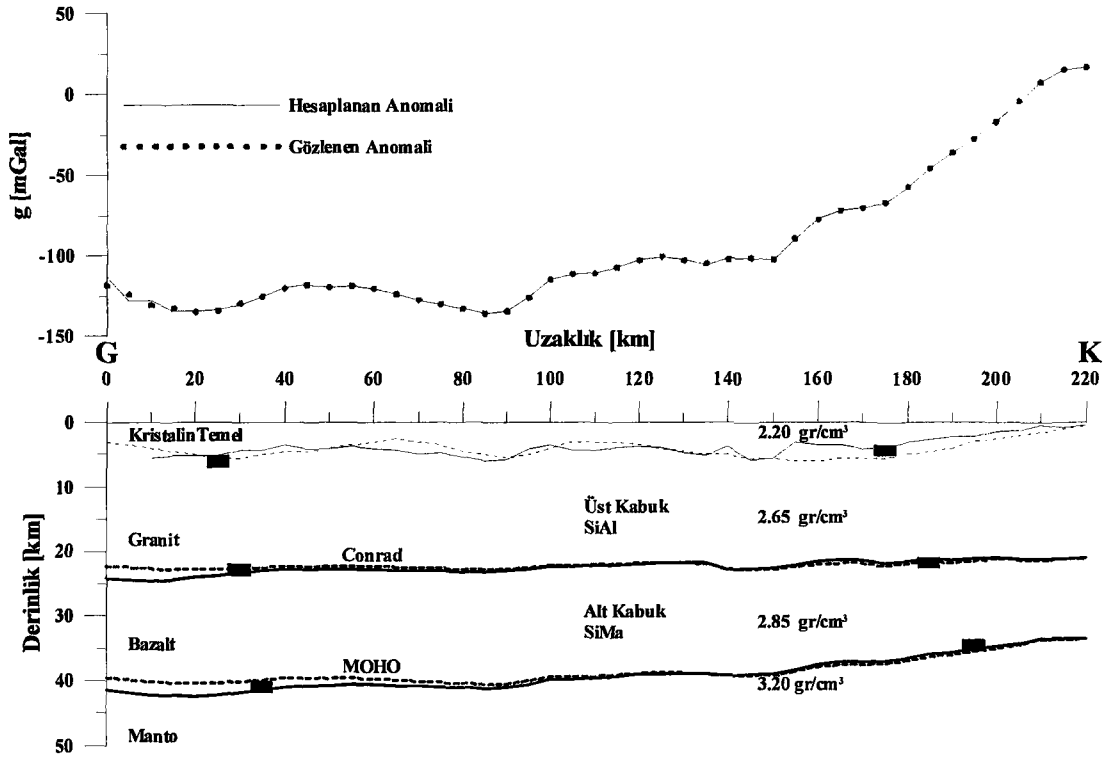


Şekil 71. Ters çözüm sonucu 36° boylamına ait AA' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir



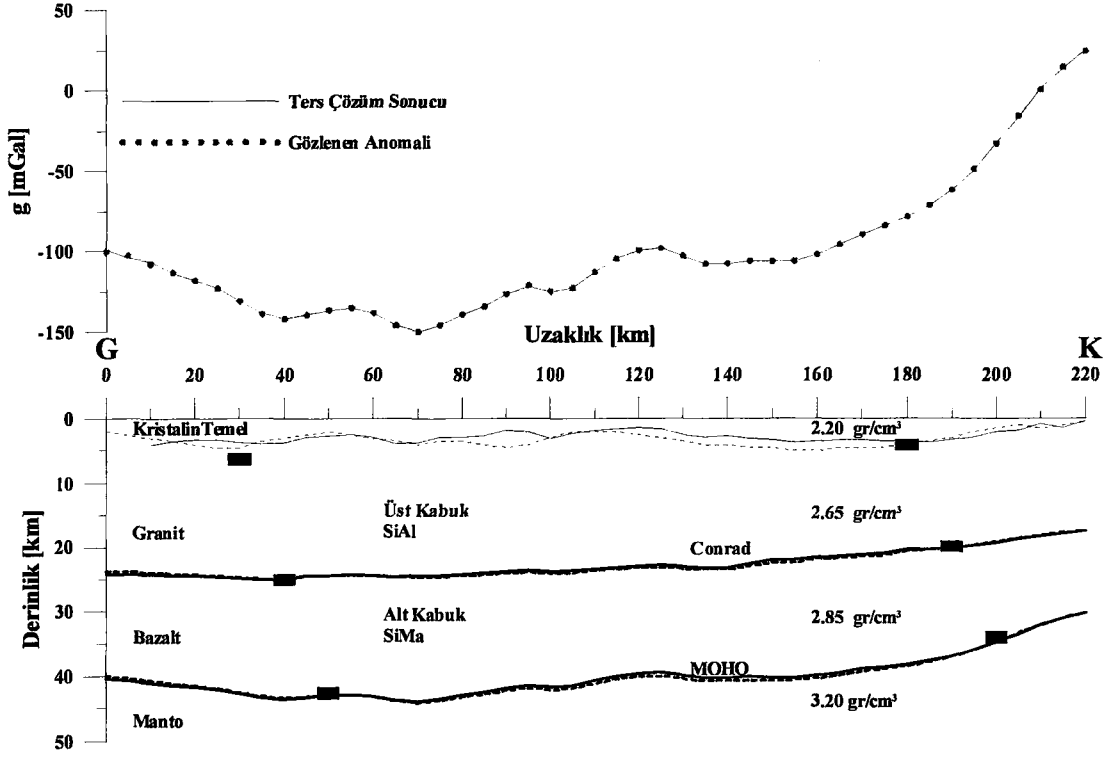
Şekil 72. Ters çözüm sonucu 37° boylamına ait BB' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir

Şekil 73'de ters çözüm sonucu 38° boylamına ait gravite profili için elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı görülmektedir. Anomali değerleri güneyde -150 mGal değerinde iken kuzeyde 25 mGal'e kadar çıkmaktadır. Üç tabaka olarak kurulan başlangıç kabuk modelinde manto yoğunluğu 3.20 gr/cm<sup>3</sup>, bazalt tabakasının yoğunluğu 2.85 gr/cm<sup>3</sup>, granit tabakasının yoğunluğu 2.65 gr/cm<sup>3</sup> ve kristalin temel yoğunluğu 2.20 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır. Yapılan ters çözüm sonucunda hesaplanan anomali ile gözlem gravite anomalisi arasında iyi bir uyum olup kenar etkilerinden dolayı ortaya çıkan anomali farkı 5.51 mGal olarak hesap edilmiştir. Ters çözüm sonucunda belirlenen iki boyutlu kabuk yapısı modeli ile güç spektrumu ile belirlenen derinlikler arasında çok büyük bir fark gözlenmemiştir. Belirlenen modelde Moho yüzeyinin derinliği güneyde 42.4 km iken kuzeyde 33.4 km olarak hesaplanmıştır. Conrad süreksizliğinin derinliği ise güneyde 24.7 km, kuzeyde 20.8 km olarak tespit edilmiştir. Granit tabakasının üst yüzeyinin derinliğini gösteren kristalin temel derinliği ise 5.9 km olarak hesap edilmiştir. Belirlenen kabuk modeline göre Moho ve Conrad süreksizlik yüzeylerinin düz olmayıp değişken olduğu sonucuna ulaşılmıştır.



Şekil 73. Ters çözüm sonucu 38° boylamına ait CC' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir

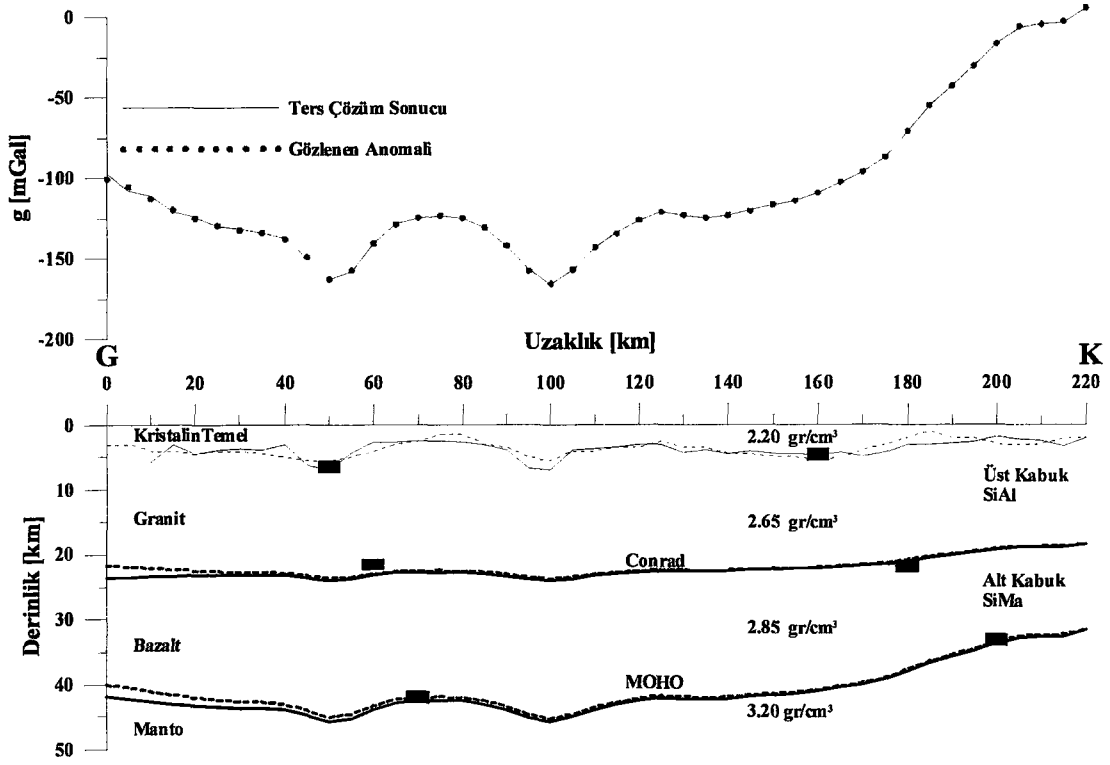
Şekil 74'de 39° boylamı üzerinde alınan gravite verilerinin ters çözüm sonucu elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı görülmektedir. Ters çözüm sonucu belirlenen kabuk yapısının gravite anomalisi ile gözlem gravite anomalisi arasında çok iyi bir uyum elde edilmiştir. Ters çözüm için oluşturulan başlangıç modelinde paleozoyik tabakasının yoğunluğu 2.20 gr/cm<sup>3</sup>, granit tabakasının yoğunluğu 2.65 gr/cm<sup>3</sup> ve bazalt tabakasının yoğunluğu 2.85 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmış olup kuzey güney yönünde yoğunluğun değişmediği kabul edilmiştir. Ters çözüm sonucu profil üzerinde Moho yüzeyinin güneyde 43.8 km'den kuzeyde 30.1 km'ye incelendiği görülmektedir. Bazalt ile granit tabakası arasındaki sınırı oluşturan Conrad yüzeyinin derinliği güneyde 25.0 km iken kuzeyde 17.4 km olarak hesap edilmiştir. Yapılan ters çözüm sonucu kristalin temel derinliğinin 4.1 km kadar derine indiği belirlenmiştir. Güç spektrumu yöntemiyle hesap edilen değerlerin ters çözüm sonucu belirlenen kabuk yapısı değerleri üzerine düştüğü görülmektedir. Elde edilen iki boyutlu kabuk yapısında üstteki granit tabakasının kalınlığı değişmez kalırken alttaki bazalt tabakasının kalınlığının güneyden kuzeye doğru incelendiği ortaya çıkarılmıştır. Elde edilen kabuk yapısının düz bir yüzey olmadığı dalgalı bir şekle sahip olduğu görülmüştür.



Şekil 74. Ters çözüm sonucu 39° boylamına ait DD' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir

Şekil 75'de 40° boylamına ait gravite anomali değerlerinin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı görülmektedir. Gravite anomalisi üzerinde tortul havzalar nedeniyle iki tane minimum anomali bölgesi görülmektedir. Profile ait gravite verilerinin ters çözümünü yapmadan önce oluşturulan üç tabakalı kabuk modelinde Paleozoik tabakasının yoğunluğu 2.20 gr/cm<sup>3</sup>, granit tabakasının yoğunluğu 2.65 gr/cm<sup>3</sup> ve bazalt tabakasının yoğunluğu 2.85 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır. Oluşturulan başlangıç modeli ters çözüme sokularak profil boyunca kabuk yapısının değişimi elde edilmeye çalışılmıştır.

Ters çözüm sonucu belirlenen kabuk yapısı değerleri ile güç spektrumu yöntemiyle belirlenen değerler arasında iyi bir uyum gözlenmekte olup hesaplanan gravite anomalisi ile gözlem gravite anomalisi üst üste düşmektedir. Ters çözümden belirlenen Moho derinliğinin güneyde 45.7 km ile kuzeyde 31.6 km arasında; Conrad yüzeyinin güneyde 24.0 km ile kuzeyde 18.4 km arasında değiştiği ve kristalin temel derinliğinin yaklaşık 7.0 km derinde olduğu ortaya çıkarılmıştır. Elde edilen kabuk yapısında Moho ve Conrad süreksizliklerine ait yüzeylerin düz olmayıp değişken bir yüzeye sahip olduğu ve kuzeye doğru gidildikçe kabuk kalınlığının incelendiği sonucuna ulaşılmıştır.

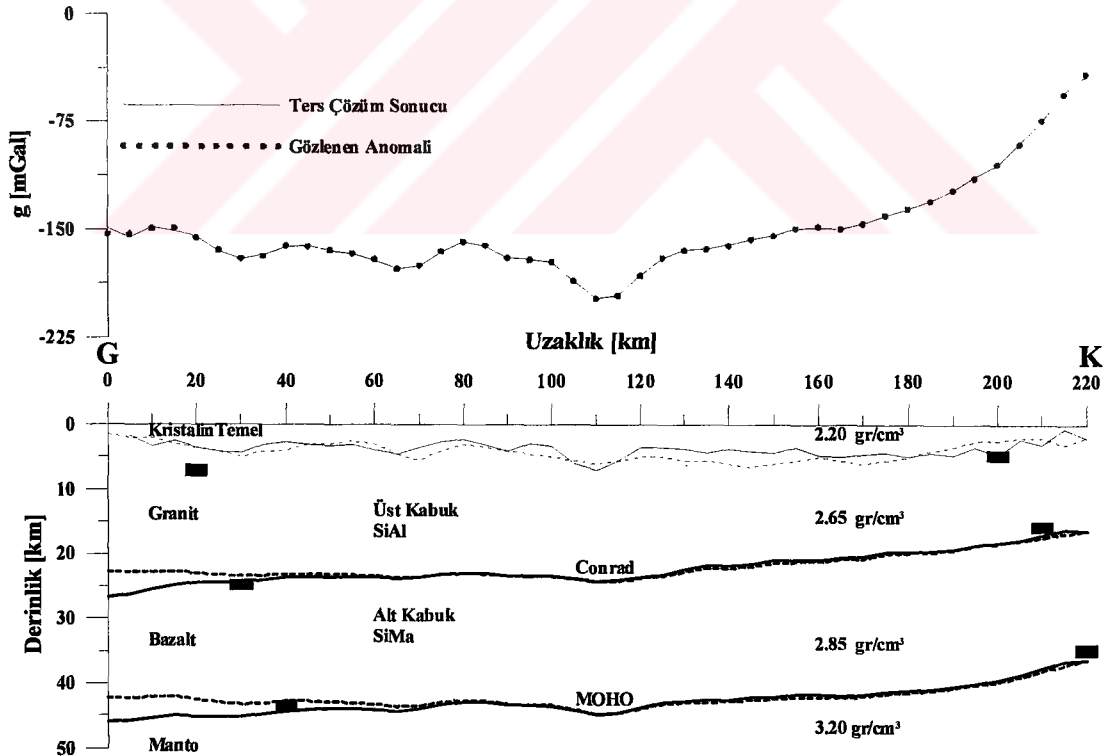


Şekil 75. Ters çözüm sonucu  $40^\circ$  boylamına ait EE' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir

Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasından alınan  $41^\circ$  boylamı üzerindeki değerlerin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı Şekil 76'da görülmektedir. Elde edilen kabuk yapısına ait gravite anomalisi ile gözlem gravite alanı arasında çok iyi bir uyum olduğu gözlenmektedir. Ters çözüm için oluşturulan üç tabakalı başlangıç modelinde manto yoğunluğu  $3.2 \text{ gr/cm}^3$ , bazalt tabakasının yoğunluğu  $2.85 \text{ gr/cm}^3$ , granit tabakasının yoğunluğu  $2.65 \text{ gr/cm}^3$  ve Paleozoik tabakasının yoğunluğu ise  $2.20 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmıştır. Profil boyunca güç spektrumu ile belirlenen kabuk yapısına ait derinlik değerlerinin ters çözüm sonucu belirlenen değerlerin üzerine düştüğü görülmektedir. Ters çözüm sonucunda kristal temelin  $7.1 \text{ km}$  derinliğe kadar uzandığı belirlenmiştir. Conrad süreksizliğinin derinliği güneyde  $26.7 \text{ km}$  ile kuzeyde  $16.3 \text{ km}$  arasında, Moho yüzeyinin derinliği ise güneyde  $45.9 \text{ km}$  ile kuzeyde  $36.2 \text{ km}$  arasında değiştiği tespit edilmiştir. Yapılan ters çözüm sonucunda kabuk yapısının güneyden kuzeye doğru incelendiği ortaya çıkarılmıştır. Benzer şekilde üstte yer alan granit tabakasının kalınlığının da güneyden kuzeye doğru incelendiği belirlenmiştir. Buna karşın bölgede bazalt tabakasının sabit kaldığı sonucuna ulaşılmıştır. Bununla birlikte Moho ve Conrad yüzeyinin düz bir yüzey değil dalgalı olduğu

tespit edilmiştir. Ters çözüm işlemi sonucunda kenar etkileri nedeniyle belirlenen kabuk modeli için hesaplanan gravite anomalisi ile gözlem gravite anomalisi arasında 4.45 mGal anomali farkı bulunmaktadır.

Şekil 77’de  $42^\circ$  boylamı üzerinde alınan gravite anomali profilinin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısı modeli görülmektedir. Gözlem gravite alanı güneyde yaklaşık -200 mGal değerinden kuzeyde 0 mGal değerine yükselmektedir. Gravite anomalisinin pozitif yöndeki bu artışının bölgede kabuğun incelmelerinden ileri gelebileceği düşünülmektedir. Ters çözüm sonucu elde edilen gravite anomalisi ile gözlem gravite anomalisi arasında iyi bir uyum gözlenmektedir. Profilin üç parçaya bölünerek güç spektrumu yönteminin uygulanması sonucu elde edilen kabuk yapısı değerleri ile ters çözüm sonucu elde edilen değerler birbirleriyle uyum sağlamaktadır. Ters çözüm yapmak için oluşturulan başlangıç modeli üç tabakalı olup en üstte yer alan Paleozoik tabakasının yoğunluğu  $2.20 \text{ gr/cm}^3$ , altındaki granit tabakasının yoğunluğu  $2.65 \text{ gr/cm}^3$  ve alt kabuğu temsil eden bazalt tabakasının yoğunluğu  $2.85 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmış olup manto yoğunluğu  $3.20 \text{ gr/cm}^3$  olarak kullanılmıştır.

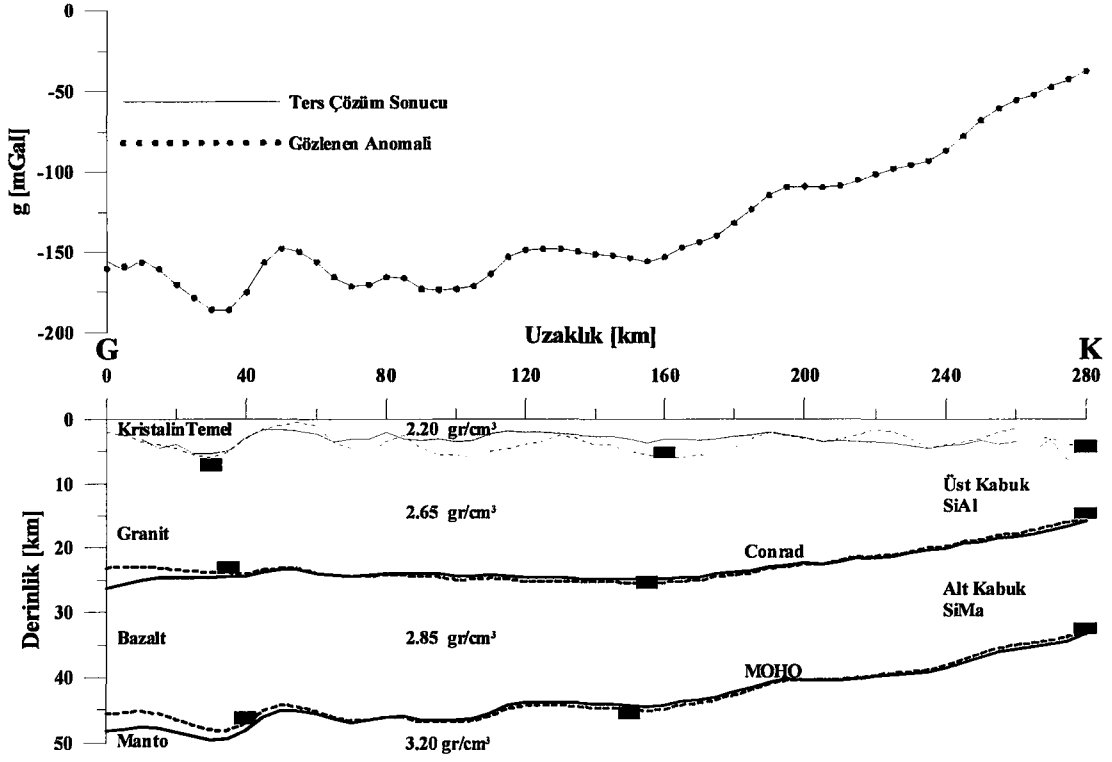


Şekil 76. Ters çözüm sonucu  $41^\circ$  boylamına ait FF’ gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir

Oluşturulan başlangıç modelinin ters çözüm işlemine sokulması sonucu kenar etkileri nedeniyle hesaplanan ile gözlem gravite anomalisi arasında profilin başlangıç değerlerinde 4.81 mGal'lik fark ortaya çıkmaktadır. Ters çözüm sonucunda Moho yüzeyinin güneyde 49.6 km ile kuzeyde 33.3 km arasında değiştiği belirlenmiştir. Conrad süreksizliğinin derinliği güneyde 26.2 km iken kuzeyde 15.8 km olarak hesaplanmıştır. En üstte yer alan Paleozoik tabakasının derinliği ise 6.3 km olarak hesap edilmiştir. Yapılan ters çözüm işlemine göre belirlenen Moho ve Conrad süreksizlik yüzeylerinin düz olmayıp değişken olduğu tespit edilmiştir.

Bu şekilde ters çözüm uygulaması ile Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasından alınan yedi adet profile ait verilerin ters çözümleri yapılarak bölgede kabuk yapısının değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Gravite anomali profillerinin ters çözümlerini yapabilmek için her bir profile ait üç tabakalı bir başlangıç modeli oluşturulmuştur. Bu modellerde manto yoğunluğu  $3.20 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmıştır. Modelde alt kabuğu temsil eden bazalt, üst kabuğu temsil eden granit ve en üstte Paleozoik tabakası yer almaktadır. Bütün modeller için bazalt tabakasının yoğunluğu  $2.85 \text{ gr/cm}^3$ , granit tabakasının yoğunluğu  $2.65 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmış olup kuzey güney yönünde yoğunluğun değişmediği kabul edilmiştir. En üstte yer alan Paleozoik tabakasının yoğunluğu ise jeolojik yapıya göre  $2.20 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmıştır. Bazalt ve granit tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin başlangıç değerlerini belirlemek için  $H_c = 18.6 - 0.031\Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısı kullanılmıştır. Manto ile kabuk arasındaki sınırı veren Moho yüzeyinin belirlenmesi için Wollard (1959) tarafından önerilen  $H = 32 - 0.08\Delta g$  bağıntısı kullanılmıştır. En üstteki Paleozoik tabakasının derinliğini belirlemek için ise Volvovsky vd. (1964) tarafından önerilen  $H_{pz} = 16.6 + 0.116\Delta g$  bağıntısı kullanılmıştır.

Belirlenen başlangıç modeli derinlik değerleri güç spektrumu yöntemiyle belirlenen derinlik değerlerine ve bölgenin jeolojisine göre düzeltilmiştir. Düzeltilmiş değerlere göre yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Moho derinliğinin güneyden kuzeye doğru incelendiği tespit edilmiştir. Benzer şekilde bazalt ile granit tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin de güneyden kuzeye doğru gidildikçe azaldığı sonucuna varılmıştır. Ters çözüm sonucunda belirlenen Moho ve Conrad süreksizlik yüzeylerine ait derinlik değerleri ile güç spektrumundan belirlenen değerler arasında iyi bir uyum elde edilmiştir. Yine ters çözüm sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısına ait modelin gravite anomalisi ile gözlem gravite alanı arasında çok iyi bir yaklaşım elde edilmiştir.



Şekil 77. Ters çözüm sonucu 42° boylamına ait GG' gravite anomali profili (Şekil 6) altındaki iki boyutlu kabuk yapısı. Kesikli çizgiler başlangıç modelini, sürekli çizgiler ters çözüm sonucu elde edilen kabuk modelini, içi dolu dikdörtgenler güç spektrumu ile hesaplanan derinlikleri göstermektedir



### 3. BULGULAR

Çalışma alanı  $36^{\circ}$ - $42^{\circ}$  boylamları ile  $39^{\circ}$ - $41^{\circ}.30'$  enlemleri arasındaki bölgeyi kapsamaktadır. Bölgenin gravite anomali haritasında (Şekil 6) konturların uzanımı genel olarak sahile paralel olup sıfır konturu sahili izlemektedir. Bölge gravite haritası karalara doğru artan negatif anomalilerinden oluşmakta olup, izostatik olarak kalınlaşan kıtasal kabuğu yansıtmaktadır. Karadeniz sahili boyunca oldukça hızlı ve yüksek değişimler sergilemekte olan gravite anomalilerindeki bu değişim doğuya ve güneye doğru gidildikçe azalmaktadır. Kontur hatları kuzeyde bölgeyi D-B yönünde boydan boya kat ederken, güneye doğru gidildikçe konturlar kapanmaktadır. Kuzey Anadolu kırık kuşağı ve Kuzey Doğu Anadolu kırık kuşaklarının uzanımı Bouguer gravite anomali haritası üzerinde kolayca gözlenilmektedir.

Gravite anomalileri ile yükseklik arasında ters orantılı bir ilişkinin bulunduğu bilinmektedir. Doğu Anadolu'da ortalama 3000 m kotunda ortalama olarak  $-300$  mGal anomali beklenirken  $-200$  mGal civarında bir değer vermektedir. Bölgede görülen düşük gravite değerleri Mohonun Astenosferle birlikte yüzeye doğru yükselmesi, buna bağlı olarak kabuğun kısmi ergimeye uğraması ve yoğunluğun düşmesiyle açıklanabilir (Özelçi, 1971, 1973; Canbay, 1993). Benzer olarak Kadinsky Cade vd. (1981) yüksek Sn atenüasyon zonlarının varlığını; Kenar ve Toksöz (1989) İran, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu'da 30-40 sn periyotlu yüzey dalgalarının söğürüldüğünü ortaya çıkararak, bu bölgede üst mantonun yükseldiğini ileri sürmüşlerdir.

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında (Şekil 7) bir çok kısa ve uzun dalga boylu anomaliler bulunmaktadır. Bu haritanın göze çarpan en büyük özelliği  $41^{\circ}$  enlemi,  $36^{\circ}$  boylamından  $41^{\circ}$  boylamı,  $39^{\circ}$  enlemine çizilen hattın batısının genel olarak sakin bir manyetik anomali vermesidir. Bu bölge içerisinde tortul havzaların bulunduğu yerlerde manyetik anomali değişimi en fazla 600 nT değerindedir. Çalışma alanında ortalama manyetik baz değeri 2500 nT civarındadır. Bölgede maksimum anomali genliği 4800 nT değerindedir. Bölgedeki anomalilerin büyük bir çoğunluğu geç Kretase yaşlı volkaniklerin ve granitik intrüzyonların hakim olduğu Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yer almaktadır. Bu yapılar yaklaşık olarak 1500 nT civarında anomaliler üretmekle birlikte bazen bu değerini aştığı da gözlenmektedir. Bölgedeki manyetik

anomaliyerin uzanımları bölgenin jeolojik ve tektonik yapısıyla paralellik göstermekte olup hakim anomali yönleri KD, KB ve D-B doğrultuludurlar.

Bouguer gravite haritasıyla, manyetik anomali haritası karşılaştırıldığında, manyetik anomali veren yapıların Bouguer anomali haritasında denize paralel uzanan ve yüksek bir gradyana sahip konturların yer aldığı Doğu Pontidlerin kuzey zonuna karşılık geldiği görülmektedir. Bu bölge bir yitim zonu üzerindeki magmatik yay bölgesine karşılık gelmekte olup kabuk güneye doğru kalınlaşmaktadır. Bölgede görülen rezidüel pozitif manyetik anomaliler genel olarak Eosen ve Üst Kretase volkanik fasiyes ve granit yapılarından ileri gelmektedir. Buna göre bu manyetik anomalilerin yiten bir levhanın Astenosfer'de ergimesi ve ergimiş malzemenin yüzeye doğru çıkması nedeniyle oluştuğu sonucuna ulaşılabilir. Ayrıca manyetik anomali haritası üzerinde yapılan değerlendirmeler sonucu Üst Kretase volkanik fasiyesleri uzun, Eosen volkanikleri, granitler ve bazaltlar kısa dalga boylu şiddetli pozitif manyetik anomaliler üretmektedirler.

Bölgedeki yüksek genlikli kısa dalga boylu en büyük anomali Bayburt'un kuzeyinden başlayıp D-B yönünde uzanan ve İspir'i geçen 3800 nT genlikli anomalidir. Bu anomali Eosen yaşlı volkanik kayalardan ileri gelmektedir. Bölgede yer yer Tersiyer yaşlı granitler de mevcuttur. Anomalinin D-B yönündeki genişliği genelde sabit iken Tersiyer yaşlı granitler üzerinde daha geniştir.

Çalışma alanında maksimum yükseklik 3500 m kadardır (Şekil 8). Kuzey zonda topografya oldukça değişken olup yer yer 2500 m'ye kadar çıkmaktadır. Bölgenin batısında KAF zonunun güneyinde topografya ortalama 1500 m değerlerinde iken doğuda KDAF zonunun kuzeyinde 2500-3000 m değerlerinde seyretmektedir. Bölgenin gravite anomalisi ile topografya verisi arasında en küçük kareler yöntemi kullanılarak  $BA = -13.18H + 421.09$  denklemi ile tanımlanan ilişki belirlenmiştir (Şekil 9).

Bölgenin sismisite haritasında (Şekil 10) depremlerin yoğun olarak KAF, DAF ve KDAF kuşakları boyunca yoğunlaştığı görülmektedir. Ayrıca Pülümür ve Karlıova üçlü birleşim noktası civarında deprem etkinliği oldukça fazladır. Doğu Pontidlerin magmatik yay özelliği gösteren kuzey zonunda deprem etkinliğinin daha az olduğu gözlenmektedir. Deprem dış odak dağılımları ile gravite anomali haritası karşılaştırıldığında; deprem episantırlarının gravite anomalilerinin yüksek değişimler verdiği yerler üzerine düştüğü tespit edilmiştir.

Bölgede oluşmuş depremler derinliklerine göre çizildiğinde 5 km, 10 km ve 33 km derinlikleri boyunca sıralandığı gözlenmiştir. Bunun sebebinin depremlerin odak

derinliklerinin belirlenmeyip bu derinlik değerlerinin atanmasından ileri geldiği düşünülmektedir. Ayrıca kuzeyden güney enlemlere gidildikçe depremlerin odak derinliklerinin arttığı gözlenmiştir. Bunun bir sebebinin kuzeyden güneye kabuk kalınlığının artmasından; diğer sebebinin ise güney yönlü yitimden olabileceği düşünülmektedir. Depremlerin derinlikleri boylamlara göre çizildiğinde ise doğuya doğru deprem odak derinliklerinin arttığı görülmektedir. Güneydoğuya doğru kabuğun kalınlaşması nedeniyle deprem odak dağılımlarının derinleştiği anlaşılmaktadır. Derinliklerine göre çizilen depremlerin odak derinlikleri ilk 10 km'de yoğunlaşmaktadır. Bunun sebebinin kabuğun 10 km'lik üst kısmının daha kırılğan olmasından ileri geldiği düşünülmektedir (Şekil 11).

Bouguer gravite haritasının tam yatay türev haritası üzerinde görülen çizgiselliklerin hakim yönleri D-B, KD ve KB olup bölgenin tektonik yapısına paralellik göstermektedirler. Doğuda KD yönünde uzanan KDAF ve DAF kırık kuşakları ortaya çıkarılmıştır. Erzurum-Horasan-Pasinler havzasındaki süreksizlikler açık bir şekilde gözlenmektedir. Bölgedeki açılma rejiminin yapısını gösteren birbirine paralel kırıklar belirgindir. Bunun yanında Sivas havzasının, Tokat, Pulur ve Agvanis metamorfik masifleri ile Gümüşhane-Köse ve İkizdere granitlerinin sınırları ve doğrultuları da kolayca belirlenebilmektedir (Şekil 12).

Alçak geçişli süzgeç uygulanarak elde edilen gravite anomalileri ve analitik uzanım yöntemiyle belirlenen gravite anomalilerinin tam yatay türevleri alınarak oluşturulan çizgisellik haritasından elde edilen sonuçlara göre çalışma alanının tektoniğini oluşturan fay sistemlerini doğrultularına ve derinliklerine göre iki farklı şekilde sınıflandırabiliriz: Doğu Pontidlerin tektoniğini oluşturan kırık sistemlerini doğrultularına göre D-B, KB ve KD yönlü olmak üzere üç farklı gruba ayırabiliriz. Bu üç yönlü kırık sistemi Doğu Pontidleri oluşturan üç farklı zonda da görülebilmektedir. Bunlardan kuzey zon ile güney zon arasındaki sınırın D-B yönlü ve güneye doğru dalımlı olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Bölgedeki kırık sistemlerini derinliklerine göre ise mantoya kadar inen ve kabuk içinde kalan faylar olarak ikiye ayırabiliriz. Doğu Pontidlerin kuzey zon-güney zon ve güney zon-eksen zonu arasındaki sınırı oluşturan faylar ile Tokat metamorfik masifinin oluşumuna sebep olan ve güneyindeki sınıra karşılık gelen D-B yönlü olarak uzanan faylar; Sivas ve Erzurum-Horasan-Pasinler havzalarının oluşumuna sebep olan kırık kuşaklarının mantoya kadar indiği görülmektedir. Mantoya kadar inen bu fayların bölgenin temel yapısını etkilediği ve ana tektonik yapısının oluşmasında önemli rol oynadığı anlaşılmaktadır.

Doğu Pontidleri oluşturan üç zonun içindeki fayların ise en fazla 20 km'ye kadar indiği yani kabuk içinde kaldığı görülmekte olup kabuk içindeki jeolojik yapı farklılaşmasını sağladığı sonucuna ulaşılmıştır. Bölgenin Bouguer gravite verisinin değişik yükseklikler için hesaplanan analitik uzanımlarının ve değişik dalga boylu alçak geçişli süzgeç uygulanarak hesaplanan gravite anomalilerinin tam yatay türev çizgisellik haritalarının yorumu sonucunda oluşturulan Doğu Pontidlerin tektonik yapısını oluşturan aktif kırıkların uzanımları ve konumları ile derinliğe göre değişimleri tespit edilmiştir. Elde edilen çizgisellik haritalarında KAF, KDAF, Sivas yitim zonunun uzanımları iyi bir şekilde ortaya çıkarılmıştır. KAF zonunun genişliği yer yer değişmekte olup 25 km'ye kadar çıkabilmektedir.

Profil bazında yapılan çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre çalışma alanının tektonik yapısını oluşturan faylar derinliklerine göre mantoya kadar inen ve kabuk içinde kalan faylar diye iki gruba ayrılabilir. Eğim yönlerine göre bir değerlendirme yapılırsa belirlenen fayların düşey, kuzeye eğimli ve güneye eğimli olmak üzere üç gruba ayrıldığı görülmektedir. Minimum anomalilere sebep olan tortul havzaların kenarlarında belirlenen fayların genel olarak eğimli olduğu dolayısıyla bu fayların normal fay olabileceği düşünülmektedir. Belirlenen faylar için gözlenen diğer bir özellik ise güneyde yer alan fayların kuzeye, kuzeyde yer alan fayların ise güneye eğimli olmasıdır.

Bölgenin Bouguer gravite anomali verisine Elkins (1951) tarafından önerilen düşey ikinci türev bağıntısı uygulanarak elde edilen rezidüel gravite haritasında (Şekil 32) yüksek frekanslı anomaliler belirginleşmiş, derin etkilerden ileri gelen alçak frekanslı olaylar kaybolmuştur. Kuzey Anadolu Kırık kuşağı boyunca bir çok yüksek frekanslı olaylar ortaya çıkmıştır. Doğu Pontid magmatik yayında kabuk kalınlaşmasından ileri gelen güneye doğru negatif yönde azalan geniş gravite anomalileri kaybolmuş, sadece yüzeye yakın anomaliler belirginleşmiştir. Elde edilen bu yapıların üst kabukta meydana gelen kırıklardan ileri gelebileceği düşünülmektedir. Çalışma alanı içerisinde bulunan Tokat metamorfik masifi, Pulur masifi, Agvanis masifi, Sivas havzası, Erzurum-Horasan-Pasinler havzası ile KAF, KDAF kuşakları açık bir şekilde gözlenmektedir.

Doğu Pontidlerin kuzey zonunda pozitif rezidüel gravite anomalileri gözlenirken güney ve eksen zonlarında negatif rezidüel gravite anomalileri gözlenmektedir. Bölgede yerleşen tortul havzalar derin nispi minimum gravite anomalileri olarak izlenmektedir. Doğu Anadolu bölgesinde yerleşen Erzurum-Horasan-Pasinler havzası  $-30 \text{ mGal/km}^2$  civarında rezidüel anomaliler vermektedirler. KAF boyunca yerleşen havzalar  $-20$

mGal/km<sup>2</sup> civarında anomaliler üretmektedirler. Eksen zonunda yerleşen havzalar -25 mGal/km<sup>2</sup> değerinde gravite anomalisi üretirken güney zonda yerleşen havzalar (Bayburt, Şebinkarahisar, Otlukbeli) -15 - -20 mGal/km<sup>2</sup> civarında anomaliler vermektedirler.

Düşey ikinci türev manyetik anomali haritasında (Şekil 33) tüm bölgeyi kapsayan bir çok yüksek frekanslı, şiddetli manyetik anomaliler gözlenmektedir. Bu anomaliler daha çok Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yerleşmişlerdir. KD, KB ve D-B yönünde uzanan bu anomalilerin üst kabuk içerisindeki yüksek manyetik özellik gösteren volkanik bazaltlardan ileri gelebileceği düşünülmektedir. Anomalilerin uzanım yönleri bölgenin tektoniğini kontrol eden KAF, KDAF ve DAF kuşaklarına paraleldir.

Bouguer gravite verisine yüksek geçişli süzgeç uygulanarak belirlenen rezidüel gravite haritasında (Şekil 34) kabuk kalınlaşmasından ileri gelen düşük frekanslı olaylar kaybolmuş, yüzeye yakın yapılardan ileri gelen yüksek dalga sayılı olaylar daha belirginleşmiştir. Doğu Pontidlerin üst kabuğunun tektonik yapısını ve jeolojik çatısını oluşturan yapılar belirgin olarak gözlenmektedir. KAF kırık kuşağının bölgedeki uzanımı, DAF ve KDAF kırık kuşakları ile Agvanis, Pulur ve Tokat masifleri iyi bir şekilde gözlenmektedir. Tortul havzalar süzgeç haritasında negatif anomaliler verirken, yüksek yoğunluklara sahip metamorfik ve ultramafik masifler pozitif anomaliler vermektedirler.

Bölgenin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisinin yüksek geçişli süzgeç uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel anomali haritasında (Şekil 35) kuzey zon genel olarak pozitif anomali bölgelerinden oluşurken negatif anomali bölgeleri güney ve eksen zonunda görülmektedir. Buradan kuzey zonun yüksek manyetiklik içeren volkanik kayalardan oluştuğu sonucuna varabiliriz. Bölgedeki genel anomali uzanımları bölgenin tektonik yapısına paralellik göstermektedir. Bölgedeki tortul havzalar yaklaşık olarak 50 - 100 nT civarında anomaliler üretmektedirler. Buna karşın bölgede yer alan ve bazik intrüzyonlar içeren yapılar ile metamorfikler, ultramafikler ve serpantiniter yüksek genlikli manyetik anomaliler vermektedirler.

Elde edilen rezidüel gravite ve manyetik anomali profillerinin 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası ile birlikte incelenmesi sonucu negatif ve pozitif anomalilere sebep olan jeolojik yapıların belirlenmesine çalışılmıştır. Yapılan değerlendirmeler sonucunda karasal Klastik ve Neritik kireçtaşları negatif gravite anomalisi üretmektedir. Klastik kayalar negatif manyetik anomaliler verirken, Neritik kireçtaşları pozitif manyetik anomaliler üretirler. Bazalt ve Andezit içeren bazik ve ultrabazik volkanik kayalar, gnays, şist, amfibolit, fillit, mermer ve metabazitler içeren metamorfik kayalar uzun dalga boylu,

yüksek genlikli pozitif gravite ve manyetik anomaliler oluşturmaktadır. Metamorfik kayalar mermer içeriyorsa negatif manyetik anomaliler verirler. Pelajik Kireçtaşları negatif gravite, pozitif manyetik anomaliler üretmektedir. Granit içeren plütonik kayalar kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretirler. Evaporitli sedimanter kayalar uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri üretmektedirler. Piroklastik içeren volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri, kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler üretmektedirler. Bazalt, Andezit, Serpantinit, Peridotit ve Ofiyolitik melanj birimleri uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite değerleri verirler. Volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri verirken, negatif manyetik anomaliler üretmektedirler.

Doğu Pontidlerin rezidüel gravite anomalisinin tam yatay türevleri alınarak bölgenin sığ tektonik ve jeolojik yapısıyla karşılaştırılmıştır. Elde edilen tam yatay türev çizgisellik haritasında (Şekil 43) bölgenin üst kabuğunu şekillendiren ve sığ tektonik yapısını etkileyen kırıklar ayrıntılı bir şekilde gözlenmektedir. KAF zonunun Reşadiye, Refahiye, Pülümür olmak üzere üç noktada kesikliğe uğradığı gözlenmektedir. Bu bölgelerde tam yatay türevlerin genlikleri daha yüksek olup gravite değişimlerinin daha fazla olduğunu göstermektedir. Rezidüel anomalilerin tam yatay türev haritasından elde edilen çizgisellikler incelendiğinde bunların üç farklı yönde uzandığı anlaşılmaktadır. KAF kuşağı KB-GD yönlü bir çizgisellik gösterirken, KDAF kuşağı KD-GB yönlü bir çizgisellik göstermektedir. Bölgenin güney doğusunda yer alan Erzurum-Horasan havzasında belirlenen çizgisellikler D-B yönlüdürler.

Rezidüel gravite verilerinin iki boyutlu Fourier dönüşümleri alınarak elde edilen görünür yoğunluk dağılımı haritası (Şekil 44) tektonik yapıya paralellik göstermektedir. Çalışma alanına ait görünür yoğunluk değerleri  $2.30 \text{ gr/cm}^3$  ile  $3.10 \text{ gr/cm}^3$  arasında değişmektedir. Bölgede gözlenen ortalama yoğunluk değeri  $2.70 \text{ gr/cm}^3$  olup yer yer daha düşük değerler de görülmektedir. En yüksek yoğunluk değerleri volkanik, metamorfik ve ultramafik kayaların yüzeylendiği bölgelerde görülürken, düşük yoğunluk değerleri tortul havzalar üzerinde gözlenmektedir.

Çalışma alanının Bouguer gravite verisinin iki boyutlu Fourier dönüşümü ile hesaplanan güç spektrumu eğrilerinden bölgede Mohonun 35.7 km, Conrad süreksizliğinin ise 26.5 km derinde olduğu hesaplanmıştır (Şekil 45). Gravite verileri ile kabuk kalınlığını belirlemek için ayrıca ampirik bağıntılar kullanılmıştır. Kabuk kalınlığı değişiminin

belirlenmek için Wollard (1959)  $H = 32 - 0.08\Delta g$ , Worzel ve Shurbert (1955)  $H = 33 - 0.055\Delta g$  ve Ram Babu (1997)  $H = 34 - 0.054\Delta g$  bağıntılarını önermişlerdir. Wollard (1959) tarafından önerilen bağıntı kullanılarak elde edilen Moho derinliği haritasında (Şekil 46) kuzeyde Karadeniz'den güneye ve güney doğuya doğru kabuk kalınlığı değerlerinin arttığı görülmektedir. Karadeniz sahilinde Moho derinliği 28.6 km iken Doğu Anadolu'da bu değer artarak 48.4 km'ye ulaşmaktadır. Sahilden güneye doğru gidildikçe Doğu Pontidlerin kuzey zonunda kabuk kalınlığı hızlı artarken güney zonda bu artış daha azdır. Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen bağıntıyla Moho kuzeyde 30.6 km ile güneyde 44.3 km değerleri arasında değişmektedir. Kuzey zonda hızlı bir değişim olup değerler güneye doğru gittikçe azalmaktadır (Şekil 47). Ram Babu (1997) tarafından önerilen bağıntı kullanılarak Doğu Pontidler için hesaplanan Moho yüzeyi kuzeyde 31.7 km ile güneyde 45.1 km arasında değişmektedir. Elde edilen Moho topografyası haritasında (Şekil 48) en hızlı değişim kuzey zonda Rize-Artvin arasında gözlenmektedir. En yüksek değerler Doğu Anadolu'da elde edilmiştir.

Ampirik bağıntılarla hesaplanan kabuk kalınlığı değerleri seçilen yedi ayrı profile ait gravite verilerinin güç spektrumları hesaplanarak elde edilen kabuk kalınlığı değerleriyle karşılaştırılmıştır. Alınan profiller  $36^\circ$  ve  $42^\circ$  profilleri üç, diğer profiller iki olmak üzere eşit parçaya bölünerek Fourier dönüşümüyle güç spektrumları hesaplanmıştır. Elde edilen güç spektrumu eğrilerinin eğimleri yardımıyla Moho, Conrad ve kristalin temel derinlikleri belirlenmeye çalışılmıştır.

Yapılan hesaplamalar sonucunda  $36^\circ$  boylamı üzerinde alınan profilin güneydeki parçasının güç spektrumu eğrisinden Mohonun yaklaşık 42.9 km, Conrad süreksizliğinin 22.9 km ve kristalin temelin 6.2 km derinde yer aldığı belirlenmiştir. Kuzeyde yer alan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho yüzeyinin 32.8 km derinde olduğu tespit edilmiştir. Spektrum eğrisinin diğer parçaları yardımıyla Conrad süreksizliğinin 19.2 km ve kristalin temel derinliğinin 4.1 km olduğu hesaplanmıştır. Ortadaki parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 38.5 km, Conrad yüzeyinin derinliği 20.7 km ve kristalin temelin derinliği 4.4 km olarak hesap edilmiştir. Elde edilen değerlere göre kabuğun güneyden kuzeye doğru incelendiği görülmüştür (Şekil 49).

$37^\circ$  boylamı üzerinde alınan gravite anomalisinin güneyde alınan parçasının güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 44.8 km olarak belirlenmiştir. Conrad yüzeyinin derinliği 21.1 km ve kristalin temelin derinliği 4.8 km olarak hesaplanmıştır. Kuzeyde

alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 31.8 km, Conrad yüzeyi 14.6 km ve kristalin temel derinliği 5.8 km olarak tespit edilmiştir (Şekil 50).

Bouguer gravite anomali haritasından 38° boylamı için alınan gravite verisi iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu uygulanmış ve kabuk kalınlığı değerleri çıkarılmıştır. Güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho yüzeyinin 40.9 km, Conrad yüzeyinin 22.9 km ve kristalin temelin 6.1 km derinde olduğu sonucuna varılmıştır. Kuzeyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden ise Mohonun derinliği 34.6 km olarak belirlenmiştir. Conrad yüzeyinin derinliği 21.7 km ve kristalin temel derinliği ise 4.3 km olarak bulunmuştur (Şekil 51).

39° boylamı üzerinde alınan gravite profili iki eşit parçaya bölünmüş olup güneyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun derinliği 42.6 km olarak belirlenmiştir. Conrad süreksizliğinin yüzeyden derinliği 25.0 km olarak, kristalin temel derinliği 6.2 km olarak bulunmuştur. Kuzeydeki parçanın güç spektrumu eğrisinden Mohonun derinliği 33.9 km olarak hesaplanmıştır. Bazalt ile granit tabakası arasındaki sınıra karşılık gelen Conrad süreksizliğinin 19.9 km ve kristalin temel derinliğinin 4.1 km derinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 52).

Güç spektrumu yönteminin 40° boylamı üzerinde alınan gravite profilinin iki eşit parçasına uygulanması sonucu güneyde Mohonun derinliği 41.9 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 21.5 km olup kristalin temel derinliği 6.4 km olarak bulunmuştur. Kuzeyde alınan parçaya güç spektrumu yöntemi uygulanarak Mohonun 33.1 km, Conrad süreksizliğinin 21.8 km ve kristalin temelin 4.6 km derinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 53).

41° boylamına ait gravite anomali değerleri ve iki eşit parçaya bölünerek güç spektrumu yöntemi uygulanmış ve kabuk kalınlığının güneyde 43.5 km'den kuzeyde 34.8 km'ye incelendiği ortaya çıkarılmıştır. Granit tabakasının da benzer şekilde güneyden kuzeye doğru 24.8 km'den 15.8 km'ye incelendiği ortaya çıkarılmıştır. Bazalt tabakasının kalınlığı ise güneyde 18.7 km ve kuzeyde 19.0 km olarak belirlenmiştir. Kristalin temelin güneyde 7.1 km, kuzeyde ise 4.7 km derinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 54).

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinden 42° boylamına ait gravite anomali değerlerine güç spektrumu yöntemi uygulanarak Moho derinliği güneyde 46.2 km olarak tespit edilmiştir. Granit tabakası ile bazalt tabakası arasındaki sınırı oluşturan Conrad süreksizliğinin derinliği 23.1 km ve kristalin temelin derinliği 7.1 km olarak hesaplanmıştır. Kuzeyde alınan parçanın güç spektrumu eğrisinden Moho derinliği 32.4



km, Conrad süreksizliğinin derinliği 14.6 km ve kristalin temel derinliği 4.2 km olarak hesap edilmiştir (Şekil 55).

Güç spektrumu yöntemi uygulanarak belirlenen Conrad yüzeyi derinlikleri, Sibirya ve Uzak Doğu için önerilen  $Hc \approx 18.6 - 0.031 \Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısı kullanılarak hesaplanan Conrad süreksizliği değerleri ile karşılaştırılmıştır. Ampirik bağıntı ile çalışma alanında Conrad yüzeyinin güneyde 24.9 km ile kuzeyde 17.3 km derinlikleri arasında değiştiği tespit edilmiştir. Güç spektrumu eğrilerinden belirlenen değerlere göre Conrad süreksizliğinin derinliği güneyde 25.0 km ile kuzeyde 14.6 km arasında değişmektedir (Şekil 56).

Gravite anomali profillerine güç spektrumu yöntemi uygulanarak kuzey ve güney zon için elde edilen kabuğa ait veriler profil olarak çizilmiştir. Elde edilen değerlere göre kabuğa ait süreksizlik yüzeyleri olan Moho ve Conrad yüzeylerinin düzgün olmadığı ortaya çıkmıştır. Kuzey zon için Mohonun 31.8 km ile 34.8 km arasında, Conrad yüzeyinin ise 14.6 km ile 21.8 km arasında değiştiği belirlenmiştir (Şekil 57). Güney zon için kabuk kalınlığının 40.9 km ile 46.2 km arasında, Conrad yüzeyinin ise 21.1 km ile 25.0 km arasında değiştiği tespit edilmiştir (Şekil 58). Kuzey zona göre güney zonda daha kalın bir kabuğun olduğu, yani güneyden kuzeye doğru incelendiği tespit edilmiştir. Aynı şekilde Conrad yüzeyinin de kuzeye doğru gidildikçe sığlaştığı görülmektedir. Kuzey zondaki granitik özellikteki üst kabuğun ve bazaltik özellikteki alt kabuğun kabuk kalınlığıyla doğru orantılı olarak incelendiği belirlenmiştir (Şekil 59). Güç spektrumu yöntemiyle Doğu Pontidlerin kuzey ve güney zonu için belirlenmiş kabuk yapısı değerleri tablo 3'de verilmektedir.

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisinin güç spektrumu eğrisinin eğimleri kullanılarak manyetik anomali veren kütlelerin üst yüzey derinliği 16.2 km, ortalama derinliği 21.4 km olarak hesaplanmıştır. Bu iki derinlik değeri kullanılarak bölgede Curie noktasının derinliği 26.6 km olarak hesap edilmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucu çalışma alanında manyetik tortul temelin derinliği 6.7 km olarak tespit edilmiştir (Şekil 60).

Çalışma alanının kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan yedi ayrı profile güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen Curie noktası yüzeyinin kuzey ve güney zonda değişken bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucu Curie noktası yüzeyinin  $36^\circ$  boylamı için 26.4 km ile 25.0 km arasında (Şekil 61),  $37^\circ$  boylamı için 22.7 km ile 23.9 km arasında (Şekil 62),  $38^\circ$  boylamı

için 27.9 km ile 22.8 km arasında (Şekil 63), 39° boylamı için 29.1 km ile 27.7 km arasında (Şekil 64), 40° boylamı için 22.7 km ile 28.9 km arasında (Şekil 65), 41° boylamı için 21.3 km ile 22.9 km arasında (Şekil 66) ve 42° boylamı için 17.2 km ile 18.1 km arasında değiştiği (Şekil 67) tespit edilmiş ve aşağıda tablo 4’da verilmiştir.

Kutba indirgenmiş manyetik anomali profillerinin güç spektrumundan güney ve kuzey zonda belirlenen Curie derinliği değerleri kullanılarak D-B yönündeki değişimi belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan hesaplamalara göre güneyde Curie derinliği 17.2 km ile 29.1 km arasında, kuzeyde ise 18.1 km ile 28.9 km arasında değişmektedir. Hesaplanan değerlere göre Curie noktası yüzeyinin düz olmayıp değişken bir yüzeye sahip olduğu ve bu değişimlerin mantoya kadar inen kırıklardan ileri geldiği sonucuna ulaşılmıştır. Kabuk içerisinde kalan kırıklar daha çok tortul temel kalınlığındaki değişimlere sebep olmuştur. Belirlenen değerlere göre her iki zon için elde edilen Curie yüzeyinin ortalama 25 km civarında değiştiği anlaşılmaktadır (Şekil 70).

Tablo 3. Doğu Pontidlerin Bouguer gravite anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen kabuk yapısı değerleri

Profil	Derinlik (km)					
	Güney Zon			Kuzey Zon		
	Kristalin Temel	Conrad	Moho	Kristalin Temel	Conrad	Moho
AA'	6.2	22.9	42.9	4.1	19.2	32.8
BB'	4.8	21.1	44.8	5.8	14.6	31.8
CC'	6.1	22.9	40.9	4.3	21.7	34.6
DD'	6.2	25.0	42.6	4.1	19.9	33.9
EE'	6.4	21.5	41.9	4.6	21.8	33.1
FF'	7.1	24.8	43.5	4.7	15.8	34.8
GG'	7.1	23.1	46.2	4.2	14.6	32.4

Tablo 4. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasından alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen Curie noktası değerleri. Tabloda verilen değerler, manyetik kaynağın ortalama derinliğini ( $Z_o$ ), üst yüzey derinliğini ( $Z_t$ ), manyetik tortulun temel derinliğini ( $Z_{mt}$ ) ve Curie noktası derinliğini ( $Z_b$ ) göstermektedir

Profil	Derinlik (km)							
	Güney Zon				Kuzey Zon			
	$Z_{mt}$	$Z_t$	$Z_o$	$Z_b$	$Z_{mt}$	$Z_t$	$Z_o$	$Z_b$
AA'	4.1	16.0	21.2	26.4	5.7	20.8	22.9	25.0
BB'	5.2	10.7	16.7	22.7	4.9	10.1	17.0	23.9
CC'	7.3	18.7	23.3	27.9	5.3	10.6	16.7	22.8
DD'	7.3	19.7	24.4	29.1	6.4	15.3	21.5	27.7
EE'	4.9	13.3	18.0	22.7	4.1	14.9	21.9	28.9
FF'	6.2	13.3	17.3	21.3	5.9	11.7	17.3	22.9
GG'	5.2	13.8	15.5	17.2	5.1	14.3	16.2	18.1

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan yedi gravite profili ters çözüm işlemine tabi tutulmuştur. Ters çözümlerde kullanılan başlangıç modeli üç tabakalı olup manto yoğunluğu  $3.2 \text{ gr/cm}^3$ , bazalt tabakasının yoğunluğu  $2.85 \text{ gr/cm}^3$ , granit tabakasının yoğunluğu  $2.65 \text{ gr/cm}^3$  ve kristalin temel yoğunluğu  $2.20 \text{ gr/cm}^3$  olarak kabul edilmiştir.  $36^\circ$  boylamı üzerinde alınan profil için yapılan ters çözüm sonucuna göre iki boyutlu kabuk yapısı modelinde Moho derinliği 30.5 km ile 42.6 km arasında değişmektedir. Conrad yüzeyinin derinliği ise 18.0 km ile 23.3 km arasında değişmektedir. Bu profil için kristalin temelin derinliği en fazla 4.8 km olarak hesap edilmiştir. Güç spektrumu yöntemi kullanılarak elde edilen derinlikler ile karşılaştırıldığında birbirlerine yakın sonuçların çıktığı görülmektedir. Tokat masifi altında mantonun yukarı doğru yükselimi yaptığı ve kabuğun incelmesi tespit edilmiştir (Şekil 71).  $37^\circ$  boylamı üzerinden alınan gravite anomali profilinin ters çözümü sonucunda Moho derinliği 29.5 km ile 45.1 km arasında değişmektedir. Conrad yüzeyinin derinliği ise 14.6 km ile 23.7 km arasında değiştiği ve kristalin temelin derinliği 3.6 km olarak hesap edilmiştir. Güç spektrumundan belirlenen kristalin temel derinliği ile ters çözümden elde edilen kristalin temel derinlikleri arasında 1.25 km fark bulunmaktadır. Bu farkın başlangıç modelinde kristalin temel derinliğinin iyi belirlenememesi nedeniyle olduğu düşünülmektedir (Şekil 72).

38° boylamına ait gravite anomali profili için yapılan ters çözüm sonucunda gözlem gravite anomalisi ile hesaplanan gravite anomalisi arasında iyi bir uyum olup kenar etkilerinden dolayı ortaya çıkan anomali farkı 5.51 mGal olarak hesap edilmiştir. Moho yüzeyinin derinliği güneyde 42.4 km iken kuzeyde 33.4 km olarak hesaplanmıştır. Conrad süreksizliğinin derinliği ise güneyde 24.7 km, kuzeyde 20.8 km olarak tespit edilmiştir. Granit tabakasının üst yüzeyinin derinliğini gösteren kristalin temel derinliği ise 5.9 km olarak hesap edilmiştir. Bu değer güç spektrumu ile belirlenen değerden güneyde 0.17 km ve kuzeyde 1.75 km daha fazladır (Şekil 73). 39° boylamı üzerinde alınan profile ait gravite verilerinin ters çözüm sonucu elde edilen iki boyutlu kabuk yapısında Moho yüzeyinin güneyde 43.8 km'den kuzeyde 30.1 km'ye incelendiği görülmektedir. Bazalt ile granit tabakası arasındaki sınırı oluşturan Conrad yüzeyinin derinliği güneyde 25.0 km iken kuzeyde 17.4 km olarak hesap edilmiştir. Yapılan ters çözüm sonucu kristalin temel derinliğinin 4.1 km kadar derine indiği belirlenmiştir. Hesaplamalar sonucunda belirlenen kabuk yapısına ait değerler güç spektrumu değerleriyle uyum içerisinde (Şekil 74).

40° boylamına ait gravite anomali değerlerinin ters çözümü sonucunda elde edilen iki boyutlu kabuk yapısına göre Moho derinliğinin güneyde 45.7 km ile kuzeyde 31.6 km arasında, Conrad yüzeyinin güneyde 24.0 km ile kuzeyde 18.4 km arasında değiştiği ve kristalin temel derinliğinin yaklaşık 7.0 km derinde olduğu ortaya çıkarılmıştır. Profil boyunca güneyde belirlenen Conrad yüzeyi derinliği ile ters çözüm sonucu belirlenen değerler arasında 2.54 km'lik bir fark bulunmaktadır. Elde edilen kabuk yapısında Moho ve Conrad süreksizliklerine ait yüzeylerin düz olmayıp değişken bir yüzeye sahip olduğu ve kuzeye doğru gidildikçe kabuk kalınlığının incelendiği sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 75). 41° boylamı üzerindeki değerlere ait gravite anomali verisinin ters çözümü sonucunda kristalin temelin 7.1 km derinliğe kadar uzandığı belirlenmiştir. Güç spektrumu ile belirlenen kristalin temel derinliği arasında 3.11 km'lik bir fark bulunmaktadır. Conrad süreksizliğinin derinliği güneyde 26.7 km ile kuzeyde 16.3 km arasında, Moho yüzeyinin derinliği ise güneyde 45.9 km ile kuzeyde 36.2 km arasında değiştiği tespit edilmiştir. Yapılan ters çözüm sonucunda kabuk yapısının güneyden kuzeye doğru incelendiği ortaya çıkarılmıştır (Şekil 76). 42° boylamı üzerinde alınan gravite anomali profilinin ters çözümü sonucunda Moho yüzeyinin güneyde 49.6 km ile kuzeyde 33.3 km arasında değiştiği belirlenmiştir. Conrad süreksizliğinin derinliği güneyde 26.2 km iken kuzeyde 15.8 km olarak hesaplanmıştır. En üstte yer alan Paleozoik tabakasının derinliği ise 6.3 km olarak hesap edilmiştir (Şekil 77).

Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Moho derinliğinin bütün profiller için güneyden kuzeye doğru inceldiği tespit edilmiştir. Benzer şekilde bazalt ve granit tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin de güneyden kuzeye doğru gidildikçe azaldığı tespit edilmiştir. Ters çözüm sonucunda belirlenen Moho ve Conrad süreksizlik yüzeylerine ait derinlik değerleri ile güç spektrumundan belirlenen değerler arasında iyi bir uyum olduğu görülmüştür.



#### 4. İRDELEME

Bölgenin tektonik ve kabuk yapısına yönelik yapılan bu çalışmada gravite ve manyetik anomali değerleri kullanılmıştır. Ancak Doğu Pontidler ve çevresindeki gravite ve manyetik değerlere ait ölçümler bölgenin engebeli olması nedeniyle sık aralıklarla alınamamıştır. Bu nedenle alınan verilerin maden ve petrol arama amaçlı çalışmalarda kullanılması olanaklı olmadığından bölgede daha sık aralıklarla gravite ve manyetik veri toplanmalı ve araştırmacıların kullanımına sunulmalıdır. Doğu Pontidler ve çevresinin tektonik yapısını oluşturan kırık zonlarının profil boyunca derinlik ve geometrilerinin tespit edilmesinde yatay türev yöntemi başarılı sonuçlar vermektedir. Belirlenen bu kırık zonları daha önce yapılan jeolojik ve tektonik haritalarla (Elmas, 1996; Gürsoy vd., 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Bektaş vd., 1999; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve Erol, 2001; Koçyiğit vd., 2001) karşılaştırıldığında birbirleriyle paralellik gösterdiği görülmüş olup mevcut çalışmalara göre isimlendirilmeye çalışılmıştır. Ancak, bu çalışmalarda bazı fayların isimlerinin bulunmadığı, bazı isimlendirmelerde de fikir ayrılığına düşüldüğü görülmüştür. Bu nedenle bölgede jeolojik ve jeofizik yöntemlerle tespit edilen fay zonlarının ortak isimlendirilmesi için geniş kapsamlı bir jeolojik, jeofizik çalışma yapılmasının uygun olacağı düşünülmektedir. Doğu Pontidlerin manyetik verilerle belirlenen Curie noktası derinlik yüzeyinin ısı akısı verileriyle desteklenmesi için bölgede ısı akısı verileri toplanarak çalışmalar yapılmalıdır. Yüksek genlikli manyetik anomaliler veren plütonik kayaların radyoaktivite açısından yerleşim yerlerine zarar verebilecek tehlike içerip içermediği jeofizik ve jeolojik araştırmalar yapılarak incelenmelidir.

Gravite, manyetik ve sismolojik veriler kullanılarak yapılan kabuk yapısı çalışmalarının çok çözümlü sonuçlar vermesi nedeniyle bölgede derin sismik sondaj çalışmaları yapılmalıdır. Doğu Pontidlerin deprem riski az olmakla birlikte bölgede yer yer küçük ve orta büyüklükte depremler olabilmektedir. Bu nedenle bölgenin aktif tektoniğini ve mikroaktif deprem etkinliğini inceleyecek birkaç deprem kayıt istasyonunun bölgeye kurulmasının yararlı olacağı düşünülmektedir. Bu istasyonlarda kayıt edilen depremlerin kayıtları da kabuk yapısı ve bölgenin aktif tektoniğinin belirlenmesi çalışmalarında kullanılabilir.

## 5. SONUÇLAR

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası karalara doğru artan negatif anomalilerden oluşmakta olup, izostatik olarak kalınlaşan kıtasal kabuğu yansıtmaktadır. Gravite anomalileri ile topografya verileri arasında en küçük kareler yöntemi kullanılarak  $BA=-13.18H+421.09$  denkleminin varlığı tespit edilmiştir.

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında bir çok kısa ve uzun dalga boylu anomaliler bulunmaktadır. Bölgede maksimum manyetik anomali genliği 2600 nT değerindedir. Bölgedeki anomalilerin büyük bir çoğunluğu geç Kretase yaşlı volkaniklerin ve granitik intrüzyonların hakim olduğu Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yer almaktadır. Bölgedeki manyetik anomalilerin uzanımları bölgenin jeolojik ve tektonik yapısıyla paralellik göstermekte olup hakim anomali yönleri KD, KB ve D-B doğrultuludurlar. Üst Kretase v olkanik fasiyesleri u zun d alga b oylu, E osen v olkanikleri, granitler ve bazaltlar kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretmektedirler.

Bölgede depremlerin yoğun olarak KAF, DAF ve KDAF kuşakları boyunca yoğunlaştığı görülmektedir. Buna karşın Doğu Pontidlerin magmatik yay özelliği gösteren kuzey zonunda deprem etkinliğinin daha az olduğu görülmektedir.

Bouguer gravite haritasına tam yatay türev yöntemi uygulanarak belirlenen çizgiselliklerin hakim yönleri D-B, KD ve KB olup bölgenin tektonik yapısına paralellik göstermektedir. Sivas havzası, Tokat, Pulur, Agvanis metamorfik masifleri, Gümüşhane ve Köse granitlerinin sınırları ile doğrultuları iyi bir şekilde tespit edilmiştir.

Doğu Pontidlerin tektoniğini oluşturan kırık sistemleri doğrultularına göre D-B, KB ve KD yönlü olmak üzere üç farklı gruba; derinliklerine göre mantoya inen ve kabuk içinde kalan faylar olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Kuzey zon ile güney zon arasındaki sınırı oluşturan kırıkların D-B yönlü olduğu ve güneye doğru dalımlı olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Mantoya kadar inen fayların bölgenin temel yapısını etkilediği ve ana tektonik yapısının oluşmasında önemli rol oynadığı anlaşılmaktadır. Kabuk içinde kalan kırıklar ise en fazla 20 km'ye kadar indiği, bölgenin jeolojik yapı farklılaşmasını sağladığı sonucuna ulaşılmıştır.

Gravite anomali haritası üzerinden alınan profillerin alçak geçişli süzgeç değerlerinin yatay türevleri hesaplanarak profiller için belirlenen kırıkların düşey, kuzeye eğimli ve

güneye eğimli olmak üzere üç gruba ayrıldığı görülmektedir. Belirlenen faylardan güneyde yer alanların kuzeye, kuzeyde yer alanların ise güneye eğimli olduğu tespit edilmiştir.

Doğu Pontidlerin kuzey zonunda pozitif rezidüel anomaliler gözlenirken güney ve eksen zonlarında negatif rezidüel anomaliler gözlenmektedir. Tortul havzalar rezidüel gravite haritasında negatif anomaliler verirken, yüksek yoğunluklara sahip metamorfik ve ultramafik masifler pozitif anomaliler vermektedir.

Rezidüel manyetik anomali haritasında tüm bölgeyi kapsayan bir çok yüksek frekanslı, şiddetli manyetik anomaliler gözlenmektedir. Doğu Pontidlerin kuzey zonunda yerleşen KD, KB ve D-B yönünde uzanan bu anomalilerin bölgenin tektoniğini kontrol eden KAF ve KDAF kuşaklarına paralel olduğu ve üst kabuk içerisindeki yüksek manyetik özellik gösteren volkanik bazaltlardan ileri geldiği sonucuna ulaşılmıştır. Bölgede yer alan ve bazik intrüzyonlar içeren yapılar ile metamorfikler, ultramafikler ve serpantinitler kısa dalga boylu yüksek genlikli manyetik anomaliler vermektedirler.

Bölgedeki Klastik, Neritik ve Pelajik kireçtaşları negatif gravite anomalisi üretmektedir. Klastik kayalar negatif manyetik anomaliler verirken, Neritik ve Pelajik kireçtaşları pozitif manyetik anomaliler üretirler. Bazalt ve Andezit içeren bazik ve ultrabazik volkanik kayalar, gnays, şist, amfibolit, fillit, mermer ve metabazitler içeren metamorfik kayalar geniş dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite ve manyetik anomaliler oluşturmaktadır. Metamorfik kayalar mermer içeriyorsa negatif manyetik anomaliler verirler. Granit ve Granitoid gibi plütonik kayalar kısa dalga boylu yüksek genlikli pozitif manyetik anomaliler üretir. Evaporitli sedimanter kayalar geniş dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri oluştururlar. Piroklastik içeren volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri, kısa dalga boylu yüksek genlikli negatif manyetik anomaliler üretmektedirler. Bazalt, Andezit, Serpantinit, Peridotit ve O fiyolitik melanj birimleri uzun dalga boylu yüksek genlikli pozitif gravite değerleri verirler. Volkanik kayalar uzun dalga boylu, yüksek genlikli pozitif gravite anomalileri verirken, negatif manyetik anomaliler üretmektedirler.

Rezidüel gravite anomalilerinin tam yatay türev haritasındaki çizgiselliklerin üç farklı yönde uzandığı anlaşılmaktadır. KAF kuşağı KB-GD yönlü bir çizgisellik gösterirken, KDAF kuşağı KD-GB yönlü bir çizgisellik göstermektedir. Bölgenin güney doğusunda yer alan Erzurum-Horasan havzasında belirlenen çizgisellikler D-B yönlüdürler.



Çalışma alanının Bouguer gravite verisine güç spektrumu yöntemi uygulanarak bölgede Mohonun 35.7 km ve Conrad süreksizliğinin 26.5 km derinde olduğu hesaplanmıştır. Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali verisinin güç spektrumu kullanılarak Curie noktası yüzeyinin derinliği 26.6 km ve manyetik tortul temel derinliği 6.7 km olarak tespit edilmiştir.

Wollard (1959) tarafından önerilen  $H = 32 - 0.08\Delta g$  bağıntısı kullanılarak Moho derinliği Karadeniz sahilinde 28.6 km iken Doğu Anadolu'da 48.4 km'ye ulaşmaktadır. Worzel ve Shurbert (1955) tarafından önerilen  $H = 33 - 0.055\Delta g$  bağıntısıyla Moho derinliği kuzeyden güneye 30.6 km ile 44.3 km değerleri arasında değişmektedir. Ram Babu (1997) tarafından önerilen  $H = 34 - 0.054\Delta g$  bağıntısı kullanılarak Doğu Pontidlerde Moho yüzeyinin kuzeyde 31.7 km ile güneyde 45.1 km değerleri arasında değiştiği tespit edilmiştir.

Güç spektrumu yöntemi Bouguer gravite verisinden alınan yedi ayrı profile uygulanarak kabuk kalınlığının güneyden kuzeye doğru incelendiği tespit edilmiştir. AA' profili için Mohonun 42.9 km ile 32.8 km, Conrad süreksizliğinin 22.9 km ile 19.2 km arasında ve kristalin temelin 6.2 km ile 4.1 km arasında değiştiği hesaplanmıştır. Benzer şekilde BB' profili için Moho yüzeyinin 44.8 km ile 31.8 km arasında, Conrad yüzeyi derinliğinin 21.1 km ile 14.6 km arasında ve kristalin temelin 4.8 km ile 5.8 km arasında değiştiği hesap edilmiştir. CC' profili için Moho yüzeyinin 40.9 km ile 34.6 km arasında, Conrad yüzeyinin 22.9 km ile 21.7 km arasında ve kristalin temel derinliğinin 6.1 km ile 4.3 km arasında değiştiği belirlenmiştir. DD' profiline ait gravite anomali değerleri için Mohonun 42.6 km ile 33.9 km arasında, Conrad yüzeyinin 25.0 km ile 19.9 km arasında ve Kristalin temel derinliğinin 6.2 km ile 4.1 km arasında olduğu tespit edilmiştir. EE' profili için Mohonun 41.9 km ile 33.1 km arasında, Conrad süreksizliğinin 21.5 km ile 21.8 km arasında ve kristalin temelin 6.4 km ile 4.6 km değerleri arasında değiştiği hesap edilmiştir. FF' profili için Mohonun 43.5 km ile 34.8 km arasında, Conrad süreksizliğinin 24.8 km ile 15.8 km arasında ve kristalin temelin 7.1 km ile 4.7 km arasında olduğu hesaplanmıştır. GG' profili için Mohonun 46.2 km ile 32.4 km arasında, Conrad süreksizliğinin derinliği 23.1 km ile 14.6 km arasında ve kristalin temelin 7.1 km ile 4.2 km arasında değiştiği belirlenmiştir.

Doğu Pontidlerde Conrad yüzeyinin değişimini belirlemede Sibirya ve Uzak Doğu için önerilen  $Hc \approx 18.6 - 0.031\Delta g$  (Demenitskaya, 1967) bağıntısı kullanılarak Conrad süreksizliğinin 24.9 km ile 17.3 km değerleri arasında değiştiği tespit edilmiştir. Güç

spektrumu eğrilerinden belirlenen değerlere göre Conrad süreksizliğinin derinliği 25.0 km ile 14.6 km arasında değişmektedir.

Alınan yedi gravite profilinin güç spektrumu yöntemiyle belirlenen Moho, Conrad ve kristalin temel derinlikleri kullanılarak kuzey ve güney zon için iki boyutlu kabuk modeli oluşturulmuştur. Belirlenen kabuk yapısında süreksizlik yüzeylerinin düzgün olmadığı sonucuna ulaşılmıştır. Kuzey zon için Moho derinliği 31.8 km ile 34.8 km arasında, değişirken güney zonda 40.9 km ile 46.2 km arasında değişmektedir. Benzer şekilde Conrad yüzeyinin derinliği kuzey zonda 14.6 km ile 21.8 km arasında, güney zonda 21.1 km ile 25.0 km arasında değişmektedir. Belirlenen kabuk yapısında güney zonda kuzey zona göre daha kalın bir kabuğun olduğu, yani güneyden kuzeye doğru kabuğun incelendiği tespit edilmiştir. Aynı şekilde Conrad yüzeyinin de güneyden kuzeye doğru incelendiği görülmektedir.

Doğu Pontidlerin kutba indirgenmiş manyetik anomali haritasında alınan profillere güç spektrumu yöntemi uygulanması sonucu elde edilen Curie noktası yüzeyinin kuzey ve güney zonda değişken bir yüzeye sahip olduğu belirlenmiştir. Yapılan hesaplamalar sonucu Curie noktası yüzeyinin AA' profili için 26.4 km ile 25.0 km arasında, BB' profili için 22.7 km ile 23.9 km arasında, CC' profili için 27.9 km ile 22.8 km arasında, DD' profili için 29.1 km ile 27.7 km arasında, EE' profili için 22.7 km ile 28.9 km arasında, FF' profili için 21.3 km ile 22.9 km arasında ve GG' profili için 17.2 km ile 18.1 km arasında değiştiği tespit edilmiştir.

Güç spektrumu ile belirlenen değerler birleştirilerek güney ve kuzey zonda iki boyutlu Curie yüzeyinin D-B yönündeki değişimi hesap edilmiştir. Buna göre Curie derinliği güneyde 17.2 km ile 29.1 km arasında, kuzeyde 18.1 km ile 28.9 km arasında değişmektedir. Elde edilen Curie noktası yüzeylerinin değişken olduğu ve bu değişimlerin mantoya kadar uzanan kırık zonları ile şekillendiği sonucuna ulaşılmıştır.

Doğu Pontidlerin gravite anomali haritası üzerinde alınan yedi gravite profilinin ters çözümleri yapılmıştır. Ters çözüm sonucu AA' profili için Moho yüzeyinin 30.5 km ile 42.6 km arasında, Conrad yüzeyinin 18.0 km ile 23.3 km arasında değiştiği ve kristalin temel 4.8 km derinliğe kadar ulaştığı sonucuna ulaşılmıştır. Belirlenen değerler ile güç spektrumundan belirlenen değerlerin birbirlerine yakın sonuçlar verdiği görülmektedir.

BB' profilinin ters çözümü sonucu Moho derinliği 29.5 km ile 45.1 km arasında, Conrad yüzeyinin 14.6 km ile 23.7 km arasında değiştiği ve kristalin temel 3.6 km derinde olduğu tespit edilmiştir. CC' profilinin ters çözümü sonucu Moho yüzeyinin 42.4

km ile 33.4 km arasında, Conrad süreksizliğinin 24.7 km ile 20.8 km arasında değiştiği ve Kristalin temelini ise 5.9 km derinde olduğu hesaplanmıştır. DD' profiline ters çözümü sonucu belirlenen iki boyutlu kabuk yapısına göre Moho yüzeyinin 43.8 km ile 30.1 km arasında, bazalt ile granit tabakası arasındaki sınırı oluşturan Conrad yüzeyinin 25.0 km ile 17.4 km arasında değiştiği ve kristalin temel derinliğinin 4.1 km olduğu belirlenmiştir.

EE' profiline ters çözümü sonucunda elde edilen kabuk yapısına göre Moho derinliğinin güneyde 45.7 km ile kuzeyde 31.6 km arasında, Conrad yüzeyinin 24.0 km ile 18.4 km arasında değiştiği ve kristalin temel derinliğinin yaklaşık 7.0 km derinde olduğu ortaya çıkarılmıştır. FF' profiline ters çözümü sonucunda kristal temelini 7.1 km derinde olduğu, Conrad süreksizliğinin 26.7 km ile 16.3 km arasında ve Moho yüzeyinin 45.9 km ile 36.2 km arasında değiştiği hesap edilmiştir. GG' profiline ters çözümü sonucunda Moho yüzeyinin 49.6 km ile 33.3 km arasında, Conrad süreksizliğinin 26.2 km ile 15.8 km arasında değiştiği ve en üstte yer alan paleozoyik tabakasının 6.3 km derinde olduğu tespit edilmiştir.

Profiller için yapılan ters çözüm sonucunda Doğu Pontidlerde kabuk kalınlığının güneyden kuzeye doğru, bazalt ile granit tabakası arasındaki sınırı gösteren Conrad süreksizliğinin de güneyden kuzeye doğru gidildikçe azaldığı tespit edilmiştir. Güç spektrumu ile ters çözüm sonucunda elde edilen Moho ve Conrad süreksizlik yüzeylerine ait derinlik değerleri arasında iyi bir uyum olduğu sonucuna varılmıştır.

## 6. ÖNERİLER

Doğu Pontidler ve çevresindeki gravite ve manyetik değerlere ait ölçümler topografyanın engebeli olması nedeniyle 3-5 km aralıklarla alınmıştır. Bu veriler geniş ölçekli çalışmalar için yeterli olmasına karşın detay çalışmalar için yeterli olmayacaktır. Bu nedenle bölgede daha sık aralıklarla gravite ve manyetik veri toplanmalı ve araştırmacıların kullanımına sunulmalıdır.

Bölgenin tektonik yapısına ait çalışmalar genel olarak gravite verileri kullanılarak yapılmıştır. Gravite verilerinin yatay türevleri hesaplanarak Doğu Pontidlerin tektonik yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Çeşitli derinlik seviyelerinde fay zonlarının konumları ve doğrultuları belirlenmeye çalışılmış ve jeolojik çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Bunların güvenilirliğini belirlemek için sismik çalışmalarla desteklenmelidir.

Doğu Pontidler ve çevresinin tektonik yapısını oluşturan kırık zonlarının profil boyunca derinlik ve geometrileri tespit edilmiş belirlenen fay zonları tanımlanmaya ve isimlendirilmeye çalışılmıştır. Daha önceki jeolojik ve tektonik çalışmalarda kullanılan isimlendirmelerde ayrılığa düşüldüğü görülmüştür. Bu nedenle bölgede tespit edilen fay zonlarının ortak isimlendirilmesine yönelik jeolojik ve jeofizik çalışma yapılmalıdır.

Bölgeye ait kabuk yapısı çalışmaları daha çok gravite, manyetik ve sismolojik veriler kullanılarak yapılmaktadır. Potansiyel alan verileri çok çözümlü sonuçlar verdiği için sismik yansıma ve kırılma çalışmalarıyla desteklenmelidir. Bu nedenle bölgeyi iyi bir şekilde temsil edecek ve tanımlayacak birkaç derin sismik sondaj profili atılmalıdır. Bunların sonuçları gravite, manyetik ve sismolojik verilerle belirlenen sonuçlarla karşılaştırılmalıdır.

Bölgenin Curie noktası derinlik yüzeyi ile ilgili belirlenen sonuçlar ve derinlik bilgileri ısı akısı verileriyle karşılaştırılmalıdır. Bu nedenle bölgede daha sık ısı akısı verisi toplanmalı ve bu konuda çalışma yapan araştırmacıların hizmetine sunulmalıdır.

Manyetik anomalilerin yüksek olduğu yerlerden biri olan granit ve granitoid içeren plütonik kayaların radyoaktif mineraller içermektedir. Bu nedenle yüksek manyetik anomali veren yerlerin yerleşime ve imara açılmadan önce jeofizik ve jeolojik araştırmalar yapılarak radyoaktivite açısından tehlike içerip içermediği araştırılmalıdır.

Doğu Pontidlerin genel olarak deprem riski azdır. Ancak bölgede yer yer küçük ve orta büyüklükte depremler olabilmektedir. Bu nedenle bölgenin mikro ve makro

sismisitesini araştırmak için bölgeye birkaç tane deprem kayıt istasyonu kurulmalıdır. Bu istasyonlarda kayıt edilen depremlerin kayıtları da kabuk yapısı ve bölgenin aktif tektoniğinin belirlenmesi çalışmalarında kullanılabilir.

Doğu Pontidlerin güney zonunda yer alan Bayburt ve diğer tortul havzalarda petrol potansiyeline yönelik yapılmış jeolojik çalışmalar mevcuttur. Bu havzalarda petrole yönelik gravite-manyetik ve sismik çalışmalar yapılmalıdır. Bu nedenle Doğu Karadeniz bölgesinde daha sık gravite ve manyetik veri toplanmalıdır.

Rezidüel gravite verileri kullanılarak belirlenen görünür yüzey yoğunluk değerlerinin güvenilirliğini artırmak amacıyla araziden alınan kayaç örnekleri üzerinde yoğunluk ölçümleri yapılmalıdır.

Bu doktora çalışması Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim dalında Jeofizik ve Jeoloji Mühendisliği Bölümlerinin işbirliğinde yapılmıştır. Bölgemize yönelik bu tür işbirliği çalışmaları sürdürülmeli, MTA ve TPAO gibi kurumlarla ortak projeler üretilmelidir.

## 7. KAYNAKLAR

- Akçıĝ, Z. ve Pınar, R., 1994. Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri, DEÜ, Müh. Mim. Fak. Yayınları, İzmir.
- Akdoğan, N., 1995. Türkiye Gravite Çalışmaları ve Bazı Sonuçlar, MTA, 06520 Ankara.
- Akdoğan, N., 2000. İstanbul ve İzmir Paftalarının Gravimetrik-Manyetik-Isı Akısı ve Deprem Merkez Üsleri Magnitüdlerinin Jeoloji ile Korelasyonu ve Bazı Sonuçlar, Ulusal Jeofizik Toplantısı, 23-25 Kasım 2000, MTA Kültür Sitesi, Ankara.
- Akın, H., 1978. Geologie, Magmatismus und Lager-Staettenbildung im Ostpontischen Gebirge-Türkei Aus der Sicht der Plattentektonik, Geologische Rundschau, 68, 253-283.
- Allan, T.D. ve Morelli, C., 1971. Geophysical Study of the Mediterranean Sea, Bull. Geol. Teor. Appl., 13, 50, 99-142.
- Alptekin, Ö., 1973. Focal Mechanism of Earthquake in Western Turkey and Their Tectonic Implication, Ph. D. Thesis, New Mexico Inst. of Mining and Tech., Socorro, New Mexico.
- Andreev, B.D., 1938. The Interpretation of Gravity Data, SNIGRI Geofizika, 5, 12-20.
- Argand, E., 1924. Latectonique de l'Asie. Proc., 13th Geol. Congres., Bruxelles, 13, 170-372.
- Arni, P., 1939. Şarki Anadolu Fayı ile İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler, MTA Dergisi, 4, Ankara.
- Ateş, A., Kearey, P. ve S. Tufan, 1999. New Gravity and Magnetic Anomaly Maps of Turkey, Geophysical Journal International, 136, 2, 499-503.
- Aydın, İ. ve Karat, H. İ., 1995. Türkiye Aeromagnetik Haritalarına Genel Bir Bakış, Jeofizik, 9/1-2, 41-44
- Barka, A. A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, Annal. Tectonica, Special Issue 6, 164-195.
- Bektaş, O., 1984. Doĝu Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Şoşonitik Volkanizma ve Jeotektonik Önemi, KTÜ Dergisi, 3-1, 2-53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Mantle Uprising and Polygenetic Ophiolites in the Back-Arc of the Eastern Pontides, In: Proceedings of Ketin Symposium. Geological Society of Turkey, 175-188.

- Bektaş, O. ve Yılmaz, C., 1995. Mesozoic Evolution of the Eastern Pontides (NE Turkey): Opening of the Neo-tethys (From Rifting to Drifting) as a Back-arc Basin, *Int. Ophiolite Symposium, Pavia*, 19-20.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y. ve Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous Subduction-Related Volcanism Towards the Back-Arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), *Geological Journal*, 34, 95-106.
- Bingöl, E., 1989. Geological Map of Turkey at 1:2000000 scale. MTA Pub., Ankara.
- Bird, D., 1997. Primer: Interpreting Magnetic Data, In: Geophysical corner, AAPG Explorer, May 1997.
- Blumenthal, M., 1946. Der Karanfil Dager Markantes Bauglied de Sclicis Chen Taurus, *MTA Dergisi*, 36, Ankara.
- Bozkurt, E. ve Koçyiğit, A., 1996. The Kazova Basin: An Active Negative Flower Structure on the Almus Fault Zone, A Splay Fault System of the North Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 265, 239-254.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – A Synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Brinkman, R., 1974. Geologic Relations Between Black Sea and Anatolia, Black Sea Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oklahoma, USA.
- Büyükaşikoğlu, S., 1979. Sismolojik Verilere Göre Anadolu, Doğu Akdenizin Kuzeyinde ve Güney Doğu Anadolu'da Avrasya-Afrika Levha Sınırının Özellikleri, *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 29, 58-74.
- Calcagnile, G., Mascia, U., Del Gaudio, V. ve Panza, G.F., 1984. Deep Structure of Southeastern Europe From Rayleigh Waves, *Tectonophysics*, 110, 189-200.
- Canbay, M., 1993. Doğu Anadolu Bölgesi Kabuk Yapısı, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi.
- Canbay, M., 2000. Türkiyenin Kabuk Kalınlığı Çalışması, *Uygulamalı Yer Bilimleri Dergisi*, 4, 85-97.
- Canitez, N., 1962. Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Canitez, N. ve Üçer, B., 1967. A Cataloge of Focal Mechanism Diagrams for Turkey and Adjoining Areas, İ.T.Ü. Arz Fiziği Enstitüsü Yayını.
- Canitez, N., 1969. Türkiye ve Civarında Deprem Odak Hareketleri ve Gerilme Dağılımları, İ.T.Ü. Maden Fak. Jeofizik Kürsüsü.
- Canitez, N. ve Üçer, S.B., 1975. Computer Determinations for the Fault Plane Solutions in and Near Anatolia, *Tectonophysics*, 4, 3, 235-244.

- Canitez, N. ve Toksöz, M.N., 1980. Crustal Structure Beneath Turkey, EOS TRANS. AGU., 61, 290.
- Canitez, N. ve Büyükaşıkoglu, S., 1984. Seismicity of the Sinop Nuclear Power Plant Site, Final Report, İTÜ, İstanbul.
- Chen, C.Y., Chen, W.P. ve Molnar, P., 1980. The Uppermost Mantle P Wave Velocities Beneath Turkey and Iran, Geophys. Res. Lett., 7, 1, 77-80.
- Childers, V.A., Bellz, R.E., ve Brozena, J.M., 1999. Airborne gravimetry: An investigation of filtering, Geophysics, 64, 61-69.
- Crampin, S. ve Üçer, S.B., 1975. The Seismicity of the Marmara Sea Region of Turkey, Geophys. J. R. Astro. Soc., 40, 269-288.
- Demenitskaya, R.M., 1958. Planetary Structures and Their Reflection in Bouguer Anomalies, Sov. Geol. 8.
- Demenitskaya, R.M., 1967. Crust and Mantle of the Earth, Nedra, Moscow, 288p.
- Dewey, J.F., 1976. Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seismol Soc. Am., 66, 843-868.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and Surrounding Regions; Complex Multiplate and Continuum Tectonics in a Convergent Zone, Geol. Soc. Am. Bull., 1, 90, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of the Continental Lithosphere: the Neotectonics of Eastern Anatolia: A Young Collision Zone, In: Coward, M.P. and Riess, A.C. (Eds.) Collision Tectonics, Geol. Soc. Spec. Pub., 19, 3-6.
- Dirik K. ve Göncüoğlu M.C., 1996. Neotectonic characteristics of Central Anatolia, Inter. Geol. Rev. 38, 807-817.
- Egeran, N., 1947. Tectoniqu de la Turquie et Relation Entre Les Unites Tectoniques et Les Gites Metalliferes de la Turquie, 1, 8, 197p, These, Nancy.
- Elkins, T.A., 1951. The Second Derivative Method of Gravity Interpretation, Geophysics, 16, 29-50.
- Elmas, A., 1996. Geological Evolution of Northeastern Anatolia, Int. Geol. Rev., 38, 884-900.
- Erden, F., 1979. Uygulamalı Gravite, M.T.A. Enstitüsü, Ankara.
- Erduran, M., 2002. Alıcı Fonksiyonlar ve Yüzey Dalgalarının Birlikte Çözümünden TBZ (Trabzon) Sismik İstasyonunun Kabuk Yapısı, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.



- Ergin, K., 1981. Jeofiziğin Verilerine Göre Yer Kabuğunun ve Üst Mantonun Yapısı, İ.Ü. Yer Bilimleri Fakültesi Dergisi, 2, 3-4.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak.
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J., 1985. A Sesimological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Eartquakes of 1969-1970 in the Western Turkey, Implications for the Nature and Geometry of Deformation in the Continental Crust, Geophys. J. R. Astro. Soc., 81, 569-607.
- Eyidoğan, H., Toksöz, M.N., Gülen, L. ve Nabelek, J., 1986. Aftershocks Migration Following the 1983 Horasan-Narman Eartquake, Earth Resources Laboratory, MIT, USA.
- Ezen, Ü., 1979. İstanbul (İTÜ) Deprem İstasyonunda Kaydedilen Sismik Yüzey Dalgalarında Girişim Olaylarının İncelenmesi, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul.
- Ezen, Ü., 1983. Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu Yapısı, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 43, 42-62.
- Feng, C. ve Teng, T., 1983. Three-Dimensional Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent, J. Geophys. Res., 88, 2261-2272.
- Gedikoğlu, A., Özsayar, T. ve Pelin, S., 1979. The Main Lines of the Geotectonic Evolution of the Eastern Pontides in the Mesosoic Era, In: Geocome-I, Dept. Geol., Black Sea Tech. Univ., 555-580, Trabzon, Turkey.
- Gupta, V.K. ve Grant, F.S., 1985. Mineral-exploration Aspects of Gravity and Aeromagnetic Surveys in the Sudbury-Cobalt Area, Ontario, In: The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, William J. Hinze, (Ed.), 392-412, SEG, Tulsa, OK.
- Gürbüz, C. ve Üçer, S.B., 1985. Anadolu Kavağında Yapılan Taşocağı Patlatmalarından Elde Edilen Sismik Kayıtların Değerlendirilmesi, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 49, 39-49.
- Gürbüz, C., Püskülcü, S., Üçer, S.B., 1992. A Study of Crustal Structure in the Marmara Region Using Earthquake Data, Multi Disciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the North Anatolian fault Zone (4), Boğaziçi University Publication, İstanbul.
- Gürsoy H., Piper J.D.A., Tatar O. ve Temiz H., 1997. A Palaeomagnetic Study of the Sivas Basin, Central Turkey: Crustal Deformation During Lateral Extrusion of the Anatolian Block, Tectonophysics, 271, 89-105.
- İslami, A.A., 1972. A Study of the Depth of Mohorovicic Discontunity in Western Iran and the Velocity of the Pn Wave, J. Geophys. Res., 88, 2261-2272.

- İlkışık, O.M., 1980. Trakya'da Yer kabuğunun Elektrik Yapısının Manyetotellürik Yöntemle İncelenmesi, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- İlkışık, M., 1981. Manyetotellürik Yöntemle Trakya'da Yer Kabuğunun Araştırılması, İ.Ü. Yer Bilimleri Fak. Dergisi, 1, 1/2, 307-319.
- İlkışık, O.M., 1990. Heat Flow Pattern of Western Anatolia, 15. Gen. Assmby, 23-27 April, Copenhagen, Ann.Geophys. Spec. Issure, 55.
- Jackson, J. ve Mckenzie, D., 1984. Active Tectonics of Alpine Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astro. Soc., 77, 185-264.
- Kadinsky-Cade, K., Barazangi, M., Oliver, J. ve Isacks, B., 1981. Lateral Variations of High-Frequency Seismic Wave Propagation at Regional Distances Across the Turkish and Iranian Plateaus, Journal of Geophys. Research, 86, 10, 9377-9396.
- Kalafat, D., Gürbüz, C. ve Üçer, S.B., 1987. Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 59, 43-64.
- Kalafat, D., 1988. Güneybatı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 63.
- Kalafat, D., Kara, M., Ögütçü, Z. ve Horasan, G., 1992. Batı Anadolu'da Kabuk Yapısının Saptanması, Deprem Araştırma Bülteni, Sayı 70, 64-89.
- Karat, K. İ. ve Metin, O., 1992. Türkiye'nin Havadan Rejyonel Manyetik Haritalarının Hazırlanması Hakkında Genel Bilgi, MTA Raporu, Der. No: 9402, Ankara.
- Kenar, Ö., 1978. Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yaralanarak İstanbul ve Civarında Yer kabuğu Yapısı, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N., 1989. Anadolu Yarımadasında Yüzey Dalgalarının Dispersiyonu ve Ortamın Soğurma Özellikleri, Jeofizik, 3, 92-106.
- Kenar, Ö., 1998. Gravite ve Manyetik Prospeksiyon, Kocaeli Üniv. Yayınları, İzmit.
- Ketin, İ., 1949. Son On Yılda Türkiye'de Vukua Gelen Büyük Depremlerin Tektonik ve Mekanik Neticeleri Hakkında, TJK Bülteni, 2, 1.
- Ketin, İ., 1961. Türkiyede Magmatik Faaliyet, TJK Bülteni, 2, 7.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic Units of Anatolia (Asia Minor), MTA Bulletin, 66, 23-24.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisine Genel Bakış, İTÜ Yayınları, Sayı 259, İstanbul.
- Kıyak, Ü., 1986. Kuzey Anadolu Fay Zonunun batı uzantılarının incelenmesi, İÜMF., Doktora Tezi.

- Kocaefe, S. ve Ataman, G., 1976. Anadolu'da Sismotektonik Olaylar-1: Antalya-Fethiye-Denizli Üçgeni İçinde Yer Alan Bölgenin İncelenmesi, HÜ Yer Bilimleri Dergisi, 2, 1, 55-70.
- Koçyiğit A. ve Beyhan A., 1998. A New Intracontinental Transcurrent Structure: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey, Tectonophysics, 284, 317-336.
- Koçyiğit, A. ve Erol, O., 2001, A tectonic Escape Structure: Erciyes Pull-Apart Basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey, Geodinamica Acta,14, 133-145
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. ve Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for Transition from Thrusting to strike-Slip Faulting, Geodinamica Acta,14, 177-195.
- Kuleli, S., Zor, E., Türkelli, N., Sandvol, E., Seber, D. ve Barazangi, N., 2001. The IMS Belbaşı Seismic Array (BRAR) in Central Turkey, Seismological Research Letters, 72, No:1, 60-69.
- Lemoine, M. ve Trumphy, R., 1987. Pre-oceaning rifting in the Alps, Tectonophysics, 133, 819-838.
- Maden, N., 1998. Horasan-Pasinler-Havzası Gravite Alanının Andreev-Griffin, Saxov-Nygaard Yöntemleri Uygulanarak Yorumlanması (Model ve Arazi Çalışmaları), Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Maden, N. ve Gelişli, K., 2001. Erzurum-Horasan-Pasinler Bölgesi Gravite Verilerinin Güç Spektrumu Yöntemiyle Değerlendirilmesi, International 13th. Petroleum Congress and Exhibition of Turkey, 4 - 6 June 2001, Hilton Hotel, Ankara, Turkey.
- Maden, N., Gelişli, K. ve Bektaş, O., 2002. Tectonic Structure of the Eastern Pontides (NE Turkey) and Its Geophysical and Geological Significance, Third Balkan Geophysical Congress And Exhibition, 24-28 June 2002, Sofia, Bulgaria.
- Maden, N., Gelişli, K. ve Bektaş, O., 2003. Determination of Tectonic and Crustal Structure of The Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Türkiye), The 3th International Conference on Earth Sciences and Electronics, 23-24 October, 2003, Istanbul University, Engineering Faculty, Avclar-İstanbul.
- Masson, D.G. ve Miles, P.R., 1986. Development and Hydrocarbon Potential of Mesozoic Sedimentary Basins around Margins of North Atlantic. AAPG Bull., 70, 723-729.
- Mckenzie, D., 1972. Active Tectonics of Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astro. Soc., 30, 109-185.
- Mckenzie, D.P., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions (Tectonics of the Aegean Region), Geophys. J. R. Astro. Soc., 55, 217-254.

- Mindevalli, Ö.Y. ve Mitchell, B.J., 1989. Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion, Geophys. J. Int., 98, 93-106.
- Mooney, W.D., Laske, G. ve Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A Global Crustal Model at 5x5, J. Geophysical Res., 103, 727-747.
- Naidu, P.S., 1967. Statistical Properties of Potential Fields Over a Random Medium, Geophysics, 32, 88-98.
- Necioglu, A., Maddison B. ve Turkelli, N., 1981. A Study of Crustal and Upper Mantle Structure of Northwestern Turkey, Geophysical Research Letters, 8, 33-35.
- Necioğlu, A., 1999. Determination of Crustal and Upper Mantle Structure between Iran and Turkey from the Dispersion of Rayleigh Waves, Journal of the Balkan Geophysical Society, 2, 4, 139-150.
- Neprochov, Y.P., Kosminskaya, I.P. ve Malovitsky, Y.P., 1970. Structure of the Crust and Upper Mantle of the Black and Caspian Seas, Tectonophysics, 10, 517-538.
- Okay, A.I., Şahintürk, Ö. ve H. Yakar, 1997. Stratigraphy and Tectonics of the Pulur (Bayburt) Region in the Eastern Pontides, Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 119, 1-24.
- Okubo, Y., Graf, R.J., Hansen, R.O., Ogawa, K. ve Tsu, H., 1985. Curie Point Depths of the Island of Kyushu and Surrounding Areas, Japan, Geophysics, 50, 481-494.
- Okubo, Y., Tsu, H. ve Ogawa, K., 1989. Estimation of Curie Point Temperature and Geothermal Structure of Island Arcs of Japan, Tectonophysics, 159, 279-290.
- Osmanşahin, İ., 1983. Güneydoğu Anadolu'nun Depremselliği, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Osmanşahin, İ., Ekşi, F., Alptekin, Ö., 1986. Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Deprem Araştırma Bülteni, 13, 52, 5-40.
- Osmanşahin, İ., 1989. Yüzeysel Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi, Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Osmanşahin, İ. ve Alptekin, Ö., 1990. Love ve Rayleigh Dalgalarının İstasyonlar Arası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi, Jeofizik, 4, 123-146.
- Osmanşahin, İ. ve Sayıl, N., 1996. Pn-Wave Velocity Beneath Anatolia from the First Arrivals, Bulletin of I.I.S.E.E., 30, 77-85.
- Osmanşahin, İ. ve Sayıl, N., 2001. Near field travel-time solutions for Anatolia, Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 4, No 1, p. 3-8.

- Öcal, N., 1959. Magnitüd Mehfumu ve İstanbul-Kandilli İstasyonu İçin Magnitüd Denkleminin Çıkarılması, Jeofizik, 1, No:1, 24-31.
- Öcal, N., 1963. Aufbau Der Erdkruste in Anatalien, Zeitschrift Fur Geophysik Bd., 29, 227-232.
- Özelçi, H.F., 1971. Doğu Akdeniz Bölgesi Gravite Anomalileri. Doktora Tezi, İÜ, Fen Fak. Jeofizik Kürsüsü, İstanbul.
- Özelçi, F.H., 1973. Doğu Akdeniz Bölgesi Gravite Anomalileri, MTA Dergisi, 80, 59-79.
- Özer, M.F., 1989. Dönüşmüş Fazlarla Yerkaşığı Modellemesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özer, M.F. ve Kenar, Ö., 1992. Crustal Structure Modeling Through the Use of Body Wave Conversions Beneath İstanbul, Jeofizik, 6, 113-124.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Cretaceous in the Eastern Pontides (in Turkish), KTÜ Yer Bilimleri Dergisi, 1, 65-114.
- Patton, H., 1980. Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent from the Phase Velocity and Q of Surface Waves, Rev. Geophys. Space Phys., 18, 605-625.
- Ram Babu, H.V., 1997. Average Crustal Density of the Indian Litosphere: An Inference from Gravity Anomalies and Deep Seismic Soundings, J. Geodynamics, 23, 1, 1-4.
- Sayıllı, N., Osmanşahin, I., Özer, M.F. ve Kenar, Ö., 1992. Rayleigh Dalgası Grup Hızı Çözümlemelerine Göre Doğu Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst Manto Yapısı, Jeofizik, 6, 55-61.
- Sazhina, N. ve Grushinsky, N., 1971. Gravity Prospecting, MIR Publishers, Moscow.
- Spector, A. ve Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, Geophysics, 35, 293-302.
- Şaroğlu, F., Emre, O. ve Kuşcu, I., 1992. 1/1,000,000 active fault map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1981. Remnants of a Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of a Permian-Triassic Paleotethys, Geological Society of America Bulletin, 91, 599-609.
- 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., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, 227-264.

- Taner, D., 1962. Crustal Structure in Greece in the Aegean Sea and Near the Western Coast of Turkey (Sur la Structure de la Croute Terrestre en Grece, en Mer Egee at Aupres Des Cotes Occidentales de la Turquie), Ann. de Geophys., 18, 291-294.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J., 1991. Source Parameters of Large Eartquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), Geophys. J.Int., 106,433-490.
- Türkelli, N., 1984. Seismic Investigation of the Crustal Structure in Central Anatolia, Doktora Tezi, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Türkelli, N., 1985. Seismic Investigations of the Crustal Structure in Central Anatolia, PhD Dissertation, Middle East Technical University, Ankara.
- URL-1, <ftp.koeri.boun.edu.tr>, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanasi, FTP Serveri, 31.01.2004.
- URL-2, [http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi), Marine Gravity from Satellite Altimetry. 31.01.2004.
- Volvovsky, V., Garetsky, R.G., Shlezinger, A.E. ve Shrajbman, V.I., 1964. Tectonics of the Turan Plate, Trudy Geol. Inst., ANSSR, Moscow, pp. 42-45 Mem. 165 (in Russian).
- Wollard, G.P., 1959. Crustal Structure from Gravity and Seismic Soundings, J. Geophys. Res., 64, 1524-1544.
- Wollard, G.P. ve Strange, W.E., 1962. Gravity Anomalies and Crust of the Earth in the Pacific Basin, In: The Crust of the Pacific Basin. Geophysical Monograph 6. 12
- Worzel, J.L. ve Shurbert, G.L., 1955. Gravity Anomalies at Continental Margins, Proc. Natl. Acad. Sci., 41, 458-469.
- Yoğurtçuoğlu, A., 1986. Deprem Odak Mekanizma Çözümleri Açısından Türkiye Tektonik Birimlerinin Biçim Değişimi, Bitirme Ödevi, İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.

## ÖZGEÇMİŞ

1974 yılında Trabzon, Şalpazarı ilçesinde doğdum. İlkokulu Trabzon 100. Yıl İlköğretim Okulu; Ortaokulu, Cumhuriyet Ortaokulu ve Liseyi, Trabzon Lisesinde tamamladıktan sonra 1991 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümünü kazandım. 1995 yılında bu bölümü dereceyle bitirdim. Lisans öğrenimim boyunca Türk Eğitim Vakfının (TEV) verdiği bursu kazandım. 1995 yılında Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği programına Yüksek Lisans eğitimi için kayıt yaptırıldı. Bir yıl sürmene Nazmi Kalafatoğlu Yabancı Dil Merkezinde İngilizce hazırlık sınıfına devam ettim. 1998 yılında Yüksek Lisans öğrenimini tamamladıktan sonra Doktora programına kayıt yaptırıldı. Halen Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim dalında Doktora yapmaktayım. 1998 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fatih Eğitim Fakültesi Pedagojik Öğretmenlik Sertifikası programına devam ettim. 1996-2004 yılları arasında Jeofizik Mühendisliği Bölümünde Araştırma Görevlisi olarak çalıştım. Bu süre içinde TÜBİTAK'ın doktora öğrencileri için vermiş olduğu Yurt Dışı Araştırma bursunu (NATO-A2) kazandım. 1999-2004 yılları arasında Jeofizik Mühendisleri Odası, Doğu Karadeniz İlleri Bölge Temsilciliği Yönetim Kurulu Üyesi; 2004 yılından beri ise JFMO, Trabzon Şubesinde, Yönetim Kurulu Üyesi olarak görev yapıyorum. Yurt içi ve yurt dışında yayınlanmış makale ve bildirimlerim bulunmaktadır. İngilizce bilmekteyim.