

# ORTA KARADENİZ SIRTININ TEKTONİK VE KABUK YAPISININ GRAVİTE VERİLERİ YARDIMIYLA BELİRLENMESİ

## Determination of Tectonic and Crustal Structure of Mid-Black Sea Ridge Using Gravity Data

Nafiz MADEN<sup>1\*</sup> ve Derman DONDURUR<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü,  
29100, Bağlarbaşı, Gümüşhane.

<sup>2</sup>Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, Bakü Bulvarı, No: 100,  
35340, İnciraltı, İzmir.

\*İlgili yazar. Tel.: 0.456.2337543; Faks: 0.456.2337567 E-mail: nmaden@gumushane.edu.tr

### ÖZET

Orta Karadeniz sırtını içeren çalışma alanının gravite anomali haritasında, Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında negatif, Archangelsky Sırtı üzerinde pozitif gravite anomalisi gözlenmektedir. Sinop ve Doğu Karadeniz havzasında gravite anomali değerleri sırasıyla 50 ve 30 mGal civarında iken, Archangelsky Sırtı üzerinde ise 100 mGal civarındadır.

Bölgenin tektonik yapısını belirlemek için Bouguer gravite verisinin tam yatay türevleri hesaplanmış ve en büyük yatay türev genlikleri haritalanmıştır. 3.00-6.50 mGal/km arasındaki yatay türev değerlerini gösteren çizgisellikler Archangelsky Sırtı'nı Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarından ayıran KB-GD yönlü ana tektonik yapıyı ortaya koymuştur. Sırtın her iki kanadında, sırta paralel uzanan ve orta büyüklükteki yatay türev değerleri ile ifade edilen paralel çizgisellikler ise, Doğu Karadeniz havzası içine doğru tortul birimleri etkileyen birbirlerine paralel normal faylarla ayrılan bloklar olarak yorumlanmıştır. Özellikle düşey ikinci türev haritasında birbirine paralel KB-GD yönlü iki pozitif anomalinin Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı gözlenmiş ve daha düşük genliğe sahip kuzeydeki uzunlamasına anomali, sırtın ikincil yükselimi olarak yorumlanmıştır.

Güç spektrumu yöntemiyle çalışma alanında Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km ve tortul katmanın derinliği ise

4.2 km olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, 3B ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında Kretase yaşlı tortul temelin derinliğinin 4 km'ye kadar ulaştığı anlaşılmış, Archangelsky sırtı üzerinde yaklaşık 1 km kalınlığında tortul birikimin varlığı tespit edilmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Gravite, ters çözüm, güç spektrumu, kabuk yapısı, Karadeniz

### ABSTRACT

Gravity anomaly map of the study area, which includes Turkish Margin of the central Black Sea, shows a negative gravity anomaly in the Sinop and Eastern Black Sea sub-basin and a positive gravity anomaly over the Archangelsky Ridge. The amplitudes of these anomalies are approximately 50, 30 and 100 mGal along the Sinop and Eastern Black Sea sub-basins and over Archangelsky Ridge, respectively.

Full horizontal derivatives of the Bouguer anomaly map have been computed in order to determine tectonic structure of the study area, and the maximal amplitudes of horizontal derivatives have been mapped. The linearities with horizontal derivative amplitudes in between 3.00-6.50 mGal/km indicate the major tectonic structure in NW-SE direction separating Archangelsky Ridge from Sinop and Eastern Black Sea sub-basins. There are also parallel linearities running along the both flanks of the ridge represented by medium-magnitude horizontal derivative amplitudes. These linearities are

interpreted as sub-parallel normal fault blocks towards the Eastern Black Sea basin. An elongated anomaly along the main Archangelsky Ridge gravity anomaly is observed especially on the second derivative map, and it is interpreted as secondary uplift of the Archangelsky Ridge.

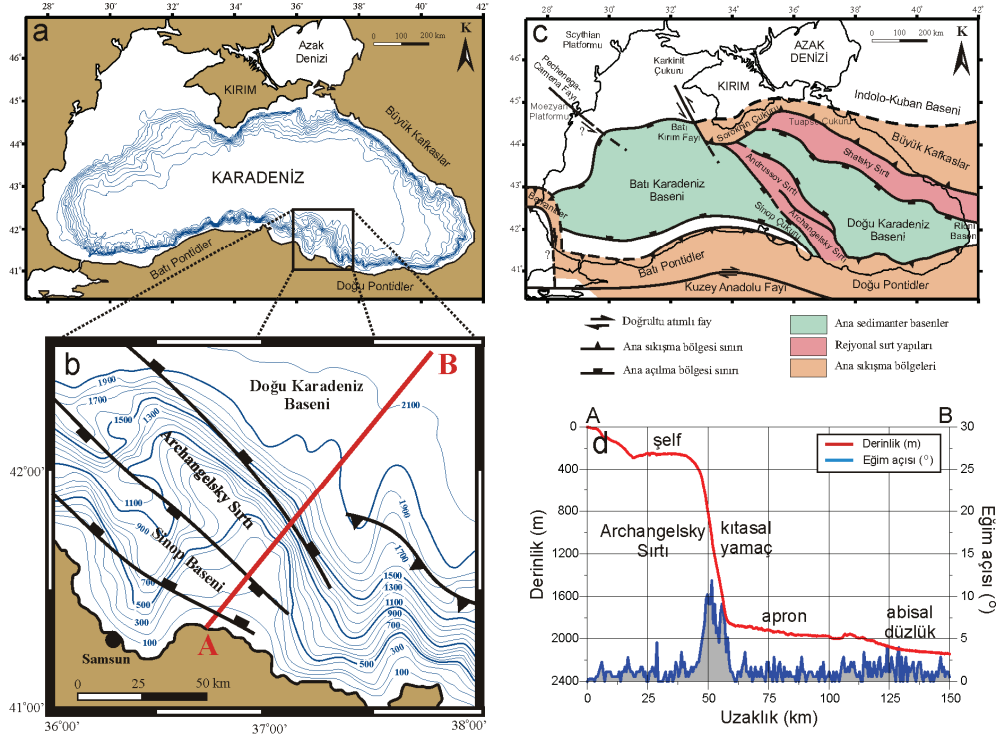
Using power spectrum method, depths of Moho and Conrad discontinuities, and sedimentary basement are computed to be 29.5 km, 11.2 km and 4.2 km, respectively. Furthermore, the basement depth corresponding to the Cretaceous basement of the pre-rift rocks of the Black Sea from 3D inversion is computed as 4 km in the Sinop basin, while there are approximately 1 km thick sedimentary unit over the Archangelsky Ridge.

**Key Words:** Gravity, inverse solution, power spectrum, crustal structure, the Black Sea.

## GİRİŞ

Karadeniz, 432000 km<sup>2</sup> alanı, 2200 m maksimum su derinliği ve 534000 km<sup>3</sup> su hacmi ile dünyanın en büyük iç denizlerinden birisidir. Kuzeydoğuda Kafkaslar, kuzeyde Kırım dağları ve güneyde Pontidler'in arasında oval bir havza oluşturan Karadeniz (Şekil 1a), oldukça ilgi çekici bir jeolojik yapıya sahip olup, çok sayıda çamur volkanı, aktif tortul taşınmasında rol oynayan kanallar, aktif faylar, metan sızıntıları gibi birçok jeolojik ve ekonomik oluşumlar içermektedir. Günümüzde Karadeniz'in jeolojik ve tektonik yapısı ile ilgili çok sayıda çalışma yapılmış olmakla birlikte, oluşumunu kontrol eden mekanizmalar, bölgesel havza yapısı ve özellikle Türkiye kıyısı alanını oluşturan Archangelsky Sırtı ve civarının her iki havza ile olan ilişkisi tam olarak ortaya konulabilmiş değildir.

Çalışma alanı, orta Karadeniz'de, Samsun-Sinop açıkları olup, doğu Karadeniz şelf, yamaç ve apronu ile doğu Karadeniz havzasının bir kısmını içermektedir (Şekil 1b). Çalışma alanının tektonik yapısı Şekil 1c'de verilmekte olup batimetrik verilere göre çalışma alanı 4 ana fiziksel bölgeye ayrılmaktadır (Şekil 1d):



**Şekil 1.** (a) Karadeniz'in genel batimetrisi, (b) Çalışma alanının batimetrisi ve tektonik elemanları, (c) Karadeniz'in genel tektonik bileşenleri (Finetti vd. 1988; Robinson vd. 1996; Spadini vd. 1996'dan değiştirilerek), ve (d) çalışma alanından alınan A-B batimetrik kesiti üzerinde ana morfolojik elemanlar.

**Figure 1.** (a) General bathymetry of the Black Sea, (b) bathymetry and tectonic elements of the study area, (c) general tectonic components of the Black sea (modified from Finetti et al. 1988, Robinson et al. 1996; Spadini et al. 1996), and (d) main morphological elements along with the bathymetric cross-section A-B.

(i) Şelf: Kıyı çizgisi ile kıtasal yamaç arasındaki bölge olup, ortalama 0-300 m batimetrik konturları arasında yer alır ve deniz tabanında gözlenen en büyük eğim  $4^\circ$  civarındadır.

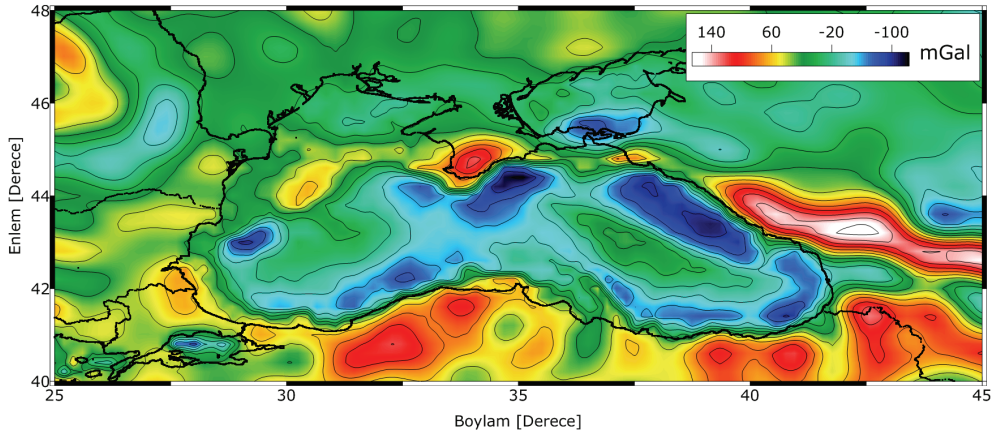
(ii) Kıtasal Yamaç: Şelf ile apron arasındaki yüksek deniz tabanı eğimine (en çok  $12^\circ$ ) sahip kısım olup, 300-1850 m batimetrik konturları arasında yer alır.

(iii) Apron: Kıtasal yamaçtan derin abisal düzlüğe geçiş bölgesidir. 1850-2060 m batimetrik konturları arasında yer alır ve en büyük eğim  $4^\circ$  civarındadır.

(iv) Abisal Düzlük: 2060-2150 m batimetrik konturları arasında yer alan derin havza kısmıdır ve en büyük eğim  $2^\circ$  civarındadır.

Karadeniz'in gravite alanı üzerine birçok çalışma yapılmıştır (Balavadze ve Mindeli 1964; Mindeli vd.

1965; Goncharov vd. 1972; Neprechnov vd. 1974; Ross 1978; Belousov vd. 1988; Buryanov vd. 1996; Spadini vd. 1996; Buryanov vd. 1997; Buryanov vd. 1998; Buryanov vd. 1999a; Buryanov vd. 1999b; Cloetingh vd. 2003; Starostenko vd. 2004). Karadeniz'in gravite alanı topografyaya uyumlu bir özellik göstermekte olup, 200 mGal değerlerine kadar yükselebilen karmaşık anomaliler içermektedir (Şekil 2). En güçlü anomaliler havzanın merkezinde yer almaktadır. Batı ve Doğu havzaları belirgin pozitif gravite anomalisi göstermektedir (Nikishin vd. 2003). Batı ve Doğu havzalarında gravite alanı uzunlamasına kapanımlar şeklinde gözlenirken, kıyasal alanlara doğru anomali şiddeti hızla azalmakta ve şelf alanlarında karmaşık zıt işaretli kapanımlarla karakterize edilmektedir (Tüysüz, 1998).



Şekil 2. Karadeniz'in uydudan elde edilmiş serbest hava gravite anomali haritası (Sandwell ve Smith, 2009). Kontur aralığı 20 mGal'dir.

Figure 2. The satellite free air gravity anomaly map of the Black sea (Sandwell and Smith, 2009). Contour interval is 20 mGal.

Belousov vd. (1988), yoğunluğu  $2.97 \text{ gr/cm}^3$  olarak, Doğu havzasında okyanusal kabuk kalınlığını 12 km, Batı havzasında ise 5-6 km olarak vermişlerdir. Starostenko vd. (2004), yaptıkları 3B gravite modellemesi sonucu, havza merkezi civarındaki kristalin tabakanın okyanusal kabuk ile benzeştiğini ileri sürmüşler, Batı ve Doğu havzalarında Moho'nun, sırasıyla 19 ve 22 km civarında uzandığını belirlemişlerdir. Kuzey ve kuzeydoğu kısımlarda Moho 28-34 km derinliklere ulaşırken, çalışma alanının bir kısmını içeren Orta Karadeniz Sirtı'nın güney kısmını oluşturan Archangelsky Sirtı altında ise 32 km derinlikte ve sirtların altındaki kabuk yapısı kıtasal niteliktedir (Starostenko vd. 2004).

Doğu Karadeniz sahilinde geniş negatif gravite anomalileri ( $-35 \text{ mGal}$  ve  $-50 \text{ mGal}$ ) D-B yönünde Doğu Pontidler'e eşlik etmektedir (Şekil 2). Orta Karadeniz Bölgesi sahili iki pozitif gravite anomali

bölgesi ile karakterize edilir. Bu pozitif anomalilerden birisi 70 mGal genişliğine sahip olup Sinop önlerinde yer almaktadır. Diğer pozitif anomali bölgesi ise daha batıda bulunmaktadır (Starostenko vd. 2004). Sinop Havzasında gözlenen yüksek serbest hava gravite anomalisinin kaynağının  $4 \text{ km}^2$ 'ye varan tortullar ile  $3.3 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluğa sahip hiperbazitler; Archangelsky Sirtında gözlemlenen düşük serbest hava gravite anomalisinin kaynağının ise temel yükselimi ve  $2.52 \text{ gr/cm}^3$  yoğunluğa sahip granitoidler tarafından oluşturulduğu öne sürülmüştür (Buryanov vd. 1998; Starostenko vd. 2004).

Bu çalışmada, Orta Karadeniz Samsun-Sinop açıklarının Bouguer gravite anomalisi incelenmiştir. Çalışma alanı, Archangelsky Sirtı'nı, Sinop Havzasının ve Doğu Karadeniz Havzasının bir kısmını içermektedir. Bölgenin gravite verilerinin tam yatay türevleri hesaplanmış, 2B Fourier

dönüşümü yardımıyla gravite verilerinin güç spektrumu değerleri ile havza içerisindeki yoğunluk değişimleri belirlenmiş ve sismik verilerle birlikte değerlendirilmiştir. Gravite verilerinden havza taban geometrisini belirlemeye yönelik ters çözüm işlemi de gerçekleştirilmiştir.

## KARADENİZ'İN TEKTONİK YAPISI

Karadeniz, kuzeye dalan Tetis Okyanusu'nun arkasında gelişen, Mesozoyik-Erken Senozoyik yaşlı bir yay-ardı (back-arc) havzadır (Okay vd. 1994; Nikishin vd. 2003; Spadini vd. 1996; Finetti vd. 1988; Robinson vd. 1996). Günümüzde Alp-Himalaya sistemi tarafından kontrol edilen karmaşık bir sıkışma tektoniği etkisi altında olmasına karşın, oluşumunda açılma tektoniği rol oynamıştır (Finetti vd. 1988; Robinson vd. 1996; Spadini vd. 1996). Bu sıkışma tektoniği yapıları, batıda Balkanidler, güneyde Pontidler, kuzeyde Kırım Yayla dağları ve doğuda ise Kafkaslar ile ifade edilir.

Karadeniz, kıtasal Orta Karadeniz Sırtı (OKS) ile birbirinden ayrılan iki ana açılma havzasına sahiptir ve bu havzalar Batı ve Doğu Karadeniz Havzaları (sırasıyla BKB ve DKB) olarak isimlendirilir (Şekil 1c). Her iki havzanın farklı açılma tarihlerine ve kinematiğine sahip olduğu düşünülmekte olup (Okay vd. 1994; Spadini vd. 1996), konu halen tartışmalıdır ve Karadeniz havzalarının oluşumuna dair birçok hipotez ortaya atılmıştır. Finetti vd. (1988)'e göre, BKB ve DKB Geç Kretase döneminde Pontid yayının güneye sürüklenmesi ve OKS'nın saat yönünde dönmesi sonucu eş zamanlı olarak açılmıştır. Buna karşın, BKB'nin Erken Kretase döneminde kuzeye dalan Neotetis'in gerisinde oluşmuş bir yay-ardı havza olduğu öne sürülmüştür (Hsü vd. 1977; Görür 1988). Okay vd. (1994)'e göre, İstanbul zonu adı verilen bloğun kuzey Karadeniz kıtasal alanından yay-ardı açılması sonucu Albani-Senomaniyen döneminde ayrılarak güneye sürüklenmesi sonucu BKB açılmıştır. Sürüklenme doğuda Batı Kırım Fayı ve batıda ise Batı Karadeniz Fayı boyunca olmuştur. Aynı dönemde OKS'nın kuzeydoğudaki Shatsky Sırtı'ndan ayrılarak saatin ters yönünde dönmesi ile DKB açılmıştır. Robinson vd. (1995, 1996) ise, Geç Barremiyen-Albiyen döneminde Pontidler'in yay-ardı riftleşmesi sonucu BKB'nin açıldığını öne sürmüşlerdir. Buna göre DKB daha gençtir ve Geç Paleosen-Erken Eosen döneminde Shatsky Sırtı'nın saatin tersi yönünde dönmesi sonucu açılmıştır. Buna karşın Okay ve Şahintürk (1997) Shatsky Sırtı'nın saatin tersi yönünde dönmesi ile ilgili Kafkaslar'da

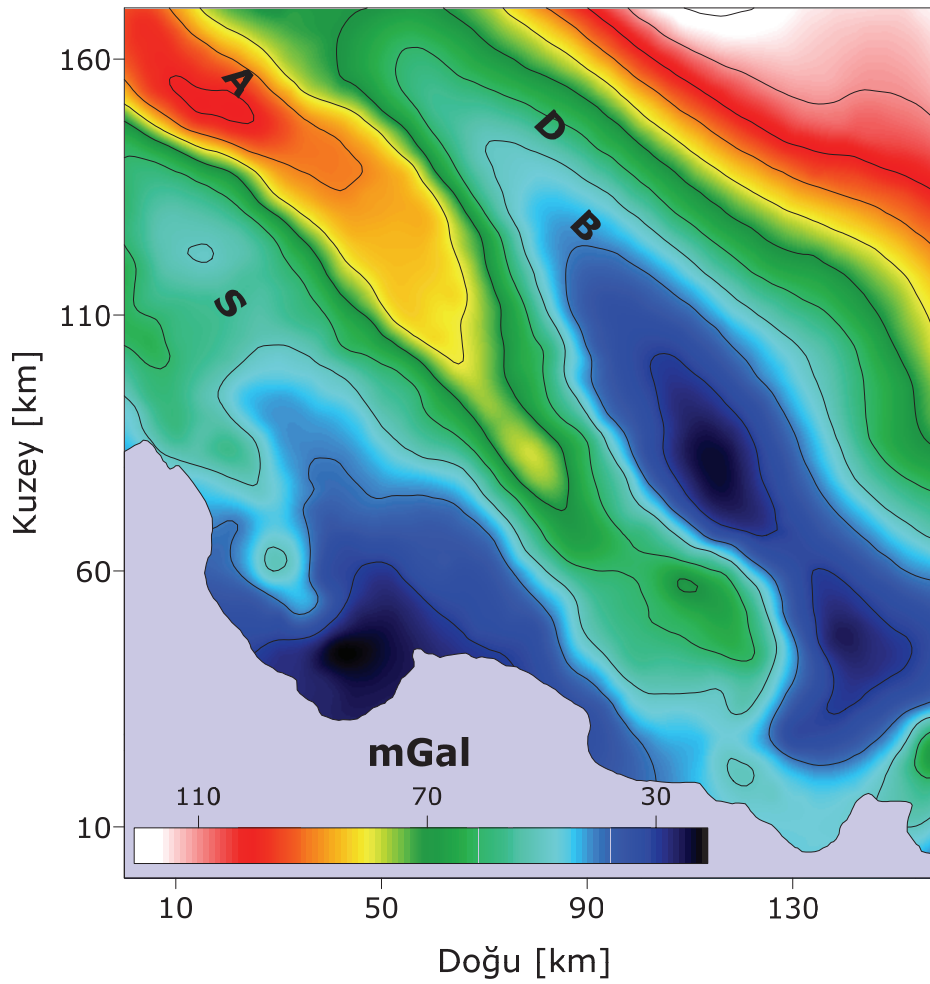
herhangi bir kısalmanın olmamasını öne sürerek farklı bir model öne sürmüşlerdir. Buna göre, BKB Barremiyen-Albiyen döneminde Pontid yayının gerisinde bir yay-ardı havza olarak açılmıştır. DKB'nin açılması ise Eosen döneminde gerçekleşmiştir. Kazmin (1997), Meredith ve Egan (2002) ise, BKB ve DKB'nin Eosen döneminde eş zamanlı açıldığını, açılmanın güneye sürüklenen Pontidler ve OKS'nın saat yönündeki dönmesi sonucu olduğunu ileri sürmüşlerdir.

OKS kuzeyde Andrusov Sırtı ve güneyde Archangelsky Sırtı olarak ikiye ayrılır. Güneye doğru Andrusov Sırtı yok olurken, Archangelsky Sırtı belirgin hale gelmeye başlar. Meredith ve Egan (2002), OKS'nın her iki kanadında yarı graben yapısı oluşturan ana açılma faylarının varlığını ortaya koymuşlardır. BKB okyanusal veya yarı-okyanusal bir kabuğa sahiptir ve orta kısmında sediment kalınlığı 19 km civarındadır. DKB ise incelmış bir kıtasal kabuğa sahiptir ve havzada sediment kalınlığı 12 km civarındadır (Meredith ve Egan 2002). OKS'da sediment kalınlığı ise yaklaşık 5-6 km'dir (Nikishin vd. 2003).

Sinop Havzası, temel ile uyumlu uzanan Pliyosen ve Kuvaterner sedimentleri ile doludur (Meredith ve Egan 2002). Rangin vd. (2002), Sinop Havzasının, Kuzey Anadolu Fayı'nın son dönem hareketlerinin bir yan etkisi sonucu oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Yüksek ayrımlı sismik verilerin yorumuna dayanarak, Dondurur ve Çifçi (2007) Orta Karadeniz üst ve orta kıtasal yamacının tektonik durumunun Archangelsky Sırtı tarafından kontrol edildiğini işaret etmişlerdir. Buna göre, sırtın üst kısmı ve üst sediment birimleri küçük ölçekli graben yapıları oluşturan normal faylar tarafından etkilenmiştir. Ayrıca Dondurur ve Çifçi (2007), sırtın kuzey kısmında orta yamaç üzerinde ikinci bir yükselim daha oluşturduğunu öne sürmüşlerdir.

## GRAVİTE VERİSİ VE TEKTONİK YAPININ BELİRLENMESİ

Çalışma alanının gravite anomali haritası (Şekil 3) incelendiğinde Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında gravite düşüşleri ile Archangelsky Sırtı üzerinde gravite yükselimleri gözlenmektedir. Çalışma alanının KD ucunda pozitif yönde artan toplam 140 mGal genliğinde gravite anomalisi bulunmaktadır. Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarında görülen gravite düşüşlerinin 5-6 km kalınlığındaki tortul birikimlerden ileri geldiği düşünülmektedir.



Şekil 3. Çalışma alanının gravite anomali haritası. Kontur aralığı 10 mGal'dir.

Figure 3. The gravity anomaly map of the study area. Contour interval is 10 mGal.

Gravite verileri yardımıyla tektonik yapının belirlenmesine yönelik olarak tam yatay türev haritası oldukça sık kullanılmaktadır (Cordell ve Grauch 1982, 1985; Blakely ve Simpson 1986; Maden 2005; Maden vd. 2009). Tam yatay türev yöntemi yanal yoğunluk değişimlerinin bulunduğu yerlerde maksimum değerler vermektedir. Cordell ve Grauch (1982, 1985) en büyük tam yatay türevlerin yerlerini tespit etmek için bir yöntem önermişlerdir. Bu yöntemde ilk olarak, gravite verilerinin tam yatay türev değerleri hesaplanmakta, daha sonra tam yatay türevlerin genlikleri haritalanmaktadır. Gravite anomalilerinin tam yatay türevlerinin genliği,

$$h(x,y) = \left[ \left( \frac{\partial g_z(x,y)}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial g_z(x,y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (1)$$

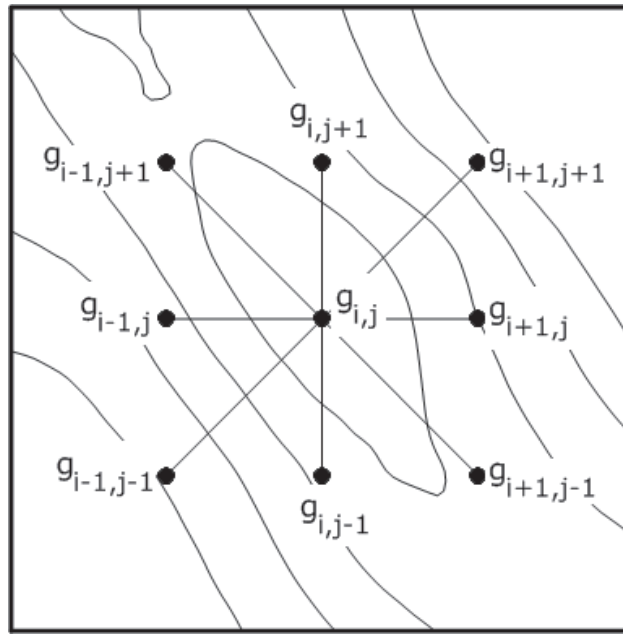
denklemleri ile hesaplanmaktadır. Bu denklemde parantez içerisinde görülen  $x$ - ve  $y$ - yönündeki yatay türevler sonlu farklar yöntemi kullanılarak kolayca hesaplanabilmektedir (Blakely 1995). En son adımda, yatay türev haritası gridlere ayrılır ve her bir grid köşe değeri,  $g_{ij}$  en yakınındaki diğer 8 grid köşe değeri ile karşılaştırılır (Şekil 4). Bu karşılaştırma işleminde, aşağıdaki koşulların var olup olmadığı araştırılır:

$$g_{i-1,j} < g_{i,j} > g_{i+1,j}$$

$$g_{i,j-1} < g_{i,j} > g_{i,j+1}$$

$$g_{i+1,j-1} < g_{i,j} > g_{i-1,j+1}$$

$$g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$$



**Şekil 4.** Yatay türev haritası üzerinde en yüksek genlik değerinin yerlerinin bulunması amacı ile grid köşe değeri 'nin etrafındaki diğer grid köşe değerleri ile karşılaştırılması işlemi (Blakely ve Simpson 1986).

**Figure 4.** The comparison process of the grid nodes of and its eight nearest neighbors to obtain the location of maximum amplitude values on the horizontal derivative map (Blakely and Simpson, 1986).

Her sağlanan koşul için maksimum yatay eksen değeri ve bu noktadaki maksimum yatay türev değeri bulunur. Örneğin, eğer  $g_{i-1,j-1} < g_{i,j} > g_{i+1,j+1}$  şartı sağlanıyor ise, bu durumda maksimum yatay eksen değeri  $x_{\max} = -\frac{bd}{2a}$  ile verilir. Burada  $d$  iki grid noktası arasındaki mesafe,  $a = 0.5 (g_{i-1,j-1} - g_{ij} + g_{i+1,j+1})$ ,  $b = 0.5 (g_{i-1,j-1} - g_{i+1,j+1})$  bağıntıları ile verilmektedir. Bu noktadaki en büyük yatay türev değeri ise,

$$g_{\max} = a.X_{\max}^2 + bX_{\max} + g_{i,j} \quad (2)$$

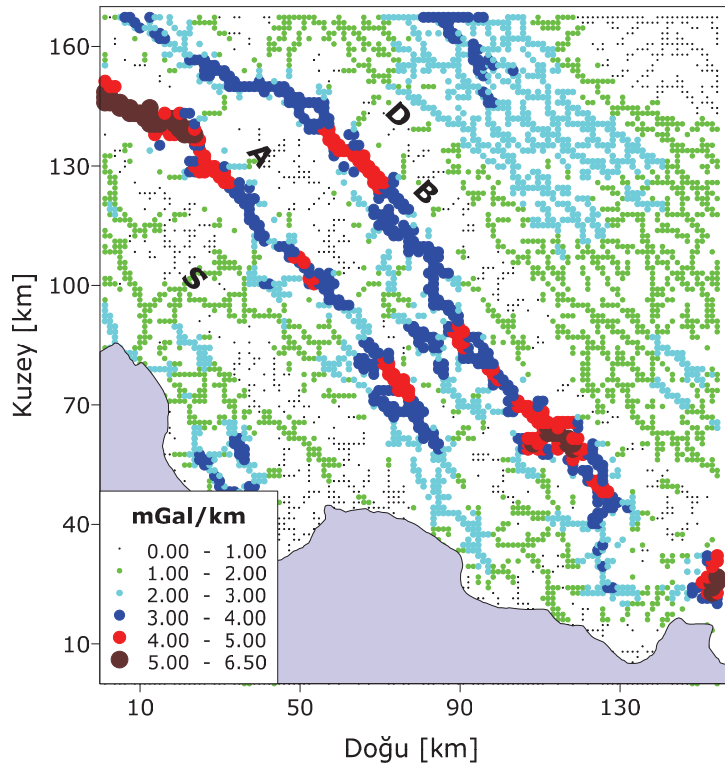
denklemleri kullanılarak belirlenebilir.

Çalışma alanının tektonik yapısını belirlemek amacıyla Bouguer gravite verisinin tam yatay türevleri hesaplanmış ve en büyük yatay türev genlikleri haritalanmıştır (Şekil 5). En büyük yatay türev haritasında gözlemlenen iki adet yay şekilli KB-GD yönlü çizgisellikler ana tektonik yapıya karşılık gelmekte ve Archangelsky Sırtı'nı Sinop ve Doğu Karadeniz havzalarından ayırmaktadır.

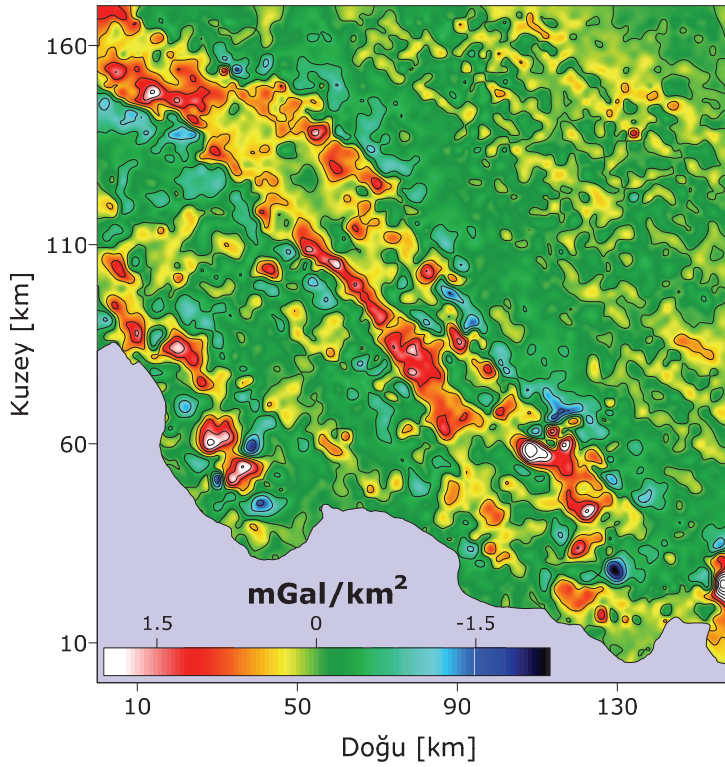
Yüzeeye yakın jeolojik yapıların etkilerini belirlemek amacıyla düşey ikinci türev değerleri Bouguer gravite verisinden Laplace denklemi kullanılarak,

$$\frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial z^2} = -\left( \frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g_z(x,y)}{\partial y^2} \right) \quad (3)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir. Bu denklemde parantez içindeki kısmi türevler  $x$ - ve  $y$ - yönündeki yatay ikinci türev değerleri olup sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmaktadır. Çalışma alanının düşey ikinci türev haritası Şekil 6' da verilmektedir. Düşey ikinci türev haritasında yüzeeye yakın jeolojik yapıların etkisinin daha belirgin şekilde ortaya çıktığı görülmektedir. Elde edilen değerler Archangelsky sırtına paralel olarak uzanmaktadır. Düşey ikinci türev değerleri sırt üzerinde yüksek genlikli pozitif, tortul birimler üzerinde negatif anomaliler vermektedir. Ayrıca tortul birimler içerisinde yer alan faylar daha düşük genlikli pozitif anomaliler vermektedir (Şekil 6).



**Şekil 5.** Çalışma alanının gravite anomali haritasından sonlu farklar yöntemiyle elde edilmiş en yüksek tam yatay türev değerleri.  
**Figure 5.** The maximum full horizontal gradient values computed with finite differences method applied to gravity anomaly data of the study area.



**Şekil 6.** Çalışma alanının gravite anomali haritasından elde edilmiş düşey ikinci türev haritası. Kontur aralığı 0.5 mGal/km<sup>2</sup>'dir.  
**Figure 6.** The second derivative map of the region determined from gravity anomaly data of the study area. Contour interval is 0.5 mGal/km<sup>2</sup>.

## KABUK YAPISININ BELİRLENMESİ

Spector ve Grant (1970) güç spektrumu verilerinin eğimine bağlı olarak anomali kaynağının üst yüzey derinliğini belirlemek amacıyla bir yöntem önermişlerdir. Bu yöntem frekans ortamında anomalinin spektrumu ile kaynağın derinliği arasında bir ilişki sunmaktadır. Treitel vd. (1971) bu yöntemi gravite verilerinden jeolojik yapıları haritalamak için kullanmıştır. Güç spektrumu yöntemi gravite verilerine uygulandığında kabuk içindeki değişik yoğunluklara sahip ara yüzeylerin derinlikleri belirlenebilmektedir (Maden vd. 2009; Maden 2010). Güç spektrumu verileri frekansa karşı logaritmik çizildiğinde artan frekans değerleriyle eğimi azalan doğru parçaları vermektedir. En küçük kareler yöntemiyle belirlenebilen bu doğruların eğimleri anomali kaynağının üst yüzey derinliğini vermektedir. Potansiyel alan verilerinin güç spektrumu,

$$P(k) = Ck^{\beta} \exp^{-2hk} \quad (3)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir. Bu denklemde  $\beta$  ölçek faktörünü,  $h$  anomali kaynağının üst yüzey derinliğini,  $k$ , 2-boyutlu radyal dalga sayısını ve  $C$ , bir sabit sayıyı göstermektedir (Maus ve Dimri 1996). Anomali kaynağının üst yüzey derinliği güç spektrumu eğrilerinin alçak ve yüksek frekanslı parçalarına en küçük kareler yöntemi uygulanarak belirlenir. Anomali kaynağının derinliği güç spektrumu eğrisi üzerinden,

$$Z_i = \frac{\ln S(w_{i+1}) - \ln S(w_i)}{2(w_{i+1} - w_i)} \quad (4)$$

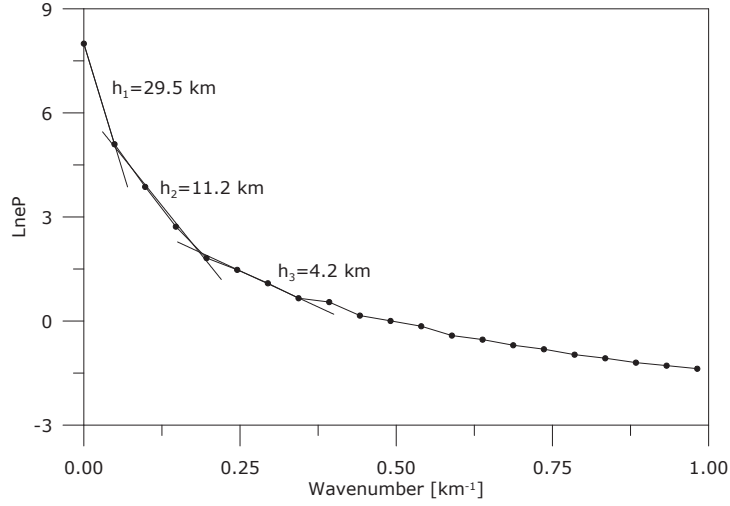
bağıntısıyla hesaplanabilir. Burada  $S(w)$ , potansiyel alan verisinin güç spektrumunu,  $w$ , açısal frekansı ve  $Z$  derinliği göstermektedir (Cianciara ve Marcak 1976).

Çalışma alanının gravite anomalisi 2B Fourier dönüşümü yöntemiyle frekans ortamına aktarılarak güç spektrumu değerleri hesaplanmış ve Şekil 7'de verilmiştir. Bu grafikte 3 farklı eğime sahip frekans

bölgesi gözlenmektedir. Bu bölgelere en küçük kareler yöntemiyle doğru parçaları yaklaşılmıştır. Bu doğruların eğimleri kullanılarak kabuk içerisinde farklı anomali kaynaklarının derinlikleri belirlenebilmektedir. Şekil 7'de görülen doğru parçaları üzerindeki değerler değişik yoğunluk farklarına karşılık gelen ara yüzey derinliklerini vermektedir. 0-0.05  $\text{km}^{-1}$  dalga sayıları arasında görülen bölge Moho süreksizliği gibi derin kaynaklarla ilişkilidir. Güç spektrumu eğrisinin düşük dalga sayılı bölgesine en küçük kareler yöntemi uygulanarak Moho derinliği 29.5 km olarak tespit edilmiştir. Üst kabuk ile alt kabuk arasındaki yoğunluk farkı güç spektrumu eğrisinin 0.05-0.2  $\text{km}^{-1}$  dalga sayılı ara bölgesine karşılık gelmektedir. Conrad süreksizliğinin derinliği çalışma alanı içinde yaklaşık 11.2 km olarak tespit edilmiştir. Tortul katman ile ilişkili olan üçüncü bölge 0.2-0.35  $\text{km}^{-1}$  dalga sayıları arasında yer almaktadır. Güç spektrumu eğrisinden tortul katmanın derinliği 4.2 km olarak tespit edilmiştir.

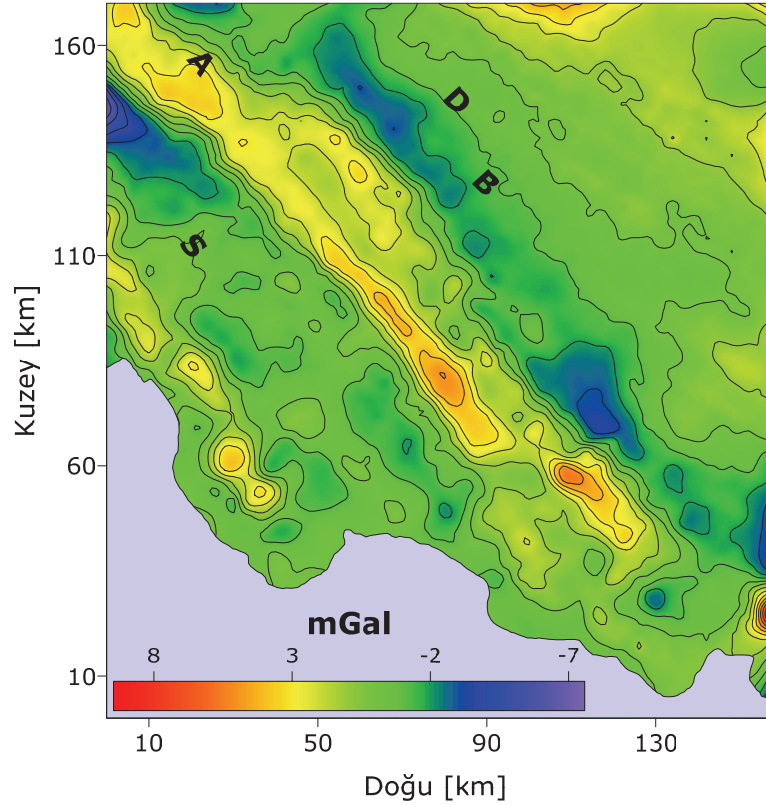
Güç spektrumu eğrisi incelendiğinde 0.2  $\text{km}^{-1}$  dalga sayısından daha yüksek dalga sayılı olayların tortul tabaka ile ilgili olduğu görülmektedir. Tortul tabakanın etkisini görmek için 0.2  $\text{km}^{-1}$  kesme frekansı kullanılarak yüksek geçişli süzgeç kullanılmıştır (Şekil 8). Yüksek geçişli süzgeç haritasında toplam 17 mGal'lik anomali genliği gözlenmekte olup Archangelsky Sırtı üzerinde pozitif, Sinop çukuru ve Doğu Karadeniz havzası içinde negatif gravite anomalileri gözlenmektedir. Pozitif ve negatif gravite anomalileri birbirlerine paralel uzanmakta olup bölgenin tektonik yapısıyla yakından ilişkilidir. Yüksek geçişli rezidüel gravite anomalisinin tam yatay türevleri sonlu farklar yöntemiyle hesaplanmış ve gölgelendirilmiş rölyef haritası çalışma alanında yapılmış sismik yansıma kesitiyle birlikte Şekil 9'da verilmiştir. Sismik yansıma kaydında belirlenen fayların tam yatay türev haritasında çok iyi bir şekilde temsil edildiği görülmektedir. Sinop havzası içinde yer alan faylar, sırt eksenini belirleyen faylar ve Doğu Karadeniz havzası içinde görülen faylar birbirleriyle uyum içerisinde.





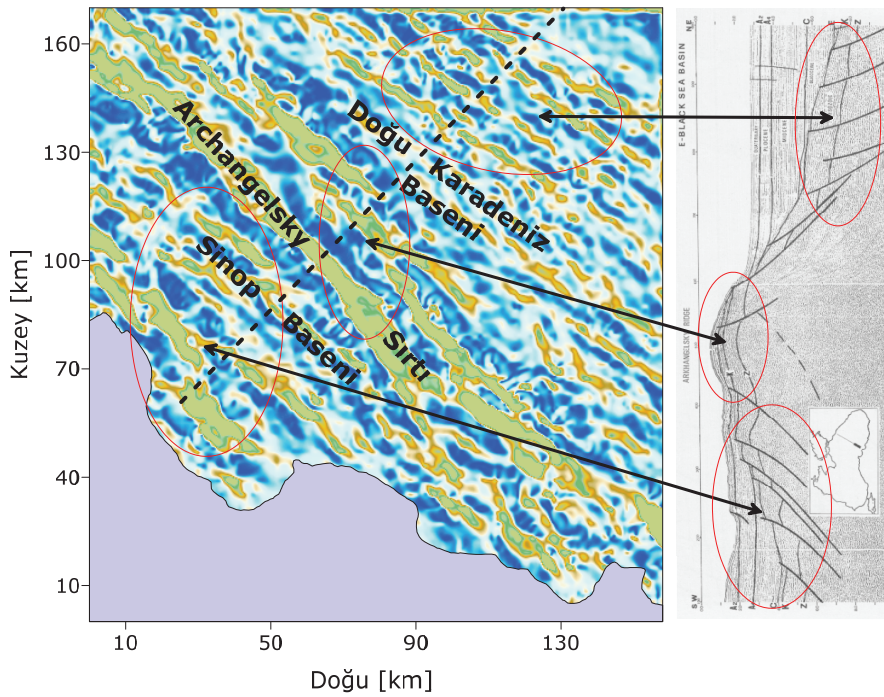
**Şekil 7.** Çalışma alanının gravite anomali verisinden 2B Fourier dönüşümü ile hesaplanmış güç spektrumu eğrisi. Doğru parçaları üzerindeki değerler kabuk içindeki düşey yönde yoğunluk değişimlerine karşılık gelen ara yüzeylerin derinliklerini göstermektedir.  $h_1$  Moho derinliğini,  $h_2$  Conrad süreksizliğini ve  $h_3$  tortul temelin derinliğini göstermektedir.

**Figure 7.** The power spectrum curve computed with 2D Fourier transform method applied to the gravity anomaly data. The values over the linear segments are the depths to various interfaces formed by crustal density contrasts.  $h_1$  represents the Moho depth;  $h_2$  and  $h_3$  represent the Conrad and sedimentary basement depths, respectively.



**Şekil 8.** Gravite anomali verisine yüksek geçişli süzgeç uygulandıktan sonra elde edilen rezidüel gravite anomalisi. Süzgeçleme işleminde kesme dalga sayısı  $0.2 \text{ km}^{-1}$  olarak alınmıştır. Kontur aralığı  $1 \text{ mGal}$ 'dir.

**Figure 8.** The residual gravity anomaly map calculated with a high pass filtering of the gravity data. The cut off wave number is  $0.2 \text{ km}^{-1}$ . The contour interval is  $1 \text{ mGal}$ .



**Şekil 9.** Rezidüel gravite anomalisi kullanılarak elde edilmiş gölgelendirilmiş tam yatay türev haritası ve Orta Karadeniz sırtından alınmış sismik yansıma kesiti. Sismik yansıma kesiti Finetti vd. (1988)'den alınmıştır. Kesikli çizgi sismik yansıma verisinin doğrultusunu göstermektedir.

**Figure 9.** The shaded relief map of the full horizontal derivative data estimated from residual gravity map and a seismic reflection cross-section of the Mid Black Sea Ridge. The seismic profile is from Finetti et al. (1988). The dashed line locates the direction of the seismic cross-section.

## HAVZA TABAN GEOMETRİSİNİN BELİRLENMESİ

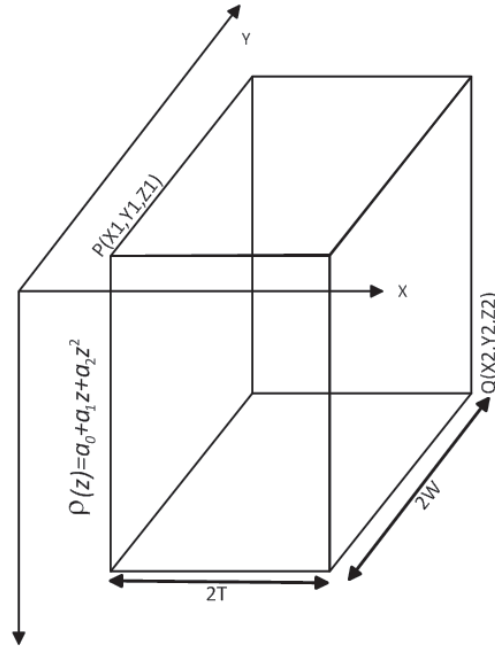
3B ters çözüm yöntemi kullanılarak gravite verisinden bölgenin havza taban geometrisinin belirlenmesi mümkündür. Ters çözüm yöntemi bir jeolojik modelin gravite anomalisi ile gözlenen gravite alanı arasındaki farkı en küçük kareler yöntemi ile en küçük yaparak yapıya ilişkin geometrik veya fiziksel parametrelerin saptanması işlemidir. En iyi uyum gözlenen ve hesaplanan anomaliler arasındaki farkların karesinin toplamı olan amaç fonksiyonun en küçük olması durumunda sağlanır.

Uzaysal koordinatları  $x, y, z$  olan bir gravite anomalisi  $\Delta g f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$  şeklinde bir analitik fonksiyonla tanımlanabilir. Bu fonksiyondaki  $a_1, a_2, a_3, \dots$  katsayıları gravite anomalisi hesaplanan jeolojik modelin yoğunluklarını göstermektedir.

Koordinatları  $(x, y, z)$  olan noktalarda gözlem gravite anomalisi  $\Delta g(x, y, z)$  bilinmektedir. Ters çözüm yöntemi  $f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$  fonksiyonu ile tanımlanan gravite anomalisini iyi bir şekilde verecek en uygun  $a_1, a_2, a_3, \dots$  yoğunluk değerlerini bulmaya çalışır. Hesaplanan gravite anomalisi  $f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)$ 'yi gözlem gravite anomalisi  $\Delta g(x, y, z)$ 'ye benzeştirecek F fonksiyonu,

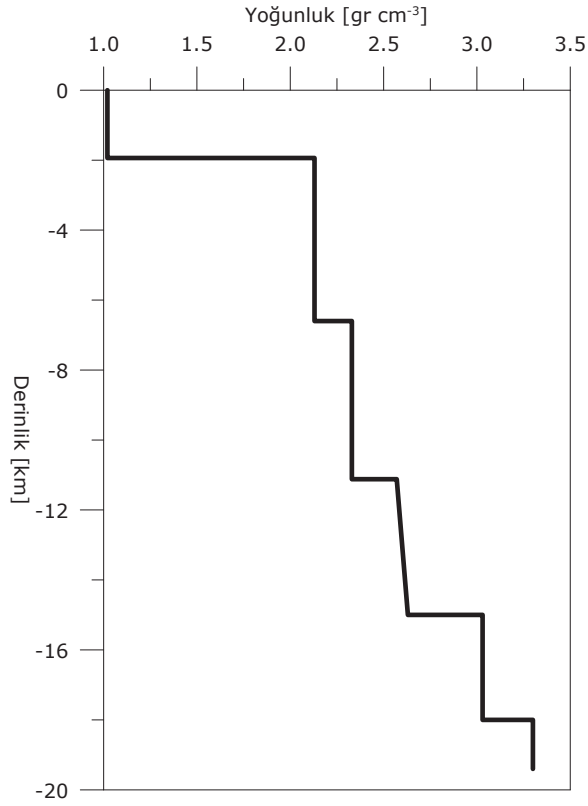
$$F = \sum_{x, y, z} [g(x, y, z) - f(x, y, z, a_1, a_2, a_3, \dots)] \quad (5)$$

denklemlerle tanımlanır (Radhakrishna Murty 1998). Bu çalışmada jeolojik model oluşturulurken değişik boyutlarda prizmalar kullanılmıştır.  $r(z) = a_0 + a_1 z + a_2 z^2$  şeklinde ikinci dereceden yoğunluk işlevine sahip 2T genişliğinde ve 2W enindeki prizmatik bir modelin (Şekil 10) gravite anomalisi,



Şekil 10. Değişken yoğunluklu basit prizmatik modelin gösterimi.

Figure 10. Simple prismatic model with variable density model.



Şekil 11. Karadeniz havzası kabuk yapısının yoğunluk-derinlik grafiği (Starostenko vd. 2004).

Figure 11. The density versus depth graph of the Black sea crustal structure (Starostenko et al. 2004).

$$\begin{aligned}
\Delta g(x, y) = & Ga_0 \left\| z \arctan \frac{XY}{zR} + \frac{x}{2} \ln \frac{R-Y}{R+Y} + \frac{Y}{2} \ln \frac{R-X}{R+X} \right\|_{x=x_1}^{x_2} \left|_{y=y_1}^{y_2} \right|_{z=z_1}^{z_2} + \\
& Ga_1 \left\| \frac{z^2}{2} \arctan \frac{XY}{ZR} - \frac{X^2}{2} \arctan \frac{YZ}{XR} + \frac{Y^2}{2} \arctan \frac{XZ}{YR} + XY \ln(2R + 2z) \right\|_{x=x_1}^{x_2} \left|_{y=y_1}^{y_2} \right|_{z=z_1}^{z_2} + \\
& Ga_2 \left\| \frac{z^3}{3} \arctan \frac{XY}{ZR} - \frac{X^3}{3} \ln \frac{R-Y}{R+Y} - \frac{Y^3}{3} \ln \frac{R-X}{R+X} + \frac{2}{3} XYR \right\|_{x=x_1}^{x_2} \left|_{y=y_1}^{y_2} \right|_{z=z_1}^{z_2}
\end{aligned} \quad (6)$$

bağıntısı ile hesaplanmaktadır (Bhaskara vd. 1990). Bu bağıntıda  $G$ , evrensel çekim sabitini;  $X1=x+T$ ,  $X2=x-T$ ,  $Y1=y+W$ ,  $Y2=y-W$ , ve  $R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ ;  $z$ , derinliği;  $a_0$ , yüzeydeki yoğunluk farkını,  $a_1$  ve  $a_2$  ise ikinci derece denklemin sabitlerini göstermektedir. Jeolojik modelde kullanılan prizmaların taban derinliklerinin başlangıç kestirimleri için ikinci dereceden yoğunluk işlevinin sadece ilk terimi hesaba katıldığında,

$$z(i, j) = \frac{g_{göz}(i, j)}{2\pi G a_0} \quad (7)$$

bağıntısı kullanılabilir (Bott 1960; Bhaskara Rao 1986).

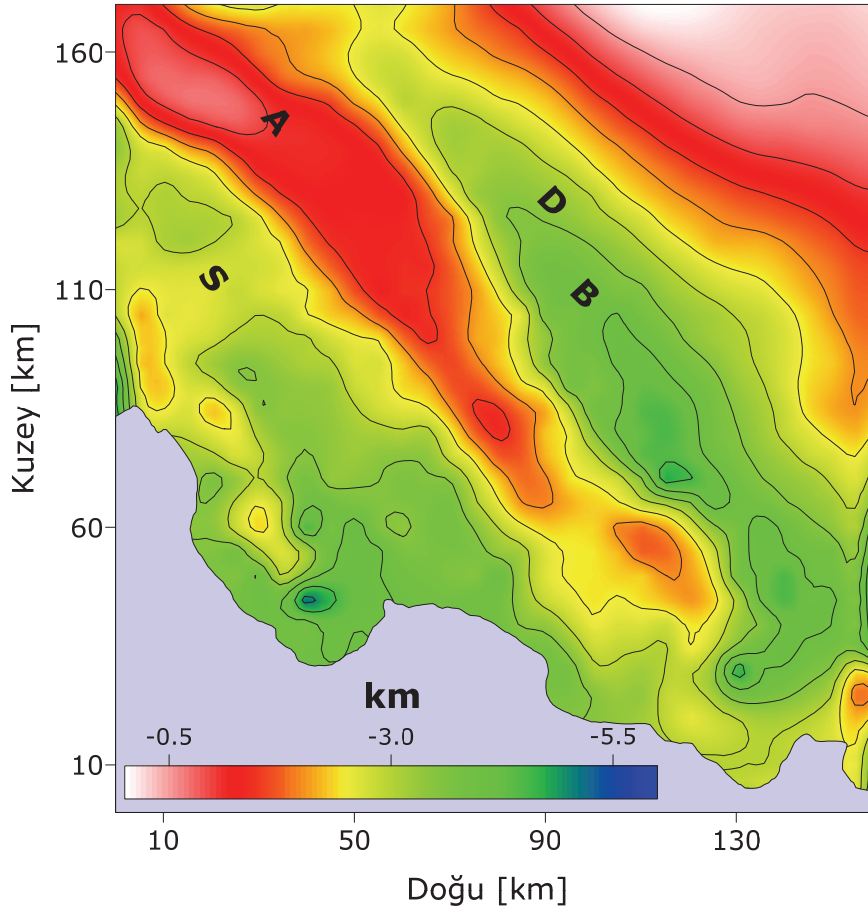
Çalışma alanının havza taban geometrisini çıkarmak için ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Doğu Karadeniz havzasının yoğunluk modeli Çizelge 1'de verilmiş ve Şekil 11'de grafik olarak çizilmiştir. Ters çözüm işlemi rezidüel gravite değerleri üzerinde gerçekleştirilmiş olup başlangıç

derinlikleri (7) denklemini yardımıyla belirlenmiştir. Gözlem gravite değerleri ile hesaplanan gravite değerleri arasında en iyi uyumu veren son yineleme sonucu elde edilen ters çözüm değerleri tortul temel derinliği olarak alınmıştır. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında tortul temelin derinliği 4.1 km, Doğu Karadeniz havzasında ise 4.9 km olarak tespit edilmiştir (Şekil 12). Archangelsky sırtı üzerinde yerleşen tortulların taban derinliği 0.5-1.5 km arasında değişmektedir. Su derinliğinin 500 m olduğu düşünülürse sırt üzerindeki tortulların toplam kalınlığı 1 km civarında olacaktır. Orta Karadeniz sırtı üzerinde yapılmış sismik yansıma verilerinden elde edilen taban yapısı ile (Şekil 13; Robinson vd., 1995; Cloetingh vd., 2003) ters çözüm sonucu elde edilen değerler karşılaştırıldığında birbirleriyle uyumlu değerlerin elde edildiği anlaşılmaktadır. Ayrıca sismik yansıma verilerinde çalışma alanı içindeki taban topoğrafyasının şekillenmesinde etkili olan fayların sınırları da çok iyi bir şekilde gravite verileriyle ortaya konulmaktadır.

**Çizelge 1.** Karadeniz havzasının 3-B yoğunluk modeline ait değişkenler (Starostenko vd. 2004).

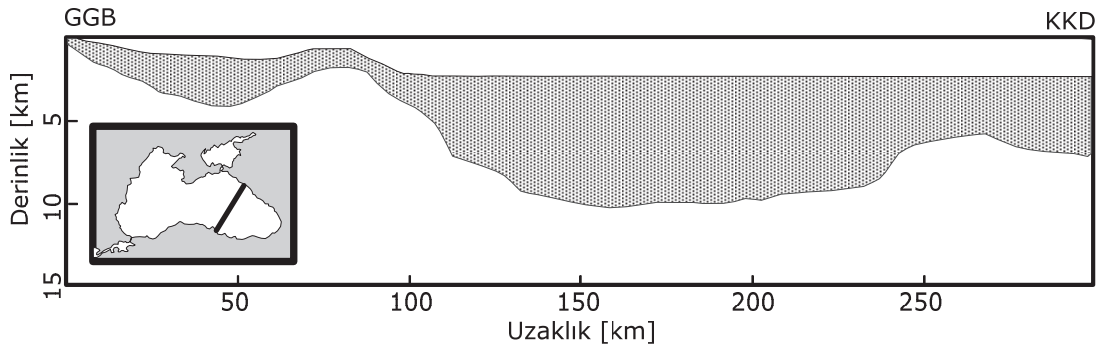
**Table 1.** The 3D density model variables of the Black Sea basin (Starostenko et al., 2004).

Tabaka	Yaş	Kalınlık [km]	Ortalama Hız [km/sn]	Ortalama Yoğunluk [gr/cm <sup>3</sup> ]
Su		0-2	1.5	1.02
Pekişmemiş tortullar	Pliosen - Kuvaterner	1-2	1.8-2.7	2.15
Yarı pekişmiş tortullar (Maykop Serisi)	Oligosen - Alt Miyosen	0-6	3.0-4.0	2.35
Pekişmiş tortullar	Paleosen - Eosen	2-8	4.5-5.0	2.6-2.65



**Şekil 12.** Çalışma alanının gravite anomali verisinden ters çözüm yöntemiyle elde edilmiş çalışma alanının havza taban derinliği haritası. Kontur aralığı 0.5 km'dir.

**Figure 12.** The basement depth map of the study area determined from gravity anomaly data with gravity inversion method. The contour interval is 0.5 km.



**Şekil 13.** Sismik yansıma verileriyle belirlenmiş Orta Karadeniz sırtının temel topoğrafyası (Robinson vd., 1995; Cloetingh vd., 2003).

**Figure 13.** The basement depth topography of the Mid Black Sea Ridge obtained from seismic reflection data (Robinson et al., 1995; Cloetingh et al., 2003).

## TARTIŞMA

Bouguer gravite verisinin en büyük yatay türevlerinin genlikleri (Şekil 5) çok belirgin KB-GD yönlü çizgiselliklerin varlığını işaret etmektedir. 3-6.50 mGal/km arasındaki en büyük genlik değerlerinin, bölgedeki en belirgin tektonik bileşen olan Archangelsky Sırtı'nın sınırlarına karşılık geldiği düşünülmektedir. Gravite verisinden elde edilen en büyük yatay türev haritası ile sırtın orta ve kuzey kısımlarının sınırları oldukça iyi şekilde çizilebilmesine karşın, sırtın karaya yakın olan güney ucundaki kanatlarını belirlemek mümkün olamamıştır. Bu bölge, sırtın Orta Pontid volkanik yayı ile birleşim alanına karşılık gelmekte olup, bu durum olasılıkla karada gravite verisinin olmamasıyla açıklanabilir.

Şekil 5'de yer alan çizgisellik haritasından, çalışma alanının tektoniğinin Archangelsky Sırtı tarafından kontrol edildiği anlaşılmaktadır. Sırtın her iki kanadında, sırt uzanımına paralel orta genlikte yatay türev değerleri ile ifade edilen paralel çizgisellikler de gözlenmektedir. KB-GD yönlü bu çizgisellikler düşey ikinci türev haritasında daha da belirgin şekilde görülmektedir (Şekil 6). Bu çizgisellikler Doğu Karadeniz havzası içine doğru tortul birimleri etkileyen birbirlerine paralel normal faylar olarak yorumlanmıştır. Bu faylar birçok araştırmacı tarafından sismik kesitlerde ve havza modellemesi sonucu elde edilen tektonik kesitlerde gösterilmiştir (Meredith ve Egan 2002; Rangin vd. 2002; Finetti vd. 1988; Cloetingh vd. 2003; Robinson vd. 1995; Robinson vd. 1996; Dondurur ve Çifçi 2007). Doğu Karadeniz havzasının kıyasal bölgesinde Pontid sıkışma tektoniği izleri belirgin iken, daha kuzey kısımlarda Karadeniz'in açılma tektoniğinin izlerini ifade eden normal faylanmalar mevcuttur (Meredith ve Egan 2002; Robinson vd. 1995; Finetti vd. 1988). Bouguer gravite verisinin en büyük yatay türev haritasında gözlenen bu çizgisellikler, Meredith ve Egan (2002) tarafından önerilen ve Archangelsky Sırtı'nın her iki kanadını sınırlayan açılma tektoniği ile ilintili normal faylar olarak yorumlanmıştır. Bu faylar, özellikle sırtın kuzey sınırı boyunca oldukça belirgin olup birbirine paralel şekilde uzanmakta ve açılma tektoniği bloklarını birbirinden ayırmaktadır.

Ayrıca Şekil 6'da verilen düşey ikinci türev haritası ve Şekil 8'de verilen rezidüel gravite anomali haritasında, pozitif ve negatif anomalilerin birbirlerine paralel uzanmakta olduğu görülmektedir. Özellikle ikinci türev haritasında bu durum çok daha belirgin olup, birbirine paralel KB-GD yönlü iki pozitif anomalinin Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı

izlenebilir. Kuzeydeki daha düşük genlikli pozitif anomaliler küçük dalga boylu kapanımlardan meydana gelmektedir. Bu ikincil kapanımlar, Archangelsky Sırtı'nın kuzey kanadına doğru ikincil bir yükselim yaptığına işaret etmektedir. Bu yükselimin, Dondurur ve Çifçi (2007, p.39, Fig. 2) tarafından sismik veri üzerinde gösterilen ve "ikincil yükselim (secondary uplift)" olarak isimlendirilen yükselime karşılık geldiği düşünülmektedir. Dondurur ve Çifçi (2007) bu yükselimi, sırtı dik kesen bir sismik kesit üzerinde göstermişler, ancak paralel hatların yokluğu nedeniyle alansal dağılımını haritalayamamışlardır. Şekil 6'da verilen düşey ikinci türev haritasında bu yükselimin, Archangelsky Sırtı boyunca uzandığı görülmektedir. İkincil yükselim tortul birim içerisinde yaklaşık 200 m derinliklerde bulunmakta olup, etkisi ancak düşey ikinci türev haritası ve rezidüel gravite anomali haritasında belirgin şekilde gözlenmektedir.

Çalışma alanındaki alt ve üst kabuk derinlikleri ve tortul katmanın taban derinliği, güç spektrumu yöntemiyle belirlenmiştir. Buna göre bölgede Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km ve tortul katmanın derinliği 4.2 km olarak tespit edilmiştir. Çalışma alanında Archangelsky Sırtı altındaki kabuk kalınlığının, Starostenko vd. (2004) tarafından 29-33 km arasında değiştiği öne sürülmüş, Archangelsky Sırtı civarında ise kabuk kalınlığının 32 km ve kabuğun kıtasal tip olduğu belirtilmiştir. Buryanov vd. (1997) ise Archangelsky Sırtı altında kabuk kalınlığının orta havza civarında 29 km olduğunu ve güneye doğru derinleşerek 33 km'ye ulaştığına işaret etmişlerdir. Bu çalışmada güç spektrumu yöntemiyle belirlenen kabuk kalınlığı değerinin, literatürde öne sürülen bu değerlerle uyum içerisinde olduğu görülmektedir. Ayrıca elde edilen derinlik değerleri, Balavadze vd. (1975), Bulanzhe vd. (1975), Sollogub (1986), Chekunov vd. (1992) tarafından Karadeniz havzası için ve Maden (2012) tarafından Orta Pontidler'in kuzeyi için belirlenen değerlerle uyum içerisinde. Diğer yandan çalışma alanında güç spektrumu yöntemiyle belirlenen tortul temel derinliği ise Nikishin vd. (2003) tarafından belirlenen değerlerle benzerlik göstermektedir.

Karadeniz havzasında su derinliği 2 km'yi geçmektedir. Bu çalışmada su yoğunluğu 1.02 gr/cm<sup>3</sup> olarak alınmıştır (Boguslavsky vd. 1980). Karadeniz havzasındaki tortul tabakalar çok kanallı sismik yansıma çalışmaları yapılarak belirlenmiştir. Bu çalışmalara göre Karadeniz havzası içinde üç ana tortul birikim ortaya konulmuştur (Tugolesov vd. 1985; Belousov ve Volvovsky 1989). İlk tortul

tabaka 1-2 km kalınlıklı, sismik hızı 1.8-2.7 km/sn ve ortalama yoğunluğu  $2.15 \text{ gr/cm}^3$  olan ve bütün Karadeniz tabanını kaplayan üst Miyosen-Pliyosen-Kuvaterner sedimentleridir. İkinci tortul birikim 3-5 km kalınlıklı, sismik hızı 3.0 km/sn'den fazla ve ortalama yoğunluğu  $2.35 \text{ gr/cm}^3$  olan Alt Miyosen sedimentlerine karşılık geldiği düşünülen Maykop serisi birikimlerdir. Üçüncü ve en yaşlı tortul birikim ise 2-8 km kalınlıklı, sismik hızı 4.5-5.0 km/sn, ortalama yoğunluğu  $2.6-2.65 \text{ gr/cm}^3$  olan Paleosen-Eosen yer yer Mesozoyik yaşlı pekişmiş tortul birikimlerdir. Tortul birimler altında yer alan granitik kabuğun ortalama yoğunluğu  $2.72 \text{ gr/cm}^3$ , bazaltik kabuğun yoğunluğu ise  $3.04 \text{ gr/cm}^3$  olarak alınmıştır.

Doğu Karadeniz havzası içinde tortul temelin derinliği hızlı bir şekilde artmakta ve tortul katmanın derinliği 10 km'ye kadar inmektedir (Starostenko vd. 2004). Çalışma alanı içerisinde Archangelsky Sırtı'nın hemen KD kısmındaki Doğu Karadeniz havzasında tortul katmanın derinliği 5 km civarındadır (Şekil 12). Birçok araştırmacı tarafından Karadeniz'in açılma dönemi öncesi temel yapısının Kretase yaşlı olduğu öne sürülmüştür (Meredith ve Egan 2002; Starostenko vd. 2004; Finetti vd., 1988; Robinson vd. 1995; Robinson vd. 1996). Bu nedenle, bu çalışmada ters çözüm ile hesaplanan ve havza tabanına karşılık gelen temel birimin, Karadeniz'in açılma dönemi öncesi stratigrafisini ifade eden Kretase yaşlı temele karşılık geldiği öngörülmüştür. Buryanov vd. (1997), tüm Karadeniz'in gravite verisinin analizine dayanarak, Archangelsky Sırtı üzerinde Kretase yaşlı temelin derinliğini 1 km'den az olarak vermişler, Sinop havzasında ise bu derinliğin 4 km'yi aştığını öne sürmüşlerdir. Bu çalışmada elde edilen Kretase yaşlı temel derinliği, bu değerlerle uyum içerisindedir.

Elde edilen taban derinliği sonuçları güç spektrumu değerleriyle de çok iyi bir uyum göstermektedir. Güç spektrum yöntemiyle belirlenen değerler ile ters çözüm sonucu elde edilen değerler arasında ortalama 500 m fark tespit edilmiştir. Benzer şekilde ters çözüm ve güç spektrumu yöntemiyle elde edilen değerlerin, sismik yansıma verilerinden (Cloetingh vd. 2003; Shillington vd. 2008) elde edilen değerlerle de uyum içinde oldu görülmektedir.

## SONUÇLAR

Yapılan analizlerden aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

- 1- Çalışma alanındaki ana tektonik birimler KB-GD yönünde uzanmaktadır. Sonlu farklar yöntemiyle bölgenin gravite anomali verisinden hesaplanan tam yatay türev çizgisellik haritasında gözlemlenen KB-GD yönlü çizgisellikler bu ana tektonik yapılar ve Archangelsky Sırtı'nı sınırlayan normal fay bloklarına karşılık gelmektedir.
- 2- Yüzeğe yakın jeolojik yapıların etkisini daha baskın şekilde ortaya çıkarmak için hesaplanan düşey ikinci türev haritasındaki pozitif ve negatif anomaliler, sığ tektonik yapının oluşumunda etkili olan KB-GD yönlü ana tektonik hatları, sırtın kuzeyindeki ikincil yükselimi ve uzanımını daha belirgin şekilde ortaya koymuştur.
- 3- Güç spektrumu yöntemiyle çalışma alanında ortalama Moho derinliği 29.5 km, Conrad süreksizliğinin derinliği 11.2 km olarak tespit edilmiştir. Tortul temelin derinliği ise 4.2 km olarak belirlenmiştir. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda Sinop havzasında Kretase yaşlı temelin derinliği 4.1 km'ye kadar ulaşmaktadır.

Archangelsky sırtı üzerinde yaklaşık 1 km kalınlığında tortul birikim tespit edilmiştir.

## TEŞEKKÜR

Görüş ve önerileri ile makalenin şekillenmesine verdikleri destekleri sebebiyle Jeofizik Dergisi Editörü Doç. Dr. Ali AYDIN'a; makale içeriğinin geliştirilmesine yapıcı önerileri ile katkı koyan Prof. Dr. Coşkun SARI'ya ve isim bildirmeyen hakeme teşekkür ederiz.

**KAYNAKLAR**

Balavadze, B.K., ve Mindeli, P.Sh. 1964, Structure of the earth's crust of the Black Sea basin according to geophysical data, Seismic Researches, No. 6, Results of Researches on the IGY Program (in Russian), pp. 66-76, Izd. Nauka, Moscow.

Balavadze, B.K., Belokurov, V.S., Garkalenko, I.K., Malovitsky, Yu.P., Mindeli, P.Sh., Moskalenko, V.N., Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F., Starshinova, E.A. ve Chekunov, A.V. 1975, Physical properties of rocks Black Sea basin. In: Bulanzhe, Yu.D., Muratov, M.V., Subbotin, S.I., Balavadze, B.K. (Eds.), The Earth's Crust and the Black Sea Basin Evolution. Nauka, Moscow, pp. 254–269 (in Russian).

Belousov, V.V., Volvovsky, B.S., Arkhipov, I.V., Buryanova, B.V., Evsyukov, Y.D., Goncharov, V.P., Gordienko, V.V., Ismagilov, D.E., Kislov, G.K., Kogan, L.I., Kondyurin, A.V., Kozlov, V.N., Lebedev, L.I., Lokholatnikov, V.M., Malovitsky, Y.E., Moskalenko, V.N., Neprochnov, Y.R., Otisty, B.K., Rusakov, O.M., Shimkus, K.M., Shlezinger, A.E., Sochelnikov, V.V., Sollogub, V.B., Solovyev, V.D., Starostenko, V.I., Starovoitov, A.F., Terekhov, A.A., Volvovsky, I.S., Zhigunov, A.S. ve Zolotarev, V.G. 1988, Structure and evolution of the earth's crust and upper mantle of the Black Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 30(117-118): 109-196.

Bhaskara Rao, D. 1986, Modelling of sedimentary basins from gravity anomalies with variable density contrast, *Geophy. Jour. Roy. Astr. Soc.* 84, 1, 207-212.

Bhaskara Rao, D., Prakash, M.J. ve Ramesh Babu, N. 1990, 3D and 2-1/2D modelling of gravity anomalies with variable density contrast, *Geop. Prosp.* 38, 4, 411-422.

Blakely, R.J. ve Simpson, R.W. 1986, Approximate edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494-1498.

Blakely, R.J. 1995, Potential theory and its applications. Cambridge University Press, New York.

Boguslavsky, S.G., Efimov, V.V. ve Cheresov, L.V. 1980, Combined Oceanographic Studies of the Black Sea. Naukova Dumka, Kiev (in Russian).

Bott, M.H.P. 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 3, 63-67.

Bulanzhe, Yu.D., Muratov, M.V., Subbotin, S.I. ve Balavadze, B.K. (Eds.) 1975, The Earth's Crust and the Black Sea Basin Evolution. Nauka, Moscow, 358 pp. (in Russian).

Buryanov, V.B., Mankovsky, A.A. ve Solovev, V.D. 1996, The nature of gravity highs at the western border of the Black Sea (Burgas synclinorium). *Geophysical Journal* 16, 139–151.

Buryanov, V.B., Makarenko, I.B. ve Starostenko, V.I. 1997, Thickness and structure of the crust of the Black Sea Basin According to Gravity Modeling Data, *Geophys. J.* 16, 603-623.

Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetsky, Y.P. ve Starostenko, V.I. 1998, The geological origin of the Sinop tectonic junction in the South Black Sea region, *Geophys. J.* 17, 583-602.

Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., Orovetsky, Yu.P. ve Starostenko, V.I. 1999a, Geology of the Crimea–Caucasus gravity zone. *Geophysical Journal* 18, 1139–1152.

Buryanov, V.B., Makarenko, I.B., V. Legostaeva, O.V., Orovetsky, Yu.P. ve Starostenko, V.I. 1999b, The geological nature of the Radialnaya and Gubkinskaya gravity anomalies in the Western Black Sea region. *Geophysical Journal* 19, 153–168.

Chekunov, A.V., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G. ve Koyfman, L.I. 1992, Contemporary views on geologic structure and evolution of the Black Sea basin. *Problems of the Black Sea Intern. Oceanographic Commission, Sevastopol*, pp. 197–208.

Cianciara, B. ve Marcak, H. 1976, Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra. *Geophysical Prospecting* 24, 273-286.

Cloetingh, S., Spadini, G., Van Wees, J.D. ve Beekman, F. 2003, Thermo-mechanical modelling of Black Sea Basin (de)formation, *Sedimentary Geology* 156, 169–184.

Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. 1982, Reconciliation of the discrete and integral Fourier transforms. *Geophysics* 47, 237-243.

Cordell, L. ve Grauch, V.J.S. 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the Saint Juan Basin, New Mexico. In: William J. Hinze, (Ed.), The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. SEG, Tulsa, OK, pp. 181-197.

Dondurur, D. ve Çiğçi, G. 2007, Acoustic Structure and Recent Sediment Transport Processes on the Continental Slope of Yeşilirmak River Fan, Eastern Black Sea, *Marine Geology* 237, 37-53.

Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M. ve Xuan, Z. 1988, Geophysical study of the Black Sea, *Bolletino Di Geofisica Teorika Ed Applicata* 30, 197–324.



- Goncharov, V.P., Neprochnov, Yu.P., Neprochnova, A.F. 1972, Floor Relief and Deep Structure of the Black Sea Depression. Nauka, Moscow. 157 pp., in Russian.
- Görür, N. 1988, Timing of Opening of the Black Sea Basin. *Tectonophysics* 147, 247-262.
- Hsü, K.J., Nacev, I.K. ve Vuchev, V.T. 1977, Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics, *Tectonophysics* 40, 245-256.
- Kazmin, V. 1997, Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea-Caucasus region, Cambridge Arctic Shelf Program, No: N656. Cambridge.
- Maden, N. 2005, Doğu Pontid Orojenik Kuşağının Yapı Stillerinin ve Kabuk Yapısının Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, TÜRKİYE.
- Maden, N., Gelişli, K., Eyüboğlu, Y. ve Bektaş, O. 2009, Determination of Tectonic And Crustal Structure of The Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey), *Pure and Applied Geophysics* 166, 1987-2006.
- Maden, N. 2010, Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in Erciyes stratovolcano (Central TURKEY), *Pure and Applied Geophysics* 167, 349-358.
- Maden, N. 2012, Two-dimensional geothermal modeling along the Central Pontides magmatic arc (Northern Turkey), *Survey in Geophysics*, 33, 275-292.
- Maus, S. ve Dimri, V. 1996, Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields. *Geophysical Journal International* 124, 113-120.
- Mindeli, P.Sh., Neprochnov, Yu.P. ve Pataraya, E.I. 1965, Determination of 'granitic layer' absence in the Black Sea depression from both DSS and seismological data, *Izv. AN SSSR, ser. geol.* 2, 7-15 (in Russian).
- Meredith, D.J. ve Egan, S.S. 2002, The geological and geodynamic evolution of the eastern Black Sea basin: insights from 2-D and 3-D tectonic modeling, *Tectonophysics* 350, 157-179.
- Neprochnov, Y.R., Neprochnova, A.E ve Mirlin, Y.G. 1974, Deep structure of the Black Sea basin. In: D.A. Ross ve E.T. Egens (Editors), *The Black Sea -- Geology, Chemistry and Biology*. Am. Assoc. Pet. Geol., Mere. 20, 35-49.
- Neprochnov, Y.P. ve Ross, D.A. 1978, Black Sea geophysical framework, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 42, Part 2, edited by J. L. Usher ve P. Supko, pp. 1043-1055.
- Nikishin, A.M., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. ve Brunet, M. 2003, The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling, *Sedimentary Geol.* 156, 149-168.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C. ve Görür, N. 1994, Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions, *Geology* 22, 267-270.
- Okay, A.İ. ve Şahintürk, Ö. 1997, Geology of the Eastern Pontides, In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*, AAPG Memoir 68, 19-38.
- Radhakrishna Murthy, I.V. 1998, Gravity and magnetic interpretation in exploration geophysics, *Geol. Soc. India*, p. 363 Mem. No. 40.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. ve Görür, N. 2002, Deep structure of the mid Black Sea high (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS Cruise), *Marine Geology* 182, 265-278.
- Robinson, A.G., Spadini, G., Cloetingh, S. ve Rudat, J. 1995, Stratigraphic Evolution of the Black Sea: Inferences from Basin Modeling, *Marine and Petroleum Geology* 12, 821-835.
- Robinson, A.G., Rudat, J.H., Banks, C.J., ve Wiles, R.L.F. 1996, *Petroleum geology of the Black Sea*, *Mar. and Pet. Geol.* 13, 195-223.
- Ross, D.A. 1978, Summary of results of Black Sea drilling. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 42. Government Printing Office, Washington, US. Pt. 2, pp. 1149-1178.
- Sandwell, D. T., ve Smith, W. H. F. 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, *J. Geophys. Res.*, 114, B01411, doi:10.1029/2008JB006008.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A. ve Scott, C.L., 2008, Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: a test of depth-dependent stretching models, *Earth Planet. Sci. Lett.* 265, 360-378.
- Sollogub, V.B. 1986, *The Lithosphere of the Ukraine*. Naukova Dumka, Kiev (in Russian).
- Spadini, G., Robinson, A.G. ve Cloetingh, S.A.P.L. 1996, Western versus eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation, *Tectonophysics* 266, 139-154.
- Spector, A., ve Grant, F.S. 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293-302.

Starostenko, V., Buryanov, V., Makarenko, I., Rusakov, O., Stephenson, R., Nikishin, A., Georgiev, G., Gerasimov, M., Dimitriu, R., Legostaeva, O., Pchelarov, V. ve Sava, C. 2004, Topography of the crust–mantle boundary beneath the Black Sea Basin, *Tectonophysics* 381, 211 –233.

Tugolesov, T.A., Gorshkov, A.S., Meisner, L.B., Solov'ev, V.V. ve Khakhalev, E.M. 1985, *Tectonics of the Meso-Cenozoic Deposits of the Black Sea Basin*. Nauka, Moscow (in Russian).

Treitel, S., Clement, W.G. ve Kaul, R.K. 1971, The spectral determination of depths to buried magnetic basement rocks. *Geophysical Journal International* 24, 415–428.

Tüysüz, O., 1998, Karadeniz, İn: N. Görür (Editor), *Türkiye Denizleri'nin ve Çevre Alanlarının Jeolojisi*, TÜBİTAK, İstanbul.