

## Doğu Marmara Bölgesinin Moho Derinliklerinin Gravimetrik ve İzostazik Yöntemlerle Kestirimi ve Kabuk Denge Analizleri

### *Estimation of Moho Depths of the Eastern Marmara Region with Gravimetric and Isostatic Methods and Analysis of Crustal Compensation*

TUBA SÖNMEZ<sup>1\*</sup>, BÜLENT ORUÇ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 41380 İzmit

Geliş (received) : 26 Eylül (September) 2016

Kabul (accepted) : 17 Mart (March) 2017

#### ÖZ

Doğu Marmara bölgesi tektonik olarak aktif bir bölgedir. Bununla birlikte bölgenin sismik aktivitesinin kuzey kesiminde yüksek olmasına karşın güney kesiminde çok düşük olması dikkat çekmektedir. Bu çalışmada sismik aktivite farklılıklarının sebepleri güncel küresel veri seti olan EGM08 Bouguer anomalileri ve izostazik analizlerle araştırılmıştır. Çalışmada öncelikle kabuk ve litosferik manto arasındaki sınıra (Moho) ait anomalilerin dalga boyları ortaya çıkarılmıştır. Moho'dan kaynaklanan anomalilerin ters çözümünden Doğu Marmara bölgesinin Moho geometrisi (gravimetrik Moho) üç boyutlu olarak kestirilmiştir. Son olarak düşey yüklere karşı bölgesel izostazik tepkiye bağlı olarak hesaplanan izostazik Moho ile gravimetrik Moho arasındaki farklardan kabuk denge oranları haritalanmıştır. Kabuk denge oranları, yerkabuğunun tektonik kuvvetlere karşı gösterdiği tepkinin bir ölçüsü olarak, sismik aktivitenin yüksek veya düşük olmasına yönelik sebeplerle ilgili yeni ve etkin analizler yapılmasına olanak sağlar.

EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı genlik spektrumundan Moho sınırının ortalama derinliği 35 km olarak elde edilmiştir. Aynı zamanda Moho sınırına ait dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme işlemi uygulanarak sınıra ait anomaliler belirlenmiştir. Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritması kullanılarak Moho ondülasyonu üç boyutlu olarak kestirilmiştir. Gravimetrik Moho derinlikleri 31-39 km aralığında değişmektedir. Düşey yüklerden kaynaklanan kabuk bükülmesini temsil eden izostazik Moho derinlikleri de aynı aralıklarda değişmekle birlikte, her iki mohonun geometrik yapısında yer yer farklılıklar gözlenir. Bu çalışmayla, Moho geometrileri arasındaki farklara göre yüzde olarak ifade edilen kabuk denge oranları hesaplanmıştır. Sismik aktivitenin çok az olduğu güney kesiminde aşırı dengelenme (%100-115) ve çok yüksek olduğu kuzey kesiminde ise düşük denge oranları (%75-100) gözlenmiştir. Sismik aktivitenin az olduğu Doğu Marmara bölgesinin güney kesiminde izostazik dengelenme ve aşırı dengelenme oranları gözlenmektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Depressellik, Doğu Marmara, EGM08 gravite anomalileri, İzostazi, Kabuk Denge Oranı, Moho.

#### ABSTRACT

*The Eastern Marmara is a tectonically active region. However, the seismic activity of the region is high in the northern part and very low in the southern part. In this study, the reason of the seismic activity differences were investigated with EGM08 Bouguer anomalies and isostatic analyses. Firstly, the wavelengths of the anomalies belonging to the boundary between the crust and the lithospheric mantle (Moho) are revealed. The Moho geometry of the Eastern Marmara region in three dimensions from the inversion of the anomaly originating from Moho has been estimated. And finally determine the isostatic compensation rates from the differences between isostatic Moho based on the regional isostatic response from the vertical loading and gravimetric Moho. Crustal compensation rates are a measure of the response of the earth's crust against tectonic forces. From this point of view, it allows new and effective analyzes of the reasons for high or low seismic activity.*

*The mean depth of this boundary was obtained as 35 km from the radially averaged amplitude spectra of EGM08 Bouguer anomalies. At the same time, anomalies belonging to the Moho boundary were determined from the band-pass filtering process according to the relevant cut-off wavelengths. Gravimetric Moho's undulation is then estimated in three dimensions by using the Parker-Oldenburg inversion algorithm and vary in the range of 31 and 39 km. Furthermore, the isostatic Moho representing crust bending due only to vertical loads is estimated with the same depth intervals. However, we observe some differences in Moho*

\* T.Sönmez

e-posta: tubasonmez89@gmail.com

*variations for both model. The differences between Moho depths obtained from these two different methods provide information on crustal compensating. Crustal compensating rates vary between 75% and 115%. Excessive compensation (100-115%) in the southern part, where seismic activity is very low, and low equilibrium rates (75-100%) in the northern part, which is very high. We observe isostatic compensation and overcompensation in the southern part of the East Marmara region where there is little earthquake activity.*

**Keywords:** Seismicity, Eastern Marmara, EGM08 gravity anomaly, Isostasy, Crustal Compensation Ratio, Moho.

## GİRİŞ

Litosfer üzerinde etkili olan yanal ve düşey yükler litosfer deformasyonuna neden olurlar. Bu türden kuvvetlere karşı litosferin ne ölçüde tepki verdiğinin araştırılması, uzun periyotlu tektonik süreçler ve kısa periyotlu sismik aktiviteler arasındaki ilişkilerin ortaya çıkarılması açısından önemlidir. Bu amaçla kabuk dengelenmesine yönelik ayrıntılı izostazik modelleme çalışmaları yapılmalıdır. Yerkürenin rijit ve kırılan olan litosfer katmanı, zayıf astenosfer üzerinde basınçların eşitliği kuramına göre denge durumuna geçme eğilimindedir. Bu özellik aynı zamanda levha tektoniğinin temelini teşkil eder (Barrell, 1914). Vening-Meinesz (1939) bölgesel izostazi modelini geliştirerek kabuğun Airy modelinde önerilen yerel köklerin yerine, elastik özelliklerine bağlı olarak bölgesel ölçekte kökler geliştirdiğini ileri sürmüştür. Jeffreys (1976) aynı şekilde litosferin milyonlarca yıllık jeolojik süreçler boyunca uzun dalga boylu topografik yüklerle karşı izostazik anlamda tepki gösterdiğini ortaya koymuştur. Kabuk ve manto arasındaki sınırın (Moho) değişim karakteristiği tektonik süreçlerin anlaşılmasında önemli bilgiler sunar. Moho derinliklerinin belirlenmesinde birçok jeofizik yöntem bulunmaktadır. Bu yöntemlerden en yaygın olanı sınır değişimlerine duyarlı çözümler sunan gravite yöntemidir. Buna göre Moho'nun güncel gravite verilerinden hareketle ters çözüm algoritmaları kullanılarak modellenmesi durumunda gravimetrik Moho ve yalnızca düşey yüklerin ortaya çıkardığı bükülme geometrisinin modellenmesi durumunda ise izostazik Moho elde edilmektedir. Bott (1971) izostazik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farkların yüzde sapmalarına göre izostazik denge oranlarını hesaplamıştır. Bu durumda izostazik denge oranları çalışılan bölgenin kabuk denge özelliklerine yönelik bilgiler sunmaktadır. Özellikle bölgenin sismik aktivitenin yüksek ve düşük olarak geliştiği bölgelerin tektonik süreçlerinin anlaşılmasında ilginç ve önemli bilgiler sunabilir. Watts (2001) dağ kuşakları gibi yüzey yüklerinin litosferin rijit bölgesiyle desteklendiğini ve üst kabuğun ise kırılğan özellik gösterdiğini ileri sürmüştür. Anadolu levhasının

kabuk yapısına yönelik olarak gravite verilerinin modellenmesine dayalı bazı çalışmalar yürütülmüştür. Pamukçu ve Yurdakul (2008) Batı Anadolu Bölgesi'nin gravite anomalileri ve topoğrafya verileri arasındaki izostazik girişim ve uyum tepkilerinden ortalama efektif elastik kalınlığı ve kabuk dengelenme mekanizmalarının bölgesel sismik aktive ile olan ilişkilerini ortaya koymuştur. Pamukçu ve Akçığ (2011) Doğu Anadolu bölgesinin kabuk yapısı, efektif elastik kalınlığı ve sismojenik zon arasındaki ilişkileri çıkarmıştır.

Doğu Marmara bölgesi Anadolu levhası içerisinde Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) kuzey ve güney kollarının geçtiği ve sismik aktivitelerin yoğun olarak gözlemlendiği bir bölgedir. Bununla birlikte bölgenin güney kesiminde sismik boşluk olarak tanımlanabilecek yerler bulunmaktadır. Bu açıdan bölge içerisinde en ilgi çeken kesim Geyve basenidir. Baseni sınırlayan fay zonu Koçyiğit (1988) tarafından Geyve Fay Zonu (GFZ) olarak isimlendirilmiştir. GFZ uzun dönemler boyunca durağanlığını korumakta ve sismik boşluk bölgesi olarak tanımlanmaktadır. GFZ'nin gelecekteki deprem potansiyelini belirlemek amacıyla çeşitli araştırmacılar farklı yöntemlerle araştırma yapmışlardır (Toksöz vd., 1979; Honkura vd., 1985; Çağlar ve Avşar, 2005).

Sismik aktivitenin yüksek ve düşük olduğu bölgelerin izostazik yorumlanması bölgesel tektonizmanın anlaşılmasında yararlı bir işlemdir. Buna göre Wang vd. (2009) ve Deng vd. (2014) sismik aktivite artışının yer kabuğunda oluşan aşırı dengelenmeye bağlı olduğunu, az dengelenmenin ise sismik aktivite azalmasına karşılık geldiğini ileri sürmüştür. Bu çalışmanın temeli Moho kestirimlerine bağlı olarak kabuk denge oranlarının haritalanması ve bölgesel sismik aktivite ile ilişkilendirilmesine dayanır. Böylece Doğu Marmara bölgesi içinden geçen KAFZ'ın kuzey ve güney kolları arasındaki sismik aktivite farklarının nedenleri gravimetrik ve izostazik olarak araştırılmıştır. Bu amaçla gravimetrik Moho kestirimi için yer elipsoidinin 2008 yılına ait küresel harmonik katsayılarına ve çeşitli kaynaklardan derlenen verilerine göre (Pavlis vd., 2008; Pavlis vd., 2012), CGMW (Comission for the

Geological Map of the World) tarafından 2012 yılında yayınlanmış olan EGM08 Bouguer anomalileri kullanılmıştır. İzostazik Moho kestirimi için gerekli olan ve düşey yükleri temsil eden topoğrafya verileri ise 30'' çözünürlüklü küresel sayısal yükseklik modelinden (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998).

## DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Marmara bölgesinde yaklaşık 120 km uzunluğunda ve doğru atımlı sağ yönlü olarak karakterize edilir. Şekil 1'de görüldüğü gibi KAFZ kuzey ve güney kollarına ayrılmaktadır. Kuzey kol Sapanca ve Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek Saros körfezinden Ege Denizine doğru, güney kol ise Geyve, Mekece, İznik civarından geçerek daha batıda Bandırma ve daha sonra Biga yarımadasını izleyerek Ege Denizi içlerine doğru uzanır (Karaman, 2006). Doğu Marmara bölgesinde yakın zamanda meydana gelen Gölcük ve Düzce depremleri bölgenin tektonik olarak ne kadar aktif ve deprem riskinin ne kadar büyük olduğunu acı bir şekilde ortaya koymuştur. Tektonik çizgiselliklere dikkat edilirse 1999 Gölcük ve Düzce depremleri sonucunda ortaya çıkan yüzey kırıkları Akyazı civarında Almacık ve Armutlu bloklarını kuzey ve güneyden ayırmaktadır.

## EGM08 BOUGUER ANOMALİLERİ VE GTOPO30 TOPOĞRAFYA VERİLERİ

EGM08 Bouguer gravite verileri, CGMW (Commission for the Geological Map of the World) ve UNESCO işbirliğiyle 2008 yılı başlarında oluşturulan WGM (World Gravity Map) projesinin bir sonucudur. WGM projesi UNESCO'nun desteği altındaki Uluslararası Jeodezi birliğine (IAG) bağlı Uluslararası Gravite Alanı Servisinin (IGFS) bir merkezi olan BGI (Bureau Gravimetric International) tarafından yürütülmüştür. Projede öncelikle Serbest hava ve Bouguer gravite verileri kara, hava ve deniz ölçümlerini ve son yıllarda yapılan küresel ve bölgesel ölçümlerinin arşiv bilgileri derlenmiştir. Daha sonra 5'x5' aralıklarda yerkürenin topoğrafya ve batimetri veri tabanından da yararlanılarak ultra yüksek dereceli küresel harmoniklerle Bouguer anomali grid verileri 1 mGal duyarlılığında belirlenerek yayınlanmıştır (Pavlis vd., 2008; Pavlis vd., 2012). Doğu Marmara bölgesi gibi Anadolu levhasının sismik aktivitesi yüksek olan bir bölgesinde yer dinamiklerine bağlı olarak yoğunluk değişimlerinin

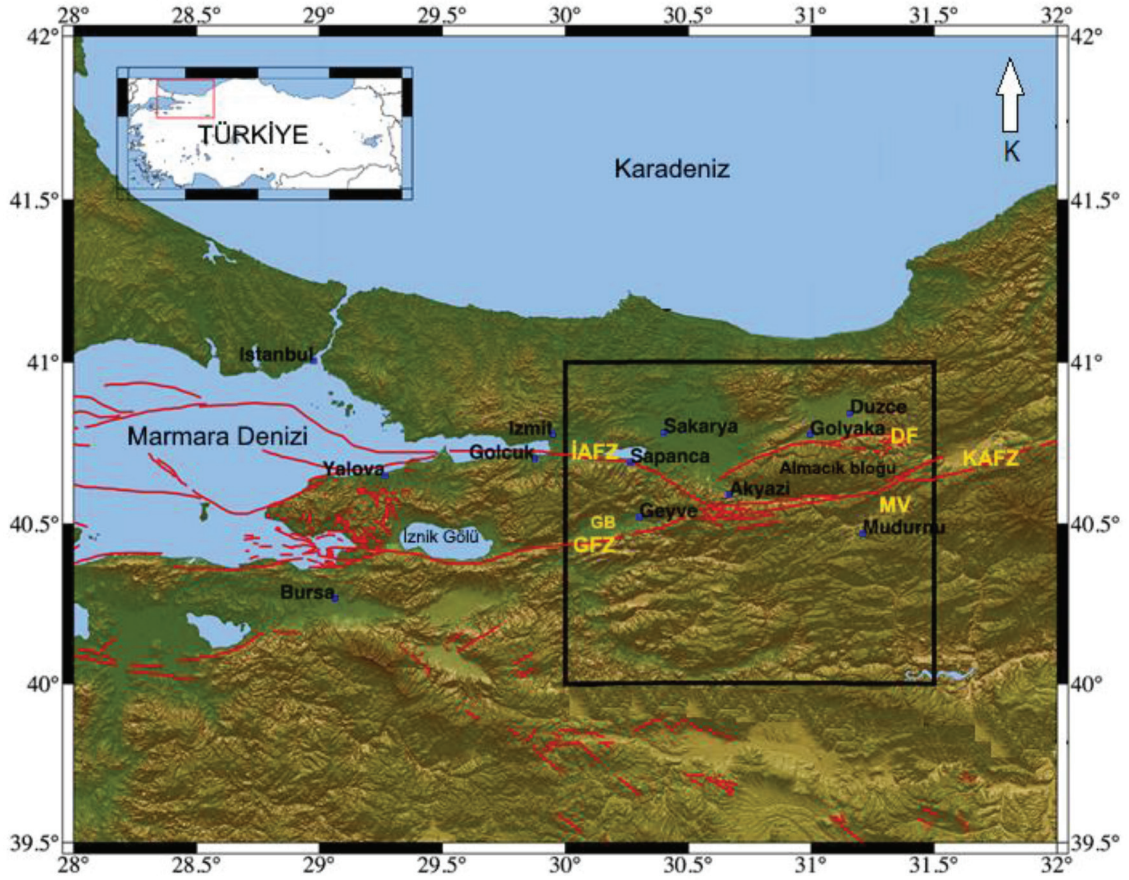
kestirimi önem kazanır. Bu nedenle güncel bir veri olan EGM08 Bouguer verisinin, Anadolu levhasının önemli bir bölgesi olan Doğu Marmara'nın izostazik denge durumunun anlaşılmasında katkı sağlayacağı açıktır. Bu çalışmada Doğu Marmara'nın 40°00'00"-41°00'00" Kuzey enlemleri ve 30°00'00"-31°30'00" Doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan bölgesinde EGM08 Bouguer anomalileri derlenmiştir (Şekil 2a). Şekil 2b'de ise topoğrafya verileri 30''çözünürlüklü GTOPO30 küresel sayısal yükseklik modelinden elde edilmiştir (USGS, 1998).

Şekil 2a ve Şekil 2b'de görüldüğü gibi Bouguer anomalileri ile topoğrafya verileri arasında ters bir ilişki gözlenmektedir (Sönmez, 2015). Diğer bir deyişle topoğrafya verileri Bouguer anomalilerinin ters bir yansıması gibi görülmektedir. Bouguer anomali haritası yüksek dağ kesimlerinde güçlü negatif anomaliler ve alçak kesimlerde ise pozitif anomalilerle temsil edilmektedir. Pozitif anomaliler çalışma sahasının kuzey kesiminde ve doğu-batı yönlü olarak dar bir bölgede toplanmaktadır. Negatif anomaliler ise sahanın özellikle güney doğu kesiminden güney batı kesimine doğru belirgin bir şekilde trend göstermektedir. Dağ kökleri, kıtasal kabuk yoğunluğunun litosferik manto yoğunluğundan daha düşük olması nedeniyle bölgesel ölçekte gelişen negatif yoğunluk farkı bölgelerini temsil eder. Böylece güçlü negatif anomalilerin kaynağı söz konusu yoğunluk farkı bölgeleridir. Bu durumda Doğu Marmara bölgesi içerisinde izostazik analizlerin önem kazandığı anlaşılır.

Bouguer anomalileri içerisinde farklı derinlik ve boyutlarda anomali kaynaklarının etkileri birlikte bulunur. Bouguer anomalileri içerisinde farklı dalga boylarında veriler birlikte yer almaktadır. Esas olarak bu dalga boyları kısa, orta ve uzun dalga boyları olarak sınıflandırılabilir. Temel kaya sınırı, Moho ve litosfer-asenosfer sınırı (LAS) gibi derin arayüzey sınırları uzun dalga boylu veriler içerirler. Bu işlem için en yaygın yöntem radyal ortalamalı doğal logaritmik genlik spektrumunun hesaplanmasıdır.

## EGM08 Bouguer Anomalilerinin Spektral Analizi ve Süzgeçleme

Bouguer anomalilerinden derin arayüzey sınırlarının "ortalama" derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak radyal ortalamalı doğal logaritmik genlik spektrumuyla yapılabilir (Bhattacharyya, 1967; Spector ve Grant 1970; Blakely, 1996). Gravite anomalilerinin spektral analizi gravite verilerinin uzunluk



Şekil 1. Doğu Marmara bölgesinde yer alan çalışma alanı. KAFZ'ın kuzey ve güney kolları Maden Tetkik Arama (MTA) kurumu tarafından sunulan güncel fay haritasından (Saroglu vd., 1992) derlenmiştir. (İAFZ: İzmit-Adapazarı Fay Zonu, DF: Düzce Fayı, MV: Mudurnu Vadisi, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, GB: Geyve Baseni, GFZ: Geyve Fay Zonu)

Figure 1. The study area located in East Marmara region. The northern and southern strand of North Anatolian Fault Zone (NAFZ) have been compiled from the actual fault map provided by General Directorate of Mineral Research and Exploration (Saroglu et al., 1992). (İAFZ: İzmit-Adapazarı Fault Zone, DF: Düzce Fault, MV: Mudurnu Valley, KAFZ: North Anatolian Fault Zone, GB: Geyve Basin, GFZ: Geyve Fault Zone)

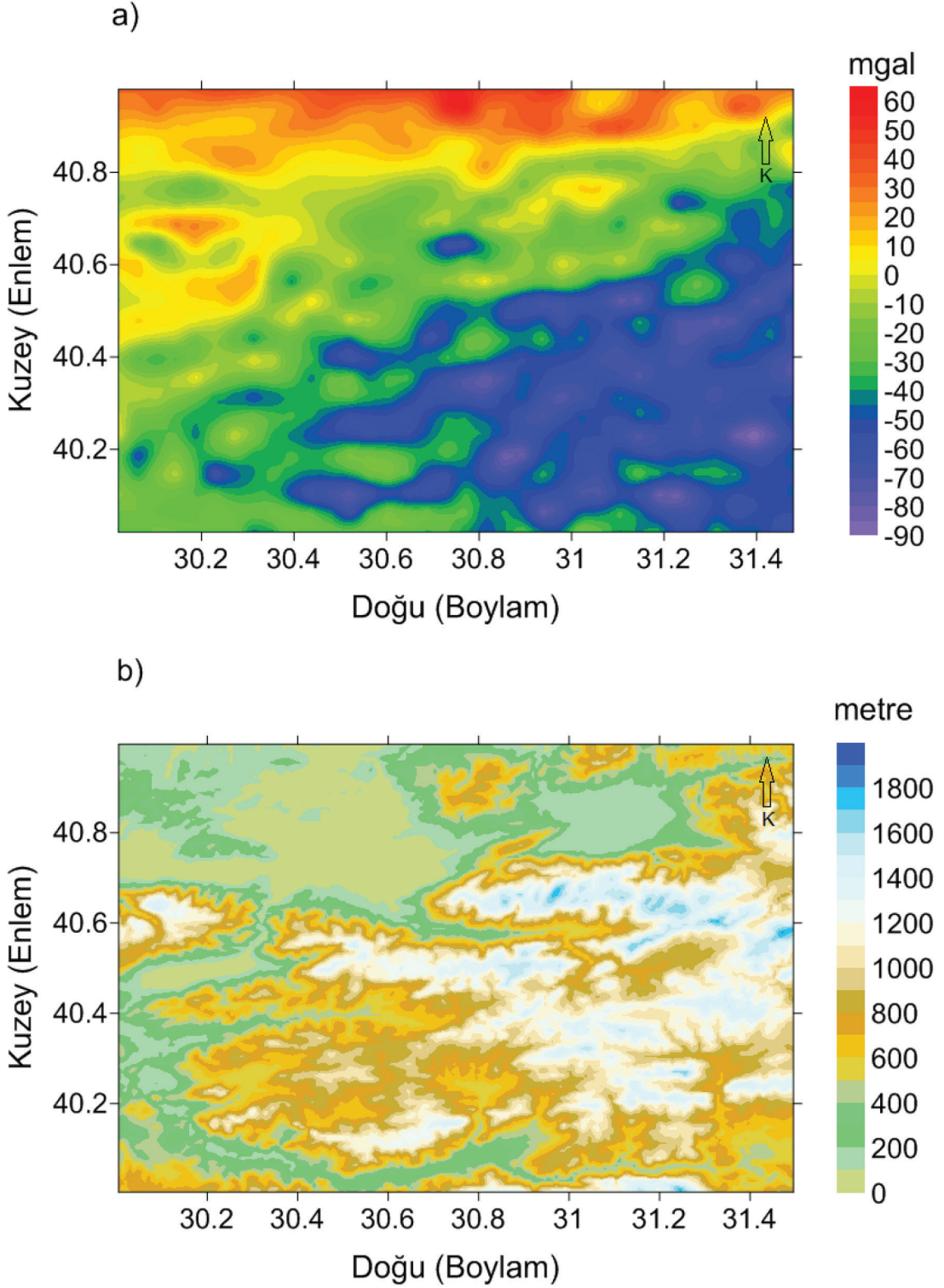
ortamından dalga sayısı ortamına dönüştürülmesi ile elde edilir. Bu amaçla iki boyutlu hızlı Fourier dönüşümü uygulanır.

Şekil 2a'daki Bouguer anomali haritası Krigging yöntemiyle  $0.008^\circ$  aralıkla gridlenerek çizilmiştir (Sönmez, 2015). Ayırık Bouguer anomali değerlerinin doğal logaritmik genlik spektrumu hesaplanarak anomali haritasının dalga sayısı içeriği belirlenmiştir ve beş farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır (Şekil 3). Ortalama Moho derinliğine ait olan ikinci (P2) doğru parçasının değişim noktalarından kritik dalga sayısı  $kc_1=0.083$  rad/km ve  $kc_2=0.148$  rad/km olarak belirlenmiştir. Doğru parçalarının eğimlerinden derin ara-yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla  $z_1=51$

km (LAS derinliği),  $z_2=35$  km (Moho derinliği),  $z_3=5$  km (temel kaya derinliği) ve  $z_4=2.7$  km (temel kaya içinde sıkı sediment ortamının derinliği) ve  $z_5=1.4$  km (temel kaya içinde gevşek sediment ortamının derinliği) olarak bulunmuştur (Sönmez, 2015).

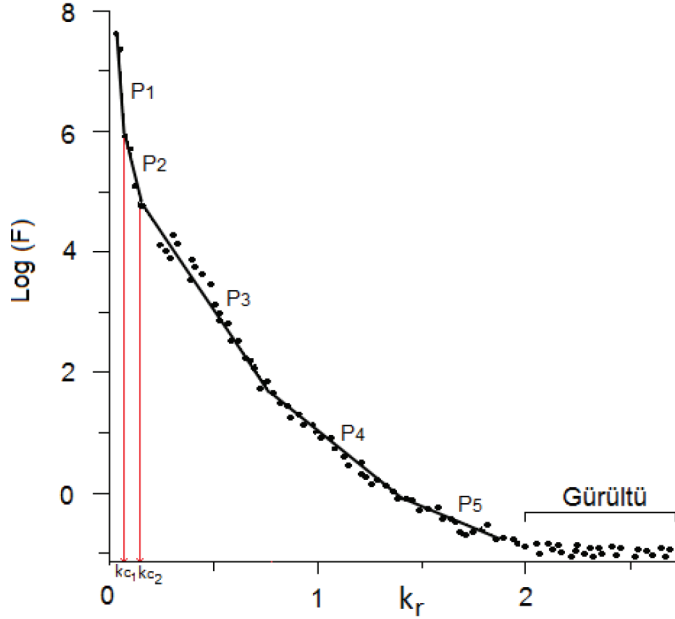
#### Parker-Oldenburg Algoritmasıyla Gravimetrik Moho Derinlikleri

Parker-Oldenburg yöntemi gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ile ara yüzey sınırının Fourier dönüşümünün toplamı arasındaki ilişkiye dayalıdır. Bu yöntemde iki homojen ortamı ayıran sınırın üç boyutlu geometrisi ortalama derinlik (referans derinliği) ve yoğunluk farkı ön bilgileriyle yinelemeli olarak kesti-



Şekil 2. a) Çalışma alanının, Dünya Gravite Haritasından (Pavlis vd., 2008) 5'x5' çözünürlükte derlenen EGM08 Bouguer anomalileri. b) Çalışma alanının, USGS (1998)'den derlenen 30'' çözünürlüklü GTOPO30 yükseklik verileri (Sönmez, 2015).

Figure 2. a) EGM08 Bouguer anomalies of the study area, compiled at 5'x5' resolution from The World Gravity MAP (Pavlis et al., 2008). b) GTOPO30 topography data of the study area, compiled with a grid spacing of 30 arc second from USGS (1998) (Sönmez, 2015).



Şekil 3. EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalama logaritmik genlik spektrumu. Yoğunluk ara yüzey sınırlarının ortalama derinlikleri, spektrumun doğru parçalarının eğiminden bulunur. Kritik dalga sayıları ( $k_c$ ), Bouguer anomalileri içindeki farklı dalga boylarını ayırır. Bu çalışmada ele alınan ve ortalama derinliği 35 km olan Moho süreksizliğinden kaynaklanan anomalilerin dalga boyları,  $k_{c_1}=0.083$  rad/km (75.70 km) ve  $k_{c_2}=0.148$  rad/km (42.45 km) dalga sayılarına karşılık gelir (Sönmez, 2015).

Figure 3. A radially averaged logarithmic amplitude spectrum of EGM08 Bouguer anomalies. The mean depth of the density interfaces is estimated from the slope of the logarithm of the straight lines of the spectrum. The critical wavenumbers ( $k_c$ ) separate different wavelengths in Bouguer anomalies. The wavelengths coming from Moho undulation with mean depth of 35 km correspond to wavenumbers of  $k_{c_1}=0.083$  rad/km (75.70 km) ve  $k_{c_2}=0.148$  rad/km (42.45 km) (Sönmez, 2015).

rilir. Parker (1973) tarafından gelişigüzel şekilli sınırlı gravite anomalisi,

$$\Delta g(x,y)=F^{-1}\left\{2\pi G\Delta\rho e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{|k|^{n-1}}{n!}F[h^n(x,y)]\right\} \quad (1)$$

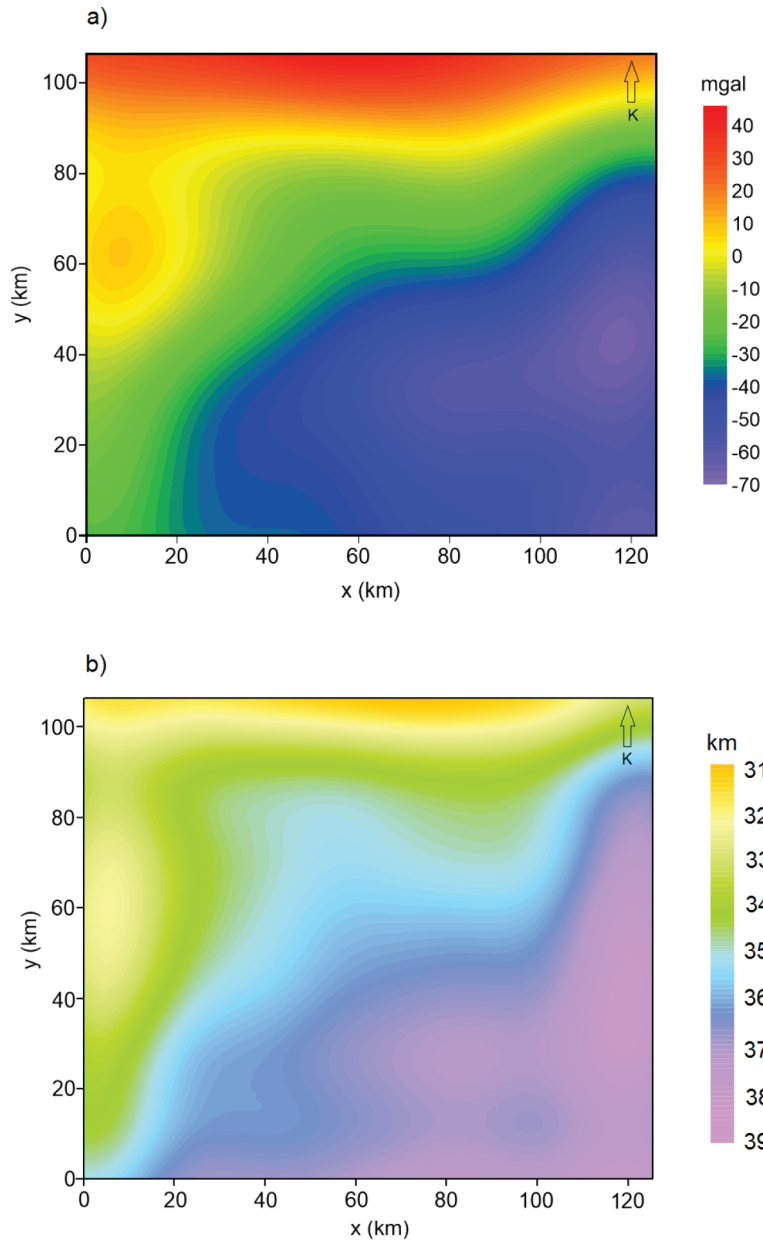
olarak verilir. Burada  $G$  evrensel gravite sabiti,  $\Delta\rho$  yoğunluk farkı,  $h(x,y)$  sınır derinlikleri,  $k_x$  ve  $k_y$  sırasıyla  $x$  ve  $y$  doğrultulu dalga sayıları,  $n$  ondülasyon derecesi ve  $F^{-1}$  ters Fourier dönüşümüdür. Gravite anomalilerinden hareketle sınır ondülasyonunun ters çözümü için Oldenburg (1974) tarafından,

$$h(x,y)=F^{-1}\left\{\frac{F[\Delta g(x,y)]e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}}{2\pi G\Delta\rho}-\sum_{n=2}^{\infty}\frac{|k|^{n-1}}{n!}F[h^n(x,y)]\right\} \quad (2)$$

eşitliği verilmiştir. Bu bağıntıyla bir ters problem çözümü olarak gravite anomalileri  $g(x,y)$ 'den hareketle sınırın  $h(x,y)$  ondülasyonları kestirilebilir. Yinelemele-re başlamak için öncelikle parantez içindeki sınır derinlikleri  $h(x,y)=0$  kabul edilir ve Denklem (2)'den yeni derinlikler kestirilir. Yeni derinlikler parantez içi  $h(x,y)$  terimi ile yer değiştirerek yinelemelere devam edilir. Yinelemeler ard arda iki yineleme sonunda kestirilen

$h(x,y)$  derinlikleri arasındaki RMS hatalarının sıfıra yakın bir yakınsama kriterinden küçük olmasına veya önceden tanımlı bir yineleme sayısına kadar sürdürülür. Son modelden gravite anomalileri hesaplanır. Yöntem yüksek dalga sayılarında duraysız çözümler üretebileceğinden, Gomez-Ortiz ve Agarval (2005) algoritma içine bu tür sinyalleri bastıran band geçişli süzgeç eklemiştir.

Oruç ve Sönmez (2017) tarafından Doğu Marmara bölgesi EGM08 Bouguer anomalilerinin band geçişli süzgeçlenmiş verilerine (Şekil 4a) Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasının uygulanmasıyla elde edilen Moho derinlik haritası Şekil 4b'de gösterilmiştir. Modellenen Moho yapısının yoğunluk farkı  $-0.5$  gr/cm<sup>3</sup>, ortalama Moho derinliği Şekil 3'deki spektrumdan 35 km olarak alınmıştır. Doğu Marmara'nın en sığ Moho derinliği 31 km en derin kesimi ise yaklaşık 39 km olarak kestirilmiştir (Oruç ve Sönmez, 2017). Moho derinlikleri, Bekler vd. (2005) tarafından İzmit körfezi civarında yapılan kontrollü sismik kaynak çalışmasından bulunan 32-35 km derinlik değerleriyle



Şekil 4. a) Moho'dan kaynaklanan dalga boylarına göre band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomali haritası b) Band geçişli süzgeçleme ile elde edilen gravite anomalisinin Parker-Oldenburg yöntemiyle ters çözümü ve Moho ondülasyonunun modellenmesi (Oruç ve Sönmez, 2017).

Figure 4. a) Gravity anomaly map obtained from band-pass filtering with wavelengths caused by Moho. b) Inverse solution of gravity anomaly with band-pass filtering process using Parker-Oldenburg algorithm and modeling of Moho undulation (Oruç and Sönmez, 2017).

uyumludur. Gravimetrik Moho modelinde ilginç özellikler gözlenmektedir. Bölgenin orta kesiminden itibaren kuzeyden güneye doğru derinliklerde ani artışlar gözlenmektedir. Bununla birlikte Moho geometrisi, bölgenin doğu ve batı sınır bölgelerinde kuzey-güney yönlü gelişen ondülasyonlarla karakterize edilmekte-

dir. Moho'nun geometrik yapısıyla bölgenin tektonik çizgisellikleri arasında da yakın ilişkiler gözlenmektedir. KAFZ'ın kuzey kolunun Moho'nun en sığ kesimi üzerinde ve güney kolunun ise Moho'nun derinleşmeye başladığı kesimler üzerinde yer alması dikkat çekmektedir. Şekil 1'deki KAFZ'ın kuzey ve güney

kollarının uzanımlarına dikkat edildiğinde, bu uzanımlarla Şekil 4b'deki Moho derinlik değişimleri arasında genel bir uyum gözlenmektedir. Buradan KAFZ'ın Moho derinliklerinin hızlı değişim gösterdiği zonlar üzerinde etkili olduğu sonucu çıkarılabilir. Bölgenin güney kesiminde sismik aktivite düşüklüğü ve Moho derinliklerindeki artış arasında belli bir uyum gözlenmektedir. Bununla birlikte bölgenin sismik olarak aktif ve pasif olduğu bölgeleri yalnızca Moho yapısını gözleyerek yorumlamak yeterli değildir. Bu durumda kabuk izostazik denge derecelerinin ayrıntılı bir şekilde bulunarak, haritalanması ve analizleri deprem aktivitelerinin anlaşılmasında yararlı olacaktır.

### VENING-MEINESZ MODELİNE GÖRE İZOSTAZİK MOHO DERİNLİKLERİ

Vening Meinesz modelinde litosfer üzerine etki eden yüklere karşı litosferin elastik özellikleri de dikkate alınmaktadır. Bu durumda izostazik dengelenme dinamiklerine karşılık gelen kabuk kökleri geniş yatay ölçeklerde bölgesel olarak gelişmektedir. x-y düzleminde L gibi bir yüke karşılık  $\omega$  bükülmesi,

$$D \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) w(x, y) = L(x, y) - g\rho_m w(x, y) \quad (3)$$

eşitliğinden bulunabilir (Courant ve Hilbert, 1953; Lowrie, 2007). Burada D bükülme rijitliği olarak bilinen bir parametredir. Bu parametre ortamın efektif elastik kalınlığına ( $T_e$ ), poisson oranına ( $\nu$ ) ve elastisite modülüne (E) bağlı olarak,

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (4)$$

eşitliğinden hesaplanır. Denklem (3)'ün sağında yer alan  $g\rho_m w$  terimi, uygulanan L yüküne karşı ters yönde tepki gösteren hidrostatik kaldırma kuvvetine karşılık gelir. Sıradağlar gibi doğrusal topografik yapılar veya deniz tabanı yükselimlerinden kaynaklanan yükler litosfer bükülme geometrisine dik doğrultuda gelişir. Bu durumda problem ince bir levhanın iki boyutlu elastik bükülme modeline indirgenmektedir. Eğer yük y doğrultusunda bir doğrusal yapı ise bu doğrultu boyunca w bükülmesi görülmez ve Denklem (3),

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = L(x) - g\rho_m w \quad (5)$$

eşitliğine indirgenir. Bu denklem ilk defa Jeffreys (1976) tarafından kullanılmıştır. Düşey yükler altında litosferin elastik yapısına bağlı olarak gelişen bükülme veya geniş bölgesel kökler, kabuk denge kolonunun altında oluşur. Bununla birlikte yükün hemen alt

ında kabuğun en üst sınırında da bükülme olmakta; ancak bu tip yapısal çökme ortamı jeolojik zamanlar boyunca sedimentlerle birikerek kütsel bir ortama dönüşmektedir (Şekil 5).

Bu ortam L yüküne eklenen yeni bir yük olarak ortaya çıkar. Bu yük  $g\rho_k w$  olarak birim alan başına düşen kuvvete karşılık gelir. Buradan Denklem (5),

$$\begin{aligned} D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} &= L(x) + g\rho_k w - g\rho_m w \\ &= L(x) - g(\rho_m - \rho_k)w \end{aligned} \quad (6)$$

eşitliğine dönüşür (Abd-Elmotaal, 1993). Maksimum bükülmenin geliştiği  $x=0$  noktasının altında, yük birim kütle olarak kabul edilirse (delta fonksiyon yükü), bu nokta dışında yük sıfıra yakın olacağından

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = -g(\rho_m - \rho_k)w \quad (7)$$

eşitliği yazılır ve buradan basit cebirsel işlemle,

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + l^{-4}w = 0 \quad (8)$$

elde edilir (Marcus, 1978; Abd-Elmotaal, 1993). Burada l parametresi "bölgesellik derecesi" olarak tanımlanır (Vening Meinesz, 1940; Jeffreys, 1976; Banks ve Swain, 1978):

$$l = \sqrt[4]{\frac{D}{g(\rho_m - \rho_k)}} \quad (9)$$

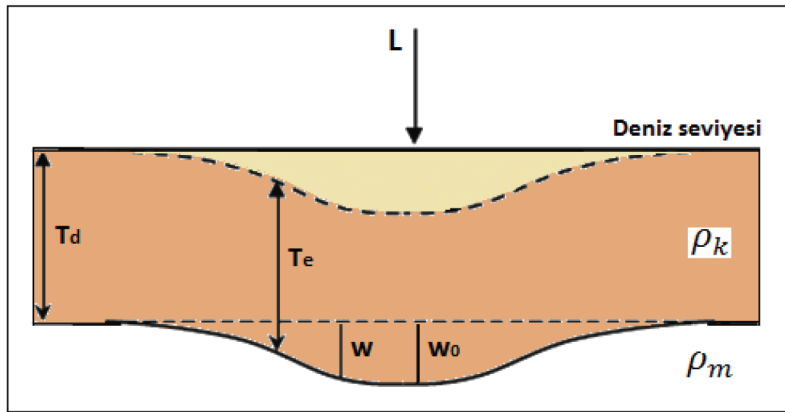
Bu parametrenin "bölgesellik derecesi" olarak tanımlanmasının nedeni özellikle D parametresinin Denklem (3)'de görüldüğü gibi elastisite modülü, efektif elastik kalınlığı ve poisson oranına bağlı olmasıdır. Buna göre çalışılan bölgeye özgü olan ve önceden bilinmesi gereken bu tür elastik parametreler bölgesellik derecesinin doğru hesaplanması için önemlidir. Bununla birlikte litosferin hetorejen yapısı bölgesellik derecesinin bilinmesi bu açıdan zor bir konudur. Vening Meinesz (1940) bölgesellik derecesinin 10-60 arasında seçilmesini önermiştir. Denklem (8)'in tam analitik çözümü Moritz (1990) tarafından,

$$w(x) = e^{x/\alpha} \left( C_1 \cos \frac{x}{\alpha} + C_2 \sin \frac{x}{\alpha} \right) + e^{-x/\alpha} \left( C_3 \cos \frac{x}{\alpha} + C_4 \sin \frac{x}{\alpha} \right) \quad (10)$$

olarak verilmiştir.  $C_1, C_2, C_3$  ve  $C_4$  katsayıları Abd-Elmotaal (1991) ve Abd-Elmotaal (1995) tarafından belli sınır koşulları altında belirlenmiştir. Bükülme parametresi  $\alpha$  ise basitçe,

$$\alpha = l\sqrt{2} \quad (11)$$





Şekil 5. Düşey yük (L) altında litosfer bükülme modeli.  $T_e$  efektif elastik kalınlık,  $T_d$  denge kolonu,  $w_0$  maksimum bükülme,  $w$  bükülme,  $\rho_k$  kabuk yoğunluğu ve  $\rho_m$  manto yoğunluğudur. Kesikli çizgi sedimanter basen sınırını temsil eder (Abd-Elmotaal, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 5. Lithospheric flexure model under vertical loading (L).  $T_e$  is effective elastic thickness,  $T_d$  the compensation column,  $w_0$  the maximum bending,  $\rho_k$  the crustal density and  $\rho_m$  the mantle density. Dashed line represents boundary of sedimentary basin (modified from Abd-Elmotaal, 1993)

eşitliği ile verilir (Moritz, 1990).

Vening Meinesz modeli esas alındığında Moho derinlikleri, topoğrafya değişimleri (h), denge kolonunun derinliği ( $T_d$ ) ve denge kolonunun altındaki bükülmelerin (w) toplamından,

$$Z_{\text{moho}} = T_d + h + w \quad (12)$$

eşitliğine göre hesaplanır.

### Doğu Marmara Bölgesi İzostazik Denge Oranları

Bölgesel kabuk denge analizlerinin belirlenerek, kabuğun aşırı dengelendiği ve dengelenmediği bölgelerin modellenerek görüntülenmesi, aynı şekilde aktif ve pasif sismik bölgelerin nedenlerine yönelik bilgiler sunması beklenir. Jeofizik literatürde izostazik denge dereceleri gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farkların yüzde oranlarına göre hesaplanmaktadır (Bott, 1971). İzostazik denge oranları bir bölgenin sismik aktivitesinin anlaşılmasında ilginç ve önemli bilgiler sunar. Özellikle sismik olarak aktif ve pasif olan bölgelerin izostazik açıdan incelenmesi ve bu türden aktivitelerle izostazik denge oranlarının karşılaştırılması çalışılan sahanın sismisitesinin anlaşılmasında önemli bilgiler sunar. Bunun nedeni yerkabuğunun dengesizliği ile sismik aktivite artışı arasında ve denge durumu ile sismik aktivite azalması arasında ilişki bulunmasıdır (Deng vd., 2014). Denge analizlerinin yapılabilmesi için gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farkların gravimetrik Moho'ya göre yüzde oranlarının bilinmesi gerekir

(Bott, 1971). Gravimetrik Moho derinliklerinin izostazik Moho derinliklerinden büyük olması durumunda aşırı dengelenme, küçük olması durumunda az dengelenme ve eşit olması durumunda ise izostazik denge (%100) oluşmaktadır (Deng vd. 2014)

Doğu Marmara bölgesinin kabuk denge analizleri için topoğrafya yüklerine karşı elde edilen gerçek köklerin veya izostazik Moho'nun ve gözlenen Bouguer anomalisinden gravimetrik Moho'nun belirlenmesi gerekir. Parker-Oldenburg algoritmasıyla gravite anomalisinin ters çözümden gravimetrik Moho'nun kestiriminde herhangi yük durumu dikkate alınmamaktadır. İzostazik Moho olması gereken gerçek kök olarak yüklere karşı kabuğun elastik özellikleriyle büküldüğü derinlikleri temsil eder. Jeofizik literatürlerde izostazik Moho'nun kestiriminde çeşitli yöntemler bulunmaktadır (Bott, 1971; Watts 2001, Wang vd., 2003). Bu yöntemlerin temelinde Airy veya Vening Meinesz modelleri esas alınmaktadır. Braitenberg vd. (2000) izostazik Moho kestiriminde gravimetrik Moho ile topoğrafya arasındaki ilişkiye dayalı bir yöntem geliştirmiştir. Bu yöntemde göre gravimetrik moho ve topoğrafya değerleri birebir noktalanarak çizilen saçılmış verilerden doğrusal gerileme analiziyle bir doğru çakıştırılmaktadır. Böylece topoğrafyanın bir fonksiyonu olarak elde edilen doğru denklemi, her bir yükseklik değeri için izostazik Moho'yu vermektedir. Bu çalışmada ise izostazik Moho kestirimi için Vening-Meinesz bölgesel bükülme modeli ele alınmıştır. İzostazik Moho kestiriminde yanal kuvvetler ihmal

edilerek Denklem (12)'den düşey yükler altında izostazik Moho hesaplanmıştır. Çalışma sahasının Şekil 2b'de verilen topoğrafya değişimleri düşey yükler olarak ele alınmıştır. Burada yüklerin yoğunluğu ortalama kabuk yoğunluğu olarak  $2.67 \text{ g/cm}^3$  olarak seçilmiştir. İzostazik Moho derinliklerinin hesaplanmasında gerekli olan denge kolununun kalınlığı yaklaşık 30-35 km arasında seçilmektedir (Moritz 1990, Deng vd., 2014). Bu çalışmada denge kolununun kalınlığı 35 km olarak alınmıştır. İzostazik Moho bu ortalama değer üzerinde ve altında kestirilerek topoğrafya haritasındaki her bir grid noktasında hesaplanarak Şekil 6'da gösterilmiştir (Sönmez, 2015). İzostazik Moho ve gravimetrik Moho derinlikleri arasında uyum olmakla birlikte değişim karakteristiğinde farklılıklar göze çarpmaktadır. Böylece bölgenin izostazik denge derecelerinin değişkenlik göstereceği açıktır.

Gravimetrik Moho ile izostazik Moho arasındaki farkların gravimetrik Moho'ya göre değişimlerinden kabuk denge oranları Şekil 7'de haritalanmıştır (Sönmez, 2015). Aynı haritada bölgenin deprem dış merkez dağılımı da işaretlenerek bu iki veri birbiriyile karşılaştırılmıştır. Dış merkez dağılım haritasında sismik aktivitenin KAFZ'in kuzey kolu boyunca doğrusal özellikte dağılım gösterdiği dikkat çekmektedir. Güney kolu civarında ise dağılımın çok az ve saçılmış olarak ortaya çıktığı gözlenmektedir. Özellikle Geyve ve Karamürsel baseni civarında sismik aktivite oldukça düşüktür. Aktif Kuzey kol yıkıcı depremler üretirken, diğer kolun aynı özellikte olmaması ilgi çekicidir. Bu durum iki soru ortaya çıkarmaktadır. Bunlardan birisi gelecekte sismik boşlukların devam edip etmeyeceği veya deformasyon enerjisinin birikerek gelecekte büyük bir depreme yol açıp açmayacağıdır (Ambraseys ve Finkel, 1995).

İzostazik denge oranlarında ilginç bir özellik göze çarpmaktadır. Çalışma sahasının kuzey kesimi ve güney kesimi arasında kabuk denge oranlarında önemli bir ayırım bulunmaktadır. Buna göre kuzey kesiminde izostazik dengelenmenin gelişmediği ve düşük dengelenme oranının %75'e kadar gerilediği gözlenir. KAFZ'in kuzey kolunun bu kesimde yer alması ve yüksek deprem aktiviteleri kabuğun dengeye ulaşmadığının veya dengesizliğinin ölçüleri olarak denge oranlarını desteklemektedir. KAFZ'in güney kolunun da içinden geçtiği güney kesiminde ise tam tersi bir durum söz konusudur. Bu kesimde %100'e yakın denge oranları hesaplanmıştır. Aşırı dengelenmeyi işaret eden kesimler en fazla %115'e ulaşmaktadır. %100'lük izostazik dengelenme baz alındığında

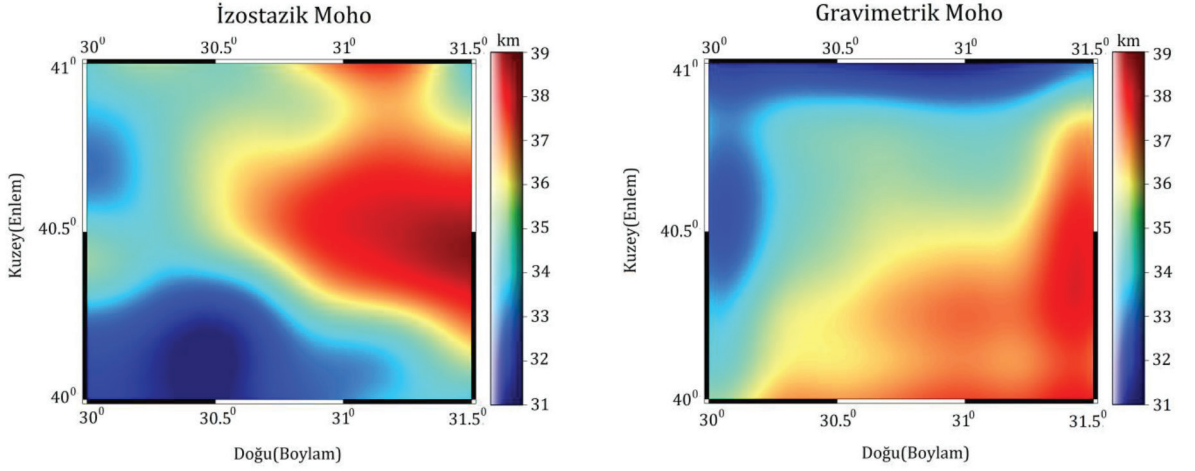
düşük dengelenmiş ve aşırı dengelenmiş kesimler arasındaki aralık düşük dengelenme durumu için çok daha fazladır. Bu açıdan Doğu Marmara bölgesinin güney kesiminin önemli ölçüde izostazik denge içerisinde bulunduğu ve bu durumun Moho derinliklerinin bu kesimde artış göstermesiyle desteklendiği sonucuna ulaşılabilir. Oruç ve Sönmez (2017) kabuk kalınlığındaki artıştan başka, litosfer mukavemet kestirimlerinden alt kabuk ve litosferik mantoda termal aktiviteye bağlı olarak sünek deformasyonun geliştiğini ve bölgedeki asismik özelliğinin reolojik yapı ile ilişkili olabileceğini açıklamışlardır.

## SONUÇLAR

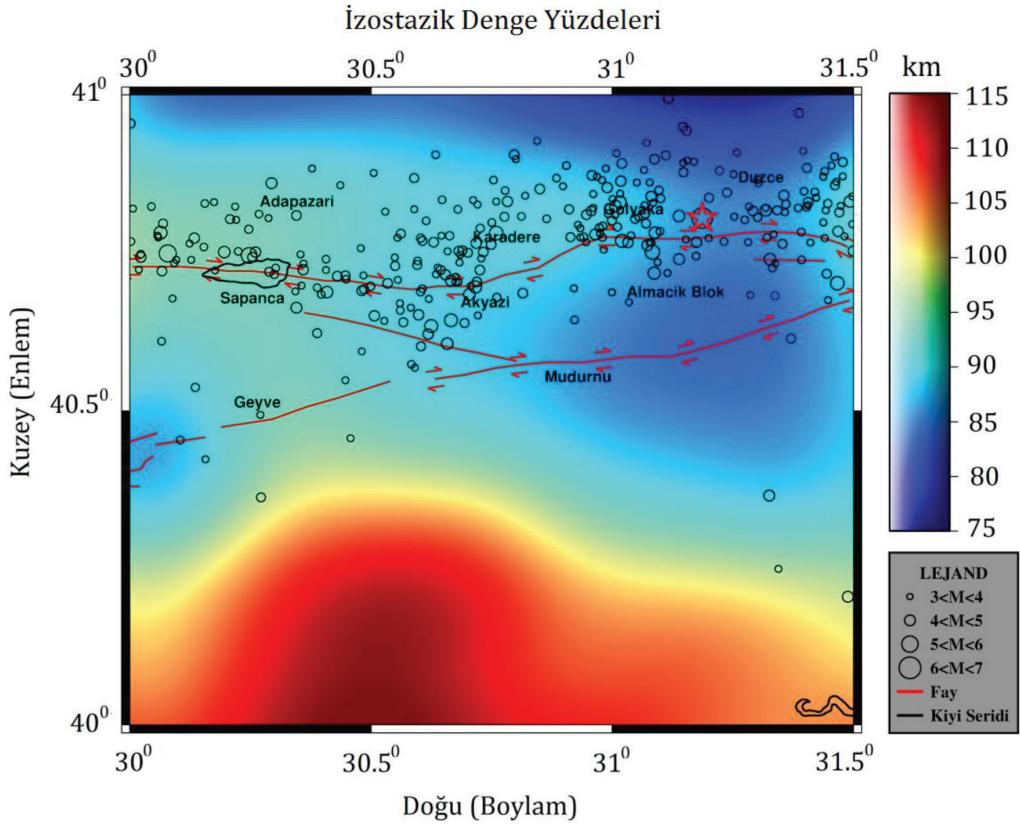
Doğu Marmara bölgesinin Moho derinlikleri bölgenin kuzey ve güneyinde önemli farklılıklar göstermektedir. Buna göre topoğrafyanın yüksek olduğu güney kesiminde Moho derinliklerinin artmış olması aynı zamanda kabuk köklerinin geliştiğine işaret eder. Bununla birlikte izostazik denge oranlarında bu kesimde %100-115 oranında dengelenme oranlarının elde edilmiş olması izostazik dengelenmenin geliştiği ve bir miktar artış gösterdiği sonucunu çıkarır. Bu açıdan güney kesiminin yer yer sismik boşluklar gösterecek şekilde sismik aktivitesinin düşük olması izostazik anlamda açıklanabilir. Diğer yandan bölgenin kuzey kesiminde daha geniş bant aralığında değişen denge oranları (%75-100) bu kesimin kabuk dengelenmesinin düşük olduğunu bu nedenle yanal ve düşey tektonik kuvvetlere karşı izostazik tepkinin gelişmediğini göstermektedir. KAFZ'in kuzey kolunun bölgenin kuzey kesiminde oldukça aktif olması düşük dengelenmenin bir sonucu olarak ortaya çıktığı düşünülebilir. Bununla birlikte çalışma alanı içerisinde gelecekte yapılacak olan ısı akısı, litosfer sıcaklıklarının sayısal olarak kestirilmesi, dinamik topoğrafyanın ve litosfer mukavemetinin ayrıntılı olarak modellenmesi izostazik dengelenme sonuçlarının desteklenmesi açısından önemlidir. Ayrıca alt kabukta sünek deformasyonun gelişmesi durumunda, jeolojik zamanlar boyunca izostazik dengelenme sürecinin oluşumuna yönelik çalışmaların da katkı sağlayacağı açıktır.

## KATKI BELİRTME

Bu araştırma Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (Proje no: 2014/008) desteğiyle gerçekleştirilmiştir. Yazarlar, sismolojik verilerin derlenmesinde ve haritalanmasındaki katkısından dolayı Jeofizik Yüksek Mühendisi Mustafa Ber-



Şekil 6. Vening-Meinesz modeline göre kestirilen izostazik Moho haritası (solda) ve Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla kestirilen gravimetrik Moho haritasının (sağda) karşılaştırılması (Sönmez, 2015).  
 Figure 6. Comparison between Isostatic Moho map estimated from Vening-Meinesz model (left side) and gravimetric Moho estimated from Parker-Oldenburg inverse solution algorithm (Sönmez, 2015).



Şekil 7. İzostazik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farklardan hesaplanan izostazik denge oranları haritası (Sönmez, 2015). Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC, 2014) kataloğundan derlenen 1992-2012 yılları arasında magnitüdü 3.0'den büyük deprem dış merkezleri ve KAFZ'nin kuzey ve güney kolları.  
 Figure 7. Isostatic compensation rate map calculated from differences between isostatic Moho and gravimetric Moho (Sönmez, 2015). Earthquake epicenters with magnitudes greater than 3 (ISC, 2014) and northern and southern strand of NAFZ.

kay DOĞAN'a; makale değerlendirme sürecinde gösterdikleri ilgi nedeniyle Hacettepe Yerbilimleri Dergisi Editörlüğüne; yapıcı eleştirileriyle katkı koyan Prof. Dr.Coşkun SARI ve diğer iki hakeme teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- Abd-Elmotaal, H., 1991. Gravity anomalies based on the Vening Meinesz isostatic model and their statistical behavior. *Mitteilung der Geodätischen Institute der Technischen Universität Graz*, 72.
- Abd-Elmotaal, H. A., 1993. Vening Meinesz Moho Depths: Traditional, Exact and Approximated. *Manuscripta Geodaetica*, 18, 171-181.
- Abd-Elmotaal, H. A., 1995. Theoretical Background of the Vening Meinesz Isostatic Model. *International Association of Geodesy Symposia*, 113, 268-277.
- Ambraseys, N. N., and Finkel, C., 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800. *Turkish Studies Association Bulletin*, 22, 142-145.
- Banks, R. J., and Swain, C. J., 1978. The isostatic compensation of East Africa. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1718), 331-352 .
- Barrell, J., 1914. The strength of the Earth's crust. *The Journal of Geology*, 22(7), 655-683.
- Bekler, T., Gürbüz, C., Kalafat, D., ve Toksöz, N., 2005. Anadolu'da Kontrollü Sismik Kaynak Kullanarak Kabuk Yapısı Araştırmaları. *Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye*.
- Bhattacharyya, B.K., 1967. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: a review. *Geoexploration* 5(3), 127-143.
- Blakely, R. J., 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, New York.
- Bott, M. H. P., 1971. Evolution of Young Continental Margins and Formation of Shelf Basins. *Tectonophysics*, 11, 319-327.
- Braitenberg, C., Zadro, M., Fang, J., Wang Y., and Hsu, H. T., 2000. The Gravity and Isostatic Moho Undulations in Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of Geodynamics*, 30(5), 489-505.
- Courant, R., and Hilbert, D., 1953. *Methods of Mathematical Physics Vol. I*. Translated and revised from the German original. First English edition. Interscience Publishers, NewYork.
- Çağlar, İ., ve Avşar, Ü., 2005. Kuzeybatı Anadolu'daki Aktif Fayların Tektono-Elektrik Anomalilerden Modellenmesi. *Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye*.
- Deng, Y., Fan, W., Zhang, Z., and Liang K., 2014. The Gravity and Isostatic Moho in North China Craton and Their Implications to Seismicity. *Earth Science*, 27(2), 197-207.
- Gomez-Ortiz, D., and Agarwal, B. N. P., 2005. 3DINVER.M: a MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over A 3D Horizontal Density Interface by Parker-Oldenburg's Algorithm. *Computers and Geosciences*, 31, 513-520.
- Honkura, Y., Isikara, A. M., Kolcak, D., Orbay, N., Sipahioglu, S., Ohshiman, N., and Tanaka, H., 1985. Magnetic Anomalies and Low Ground Resistivity as Possible Indicators of Active Fault Location. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 37(1), 169-187.
- International Seismological Centre (ISC), 2014. <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin>, 10 Mayıs 2014.
- Jeffreys, H., 1976. *The Earth*. Cambridge University Press, London.
- Karaman, E., 2006. *Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları*. Devran Matbaacılık, Ankara.
- Koçyigit, A., 1988. Tectonic setting of the Geyve basin: age and total offset of the Geyve fault zone, E Marmara, Turkey. *METU Journal of Pure and Applied Sciences*, 21, 81-104.
- Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, New York.
- Marcus, A. J., 1978. The Role of Lipids in Platelet Function: with Particular Reference to the Arachidonic Acid Pathway. *Journal of Lipid Research*, 19, 793-826.
- Meinesz, F. A. V., 1939. Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bulletin géodésique*, 63(1), 711-776.
- Meinesz, F. A. V., 1940. *Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values*. Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Amsterdam.

- Moritz, H., 1990. The Inverse Vening Meinesz Problem In Isostasy. *Geophysics*, 102, 733-738.
- Oldenburg, D. W., 1974. The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies. *Geophysics*, 39, 526-536.
- Oruç, B., and Sönmez, T., 2017. The rheological structure of the lithosphere in the Eastern Marmara region, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.02.041>
- Pamukcu, O., and Yurdakul, A., 2008. Isostatic compensation in western Anatolia with estimate of the effective elastic thickness. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17(3), 545-557.
- Pamukçu, O. A., and Akçığ, Z., 2011. Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust. *Pure and applied geophysics*, 168(5), 901-917.
- Parker, R. L., 1973. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*, 31(4), 447-455.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K., 2008. An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. *EGU General Assembly*, 2008(4), 4-2.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Saroglu, F., Emre, Ö., and Kuscu, I., 1992. Active Fault Map of Turkey. General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA). *Eskisehir Yolu*, 6520.
- Spector, A., and Grant, F. S., 1970. Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Sönmez, T., 2015. Doğu Marmara Bölgesinin Litosfer Dinamiklerinin Egm08 Gravite Anomalileri, İzostazik Ve Termomekanik Analizlerle Araştırılması. Y. Lisans, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İzmit, Türkiye (Yayımlanmamış).
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F., and Michael, A. J., 1979. Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps. In *Earthquake Prediction and Seismicity Patterns*, 117, 1258-1270.
- U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998. <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>, 30 Mart 2014.
- Wang, C. Y., Chan, W. W., and Mooney, W. D., 2003. Three-dimensional velocity structure of crust and upper mantle in southwestern China and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9).
- Wang, QS., Teng, JW., Zhang, YQ., Zang, XM., and Yang H., 2009. The crustal structure and gravity isostasy in the middle western Sichuan area (in Chinese with English abstract). *Chinese Journal of Geophysics*, 52(2), 579-583
- Watts, A. B., 2001. Gravity Anomalies, Flexure and Crustal Structure at the Mozambique Rifted Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 18(4), 445-455.

