

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN LİTOSFER  
DİNAMİKLERİNİN EGM08 GRAVİTE ANOMALİLERİ,  
İZOSTAZİK VE TERMOMEKANİK ANALİZLERLE  
ARAŞTIRILMASI**

**TUBA SÖNMEZ**

**KOCAELİ 2015**

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**




**DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN LİTOSFER**  
**DİNAMİKLERİNİN EGM08 GRAVİTE ANOMALİLERİ,**  
**İZOSTAZİK VE TERMOMEKANİK ANALİZİLERLE**  
**ARAŞTIRILMASI**

**TUBA SÖNMEZ**

**Doç.Dr. Bülent ORUÇ**  
**Danışman, Kocaeli Üniv.**

**Doç.Dr. Ergin ULUTAŞ**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**

**Doç.Dr. Oya PAMUKÇU**  
**Jüri Üyesi, Dokuz Eylül Üniv.**

  
.....  
  
.....  
  
.....

**Tezin Savunulduğu Tarih: 28.12.2015**

## **ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR**

Bu tez çalışmasında Kuzey Anadolu Fay Zonu' nun kuzey ve güney kollarının geçtiği Doğu Marmara bölgesinin litosfer dinamiklerinin modellenmesi amaçlanmıştır. Bölgenin seçilmesinin en önemli amacı kuzey ve güney bölgeleri arasındaki sismik aktivite farklılığıdır. Çalışma süresince bu farklılıkların sebepleri araştırılmış ve konu ile ilgili yeni yaklaşımlar geliştirilmiştir.

Yüksek lisans eğitimim boyunca bilgilerinden faydalandığım, insani ve ahlaki değerleri ile de örnek edindiğim, yanında çalışmaktan onur duyduğum ve ayrıca tecrübelerinden yararlanırken göstermiş olduğu hoşgörü ve sabırdan dolayı değerli danışman hocam Doç.Dr.Bülent ORUÇ'a, bu süreçte yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşım Jeof.Yük.Müh.Mustafa Berkay DOĞAN'a, sismolojik verileri derleyip işlememize yardımcı olan Dr.Deniz ÇAKA'ya ve eğitim hayatım boyunca emeklerini esirgemeyen Jeofizik Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerimize ve araştırma görevlisi arkadaşlarımıza en içten şekilde teşekkürlerimi sunarım.

Tüm hayatım boyunca benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, her zaman yanımda olan aileme ve sevdiklerime gönülden teşekkürlerimi sunarım.

Aralık - 2015

Tuba SÖNMEZ

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR .....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iii
TABLolar DİZİNİ .....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ .....	vii
ÖZET.....	xi
ABSTRACT .....	xii
GİRİŞ .....	1
1. YERKÜRENİN TABAKALI YAPISI VE JEODİNAMİK .....	3
1.1. Litosferin Genel Yapısı.....	5
1.2. Levha Hareketleri .....	7
2. KITASAL LİTOSFERİN SICAKLIK ÖZELLİKLERİ .....	10
2.1. İzotermal Sıkışabilirlik ve Termal Genişleme Katsayısı .....	10
2.2. Adyabatik Sıcaklık.....	11
2.3. Isı Akısı.....	12
3. KITASAL LİTOSFERİN MEKANİK ÖZELLİKLERİ .....	14
3.1. Deformasyon.....	14
3.2. İzostazi .....	17
3.2.1. Airy izostazi teorisi.....	17
3.2.2. Vening Meinesz izostazi teorisi.....	20
3.2.2.1. Vening Meinesz modeline göre kabuk kalınlığının kestirimi .....	21
3.3. Efektif Elastik Kalınlık .....	24
3.4. Reoloji.....	27
3.4.1. Jelly Sandwich ve Creme Brulee modeli .....	29
4. DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN MEKANİK MODELLEMESİ .....	32
4.1. Tektonik ve Depremsellik.....	32
4.2. Doğu Marmara EGM08 Bouguer Anomalileri ve Topoğrafya.....	36
4.2.1. EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalama logaritmik güç spektrumu .....	40
4.2.2. Doğu Marmara Moho ve LAS geometrilerinin modellenmesi.....	44
4.2.3. Gravimetrik Moho, izostazik Moho ve denge dereceleri .....	50
4.2.4. Doğu Marmara'nın efektif elastik kalınlık haritası ve reoloji modeli .....	55
5. DOĞU MARMARA LİTOSFERİNİN SICAKLIK VE SİSMİK FAZ HIZLARININ MODELLENMESİ.....	62
5.1. Litosfer Sıcaklıklarının Modellenmesi .....	62
5.2. Sismik Faz Hızlarının (Pn ve Sn ) Modellenmesi .....	67
SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....	72
KAYNAKLAR .....	74
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER .....	81
ÖZGEÇMİŞ .....	82

## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Yerkürenin tabakalı yapısının basitleştirilmiş kesiti ve süreksizlikler .....	4
Şekil 1.2. Kıtasal ve okyanusal litosferin genel mekanik ve sıcaklık yapısı. Eş sıcaklık sınır 1300 °C'ye karşılık gelir .....	6
Şekil 1.3. Levha hareketlerinin doğrultuları ve hızları (mm/yıl) .....	7
Şekil 1.4. Levha hareketlerini gösteren basitleştirilmiş yer kesiti .....	9
Şekil 2.1. Kıtasal litosferin ve litosfer altı ortam sıcaklıklarının derinliğin fonksiyonu olarak değişimi ve termal-mekanik tabaka sınırları .....	11
Şekil 2.2. Fourier yasasına göre iki farklı derinlik sınırında ısı iletimi yoluyla ısı transferi.....	13
Şekil 3.1. Katı malzemeler için stres ve strain ilişkisi .....	15
Şekil 3.2. Tek eksenli stres altında deformasyon. ....	16
Şekil 3.3. Airy modelinde topoğrafya ve batimetrisinin ters yansıma görünümleri .....	17
Şekil 3.4. a) Airy izostazi teorisine göre, dağlar, dağ kökleri ve okyanusal basenlerin kolonlarla gösterimi b) Kolonların ayrı ayrı gösterimi.....	19
Şekil 3.5. a) Airy modeline göre yük etkisiyle oluşan kökün yerel olarak izostazik dengeyi oluşturması b) Vening Meinesz modeline göre yük etkisiyle oluşan litosfer bükülmesinin bölgesel olarak izostazik dengeyi oluşturması .....	20
Şekil 3.6. Farklı bükülme özelliklerine sahip levhaların yüke karşı tepkileri a) Yüksek rijiditeli ve güçlü levhanın yüke karşı düşük deformasyonlu tepkisi b) Düşük rijiditeli zayıf levhanın yüke karşı yüksek deformasyonlu tepkisi .....	21
Şekil 3.7. Düşey yük (L) altında çökme ve litosfer bükülmesi a) Yüzeyde ve denge kolonunun altında bükülme. $T_e$ efektif elastik kalınlık, $T_d$ denge kolonu, $w_0$ maksimum bükülme, $w$ bükülme, $\rho_k$ kabuk yoğunluğu ve $\rho_m$ manto yoğunluğudur b) Yüzeydeki çökme ile birlikte sediment birikmesi ve temel kaya sınırı (kesikli çizgi) .....	22
Şekil 3.8. Litosfer mukavemetine bağlı olarak yerkürenin EEK dağılım haritası .....	25
Şekil 3.9. a) İdeal olarak yüksüz bir ortamda homojen ve tabakalı litosferin yapısı b) Düşey yükler altında bükülen litosferin içinde elastik olarak deforme olan bölgeler .....	26
Şekil 3.10. Derinliğe göre litosferde deformasyonunun stres artışı ile ilişkisi .....	30
Şekil 3.11. Durağan durum strain oranı ( $\epsilon$ ) ve sıcaklıkların yüksek ve düşük olmalarına göre reoloji modelinin değişimi a) $\epsilon$ 'nin yüksek ve sıcaklığın düşük olması durumunda elde edilen reoloji modeli (Jelly sandwich) b) $\epsilon$ 'nin düşük ve sıcaklığın yüksek olması durumunda elde edilen reoloji modeli (Creme brulee) .....	31
Şekil 4.1. Anadolu levhası ve çevresinin genel tektonik yapısı.....	33

Şekil 4.2.	Doğu Marmara bölgesinde yer alan çalışma alanı içerisinde 1992-2012 yılları arasında meydana gelen magnitüdü 3,0'den büyük depremlerin dış merkez ve odak derinliği dağılımları .....	35
Şekil 4.3.	EGM08 küresel gravite modelinin veri derleme kaynakları.....	36
Şekil 4.4.	EGM08 küresel Bouguer anomali haritası.....	38
Şekil 4.5.	a) Doğu Marmara bölgesinin çalışma alanından 5'x5' aralıklarla derlenen EGM08 Bouguer anomalileri b) Çalışma alanına ait 30" çözünürlükte derlenen GTOPO30 yükseklik verileri .....	39
Şekil 4.6.	Radyal ortalamalı logaritmik güç spektrumu.....	43
Şekil 4.7.	Parker-Oldenburg algoritmasına göre gravite anomalisi ve örnek referans derinliği $z_0=4000$ m olan üç boyutlu sınır ondülasyonun modellenmesi.....	45
Şekil 4.8.	Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritasının band geçişli süzgeçlemesiyle elde edilen Moho'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi .....	48
Şekil 4.9.	Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritasının band geçişli süzgeçlemesi ile elde edilen LAS'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi .....	49
Şekil 4.10.	Basitleştirilmiş kabuk modeli üzerinde izostazik ve gravimetrik analizler a) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'ya eşit olması durumunda dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir b) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'dan küçük olması durumunda aşırı dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir c) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'dan büyük olması durumunda az dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir .....	51
Şekil 4.11.	Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla kestirilen Moho derinlik haritası (solda) ve Vening Meinesz bölgesel izostazik modeline göre kestirilen izostazik Moho derinlik haritasının (sağda) karşılaştırılması.....	54
Şekil 4.12.	Şekil 4.11'deki, gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farklardan hesaplanan Doğu Marmara bölgesinin izostazik denge yüzdeleri haritası .....	54
Şekil 4.13.	Doğu Marmara bölgesinin EEK haritası üzerinde reolojik modelleme için kullanılan profil doğrultuları a) AB profili ve buna dik olan profilin çalışma alanı içerisindeki tektonik çizgisellikler ve deprem dış merkez dağılımları üzerindeki konumları b) Profillerin EEK haritası üzerindeki konumları .....	57
Şekil 4.14.	Doğu Marmara bölgesi reolojik modelleme a) Şekil 4.13b'deki EEK haritasındaki profillerden elde edilen litosfer mukavemet kesitleri. b) Litosfer mukavemet kesitinden elde edilen reoloji grafiği .....	58

Şekil 4.15. Doğu Marmara bölgesinin EEK haritası üzerinde reolojik modelleme için kullanılan profil doğrultuları a) CD profili ve buna dik olan profilin çalışma alanı içerisindeki tektonik çizgisellikler ve deprem dış merkez dağılımları üzerindeki konumları b) Profillerin EEK haritası üzerindeki konumları.....	60
Şekil 4.16. Doğu Marmara bölgesi reolojik modelleme a) Şekil 4.15'deki EEK haritasındaki profillerden elde edilen litosfer mukavemet kesitleri b) Litosfer mukavemet kesitinden elde edilen reoloji grafiği.....	61
Şekil 5.1. Litosfer ve litosferaltı ortamın sıcaklık modellemesinde Moho (solda) ve LAS (sağda) modeli üzerinde profil doğrultuları.....	64
Şekil 5.2. a) Doğu Marmara bölgesinin Şekil 5.1'deki AB profiline göre yeryüzünden itibaren Moho ve LAS bölgelerini kapsayan litosfer ve litosfer altı ortamların sıcaklıklarının modellenmesi b) AB profiline göre tabakalı yapı ve bu yapı üzerinde ısı akısı düz çözüm modellemesi.....	65
Şekil 5.3. a) Doğu Marmara bölgesinin Şekil 5.1'deki CD profiline göre yeryüzünden itibaren Moho ve LAS bölgelerini kapsayan litosfer ve litosfer altı ortamların sıcaklıklarının modellenmesi b) CD profiline göre tabakalı yapı ve bu yapı üzerinde ısı akısı düz çözüm modellemesi.....	66
Şekil 5.4. Basitleştirilmiş kabuk-litosferik manto hız modeli ve sismik P dalgalarının faz değişimleri.....	67
Şekil 5.5. Çalışma alanının AB profili boyunca sismik faz hızlarının modellenmesi a) Litosfer ve litosfer altı ortamın Pn faz hızları b) Litosfer ve litosfer altı ortamın Sn faz hızları.....	70
Şekil 5.6. Çalışma alanının CD profili boyunca sismik faz hızlarının modellenmesi a) Litosfer ve litosfer altı ortamın Pn faz hızları b) Litosfer ve litosfer altı ortamın Sn faz hızları.....	71

## **TABLolar DİZİNİ**

Tablo 3.1. Litosfer'in sünek deformasyon tepkisinin hesaplanmasında kullanılan parametreler.....	27
--	----



## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

'	: Dakika, (d)
"	: Saniye, (s)
°	: Derece
°C	: Sıcaklık birimi
A	: Viskozite katsayısı, ( $\text{Pa}^{-n}\text{s}^{-1}$ )
$A_R$	: Radyojenik ısı üretimi, ( $\text{Wm}^{-3}$ )
AB	: Kesit profili, (Güney-kuzey doğrultulu)
$a_0$	: Ortalama ekvatorial yarıçap
b	: Oda sıcaklığında (20 °C) ısı iletim kat sayısı
$B(k_r)$	: Bouguer anomalilerinin Fourier dönüşümü
$B(k_{r1})$	: $k_{r1}$ 'in radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu
$B(k_{r2})$	: $k_{r2}$ 'nin radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu
C	: Ayrık Fourier dönüşümünün gerçek bileşeni
$C_{n,m}$	: Küresel harmonik katsayı
c	: Isı iletim hesaplaması için deneysel yolla hesaplanan sabit değer
$C_1$	: Bükülme sabiti
$C_2$	: Bükülme sabiti
$C_3$	: Bükülme sabiti
$C_4$	: Bükülme sabiti
cal	: Kalori
CD	: Kesit profili, (Güney-kuzey doğrultulu)
cm	: Santimetre
D	: Bükülme rijitliği, ( $\text{Pam}^3$ )
$d_o$	: Okyanus derinliği, (km)
d	: Isı iletim hesaplaması için deneysel yolla hesaplanan sabit değer
dT	: Sıcaklık farkı
E	: Elastisite veya Young Modülü, ( $\text{Nm}^{-2}$ )
$E(k_r)$	: Analitik olarak güç spektrumu
$F^{-1}$	: Ters Fourier dönüşümü
g	: Gravite ivmesi, ( $\text{m/s}^2$ )
G	: Evrensel gravite sabiti, ( $\text{m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ )
GPa	: Gigapascal
h	: Topoğrafya değişimleri, (m)
H	: Aktivasyon enerjisi, ( $\text{kJ mol}^{-1}$ )
$H(k_r)$	: $h(x,y)$ 'nin Fourier dönüşümü
$h(x,y)$	: Arayüzey sınır ondülasyonu, (m)
$h_1$	: Dağ yüksekliği, (km)
$h_2$	: Dağ yüksekliği, (km)
$h_k$	: Kabuk kalınlığı, (km)
$h_m$	: Litosferik manto kalınlığı, (km)
J	: Enerji birimi, (Joule)
k	: Isı iletim katsayısı, ( $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ )

$kc_1$	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$kc_2$	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$kc_3$	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$kc_4$	: Spektrum eğrisinden kestirilen kritik dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$km$	: Kilometre
$k_r$	: Radyal dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$kr_1$	: Başlangıç radyal dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$kr_2$	: Son radyal dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$k_{rd}$	: Isı ışıınımı
$k_s$	: Isı iletimi
$k_x$	: x yönlü dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$k_y$	: y yönlü dalga sayısı, ( $km^{-1}$ )
$L$	: Litosfer üzerine uygulanan yük
$l$	: Bölgesellik derecesi
$m$	: Harmonik açılım derecesi
$n$	: Küresel harmonik açı derecesi
$n_p$	: Ondülasyon derecesi
$n_s$	: Strain derecesi
$P$	: Basınç, (Pa)
$P_{n,m}$	: Küresel harmonik katsayı
$P_1$	: Spektrum eğrisinden elde edilen doğru parçası
$P_2$	: Spektrum eğrisinden elde edilen doğru parçası
$P_3$	: Spektrum eğrisinden elde edilen doğru parçası
$P_4$	: Spektrum eğrisinden elde edilen doğru parçası
$Pa$	: Basınç birimi
$P_g$	: Üst kabuk içerisinde doğrudan gelen P dalgası fazı
$P_n$	: Moho' dan kırılarak gelen P dalgası fazı
$P_{n,m}$	: Birinci türeden Legendre fonksiyonu
$Q$	: Isı akısı, ( $mW/m^2$ )
$Q_a$	: Hız soğurma parametresi
$q_{alt}$	: Sıcaklığı hesaplanacak tabakanın alt sınırındaki ısı akısı, ( $mW/m^2$ )
$Q_P$	: P dalgası fazının soğurulma parametresi
$Q_S$	: S dalgası fazının soğurulma parametresi
$q_{üst}$	: Sıcaklığı hesaplanacak tabakanın üst sınırındaki ısı akısı, ( $mW/m^2$ )
$R$	: Evrensel gaz sabiti, ( $Jmol^{-1}K^{-1}$ )
$r$	: Elipsoidin yarıçap vektörü
$r_1$	: $h_1$ yüksekliğindeki dağa ait kök derinliği, (km)
$r_2$	: $h_2$ yüksekliğindeki dağa ait kök derinliği, (km)
$r_3$	: Okyanus kabuğu sınırı ile denge derinliği arasındaki uzaklık, (km)
$s$	: Saniye
$S_g$	: Üst kabuk içerisinde doğrudan gelen S dalgası fazı
$SmP$	: Moho'dan yansıyıp P dalgası fazına dönüşen S dalgası fazı
$SmS$	: Moho'dan yansıyarak gelen S dalgası fazı
$Sn$	: Moho'dan kırılarak gelen S dalgası fazı
$T$	: Sıcaklık, ( $^{\circ}C$ )
$T(z)$	: Sıcaklığın derinliğe bağlı değişimi, ( $^{\circ}C$ )
$T_0$	: Salınım periyodu, (s)
$T_n$	: Küresel harmonik fonksiyon
$T_{alt}$	: Sıcaklığı hesaplanacak tabakanın alt sınırındaki sıcaklık, ( $^{\circ}C$ )

$T_d$	: Denge kolonu kalınlığı, (km)
$T_e$	: Efektif elastik kalınlık, (km)
$T_{üst}$	: Sıcaklığı hesaplanacak tabakanın üst sınırındaki sıcaklık, ( $^{\circ}C$ )
$V$	: Hacim, ( $km^3$ )
$\nu$	: Poisson oranı
$V_{Pn}$	: Pn dalgası faz hızı, (km/s)
$V_{Sn}$	: Sn dalgası faz hızı, (km/s)
$w$	: Litosfer bükülmesi
$w_0$	: Maksimum bükülme
$z$	: Hız derinlik fonksiyonu için derinlik, (km)
$z_1$	: Derin arayüzey sınırı ortalama derinliği (LAS), (km)
$z_2$	: Derin arayüzey sınırı ortalama derinliği (Moho), (km)
$z_3$	: Derin arayüzey sınırı ortalama derinliği (Temel kaya), (km)
$z_4$	: Derin arayüzey sınırı ortalama derinliği (Sıkı sediment), (km)
$Z_{moho}$	: Moho derinliği, (km)
$\alpha$	: Bükülme parametresi
$\alpha_0$	: Hız hesaplamalarında kullanılan sabit değer
$\alpha_v$	: Termal genişleme katsayısı, ( $K^{-1}$ )
$\beta$	: İzotermal sıkışabilirlik, (Pa)
$\Delta g$	: Gözlenen gravite anomali verisi
$\Delta g_R$	: İzostazik Moho kestiriminden hesaplanan anomali
$\Delta g_B$	: Bouguer anomalisi
$\Delta g_1$	: Bouguer anomalisi-izostazik Moho farkı
$\Delta z$	: Tabaka kalınlığı
$\Delta \rho$	: Yoğunluk farkı
$\Delta x$	: x yönlü örnekleme aralığı
$\Delta y$	: y yönlü örnekleme aralığı
$\epsilon$	: Strain
$\delta Z$	: Derinlikte meydana gelen değişim
$\delta T$	: Sıcaklıkta meydana gelen değişim
$\lambda$	: Boylam
$\lambda_1$	: $kc_1'$ e karşılık gelen dalga boyu, (km)
$\lambda_2$	: $kc_2'$ e karşılık gelen dalga boyu, (km)
$\lambda_3$	: $kc_3'$ e karşılık gelen dalga boyu, (km)
$\lambda_4$	: $kc_4'$ e karşılık gelen dalga boyu, (km)
$\rho$	: Yoğunluk, ( $g/cm^3$ )
$\rho_k$	: Kabuk yoğunluğu, ( $g/cm^3$ )
$\rho_m$	: Manto yoğunluğu, ( $g/cm^3$ )
$\rho_s$	: Okyanus yoğunluğu, ( $g/cm^3$ )
$\sigma$	: Stres, (Pa)
$\sigma_1$	: Temel stres bileşeni
$\sigma_2$	: Temel stres bileşeni
$\sigma_3$	: Temel stres bileşeni
$\sigma_1 - \sigma_3$	: Temel stresler arasındaki fark, (Pa)
$\theta$	: Enlem

## Kısaltmalar

ASCII	: American Standard Code for Information Interchange (Bilgi Değişimi için Standart Amerikan Kodlama Sistemi)
BGI	: Bureau Gravimetric International (Uluslararası Gravimetri kurumu)
CGMW	: Commission for the Geological Map of the World (Dünya Jeoloji Haritaları Komisyonu)
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DTM2006	: Sayısal Yükseklik Modeli
EEK	: Efektif Elastik Kalınlık
EGM08	: Earth Gravity Model 2008 (Dünya Gravite Modeli 2008)
GFZ	: Geyve Fay Zonu
GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment (Gravite kayıt uydusu)
GTOPO30	: Global 30 Arc-Second Elevation (Küresel 30 Ark Saniye Çözünürlüklü Topoğrafya)
IAG	: International Association of Geodesy (Uluslararası Jeodezi Birliği)
IGSF	: International Gravity Field Service (Uluslararası Gravite Alanı servisi)
ISC	: International Seismological Centre (Ulusal Sismoloji Merkezi)
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KDAFZ	: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu
LAB	: Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAS)
LAS	: Litosfer-Astenosfer Sınırı
LITMOD	: Lithosphere Modeling (Litosfer Modelleme Yazılımı)
Moho	: Mohorovicic Süreksizliği
MTA	: Maden Tetkik Arama Kurumu
ÖDF	: Ölü Deniz Fayı
RMS	: Root Mean Square (Karekök ortalama)
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
UNESCO	: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (Birleşmiş Milletler Eğitim, Bilim ve Kültür Örgütü)
USGS	: United States Geological Survey (Birleşmiş Devletler Jeoloji Araştırma)
WGM	: World Gravity Map (Dünya Gravite Haritası)

# DOĞU MARMARA BÖLGESİNİN LİTOSFER DİNAMİKLERİNİN EGM08 GRAVİTE ANOMALİLERİ, İZOSTAZİK VE TERMOMEKANİK ANALİZLERLE ARAŞTIRILMASI

## ÖZET

Doğu Marmara bölgesi tektonik açıdan önemli bir bölgedir. Bölgenin sismik aktivitesi kuzey kesiminde yüksek ve güney kesiminde ise çok azdır. Bu çalışmada sismik aktivite farklılıklarının sebepleri, EGM08 Bouguer gravite anomalileri, izostazik ve termomekanik analizlerle araştırılmıştır.

EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalamalı güç spektrumundan temel kaya, Moho ve Litosfer-Astenosfer Sınırının (LAS) ortalama derinlikleri ve süzgeçleme için gerekli olan dalga sayıları belirlenmiştir. Spektrumun farklı eğimlerindeki doğrusal segmentlerinden temel kaya, Moho ve LAS ortalama derinlikleri sırasıyla 5 km, 35 km ve 50 km olarak bulunmuştur. Parker-Oldenburg gravite ters çözüm algoritmasıyla Moho ve LAS'ın üç boyutlu geometrisi modellenmiştir. Bölgesel izostazi modeline göre düşey kabuk yükleri altında izostazik Moho kestirimi de yapılarak, iki Moho kestirimi arasındaki farklardan bölgenin izostazik denge oranları kestirilmiştir. Kabuk denge oranlarının yüzde 100 ve yüzde 115 arasında değiştiği ve dengelenmenin görece olarak olduğu bölgelerde sismik aktivite oldukça düşük ve yüzde 75 ve yüzde 100 arasında değiştiği ve dengelenmenin oluşmadığı bölgelerde ise sismik aktivitenin oldukça yüksek olduğu gözlenmiştir.

Yüzey ısı akısı ve litosferik ortamın sıcaklık modellemesinden, Doğu Marmara'nın kuzey kesiminin litosfer sıcaklığının diğer kesimlerden daha yüksek olduğu belirlenmiştir. Byerlee yasasına göre litosfer ve litosfer altı ortamın reolojik mukavemeti kestirilmiş ve reoloji modeli olarak literatürde karamelli krema biçimde tanımlanan Creme Brulee modeli önerilmiştir. Böylece Doğu Marmara bölgesi için rijit ve kırılğan üst kabuktan, sünek alt kabuğa ve Moho sınırında çok az kırılğanlıktan sonra tekrar sünek litosferik mantoya geçiş olmuştur.

**Anahtar kelimeler:** İzostazi, Litosfer, Reoloji, Sıcaklık, Ters Çözüm.

# **INVESTIGATION OF LITHOSPHERE DYNAMICS OF THE EAST MARMARA REGION FROM EGM08 GRAVITY ANOMALIES, ISOSTASIC AND THERMOMECHANICAL MODELING**

## **ABSTRACT**

Eastern Marmara is an important region in terms of tectonics since its northern and southern branch extend through the region. The high seismic activity occur in the northern part whereas the seismic activity of the southern part of the region is very low. In this study, the causes of differences in seismic activity have been examined with regard to EGM08 Bouguer anomalies, isostatic and thermomechanic analysis.

A radially averaged power spectrum of EGM08 Bouguer anomalies has been calculated to estimate the average depths and cut-off wavenumbers for filtering operations. The average depths of the basement, Moho and lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) have been calculated as 5 km, 35 km, and 50 km for the linear segments of the spectrum, respectively. Then the 3-D Moho and LAB undulation with the gravity inversion have been constructed. Isostatic moho has also been estimated from the regional isostatic response of vertical loading. It has been observed that the decrease in seismic activity in the regions where isostatic compensation rate ranged between 100 percent and 115 percent and the increase in seismic activity in the regions where isostatic compensation rate ranged between 75 percent and 100 percent.

The thermal structure of the northern part of the east Marmara region is higher than those of other areas from the surface heat flow and thermal modeling of lithosphere and sublithospheric domain. Creme Brulee rheology model, well known in the literature has been suggested from the lithospheric strength of the lithosphere and sublithospheric domain with regard to to Byerlee's law. Thus rigid-brittle upper crust grades into the weak-ductile lower crust with relatively little brittle near Moho, and ductile lithospheric mantle.

**Keywords:** Isostasy, Lithosphere, Rheology, Temperature, Inverse Solution.

## GİRİŞ

Günümüzde litosfer dinamiklerine yönelik çalışmalar oldukça yaygındır. Litosfer üzerinde ortaya çıkan yükler gerilimler çeşitli doğrultulardan kuvvetler litosfer deformasyonuna neden olurlar. Tüm bu kuvvetlere karşı deformasyonun modellenmesi derin tektonik süreçlerin ve sismik aktivitelerin anlaşılması açısından önemlidir. Litosfer dinamiklerinin karmaşık ve oldukça ilginç bir yapısı vardır. Çeşitli zaman ölçeklerinde gelişen kuvvetlere karşı litosfer deformasyonları değişik biçimler göstermektedir. Örneğin kısa süreli kuvvetlere karşı saniyenin %1'i ölçekte ani kırılmalar gerçekleşmekte bunun sonucunda depremler meydana gelmektedir. Bundan başka binlerce yıldan milyonlarca yıla uzanan zaman ölçeklerinde ise litosfer bükülmeleri, volkanizma ve izostazik dengelenme süreçleri gibi olaylar meydana gelmektedir. Litosferin kuvvetlere ve yüklere karşı ne ölçüde tepki gösterdiğinin anlaşılması ve jeofizik gözlemlerle bunların modellenmesi önemlidir. Bu amaçla yeriçi sıcaklıkları, sismik hızlar, litosfer mukavemeti ve reoloji, efektif elastik kalınlık, gravite alanının analizleri, izostazik analizler gibi modelleme yöntemleri bu dinamiklerin anlaşılmasında yardımcı olur. Doğu Marmara bölgesinin özellikle kuzey kesimi Kuzey Anadolu Fay Zonunun (KAFZ) kuzey kolunun geçtiği ve sismik aktivitelerin özellikle aktif yaşandığı bir bölgedir. Bununla birlikte güney kesiminde sismik boşluk olarak tanımlanabilecek yerleri içermektedir. Birbirine çok yakın bu iki bölgedeki böylesine bir tektonik farklılıkların ortaya çıkması derin litosfer dinamiklerinin araştırılmasını gerektirir. Bu çalışmada bölge içerisinde litosfer ve litosfer altı ortamların sıcaklıkları, sismik Pn ve Sn hızlarının düşey dağılımları, efektif elastik kalınlıkları, reoloji, izostazik-gravimetrik Moho derinlikleri ve izostazik denge oranları kestirilmiştir. Doğu Marmara bölgesinin gravimetrik Moho ve litosfer-astenosfer sınırlarının modellenmesinde, yer elipsoidinin 2008 yılına ait küresel harmonik katsayılarına ve çok çeşitli kaynaklardan derlenen verilere göre CGMW (Comission for the Geological Map of the World) tarafından 2012 yılında yayınlanmış olan EGM08 Bouguer anomalileri kullanılmıştır. Doğu Marmara'nın kuzey kesiminde düşük denge oranları ve güney kesiminde ise dengelenmeye yakın oranlar hesaplanmıştır.

Efektif elastik kalınlıklar kuzey kesimde daha görece olarak daha ince olmak üzere 14-16 km arasında değişmektedir. Efektif elastik kalınlık haritasından hesaplanan litosfer mukavemetinden elde edilen reoloji modeline göre üst kabuk 15 km derinliğe kadar rijit ve kırılğan ve daha sonra alt kabuk ve litosferik manto sünek akışı temsil eden Crème Brulee modelini desteklemektedir. Litosfer ve litosfer altı sıcaklıklar derine doğru artmakta ve 1000 °C-1300 °C arasında değişmektedir. Yaklaşık 1300 °C sıcaklıkları termal sınır tabakası olarak litosfer-astenosfer sınırına karşılık gelmektedir. Sismik Pn ve Sn faz hızları ise derine doğru azalacak şekilde, sırasıyla 7,9-7,45 km/s 4,45-4,1 km/s aralığında değişmektedir. Tüm bu bilgilerden hareketle Doğu Marmara'nın kuzey ve güney kesimleri arasındaki bu önemli sismisite farklılığı araştırılmıştır.



## 1. YERKÜRENİN TABAKALI YAPISI VE JEODİNAMİK

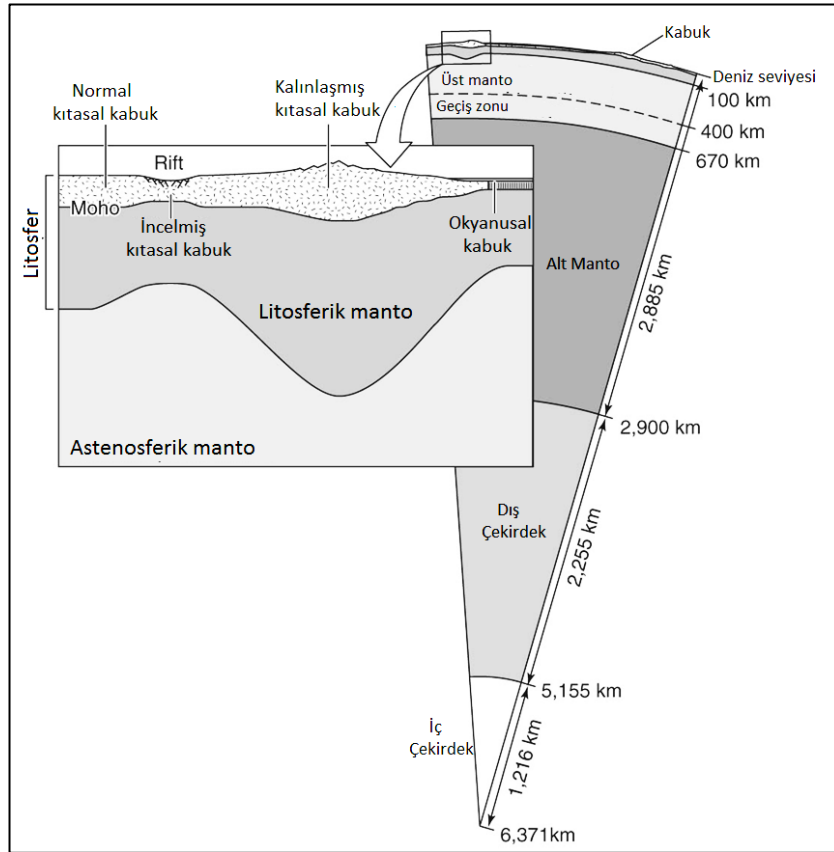
Yerküre kütlesinin %90'dan fazlası, silikatlar olarak bilinen kristalin mineralleri oluşturan demir, oksijen, silisyum ve magnezyum elementlerinden oluşmaktadır (Hellrich ve Wood, 2001). Genel anlamda yerküre üç katmandan oluşur (Şekil 1.1). Bunlar kabuk, manto ve çekirdektir. Yerküre kütlesi %0,5 kabuk, %67 manto ve %32,5 oranında çekirdekten meydana gelmiştir (Hellrich ve Wood, 2001).

Yerkürenin en dış katmanı kabuktur. Kıtasal kabuk okyanusal kabuğa göre bileşimi ve fiziksel özellikleri bakımından daha karmaşık bir yapıya sahiptir. Genel anlamda kıtasal kabuk düşük yoğunluklu andezit ve ağırlıklı olarak granitten oluşurken, okyanusal kabuk daha yüksek yoğunluklu bazalttan oluşur (Hellrich ve Wood, 2001).

Yerkürenin en kalın katmanı olan manto; üst manto, geçiş zonu ve alt manto olmak üzere üç katmanlı bir yapıdadır. Manto içinde yaygın olarak silikatlar, olivin, garnet ve piroksen bulunur. Üst manto kabuğun hemen altından başlar ve alt manto sınırına kadar devam eder. Üst mantonun en üst kısmı litosferik manto olarak bilinir ve katı ve kırılabilir özellikte olduğundan, bu açıdan yer kabuğuna benzer. Litosferik manto ile kabuğun her ikisinin toplamı "Litosfer" olarak tanımlanır. Üst manto içerisinde sismik dalga hızlarının aniden değişim gösterdiği sınır 410 km süreksizliği olarak tanımlanır. 410 km ve 660 km arasındaki derinliklerde üst manto malzemesi faz değişimine uğradığından, bu bölgeye manto geçiş zonu adı verilir. Bu nedenle sismik hız süreksizlikleri aynı zamanda kısaca 410 km ve 660 km süreksizlikleri olarak tanımlanmaktadır (Revenaugh ve Jordan, 1991).

Sıcaklık ve basınç artışı bu katmanı oluşturan kayaçların kısmen ergimesine ve astenosferin yarı ergiyik özellikte olmasına yol açar ve bu katman litosferden çok daha fazla plastik akış özelliğinde ve sünek bir yapıya sahiptir. Litosfer ve astenosferin deformasyon mekanizmalarındaki bu türden belirgin farklılıklar, litosfer astenosfer sınırını (LAS) ilgi çekici kılmaktadır. Üst manto içinde 410 km ile 670 km arasındaki katmana "geçiş zonu" adı verilir (Fowler, 2005). Geçiş zonunda kayaçlar ergimez veya ayrılmaz. Bunun yerine kristal yapıda önemli değişimler meydana gelir

ve yoğunluklar da çok fazla artış olur. Bu nedenle geçiş zonu üst manto ve alt manto arasında malzeme geçişine engel olur. Mantonun en kalın katmanı olan alt manto, 670 km'den 2900 km'ye kadar uzanır (Allen ve Allen 2012). Bu katmanda yüksek basınç altında viskozitesi yüksek ve akışkanlığı çok azdır. Bu katmanda basınç 24 GPa'dan başlayarak 134 GPa düzeyine kadar artış gösterir (Hellrich ve Wood, 2001). Alt manto ferromanyetik özellikli silikat mineralinden oluşur. Dış çekirdek 4000-5000 °C sıcaklığında ergimiş özellikte demir ve az miktarda nikelden oluşur (Fowler, 2005). Dinamo teorisine göre demir ve nikel içindeki Eddy akımlarının yer manyetik alanının kaynağı olduğu düşünülmektedir. Yerküre'nin alt mantodan sonra ikinci en kalın katmanıdır. İç çekirdek yer kürenin son katmanıdır (Şekil 1.1). Demir ve nikelin katı özellikte olması nedeniyle, aynı zamanda yerkürenin metalik bir katmanı olarak da tanımlanabilir.



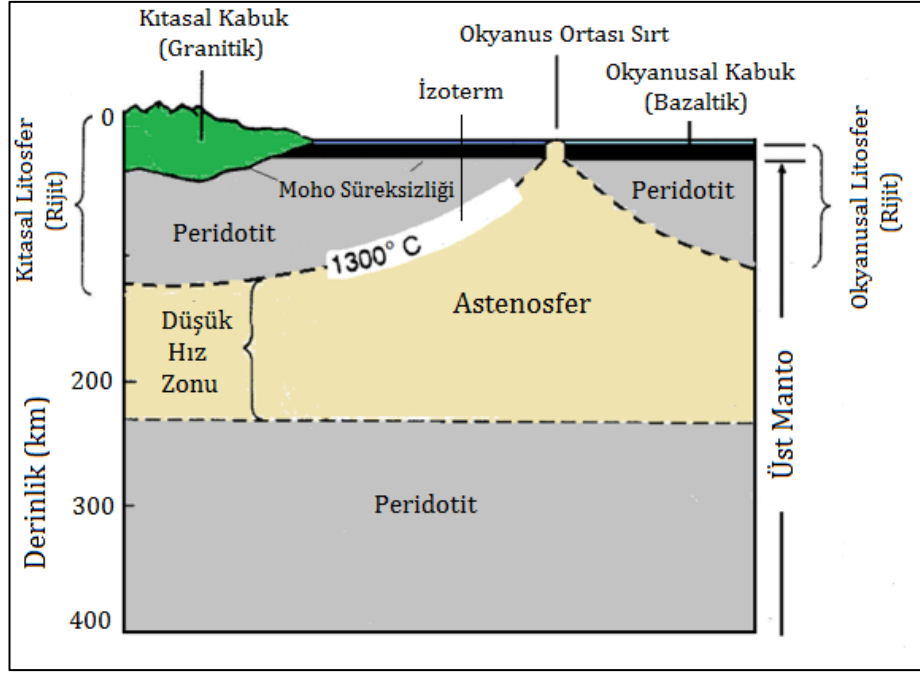
Şekil 1.1. Yerkürenin tabakalı yapısının basitleştirilmiş kesiti ve süreksizlikler. Dikdörtgen içindeki şekil litosferin büyütülmüş kesitidir. Yerkürenin en ince katmanı kabuk ve en kalın katmanı alt mantodur. İzostazik dengelenmeyle ilişkili olarak kıtasal kabuğun rift bölgelerinde incelme ve yüksek topoğrafya bölgelerinde ise kalınlaşma geliştiğine dikkat edilmelidir (Lowrie, 2007)

## 1.1. Litosferin Genel Yapısı

Levha tektoniğinin en önemli yapısı litosferdir. Bu nedenle tektonik levhalar, aynı zamanda litosferik levhalar olarak da tanımlanır. Litosfer kalınlığı yerel olarak değişkenlik gösterir. Okyanusal basenlerin altında litosfer kalınlığı yaklaşık 100 km iken, kıtalarda 200 km'yi bulabilir (Lowrie, 2007). Litosfer jeolojik zamanlar boyunca katı özelliğini korumuştur. Litosferin genel yapısı mekanik, sıcaklık ve elastik özellikleri bakımından ele alınmalıdır. Litosfer dinamiklerinin tektonik süreçle ilgili ilişkilerinin anlaşılmasında bu türden fiziksel özelliklerin araştırılması önemli bir konudur.

Litosferin mekanik mukavemeti basınç ve sıcaklığa bağlı olarak derinlikle değişim gösterir. Litosferin mekanik yapısı aynı zamanda levhaların birbiriyle uyumunu sağlayan kayaçların mukavemet özelliklerini de tanımlar. Levhaların uyum içinde hareketi,  $10^8$  yıllık uzun bir jeolojik zaman ölçeğinde %1'den daha fazla deforme olmamasıyla sağlanabilir (Allen ve Allen, 2012). Litosferi oluşturan kayaçlar katı özellik gösterecek şekilde yeterince düşük sıcaklıktadır. Litosferin alt derinliklerinde ise sıcaklık biraz artmakla birlikte litosferin genel olarak katı özelliği değişmez. Bununla birlikte ortam içinde etki eden yüklere ve kuvvetlere karşı ortam plastik özellik gösterebilir. Hatta zamanla ortama etki eden kuvvet artışına bağlı olarak "akış" özelliği gösterebilir. Bu durumu iki basit örnekle açıklayabiliriz. Ilık bir odada bırakılan çikolata ergime olmaksızın deforme olup akmaya geçer. Yol yapımında kullanılan ziftli asfalt, katı olmakla birlikte ağır yükler altında zamanla kırılabilir; ancak sıcaklığın da etkisiyle yavaş bir şekilde akış haline geçer. Litosferin bu türden özellikleri bölgeden bölgeye farklılıklar gösterir ve özellikle reolojik modellemede yerbilimleri ile uğraşan bilim insanlarının ilgisini çekmektedir.

Litosferin mekanik özelliklerinin sona erdiği ve daha fazla plastik akış özelliğine sahip olan ortama geçiş olmaktadır (Şekil 1.2). Küresel anlamda bu sınır aynı zamanda  $1300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 'lik eş sıcaklık (izotermal) sınırını tanımlar (Allen ve Allen, 2012). Bu sınır aynı zamanda üst mantonun litosferik manto ve astenosferik manto katmanlarını ayıran sınırdır. Genel bir bakış olarak, bu sıcaklık sınırının üstünde kayaçlar rijit davranacak şekilde yeterince düşük ve altında ise viskoz deformasyonu temsil eden plastik akış biçiminde deforme olacak şekilde yeterince sıcaktır.



Şekil 1.2. Kıtasal ve okyanusal litosferin genel mekanik ve sıcaklık yapısı. Eş sıcaklık sınır 1300 °C'ye karşılık gelir (Lowrie, 2007)

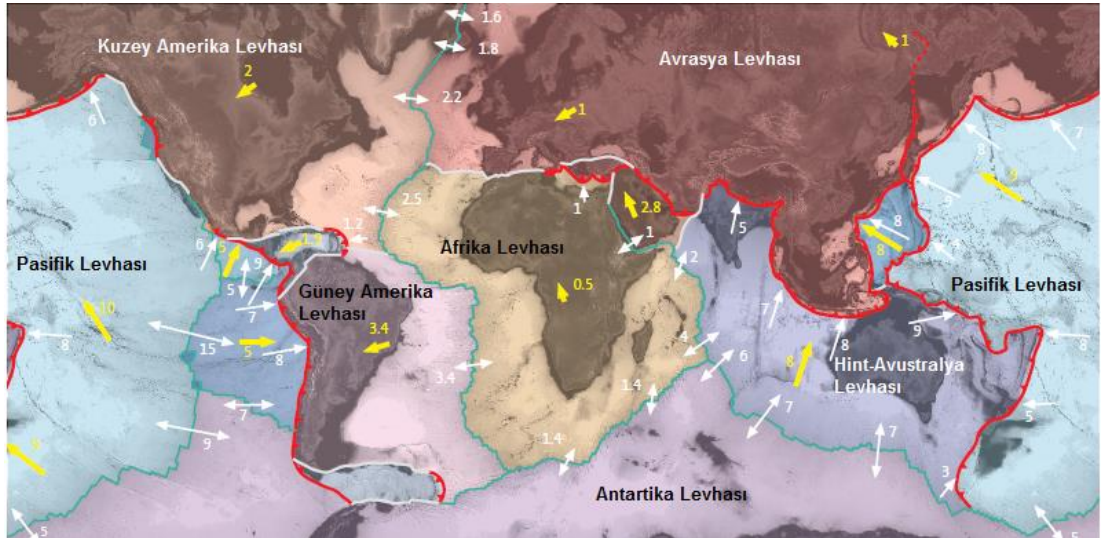
Litosferin termal özellikleri okyanusal ve kıtasal litosferde farklıdır. Okyanusal litosfer, astenosferdeki konveksiyon akımlarının en üst sınırı veya “termal tabaka sınırı” olarak düşünülür. Termal tabaka sınırı sıcaklık değişimine bağlı olarak sürekli değişim gösterir ve bu durumda okyanusal litosfer kalınlığı da değişkenlik gösterir (Allen ve Allen, 2012).

Litosferin elastik özelliklerinden dolayı elastik gerilimler diğer levhalara da aktarılmaktadır. Bu durumda levhalar ortaya çıkan gerilimi elastik özellikleriyle karşılama eğilimi gösterir. Levha sınırlarında gerçekleşen gerilimler tüm levha boyunca aktarılır. Levha üzerinde etkili olan gerilimlerin büyük yatay ölçeklerde (uzaklıklarda) ne ölçüde aktarıldığının bilinmesi, levha tektoniğinin hareket mekanizmalarının anlaşılmasında oldukça önemlidir. Litosferin tamamı elastik gerilimleri aktarmakta etkin değildir. Litosferin yalnızca üst yarısı yeterince rijittir.  $10^9$  yıllık zaman ölçeği boyunca elastik gerilim boşalmaz; yani elastik gerilim korunur ve litosferin bu kısımları “elastik litosfer” olarak tanımlanır (Turcotte ve Schubert, 2014). Litosferin alt kesimleri daha sıcaktır ve bu bölgelerde litosferin elastik özelliği kaybolur.

## 1.2. Levha Hareketleri

Litosfer farklı şekil ve boyutlarda parçalara ayrılmıştır. Bu parçalara levha adı verilir. Bu büyük ölçekli levha hareketleri coğrafi şekillerin ortaya çıkmasında ve jeodinamik olayların gerçekleşmesinde etkindir. Bu açıdan jeodinamik, aktif tektonik sistemlerin neden olduğu jeolojik ve jeofizik yapılarla ilgili işleyişlerin araştırıldığı önemli bir konu olarak karşımıza çıkar.

Şekil 1.3'de görüldüğü gibi yerküre yedi büyük levhaya (Afrika, Antartika, Hint-Avustralya, Avrasya, Kuzey Amerika, Güney Amerika ve Pasifik) ve birçok küçük levhaya (Arabistan, Karayipler, Nazca, Filipinler ve diğerleri) ayrılmıştır (Wilson,1963). Bu levhalar birbirlerine göre bağımsız olarak farklı doğrultu ve hızlarda hareket ederler. Kıtasal ve okyanusal ortamda litosfer yerkabuğunu da içine alacak şekilde astenosferik manto olarak tanımlanan göreceli olarak zayıf ve plastik bir zon üzerinde yer alır. Levhaların hareket doğrultuları astenosfer içindeki konveksiyon akımlarının etkisiyle ortaya çıkar. Genel olarak levhaların birbirine yaklaştığı bölgelerdeki levha hızları, levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgelere göre daha fazla olmaktadır (Şekil 1.3).



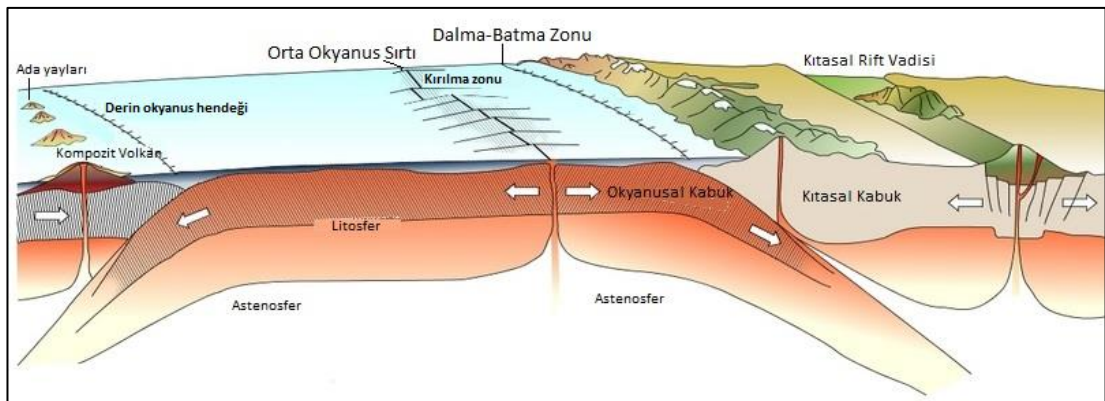
Şekil 1.3. Levha hareketlerinin doğrultuları ve hızları (mm/yıl). Beyaz oklar levha sınırları boyunca levhaların hareket doğrultusu ve hızını sarı oklar ise sıcak noktalara dayalı (DeMets ve diğ., 1994) olarak belli bir referans sistemine göre levhanın yaklaşık orta kesimindeki doğrultusunu ve hızını gösterir. Yeşil çizgiler orta okyanus sırtlarını, kırmızı çizgiler ise dalma-batma zonlarını ve gri çizgiler ise transform fay (makaslama ve doğrultu atımlı) sınırlarını gösterir

Levha hareketleri "yaklaşan", "uzaklaşan" ve "yanal yer değiştirme (transform)" şeklinde üç farklı tipe ayrılmaktadır. Levhaların birbirine yaklaştığı bölgeler okyanusal levha-kıtasal levha yaklaşması, okyanusal levha-okyanusal levha yaklaşması ve kıtasal levha-kıtasal levha yaklaşması şeklinde gerçekleşir. Yaklaşan iki levha birbirine doğru hareket eder ve daha yoğun olan levha bükülür daha az yoğun olan levhanın altına doğru çekilir ve astenosfer derinliklerine doğru belli bir açıyla dalar. Bu tip bölgelere dalma-batma bölgeleri adı verilir. Böylece dalan okyanusal levha astenosfer içerisinde yitirilir (yitim zonu). Bu türden dalma batma sınırlarında hendek biçiminde derin çukurluklar oluşur. Kıta kenarlarında volkanik aktiviteler ve sıkışma kuvvetleriyle ilişkili olarak derin ve büyük magnitüdü depremler meydana gelir. Okyanusal levhanın, okyanusal levhaya yaklaştığı bölgelerde ise daha yaşlı ve yoğun olan okyanusal levha diğerinin altına dalar. Bu tür bölgelerde de büyük magnitüdü derin ve sığ odaklı depremler sıklıkla meydana gelir. Dalan levhanın sıkıştırmasıyla birlikte diğer levhanın içerisinde büyük deformasyonlar ve kırık sistemleri gelişir. Astenosfer malzemesi bu kırıklar boyunca okyanus tabanında birikerek volkanik ada yaylarını meydana getirir. Diğerinde olduğu gibi bu tür dalma-batma sınırlarında da derin okyanus hendekleri meydana gelir (Şekil 1.4). Kıtasal levha-kıtasal levha yaklaşımlarının olduğu bölgeler çarpışma bölgeleridir. Bu tür bölgeler sıkışma rejimleri olduğu için deformasyon enerjileri yüksek olduğundan daha sonra kırılmalarla birlikte büyük magnitüdü depremler gözlenir. Çarpışmayla birlikte büyük kıvrımlanmalarla birlikte dağ sistemleri oluşur. Buradan izostazik dengelenmeye bağlı olarak kıtasal kökler gelişeceğinden kabukta kalınlaşma meydana gelir. Sıkışma aynı zamanda kıtasal kabukta kısılmaya da yol açar. Çarpışma bölgelerinin en önemli özelliği sıcaklık ve basıncın artmasıyla birlikte metamorfik kayaların gelişmesidir. Ayrıca eski okyanusal kabuğun kalıntıları olarak ofiyolit adı verilen kayaç topluluklarına rastlanır.

Yaklaşan levhalara diğer bir örnek yanal yer değiştirme zonları veya transform faylardır. Transform fay sınırının her iki yanında bulunan levhalar birbirlerine göre ters yöne hareket ederler. Bu tür bölgelerde de büyük deformasyon enerjileri birikerek büyük depremlere yol açabilir. Transform faylar orta okyanus sırtlarında ve kıtalarda yaygın bir biçimde gözlenir (Şekil 1.4). Özellikle Kuzey Anadolu Fay Zonu

(KAFZ) ve Pasifik ve Kuzey Amerika sınırı arasındaki San Andreas fayı transform faylara birer örnektir.

Uzaklaşan levha hareketleri okyanusal levha-okyanusal levha ve kıtasal levha-kıtasal levha arasında gerçekleşir. Okyanusal levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgelerde oluşan boşluğu astenosfer malzemesi doldurarak okyanus tabanında hızlı soğuma ile birlikte yeni kabuk oluşumu meydana gelir. Yükselen sıcak magma malzemesinin soğuması ve katılması ile birlikte levha sınırlarına eklenmeler olur. Bununla birlikte sonraki süreçte yeni çıkan magma malzemesi yayılma merkezinde bir yığılmaya ve birikime neden olur. Bunlara orta okyanus sırtları adı verilir. Yayılma merkezleri aynı zamanda sırt eksenleridir. Bu bölgelerde genç magma malzemesinin yükselimi nedeniyle yüksek ısı akısı değerleri gözlenmektedir. Okyanusal kabuğa eklenen kayalar gabro ve dolorit gibi bazik veya mafik özellikler gösterirler (Şekil 1.4). Kıtasal levhaların birbirinden uzaklaştığı bölgeler tektonik olarak açılma rejimlerinin aktif olduğu bölgelerdir. Açılmayla birlikte litosfer altındaki magma malzemesi üzerindeki dış basıncı yenebileceği bir iç basınca ulaşacağından yukarıya doğru yükselir. Bu durumda, kabuğu önce üste doğru iterek çok sayıda kırık sistemleri meydana getirir. Açılma rejimi devam ettiği için yer kabuğunda önemli bir incelmeye meydana gelir ve yeryüzünde gelişen basamaklı fay blokları derin vadiler meydana getirir. Bu tür yapılara rift vadileri adı verilir. Rift vadilerinin tabanlarında lav akışları gözlenir. Jeolojik zamanlar boyunca süreç devam edeceğinden dar bir sınır boyunca okyanusal havza gelişmeye devam eder. Daha sonra yayılma sürdükçe yeni bir okyanus havzası için vadi açılmaya ve kabuk incelmeye devam eder (Şekil 1.4).



Şekil 1.4. Levha hareketlerini gösteren basitleştirilmiş yer kesiti (Dawis, 1999)

## 2. KITASAL LİTOSFERİN SICAKLIK ÖZELLİKLERİ

Litosferin tektonizma ve depremselliğini mekanik özellikleri kontrol eder. Litosferin çeşitli yüklere karşı mekanik tepkisinin anlaşılabilmesi için yeriçi sıcaklık özelliklerinin bilinmesi gereklidir. Bununla birlikte litosfer ve litosfer altı ortamlarda sıcaklıklar ölçülemediğinden yerin sıcaklık yapısı termodinamik yasaların öngördüğü biçimde sayısal yöntemlerle kestirilip modellenmektedir. Termodinamik yasalar levha tektoniğinde gelişen süreçlerin anlaşılmasında oldukça önemlidir. Bu yasalarla ilişkili olarak litosfer ve astenosfer içerisindeki ısı transferlerinin sıcaklık gradyantlerinin ve ısı akısı modellerlerinin bu açıdan önemi büyüktür.

### 2.1. İzotermal Sıkışabilirlik ve Termal Genişleme Katsayısı

Termodinamik yasalar bir ortamın T sıcaklığını, basınç (P) ve yoğunluk ( $\rho$ ) parametrelerine dayalı olarak tanımlamaktadır. Sıcaklık artışlarının olduğu ortamlarda basınç veya gerilimlerde büyük değişimler olabileceği sonucu ortaya çıkar. Ortam sıcaklığının sabit olması durumunda basınç değişimiyle birlikte ortamın hacimi de değişecektir. Belli bir basınç değişimine karşılık birim hacimdeki değişim "İzotermal sıkışabilirlik ( $\beta$ )" ile tanımlanır. Sabit bir sıcaklıkta basınca bağlı olarak hacim ( $V=1/\rho$ ) içerisindeki çok küçük bir değişim,

$$\beta = -\frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial P} \right)_T = \rho \left( \frac{\partial V}{\partial P} \right)_T \quad (2.1)$$

olarak yazılabilir (Lowrie, 2007). Eğer basınç sabit ve sıcaklık değişkense, birim hacimde de çok küçük bir değişim meydana gelir. Bu durumda hacim değişimini tanımlayan parametre termal genişleme katsayısı ( $\alpha_v$ ) olarak karşımıza çıkar.  $\beta$  ve  $\alpha_v$  parametrelerinin ikisi de sıcaklık ve basınca bağlı olduklarından,  $\alpha_v$  parametresi için Denklem (2.1)'e benzer şekilde,

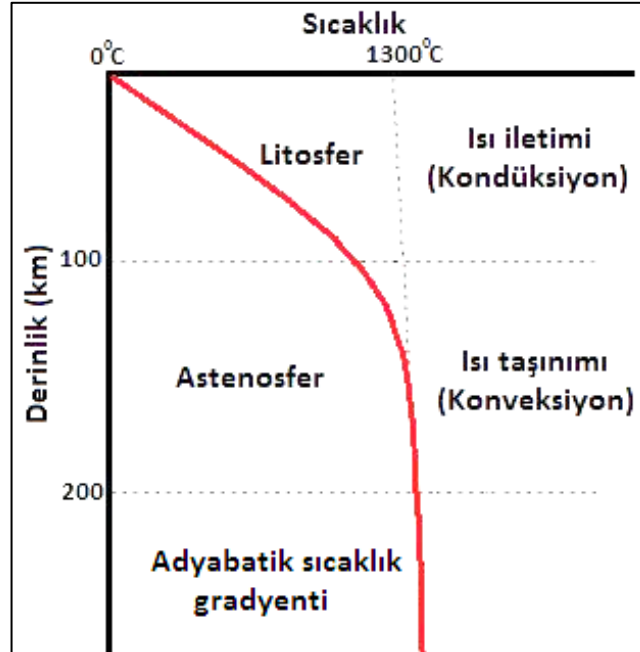
$$\alpha_v = -\frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P = \rho \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P \quad (2.2)$$



yazılabilir.  $\beta$  ve  $\alpha_v$  parametreleri laboratuvar ortamında yaklaşık olarak  $\beta=10^{-11}\text{Pa}$  ve  $\alpha_v=3\times 10^{-5}\text{K}^{-1}$  olarak ölçülmüştür (Lowrie, 2007).

## 2.2. Adyabatik Sıcaklık

Yerkabuğunun yüzeyinde sıcaklık  $0^\circ\text{C}$ 'nin biraz üzerindedir. Çekirdek-manto sınırına yakın bölgelerde ise ergimiş dış çekirdekten dolayı yaklaşık  $4000^\circ\text{C}$ 'dir. Konveksiyon hareketi astenosferde meydana gelen büyük ölçekli ısı transferidir. Konveksiyonun geliştiği ortamdaki sıcaklık, yaklaşık  $1300^\circ\text{C}$  dir ve adyabatik sıcaklık olarak tanımlanır. Bu ortamda sıcaklık çok az değişime uğrar ve adyabatik sıcaklık gradyenti olarak bilinen yaklaşık  $0,4^\circ\text{C}/\text{km}$ 'lik değişim meydana gelir (Turcotte ve Schubert, 2014). Adyabatik sıcaklık gradyenti aynı zamanda özel bir sıcaklık sınırını temsil eder. Bu sınırda herhangi bir ısı kazancı veya ısı kaybı olmaksızın sıcaklık çok az değişim göstermektedir. Şekil 2.1'de görüldüğü gibi yaklaşık 200 km'den sonra adyabatik sıcaklık gradyentinin gelişmekte ve sıcaklık hemen hemen durağan bir özellik kazanmaktadır (Allen ve Allen, 2005). Bu durumda adyabatik sıcaklık gradyentinin başladığı sınır aynı zamanda termal tabaka sınırını belirler.



Şekil 2.1. Kıtasal litosferin ve litosfer altı ortam sıcaklıklarının derinliğin fonksiyonu olarak değişimi ve termal-mekanik tabaka sınırları (Allen ve Allen 2012)

### 2.3. Isı Akısı

Isı transferi ısı iletimi (kondüksiyon), ısı taşınımı (konveksiyon) ve ışıınım (termal radyasyon) ile ortaya çıkan bir mekanizmadır. Isı iletimi yoluyla ısı transferi katı, sıvı ve gaz ortamlarda gerçekleşir. Burada bir ortamın kinetik enerjisi moleküller içindeki çarpışmalarla diğer ortama transfer edilmektedir. Böylece ısı iletimi, ısının maddenin bir tarafından diğer tarafına transfer edilmesiyle gerçekleşmektedir. Bu iletim her zaman yüksek sıcaklıktan düşük sıcaklığa doğru gelişir. Maddenin yoğunluğu arttıkça ısı iletim özelliği de artmaktadır.

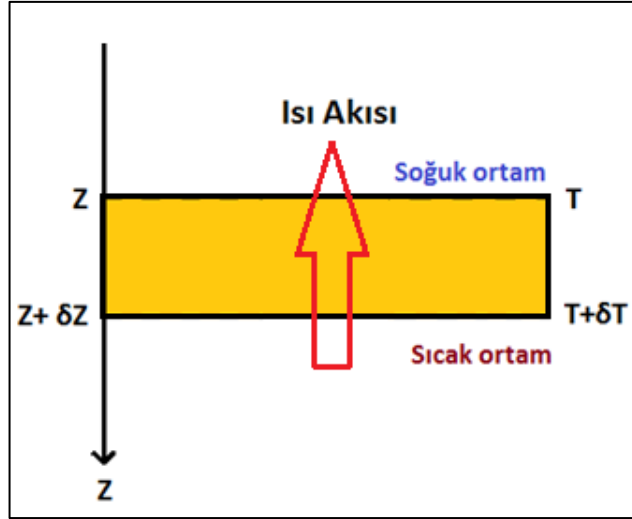
Isı taşınımı ile ısı transferi sıcak akışkanlar içerisinde meydana gelen bir ısı transferidir. Böyle ortamlarda ısı enerjisinin yüksek olduğu sıcak ortamlarda madde genişip yoğunluğu azaldığı için yukarı doğru taşınırken, yoğunluğu daha fazla ve göreceli olarak soğuk olan madde ile yer değiştirmektedir. Yeniden ısınma ve soğuma ile birlikte bu süreç devam etmektedir. Böylece ısı bir tür kütle hareketi ile taşınmış olmaktadır. Isı taşınımı ile ısı transferi, ısı iletiminden daha hızlı olmaktadır.

Isı transferinin diğer kaynağı ise ışıınım veya radyasyondur. Isı kaynağı güneşte meydana gelen elektromanyetik radyasyon etkisidir. Isı kaynağından çıkan ısı enerjisi çevreye enerji dalgaları biçiminde yayılır. Başka bir deyişle ısı, ışık gibi davranarak boşlukta yayılır.

Isı transferinin büyüklüğü ısının iletildiği ortamın her iki sınırı arasındaki uzaklığa ve bu sınırlar arasındaki sıcaklık farkına bağlıdır (Şekil 2.2). Isı iletimi yoluyla ısı transferi bağıntısı Fourier yasası ile verilir. Bu yasaya göre ısı akısı doğrudan sıcaklık farkı veya sıcaklık gradyenti ile orantılı olduğundan,

$$Q(z) = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.3)$$

eşitliği ile tanımlar (Turcotte ve Schubert, 2014). Isı akısının birimi SI birim sistemine göre  $mW/m^2$ . Bu eşitlikte  $k$  ısı iletim katsayısıdır ve birimi  $Wm^{-1}K^{-1}$  olarak verilir. Diğer terim ise derinliğe bağlı olarak jeotermal gradyente karşılık gelir.



Şekil 2.2. Fourier yasasına göre iki farklı derinlik sınırında ısı iletimi yoluyla ısı transferi.  $\delta Z$  ve  $\delta T$  sırasıyla derinlik ve sıcaklıktaki değişime karşılık gelir

Derinliğin bir fonksiyonu olarak ortaya çıkan ısı akısı yüzeyde veya belli derinliklerde sıcaklık dağılımı hakkında önemli bilgiler taşır. Isı akısının belirlenebilmesi için jeotermal gradyent ölçümlerine ihtiyaç duyulmaktadır. Isı iletim katsayısı ise ısı akısının bulunduğu bölgelerden alınan kayaç örnekleri üzerinde yapılan laboratuvar çalışmalarıyla ölçülebilir; ancak bazı özel sıcaklık koşullarında Bölüm 5.1' de anlatılacağı üzere hesaplama ile bulunabilir.

Kıtalar üzerinde yüksek ısı akısı değerleri daha çok açılma rejiminin aktif olduğu tektonik bölgelerde gelişmektedir. Kıtasal çarpışma zonlarındaki ısı akısı değerleri ise tipik olarak düşük değerlerden normal yüzey ısı akısı değerlerine doğru değişim gösterir. Aktif tektonizmanın ve volkanizmanın gelişmediği bölgelerde ısı akısı kayaçların yaşlarıyla ters orantılı olarak gözlenir (Jessop and Lewis, 1978). Bu durum uranyum, toryum ve potasyum gibi ısı üreten izotopların yaşları arttıkça ısı üretimlerinin azalması ile açıklanmaktadır. Yüzey ısı akısı değerleri kayaç tipine bağlı olarak da belirlenebilir. Bazalt ve peridotitler hemen hemen hiç bir radyojenik ısı üretmezken granitler büyük ölçüde radyojenik ısı üretirler (Fowler, 1990).

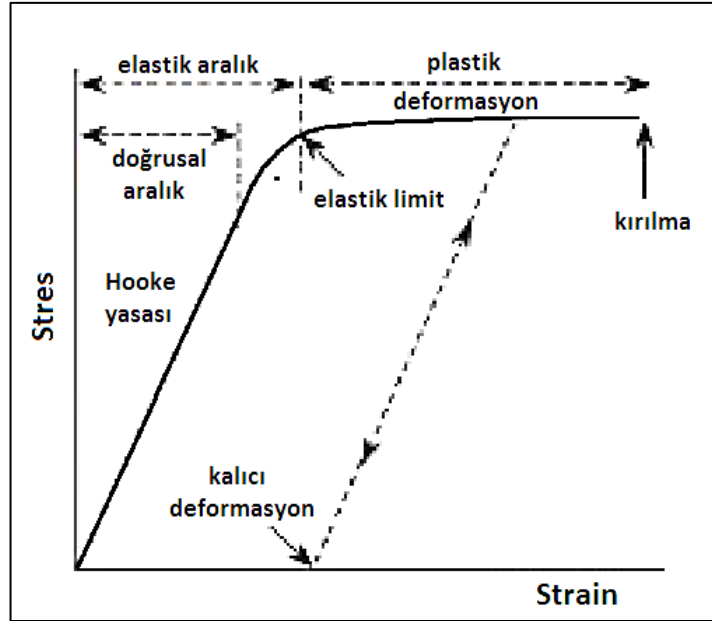
### **3. KITASAL LİTOSFERİN MEKANİK ÖZELLİKLERİ**

Aktif tektonik süreçler uzaklık ve zaman ölçeklerinde yerin en dış tabakalarında oluşan deformasyonları denetleyen bir süreçtir. Farklı kayaç tiplerinin yapısal deformasyonlarıyla ilgili temel ilkelerin bilinmesi bu açıdan önem arzeder. Yapısal jeolojinin konusu olmak üzere kayaç numuneleri üzerinde deformasyon analizleri laboratuvar ortamında yapılabilirken, litosfer mukavemeti ve deformasyon analizleri yalnızca jeofizik yöntemlerin yardımıyla kuramsal olarak kestirebilmektedir. Litosfer mukavemeti ve deformasyon mekanizmaları litosfer bileşimine, basınca, sıcaklığa, strain oranına ve akışkan içeriğine bağlı olarak ortaya çıkmaktadır. Bu bağlamda litosferin dinamik analizleri litosfer üzerinde etki eden kuvvetler ve litosferin bu kuvvetlere karşık tepkisi ile ilişkili olmaktadır.

#### **3.1. Deformasyon**

Deformasyon kayaçlar üzerine etki eden kuvvetlerin kayaç üzerinde meydana getirdiği mekanik değişimler için kullanılan genel bir deyimdir. Sıkışma, açılma, makaslama, burulma gibi gerilmeler altında kayaçların elastik özelliklerine bağlı olarak farklı biçimde deforme olurlar. Bunlar genel olarak elastik deformasyon, plastik deformasyon ve viskoz akma olarak karşımıza çıkar. Kayaç üzerinde etkili olan kuvvet bir deformasyona yol açmışsa ve kuvvet kaldırıldıktan sonra kayaç tekrar eski şekil ve boyutuna dönebiliyorsa bu şekilde meydana gelen deformasyona elastik deformasyon adı verilir. Elastik deformasyonu oluşturan gerilmelerin en yüksek değerine elastik sınır denir. Bu sınır aşılrısa kayaç eski şekline geri dönemez. Elastik sınırdan sonra plastik davranış gösteren ortama geçiş yapılır. Plastik deformasyonda ise kayaç üzerinde etkili olan kuvvet ortadan kalktığında tekrar eski şekline dönüş olmaz. Başka bir deyişle kayaç üzerinde kalıcı deformasyon meydana gelir. Malzeme üzerine herhangi bir kuvvet uygulanmadığı halde deformasyon oluşuyorsa bu deformasyon türüne viskoz akma adı verilir. Bu tür malzemeler eriyik halde magma gibi kendi ağırlığıyla bile deforme olabilirler. Her kayacın deformasyon özellikleri elastik, plastik ve viskoz akma aşamalarını izlemeyebilir.

Örneğin katı ve kırılğan ortamlarda elastik deformasyondan sonra koparak yenilmeler gerçekleşebilir. Göreceli olarak düşük sıcaklık ve basınç altında hemen hemen tüm katı malzemeler elastik davranırlar. Bununla birlikte yüksek sıcaklık ve basınç altında kayaçların stres seviyeleri yükseldikçe elastik davranmazlar (Şekil 3.1). Bu durumda plastik deformasyon gerçekleşir. Böylece derinlik arttıkça yüksek sıcaklık ve basınç herhangi bir kırılma olmaksızın kayaçların plastik olarak deforme olmasına neden olabilir. Viskoz akış ise plastik deformasyonun süreklilik kazanmış bir biçimidir. Plastik olarak deforme olan kayaçların viskoz akışa geçmesinde gerilmelerden başka yüksek sıcaklıkların da etkisi vardır.



Şekil 3.1. Katı malzemeler için stres ve strain ilişkisi. Stres ve elastik strain arasındaki ilişki doğrusaldır. Elastik deformasyonda, kayaç üzerinde gerilme arttıkça deformasyon da artmakta olduğundan, elastik deformasyon ve gerilme arasında doğrusal bir ilişki vardır (Hooke yasası). Elastik sınır aşıldığında deformasyon plastik hale döner. Burada gerilmenin kalkması durumunda kayaç eski boyutlarına dönemez ve kalıcı deformasyon meydana gelir (Lowrie, 2007)

Elastiklik kuramının bilinmesi litosferin mekanik özelliklerinin ve litosfer davranış modellerinin ortaya çıkarılmasında önem arzeder. Doğrusal izotropik ve elastik özellikli katı ortamlarda stres ve strain arasında doğrusal bir ilişki vardır. Böyle ortamların mekanik özellikleri stres ( $\sigma$ ) ve strainin ( $\epsilon$ ) temel eksenlerine bağlı olarak araştırılabilir.

Şekil 3.2'de basit bir prizmatik kütle üzerinde gösterilen stres doğrultularına göre kütle üzerinde gelişen hacimsel yer değiştirme, temel strain ve stres bileşenleri terimlerine göre Allen ve Allen (2012) tarafından,

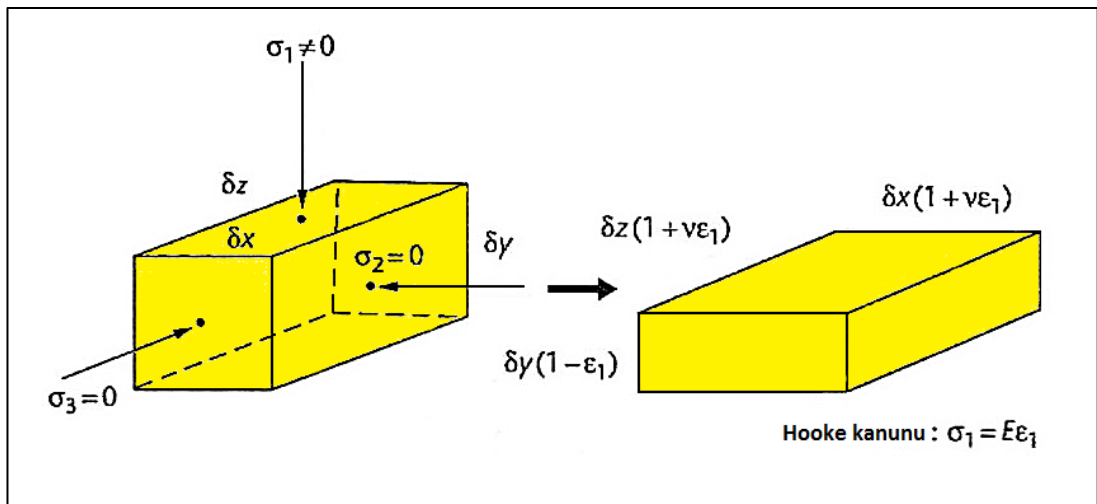
$$\varepsilon_1 = \frac{\sigma_1}{E} - \frac{\nu\sigma_2}{E} - \frac{\nu\sigma_3}{E} \quad (3.1)$$

$$\varepsilon_2 = -\frac{\nu\sigma_1}{E} + \frac{\sigma_2}{E} - \frac{\nu\sigma_3}{E} \quad (3.2)$$

$$\varepsilon_3 = -\frac{\nu\sigma_1}{E} - \frac{\nu\sigma_2}{E} - \frac{\sigma_3}{E} \quad (3.3)$$

eşitlikleriyle verilmiştir. Burada E elastisite modülü olarak kütle için uzama veya sıkışmasının bir ölçüsüdür.  $\nu$  poisson oranı ise enine birim deformasyonun boyuna birim deformasyona oranıdır ve aynı zamanda sıkışabilirliğin bir ölçüsüdür.

Temel eksen boyunca stres o eksen boyunca bir strain bileşenini ( $\sigma/E$ ) ve ona dik eksenler boyunca strain bileşenlerini ( $-\nu\sigma/E$ ) üretir. Temel streslerden yalnızca birinin sıfırdan farklı olduğu yerlerde (tek eksenli stres), stres doğrultusunda kısılmayla birlikte diğer doğrultularda açılma gelişecektir (Şekil 3.2).



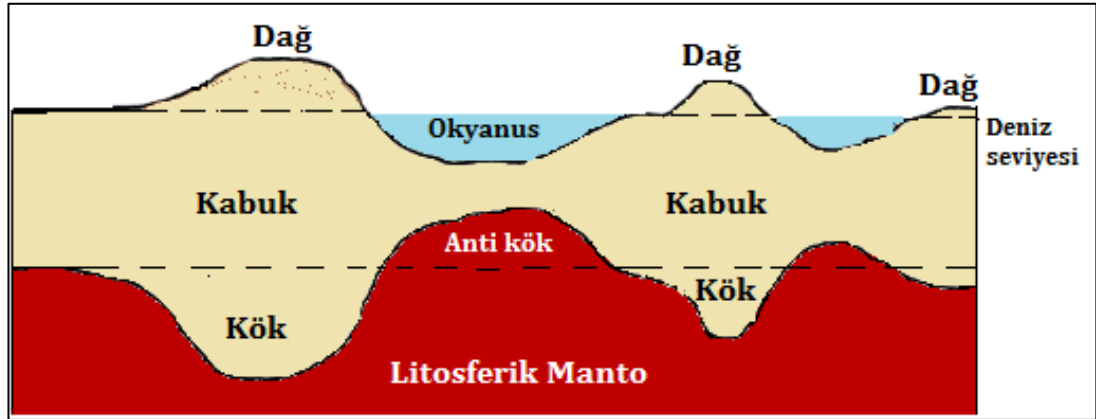
Şekil 3.2. Tek eksenli stres altında deformasyon. Sıkışma stresi  $\sigma_1$  doğrultusundaki etki, buna dik iki doğrultudaki genişleme ile dengelenir (Allen ve Allen, 2012)

### 3.2. İzostazi

İzostazi "denge durumu" anlamına gelir. Yerkağınun denge durumu ilk defa Himalayalar'da yapılan çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır. Bu çalışmalarla birlikte dağların denge durumları Airy ve Pratt izostazi teorileri olarak iyi bilinen teorilerle açıklanmaya çalışılmıştır. Günümüzde Vening Meinesz bölgesel izostazi modeli yerbilim çevrelerince yaygın olarak kabul edilmekte ve izostazik analizlerde temel izostazik model olarak ele alınmaktadır.

#### 3.2.1. Airy izostazi teorisi

Airy modelinde topoğrafya ve batimetriye göre belli derinliklerde bunların ters yansımalarının geliştiği ileri sürülmektedir. Şekil 3.3'de görüldüğü gibi kıtasal kabuğu temsil eden yüksek topoğrafyanın altında bu topoğrafyaya simetrik olan dağ kökleri gelişmektedir. Anti kök ise manto yükseliminden dolayı okyanusların altındadır. Bu nedenle kıtasal kabuk, okyanusal kabuğa göre daha kalındır.



Şekil 3.3. Airy modelinde topoğrafya ve batimetrinin ters yansıma görünümü (Oruç, 2012)

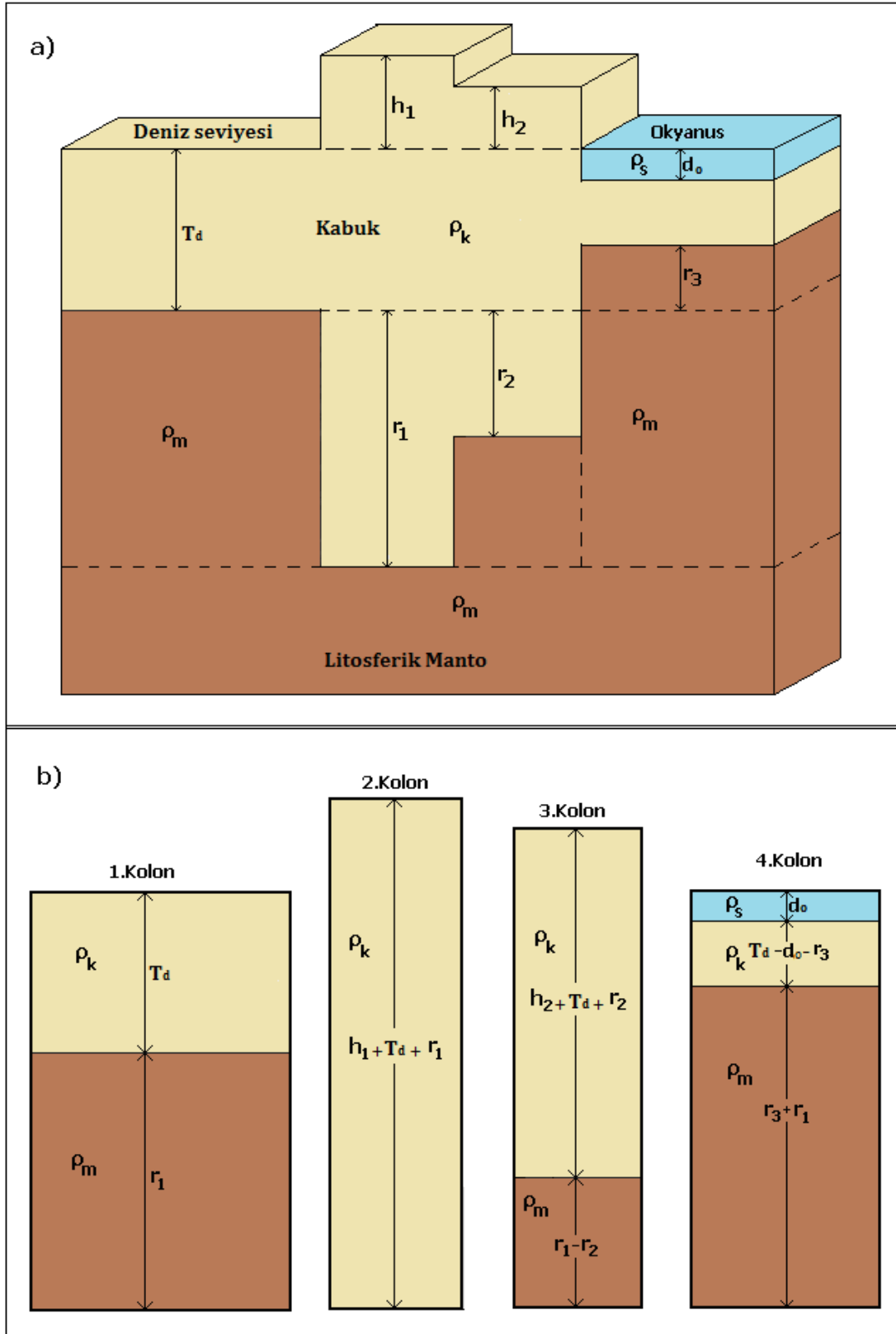
Airy izostazi teorisinde, denge derinliğinde tüm kayaç kolonlarının yoğunluklarının aynı ve litostatik basınçlarının eşit olduğu kabul edilir. Yoğunluklar aynı olduğundan manto üzerine uygulanan basınç kolon yüksekliklerinin farklı olmasıyla sağlanabilir. Şekil 3.4a'daki Airy modelinde kabuk ve manto yoğunluğu sırasıyla  $\rho_k$  ve  $\rho_m$ , dağların yükseklikleri  $h_1$  ve  $h_2$  ve kökleri  $r_1$  ve  $r_2$  olarak gösterilmektedir.  $r_3$  ise okyanusun altındaki kabuğun alt sınırı ile deniz seviyesinde tanımlanan denge kolonunun ( $T_d$ ) derinliği arasındaki uzaklıktır. Denge derinliği veya denge

kolonunun kalınlığı 30-35 km arasında kabul edilir. Okyanus derinliği  $d_o$  ve yoğunluğu  $\rho_s$  dir. Şekil 3.4b’de ayrı ayrı gösterilen kolonlar, denge eşitliğinin kolayca izlenebilmesi için çizilmiştir. İzostazik denge için her bir kolonun basınçlarının ( $gph$ ) birbirine eşit olması gerektiğinden,

$$\begin{aligned}
 g[T_d\rho_k + r_1\rho_m] &= g[(h_1 + T_d + r_1)\rho_k] = g[(h_2 + T_d + r_2)\rho_k + (r_1 - r_2)\rho_m] \\
 &= g[d\rho_s + (T_d - d_o - r_3)\rho_k + (r_1 + r_3)\rho_m]
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

denge koşulu eşitlikleri yazılabilir. Burada  $g$  gravite ivmesidir.

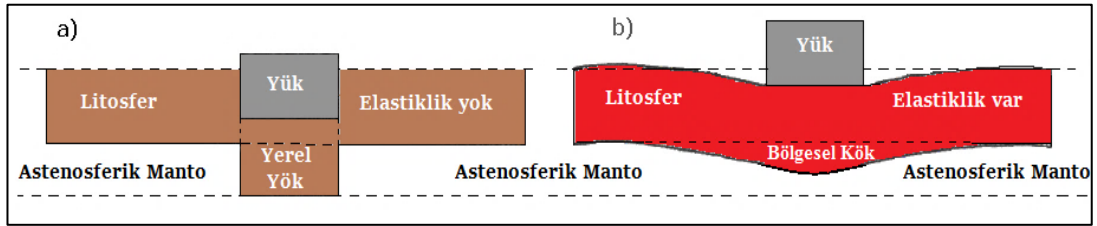




Şekil 3.4. a)Airy izostazi teorisine göre, dağlar, dağ kökleri ve okyanusal basenlerin kolonlarla gösterimi (Fowler, 1990'dan değiştirilerek çizilmiştir) b) Kolonların ayrı ayrı gösterimi (Oruç, 2012)

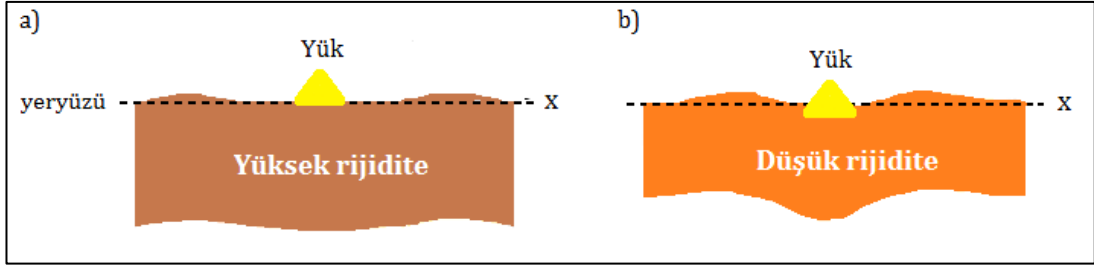
### 3.2.2. Vening Meinesz izostazi teorisi

Pratt ve Airy izostazi modellerinde yer kabuğunun denge durumu “basınçların eşitliği” esasına dayanır. Kabuk üzerinde gerilme kuvvetlerinin oluşmadığını ve elastikliğin olmadığı varsayılır. Bununla birlikte günümüzde jeolojik ve jeofizik gözlemler litosfer içerisinde büyük ölçüde bükülmeler ve bunlara bağlı deformasyonların geliştiğini göstermektedir. Vening Meinesz (1931) tarafından geliştirilen izostazi modeli temelde Airy modeline benzer; ancak Airy modelindeki yerel izostazi (Şekil 3.5a) yerine, bölgesel izostazi modelini önerir (Şekil 3.5b). Bu modele göre litosfer, düşük viskoziteli ortamın üzerinde elastik bir levha gibi davranarak üzerindeki yüke karşı, yükün boyutundan daha geniş yatay ölçeklerde bükülerek kökler geliştirir. İzostazik denge oluşuncaya kadar elastik olarak deformasyon devam eder. Bu nedenle Vening Meinesz modeli aynı zamanda bölgesel izostazi modeli olarak da tanımlanır.



Şekil 3.5. a) Airy modeline göre yük etkisiyle oluşan kökün yerel olarak izostazik dengeyi oluşturması b) Vening Meinesz modeline göre yük etkisiyle oluşan litosfer bükülmesinin bölgesel olarak izostazik dengeyi oluşturması (Oruç, 2012)

Sıcaklığın yeterince düştüğü derinliklerde kayalar, yüz milyonlarca yıllık bir soğuma süreci boyunca elastik özellikler kazanmaktadırlar. Bu süreçte litosfer elastik özellikleri veya mukavemeti ölçüsünde kalıcı deformasyona izin vermeksizin, üzerindeki yükü izostazik olarak dengelemek için belli boyutlarda bükülmektedir. Buradan litosferin mukavemeti ile izostazi arasındaki ilişkilerin bilinmesi litosfer dinamiklerinin anlaşılmasında önemli olmaktadır. Elastikliği etkileyen faktörler, yükün büyüklüğü, litosferin sıcaklığı, yoğunluğu, kimyasal bileşimi ve elastik kalınlığıdır. Genel olarak katı özellikleri veya rijitliği yüksek olan levhanın bükülmesi az (Şekil 3.6a) ve düşük olan levhanın ise daha fazladır (Şekil 3.6b).



Şekil 3.6. Farklı rijitlik özelliklerine sahip levhaların yüke karşı tepkileri a) Yüksek rijiditeli ve güçlü levhanın yüke karşı düşük deformasyonlu tepkisi b) Düşük rijiditeli ve zayıf levhanın yüke karşı yüksek deformasyonlu tepkisi (Oruç, 2012)

### 3.2.2.1. Vening Meinesz modeline göre kabuk kalınlığının kestirimi

Daha önce bahsedildiği gibi Airy izostazi modeline göre kök derinlikleri litosferin elastik özellikleri ihmal edilerek yerel kök kabulüne göre hesaplanmaktadır. Vening Meinesz modelinde bu türden ihmaller ve kabuller yapılmamakta ve 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 w bükülmesi,

$$D\nabla^2 w = L \quad (3.5)$$

bağıntısının çözülmesini gerektirir (Courant ve Hilbert, 1953). 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,

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.6)$$

eşitliğinden hesaplanır. Denklem (3.5)'in açık şekli,

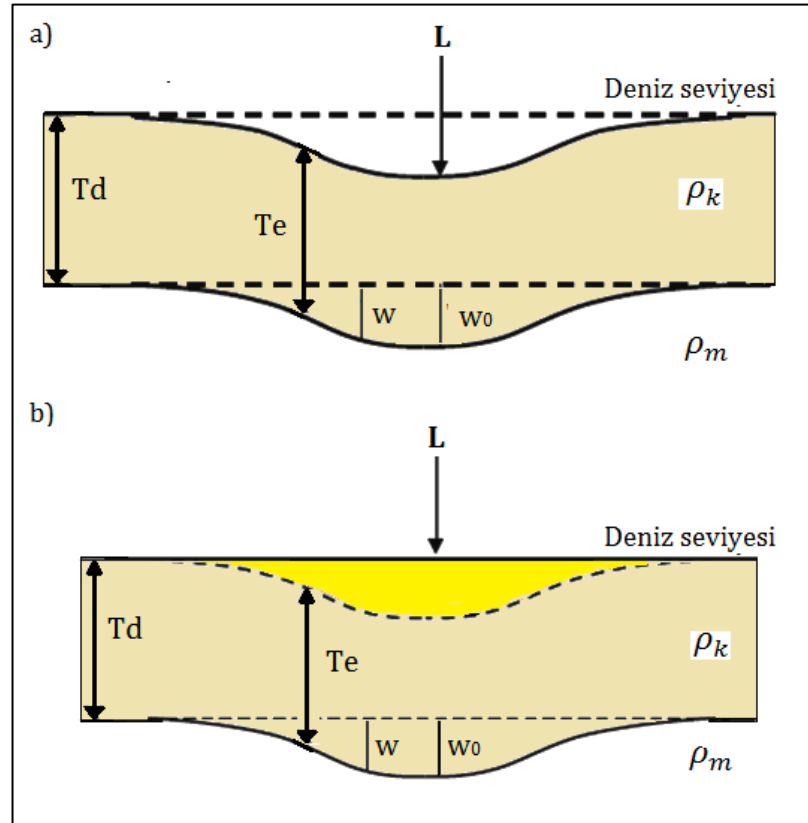
$$D \left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) w(x, y) = L(x, y) - g\rho_m w(x, y) \quad (3.7)$$

olarak yazılır (Lowrie, 2007). Burada eşitliğin 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 (3.7),

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = L(x) - g \rho_m w \quad (3.8)$$

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 altında kabuğun en üst sınırında da bükülme olmakta; ancak bu tip yapısal çökme ortamı jeolojik zamanlar boyunca sedimentlerle birikerek kütleli bir ortama dönüşmektedir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7. Düşey yük ( $L$ ) altında çökme ve litosfer bükülmesi a) Yüzye ve denge kolonunun altında bükülme.  $T_e$  efektif elastik kalınlık,  $T_d$  denge kolonu,  $w_0$  maksimum bükülme,  $w$  bükülme,  $\rho_k$  kabuk yoğunluğu ve  $\rho_m$  manto yoğunluğudur b) Yüzye çökme ile birlikte sediment birikmesi ve temel kaya sınırı (kesikli çizgi)

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 (3.8),

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

$$= L(x) - g(\rho_m - \rho_k)w \quad (3.9)$$

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

$$D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} = -g(\rho_m - \rho_k)w \quad (3.10)$$

eşitliği yazılır ve buradan basit cebirsel işlemle,

$$\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + l^{-4}w = 0 \quad (3.11)$$

elde edilir (Marcus, 1978; Abd-Elmotaal, 1993). Burada  $l$  parametresi "bölgellik derecesi" olarak tanımlanır (Vening Meinesz, 1940; Jeffreys, 1976; Banks ve diğ., 1977):

$$l = \sqrt[4]{\frac{D}{g(\rho_m - \rho_k)}} \quad (3.12)$$

Bu parametrenin "bölgellik derecesi" olarak tanımlanmasının nedeni özellikle  $D$  parametresinin Denklem (3.6)'da 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 bölgellik derecesinin doğru hesaplanması için önemlidir. Bununla birlikte litosferin heterojen yapısı bölgellik derecesinin bilinmesi bu açıdan zor bir konudur. Vening Meinesz (1940) bölgellik derecesinin 10-60 arasında seçilmesini önermiştir. Denklem (3.11)'in tam analitik çözümü Moritz (1990) tarafından,

$$w(x) = e^{x/\alpha} \left( C_1 \cos \frac{x}{\alpha} + C_2 \sin \frac{x}{\alpha} \right) + e^{-x/\alpha} \left( C_3 \cos \frac{x}{\alpha} + C_4 \sin \frac{x}{\alpha} \right) \quad (3.13)$$

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,

$$\alpha = 1\sqrt{2} \quad (3.14)$$

eşitliği ile verilir (Moritz, 1990).

Hatırlanacağı üzere kök derinlikleri Airy ve Vening Meinesz modeline göre belli bir denge kolonunun alt sınırından itibaren tanımlanmaktadır (Şekil 3.4a ve Şekil 3.7). Vening Meinesz modeli esas alındığında Moho derinlikleri, topoğrafya değişimleri ( $h$ ), denge kolonunun derinliği ( $T_d$ ) ve denge kolonunun altındaki bükülmelerin ( $w$ ) toplamından,

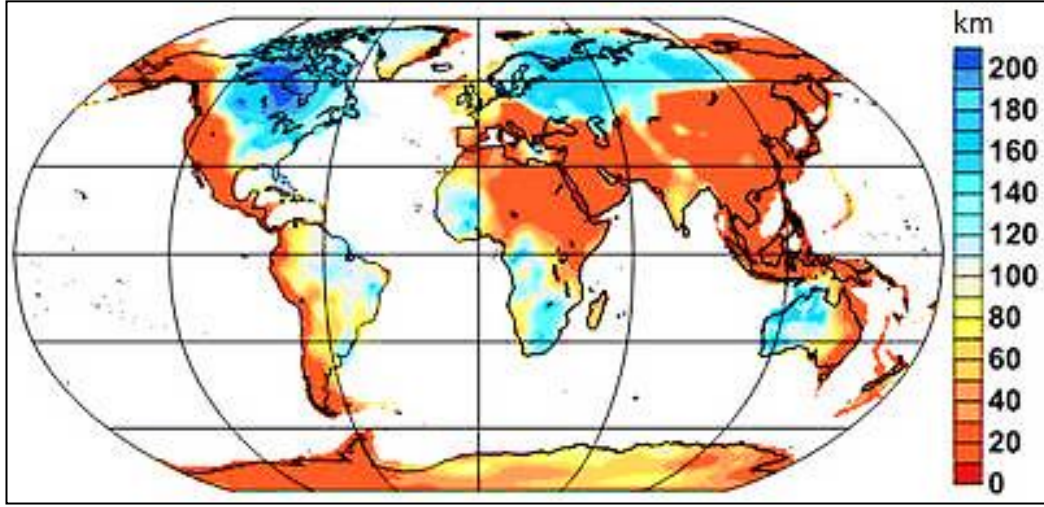
$$Z_{\text{moho}} = T_d + h + w \quad (3.15)$$

eşitliğine göre hesaplanır.

### 3.3. Efektif Elastik Kalınlık

Litosferin efektif elastik kalınlığı, litosferin elastik yapısına göre tanımlanan bir büyüklüktür. Litosferin elastik tepkisi gerilim süresine ve büyüklüğüne bağlıdır. Kısa süreli gerilimlere karşı litosferin tepkisi sismik dalgalara karşı verdiği tepki ile ölçülür. Bu aynı zamanda litosferin sismisite özelliğidir. Uzun süreli kuvvetlere karşı (düşey yükler gibi) litosfer tepkisi ise litosfer bükülmesi ile ölçülür. Litosfer kalınlığı elastik ve elastik olmayan tüm kısımlarının toplam kalınlığına karşılık gelirken, EEK elastik olarak deforme olabilen kısımlarının kalınlığını temsil eder. Yerküre litosferinin EEK değişimleri kıtasal ve okyanusal litosfer ortamlarında aktif ve pasif tektonik rejimlerde karakteristik değişimler gösterir. Şekil 3.8'de görüldüğü gibi kıtasal litosferin ortalama EEK değerleri rift bölgeleri, pasif kıtasal marjinler ve genç orojenik kuşaklar dışında okyanusal litosferin ortalama EEK değerlerinden büyüktür (Lowrie, 2002). Ayrıca tektonik aktivitenin yüksek olduğu dalma batma ve çarpışma

bölgelerinde EEK incelmekte ve aktivitenin düşük olduğu pasif bölgelerde (Kratonik litosfer) ise kalınlaşmaktadır (Şekil 3.8).

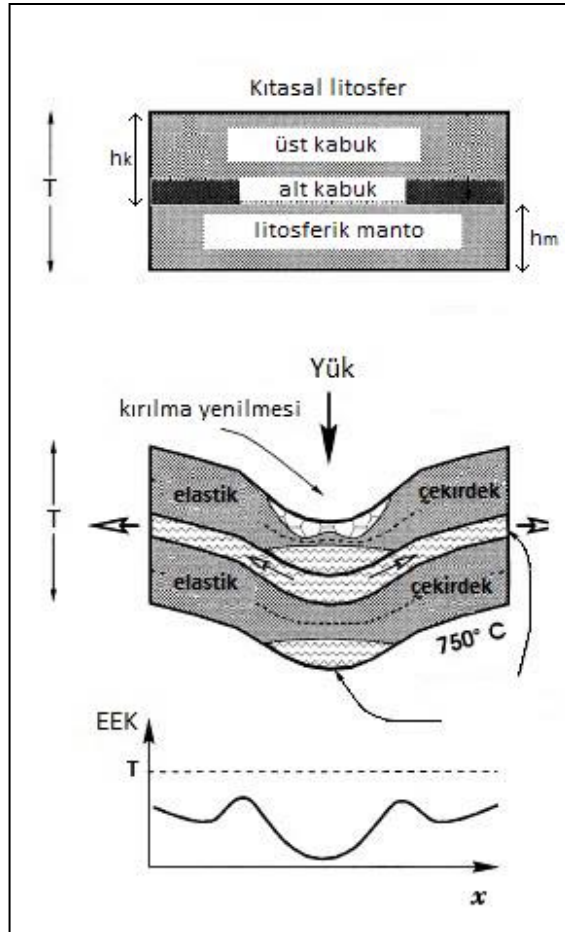


Şekil 3.8. Litosfer mukavemetine bağlı olarak yerkürenin EEK dağılım haritası (Tesauro ve diğ., 2012b)

Önceki bölümde tanımlanan bölgesel bükülme modelinin kestiriminde, litosferin elastik kalınlığının ( $T_e$ ) önceden bilinmesi gereklidir. Ortalama  $T_e$  değeri Bouguer gravite verileri ile topoğrafya arasındaki spektral koherens ilişkisinden (Forsty, 1985; Gomez-Ortiz ve diğ., 2005) veya serbest hava anomalileri ile topoğrafya arasındaki spektral admitans ilişkisinden (McKenzie ve Bowin, 1976; Watts, 1978; Yurdakul ve Pamukçu, 2008; Pamukçu ve Akçığ, 2011) kestirilebilir. Bununla birlikte ortalama EEK değerini hesaplamak yerine, çalışılan bölgenin EEK dağılım haritasının kestirilmesi gözlemsel yorumlama ve analizler için daha ayrıntılı bakış açıları sunmaktadır. Böylece EEK'nın ince ve kalın olduğu bölgelerle sismik aktiviteler ve tektonizma arasında ilişkiler kurulabilir. EEK haritasının hesaplanmasına karşılık, litosferin hangi kesimlerinin elastik olarak deforme olduğu ve hangi kesimlerinin elastikliğini yitirdiğini kestirmek için litosfer mukavemetinin modellenmesi gerekir.

EEK aynı zamanda, litosfer elastikliğinin korunduğu ve "elastik çekirdek" olarak tanımlanan kısımlarından kalınlıklarını tanımlar. Şekil 3.9a'da herhangi bir yükün etkili olmadığı litosferin ideal ve model tabakalı yapısı görülmektedir. Buna göre Şekil 3.9b'de görüldüğü gibi belli bir yük altında bükülen litosferin bükülme geometrisi içerisinde elastik, kırılma ve sünek deformasyon bölgeleri gelişecektir. Deformasyon bölgeleri litosferin heterojenliğinden dolayı doğal olarak farklı

bölgelerde ve büyüklüklerde olacaktır. Şekil 3.9b’de aynı zamanda elastik deformasyon bölgelerinin kalınlıklarına göre örnek bir EEK değişim grafiği de çizilmiştir. Bu durumda EEK tek bir değere sahip olmamakta ve litosfer içindeki elastik çekirdek bölgelerinin dağılımına ve kalınlığına bağlı olarak değişiklikler göstermektedir.



Şekil 3.9. a) İdeal olarak yüksüz bir ortamda homojen ve tabakalı litosferin yapısı b) Düşey yükler altında bükülen litosferin içinde elastik olarak deforme olan bölgeleri (Burov ve Diament, 1992). Kesikli çizgi litosferin elastik kalınlığının başlangıç değerine karşılık gelir

McNutt ve diğ. (1988) ve Burov ve Diament (1995) litosferin tabakalı yapısına göre EEK değerlerinin hesaplanmasına yönelik bir yöntem geliştirmişlerdir. Bu yöntemde EEK litosferin elastik çekirdek kısımlarının mukavemetlerini yansıtan bir parametre olarak ele alınmakta ve bu açıdan aynı zamanda reoloji modellemesi için de veri sağlamaktadır. Bu durumda litosfer üzerindeki yüklerin litosfer içinde ne ölçüde



dağıldığı bilinmelidir. Eğer litosfer üzerindeki yükler önemli ölçüde üst kabuk tarafından karşılanıyorsa, diğer katmanların litosfer mukavemetine katkıları ya çok az olmakta veya olmamaktadır. Bu özellik litosfer katmanlarının "etkileşimsizliği" (decoupled) olarak tanımlanır. Burov ve diğ. (1994) genel olarak kabuk içerisinde kırılğan-düktil geçiş bölgesinin 10-15 km arasında oluştuğunu göstermiştir. Etkileşimsizlik koşulu altında kabuk ve manto tabakalarının elastik çekirdek bölgelerinden EEK kestirimi Burov ve Diament (1992) tarafından,

$$T_e = \sqrt[3]{h_k^3 + h_m^3} \quad (3.16)$$

eşitliği ile verilmiştir. Burada  $h_k$  ve  $h_m$  sırasıyla kabuk ve litosferik mantodaki elastik çekirdeklerin kalınlığı ve aynı zamanda kırılğan-sünek geçiş sınırlarının derinliğidir. Eğer kırılğan-sünek geçiş zonu Moho'ya yakın bir derinlikteyse bu durumda kabuk ve litosferik manto mekanik olarak litosfer mukavemetine ortak katkıda bulunmakta (coupled) ve bu koşul altında EEK,

$$T_e = h_k + h_m \quad (3.17)$$

eşitliğinden hesaplanmaktadır (Petit ve diğ., 2008). Sonuç olarak litosfer mukavemet koşullarına göre hesaplanan EEK haritası içerisinde aynı zamanda litosfer katmanlarının deformasyon değişimlerine ait bölgeler de yer alacaktır. Bu durumda EEK haritası üzerinde istenilen doğrultularda seçilmiş profillerle, çalışılan sahanın litosfer mukavemet grafikleri veya reoloji modelleri bulunabilir.

### 3.4. Reoloji

Litosfer üst mantonun mekanik olarak güçlü olan en üst katı kısmıdır. Litosfer içerisinde önemli bir viskoz ortam bulunmadığından elastik olarak deforme olabilme ve daha sonra kırılma özelliklerine sahiptir. Litosfer içerisindeki stresin basınç artışı ile birlikte derinliğe bağlı olarak artması beklenir. Bu bilgilerden hareketle litosferin kırılğanlık özellikleri ve sünek akış gibi mukavemeti ile ilişkili reolojik özellikleri stres ve strain gibi temel kavramlar ışığında ortaya çıkarılabilir.

Litosferin en önemli deformasyon mekanizmalarından biri kırılma özelliğidir. Kırılma deformasyonu önemli ölçüde basınca dayalıdır. Mohr-Coulomb yenilme

ilişkisi veya Byerlee yasası, basınç arttıkça temel stresler arasındaki farkın ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) artışını hesaplamaya yardımcı olur. Yerkabuğu içerisinde kırılmanın meydana gelebilmesi için kabuğun sürtünme mukavemetini aşan streslerin oluşması gereklidir (Atkinson, 1987; Scholz, 1990).

Litosfer üzerinde etkili olan yanal ve düşey yüklere karşı mukavemet özellikleri Burov ve Diament (1995) tarafından ayrıntılı bir şekilde açıklanmıştır. Bu özellikler yaygın olarak temel eksenler doğrultusunda ortaya çıkan gerilimlere göre modellenmektedir. Göetze ve Evans (1978) ve Kirby ve Kronenberg (1987) tarafından yapılan laboratuvar çalışmalarında litosferin kırılgen-elastik-sünek reolojisi üzerinde çalışmalar yürütülmüştür. Bu çalışmalarda jeotermal gradyent, kabuk ve litosfer kalınlığı, kabuk bileşimi gibi parametreler dikkate alınmıştır. Byerlee (1978), üst kabuk ve üst mantonun kırılgen yapısının Von Mises kriterine göre kontrol edildiğini belirleyerek aşağıdaki ampirik eşitlikleri vermiştir;

$$\left. \begin{aligned} \sigma_2 &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{3,9}, & \sigma_3 < 120 \text{ MPa} \\ \sigma_2 &= \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2,1} - 100, & \sigma_3 \geq 120 \text{ MPa} \end{aligned} \right\} \quad (3.18)$$

Düktil davranış ise sıcaklığa bağlı yer değiştirme akışını gösteren doğrusal olmayan bir fonksiyonla ifade edilir (Kohlstedt ve diğ., 1995; Ranalli, 1995):

$$(\sigma_1 - \sigma_3)(z) = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{A} \right)^{1/n_s} e^{\left( \frac{H}{n_s RT(z)} \right)} \quad (3.19)$$

Burada  $\dot{\epsilon}$  durağan durum strain oranı, A materyal sabiti (viskozite katsayısı), R evrensel gaz sabiti, H aktivasyon enerjisi,  $n_s$  strain derecesi, T(z) terimi ise sıcaklığın derinliğe bağlı olarak değişimini temsil eder. Chapman ve Furlong (1992), ısı üretimi ve ısı iletimi sabit olan bir tabaka içerisinde derinliğin fonksiyonu olarak sıcaklık bağıntısını,

$$T(z) = T_{\text{üst}} + \frac{q_{\text{üst}}}{k} z - \frac{A_{R \text{ tabaka}}}{2k} z^2 \quad (3.20)$$

eşitliği ile vermiştir. Burada  $k$  ısı iletkenlik katsayısı,  $A_R$  radyojenik ısı üretimi,  $T_{üst}$  ve  $q_{üst}$  sırasıyla sıcaklığı hesaplanacak olan tabakanın üst sınırındaki sıcaklık ve ısı akısıdır. Buna göre başlangıçta yeryüzü olarak kabul edilen üst sınırın sıcaklığından ( $T_{üst}$ ) hareketle,  $\Delta z$  kalınlığındaki tabakanın alt sınırındaki sıcaklık ve ısı akısı sırasıyla,

$$T_{alt} = T_{üst} + \left( \frac{q_{üst}}{k} \right) \Delta z - \frac{(\Delta z)^2 A_R}{2k} \quad (3.21)$$

ve

$$q_{alt} = q_{üst} - A \Delta z \quad (3.22)$$

olarak tanımlanır (Chapman ve Furlong, 1992).

Tablo 3.1. Litosfer'in sünek deformasyon tepkisinin hesaplanmasında kullanılan parametreler (Petit ve diğ., 2008)

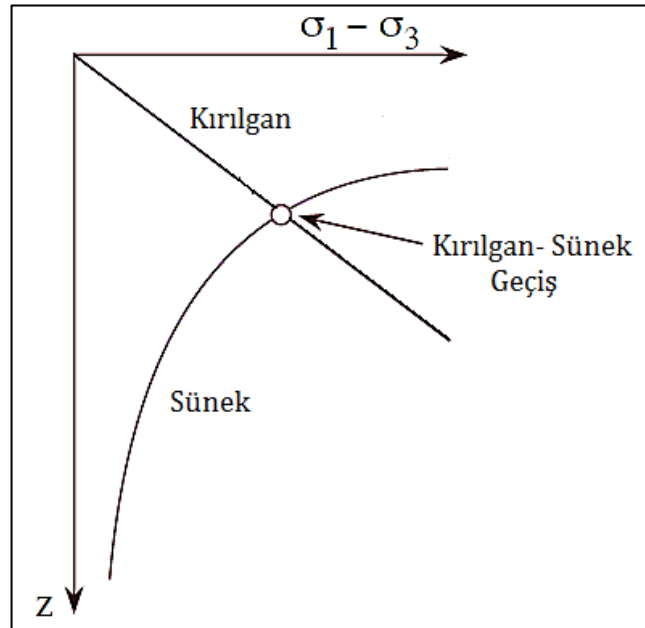
Sembol	Açıklama	Değer
$\rho_k$	Kabuk yoğunluğu	$2800 \text{ kg m}^{-3}$
$\rho_m$	Litosferik manto yoğunluğu	$3300 \text{ kg m}^{-3}$
$\varepsilon$	Strain oranı	$10^{-15} \text{ s}^{-1}$
$A$	Malzeme sabiti (Viskozite katsayısı)	$6,31 \times 10^{-20} \text{ Pa s}^{-n-1}$ (kabuk) $7,00 \times 10^{-14} \text{ Pa s}^{-n-1}$ (manto)
$n_s$	Strain derecesi	3,05 (kabuk) 3,00 (manto)
$H$	Aktivasyon enerjisi	$276 \text{ kJ mol}^{-1}$ (kabuk) $5,1 \times 10^5 \text{ kJ mol}^{-1}$ (manto)
$R$	Evrensel gaz sabiti	$8,301 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$

### 3.4.1. Jelly Sandwich ve Creme Brulee modelleri

Kıtasal litosferin kalınlığı okyanusal litosferden daha fazla olduğu için daha karmaşık bir tabakalanma yapısı vardır. Daha önce bahsedildiği gibi kıtasal litosferin mukavemeti uzun periyotlu (>1 milyon yıl) yükler altında reolojik davranışı ile ortaya çıkar. Efektif elastik kalınlık kestirimlerinden, deprem verilerinden, kabuk bileşimi, jeotermal gradyent ve derin arayüzey sınır modellemelerinden hareketle

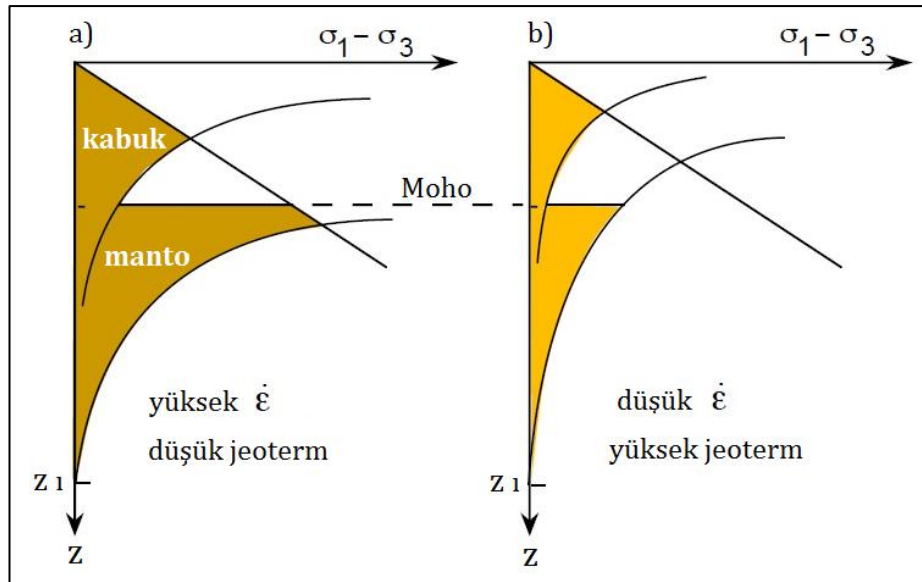
günümüzde kıtasal litosfer için iki önemli reoloji modeli ortaya çıkmıştır. Bunlardan biri "Jelly Sandwich" (Burov ve Diament, 1995) ve diğeri ise "Creme Brulee" (Maggi ve diğ., 2000; Jackson, 2002) olarak tanımlanır.

Jelly Sandwich ve Creme Brulee modellerinin kaynağı, litosfer mukavemeti ile ilişkili olarak deformasyon eğrileriyle açıklanabilir. Belli derinliklerde kırılma deformasyon eğrisi sünek mekanizmanın geçerli olduğu ortamda sünek deformasyon eğrisi ile kesişir. Bu kesim noktası kırılma-sünek geçiş noktasını işaret eder (Şekil 3.10). Kırılma-sünek geçişlerini esas olarak sıcaklıkla ve kristal-plastik dönüşümle deforme olan malzemelerin mukavemetini kontrol eden strain oranıyla belirlenmektedir. Bu geçiş noktası aynı zamanda kıtasal kabuktaki sismojenik zonun alt sınırına karşılık gelir. Bu noktadan sonra kırılmadan ziyade stres farkı daha az olmakta ve kayaçlar akış özelliğine sahip olmaktadır .



Şekil 3.10. Derinliğe göre litosferde deformasyonunun stres artışı ile ilişkisi. Litosferin elastik deformasyonu stres farkı arttıkça doğrusal bir özellik gösterir. Bu bölge aynı zamanda kabuğun kırılma bölgesidir. Elastik deformasyonun sona erdiği ve plastik deformasyonun süreklilik kazandığı bölge litosferin sünek davranışını temsil eden bölgedir. Kırılma-sünek geçiş noktası litosferin kırılma özelliğinin sünek davranışa dönüştüğü noktaya karşılık gelir (Ranalli, 1996'dan değiştirilerek çizilmiştir)

Şekil 3.11a ve Şekil 3.11b'de sırasıyla Jelly Sandwich ve Creme Brulee modelleri için örnek deformasyon eğrileri çizilmiştir. Jelly Sandwich modelinde üst kabuk kırılımandır. Alt kabuk ise yüksek sıcaklığın etkisi ile yaklaşık 30-35 km'ye kadar (Moho sınırına yakın) plastik akış veya sünek özellik gösterir. Litosferik mantoda mukavemet ve kırılma tekrar artar ve yaklaşık 40-50 km'de yeniden sünek zona geçiş olur. Bu durumda model sünek alt kabuğun, kırılma ve elastik üst kabuk ve kırılma ve elastik litosferik manto arasında ve sanki bir "sandviç" benzediğini ileri sürer. Creme Brulee modelinde ise üst kabuk rijit ve kırılma alt kabuk ve litosferik manto ise sünek davranış gösterir. Diğer bir deyişle litosfer üzerindeki yük ağırlıklı olarak üst kabuk tarafından karşılanmaktadır.



Şekil 3.11. Durağan durum strain oranı ( $\epsilon$ ) ve sıcaklıkların yüksek ve düşük olmalarına göre reoloji modelinin değişimi. Litosfer ve litosfer altı ortamların mukavemeti derinliğe karşı stres altında gelişen alan ile temsil edilebilir a)  $\epsilon$ 'nin yüksek ve sıcaklığın düşük olması durumunda elde edilen reoloji modeli (Jelly sandwich) b)  $\epsilon$ 'nin düşük ve sıcaklığın yüksek olması durumunda elde edilen reoloji modeli (Creme brulee) (Ranalli, 1996)

## 4. DOĞU MARMARA LİTOSFERİNİN MEKANİK MODELLEMESİ

### 4.1. Tektonik ve Depremsellik

Anadolu levhasının tektonik yapısı, Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeye doğru hareketinin bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997; Aydan 1997). Arabistan ve Afrika levhalarının birbirine görece olarak kuzeye doğru hareketleri Anadolu bloğunun batıya doğru yanal dönme hareketine ve Kuzey Doğu Anadolu bloğunun ise doğuya doğru hareketine neden olur (Şekil 4.1). Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile Karlıova üçlü eklem kuşağı olarak tanımlanan bölgede karşılaşarak sağ yönlü doğrultu atımlı karakterinde Anadolu'nun batısında Saros körfezine doğru devam eder. Saros körfezinin batısında KAFZ batıya Yunanistana doğru kuzey Ege boyunca açılma rejiminde etkisiyle devam eder (Yaltırak, 2000; Görür ve diğ., 1997; Tüysüz ve diğ., 1998; Okay ve diğ., 1999; Anastasia ve Louvari, 2001). Kuzeybatı Anadolu'nun tektonik yapısını, Batı Anadolu'nun kuzey-güney yönlü açılma rejimi ve KAFZ'nun doğrultu atım karakteri şekillendirmektedir (Gürer ve diğ., 2003). KAFZ ve DAFZ, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketine neden olan kuzey ve güney sınırlarını oluşturur (Şekil 4.1).

Anadolu levhasının depremselliğini etkileyen ana tektonik yapılar Şekil 4.1'de gösterilmiştir. Şekil 4.1'de görüldüğü gibi kuzeydeki Avrasya-Anadolu levhası ve güneydeki Afrika-Arabistan levhası arasındaki yaklaşma sınırları aynı zamanda Anadolu levhasını sınırlamaktadır. Yaklaşma sınırları boyunca Afrika-Arabistan levhaları ile Avrasya-Anadolu levhaları arasında büyük sıkışmalar meydana gelmektedir. Neotektonik dönem olarak tanımlanan bu türden gerilmelerin meydana geldiği dönemde Anadolu levhası KAFZ ve DAFZ kırıklarını oluşturarak üzerindeki elastik deformasyon enerjisini boşaltmıştır. Böylece Anadolu levhasında büyük deprem üretebilen büyük kırık zonları gelişmiştir.



Şekil 4.1. Anadolu levhası ve çevresinin genel tektonik yapısı (Kozacı ve diğ., 2010). Oklar levha hareket doğrultularını ve üzerindeki sayılar ise mm/yıl olarak hareket hızlarını gösterir

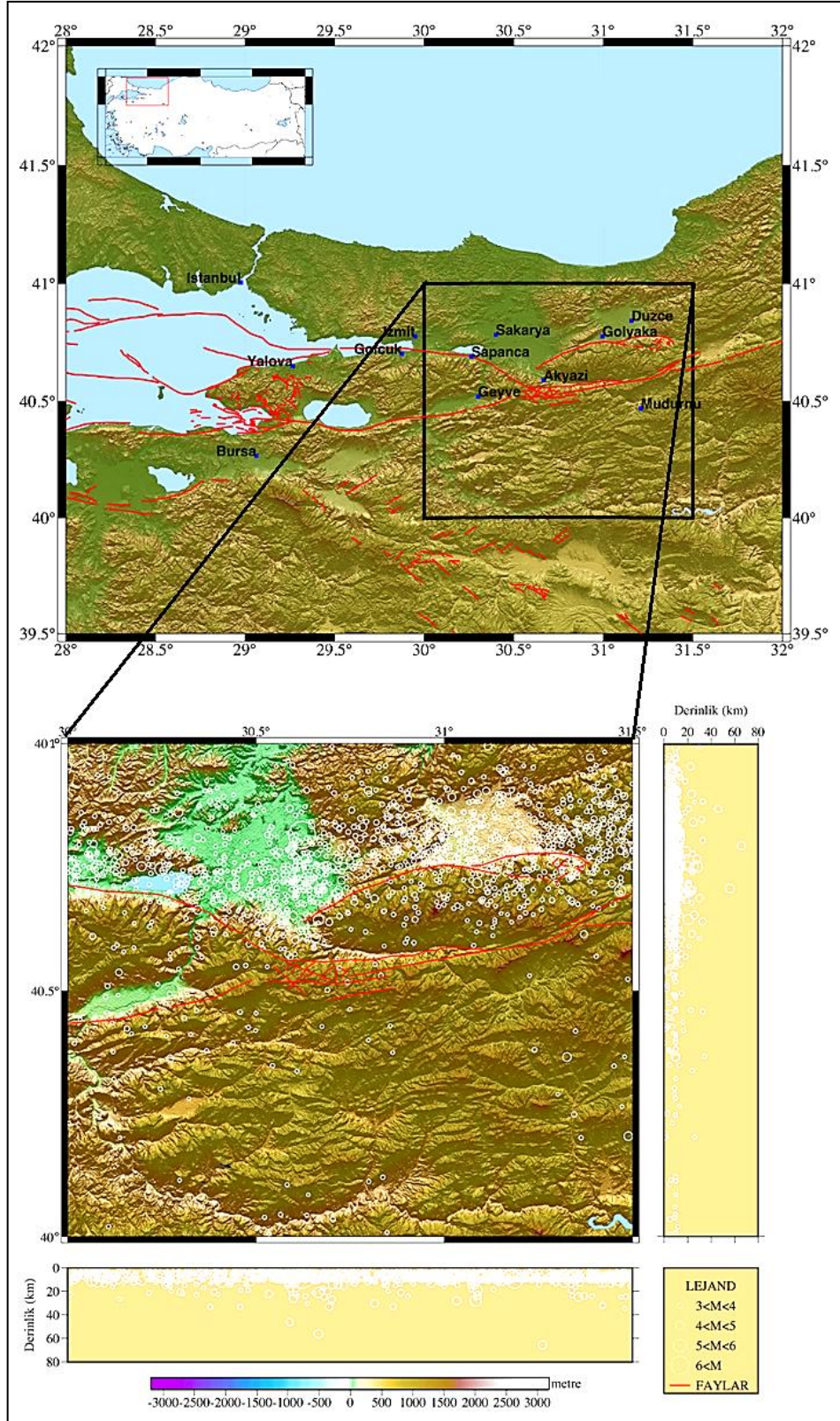
KAFZ doğuda genel olarak tek bir çizgisel yapı şeklinde izlenirken batıya doğru özellikle Doğu Marmara bölgesinde kuzey ve güney olmak üzere iki ana kola ayrılmaktadır. Doğu marmara bölgesi yaklaşık 120 km uzunluğunda ve doğrultu atımlı sağ yönlü KAFZ ile karakterize edilir. Şekil 4.2’de görüldüğü gibi kuzey kol Sapanca ve Armutlu yarımadasının kuzey kenarını izleyerek, Marmara Denizi içerisinden 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).

Şekil 4.2’de Doğu Marmara bölgesi içerisinde yer alan çalışma alanının yer buldurusu görülmektedir. 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 Gölçük ve Düzce depremleri sonucunda ortaya çıkan yüzey kırıkları Akyazı civarında Almacık ve Armutlu bloklarını kuzey ve güneyden ayırmaktadır. Almacık ve Armutlu blokları arasında yer alan Mudurnu-Sapanca segmenti sağ yanal atımlı yaklaşık 50 km uzunluğundadır (Armijo ve diğ., 2000). Çalışma sahası içerisinde en ilgi çekici kesim Geyve baseni bölgesidir. 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 ve diğ., 1979; Honkura ve diğ., 1985; Çağlar ve Avşar, 2005).

Şekil 4.2'deki deprem dış merkez dağılım haritasında sismik aktivitenin KAFZ'nun 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. Kuzey kolunun çok aktif ve 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).

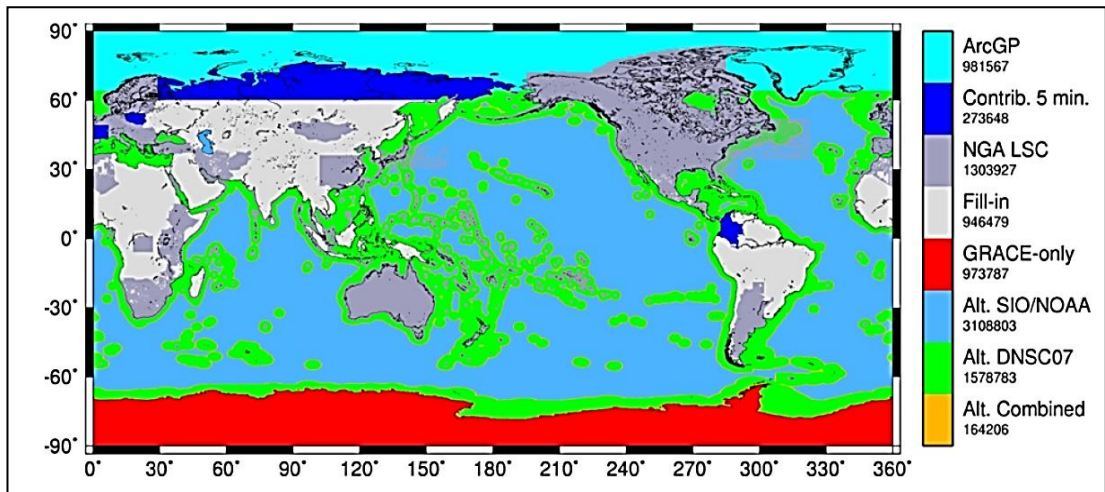




Şekil 4.2. Doğu Marmara bölgesinde yer alan çalışma alanı içerisinde 1992-2012 yılları arasında meydana gelen magnitüdü 3,0'den büyük depremlerin dış merkez ve odak derinliği dağılımları. Kırmızı çizgiler MTA'nın güncel fay haritasından derlenen tektonik çizgisellikleri temsil eder. Deprem dağılımları ISC kataloğundan derlenmiştir

## 4.2. Doğu Marmara EGM08 Bouguer Anomalileri ve Topoğrafya

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. Projenin temel amacı öğretim ve araştırma amaçları için yüksek çözünürlüklü sayısal serbest hava ve Bouguer gravite verilerini sunmaktır. WGM projesi UNESCO'nun desteği altındaki Uluslararası Jeodezi birliğine (IAG) bağlı Uluslararası Gravite Alanı Servisinin (IGFS) bir merkezi olan BGI (Bureau Gravimétrique 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'×5' aralıklarda (yaklaşık 9 km) yerkürenin topoğrafya ve batimetri veri tabanından da yararlanılarak ultra yüksek dereceli küresel harmoniklerle Bouguer anomali grid verileri 1 MGal duyarlılığında belirlenerek yayınlanmıştır (Pavlis ve diğ., 2008; Pavlis ve diğ., 2012). EGM 2008 uydu ve yüzey ölçümlerini birleştiren küresel bir modeldir (Şekil 4.3). Uydu verileri yalnızca GRACE A/B SST uydusundan elde edilmiştir. Yeryüzü verileri ise gravimetrik ölçümlerden ve bu ölçülerle ilgili olarak çeşitli kurumsal kaynaklardan kapsamlı bir şekilde derlenmiştir. EGM08 gravite verilerinin %83,8'i bu türden derlemelerle elde edilmiştir. Yalnızca güney kutbunda Antartika kıtasında GRACE uydu gravite verileri kullanılmıştır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. EGM08 küresel gravite modelinin veri derleme kaynakları (Pavlis ve diğ., 2012)

Küresel bir yaklaşım olarak gravite anomalisinin temel gravimetrik bağıntısı,

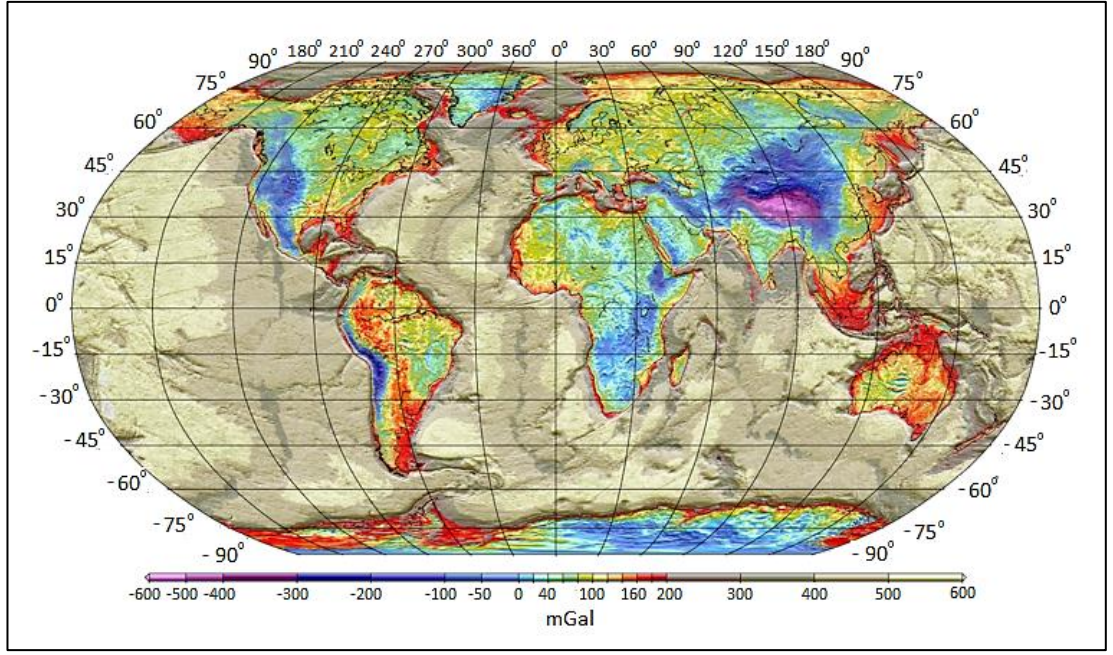
$$\Delta g(r, \theta, \lambda) = -\left(\frac{\partial}{\partial r} + \frac{2}{r}\right)T(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{a_\theta^2} \sum_{n=2}^{2190} (n-1) \left(\frac{a_\theta}{r}\right)^{n+2} T_n(\theta, \lambda) \quad (4.1)$$

olarak tanımlanır. Burada  $G$  evrensel gravite sabiti,  $r$  elipsoidin yarıçap vektörü,  $M$  yerkürenin kütlesi ve  $a_\theta$  EGM08 ölçekleme faktörü veya ortalama ekvatorial yarıçaptır. Yerküre yüzeyi küresel harmonik fonksiyonları,

$$T_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \quad (4.2)$$

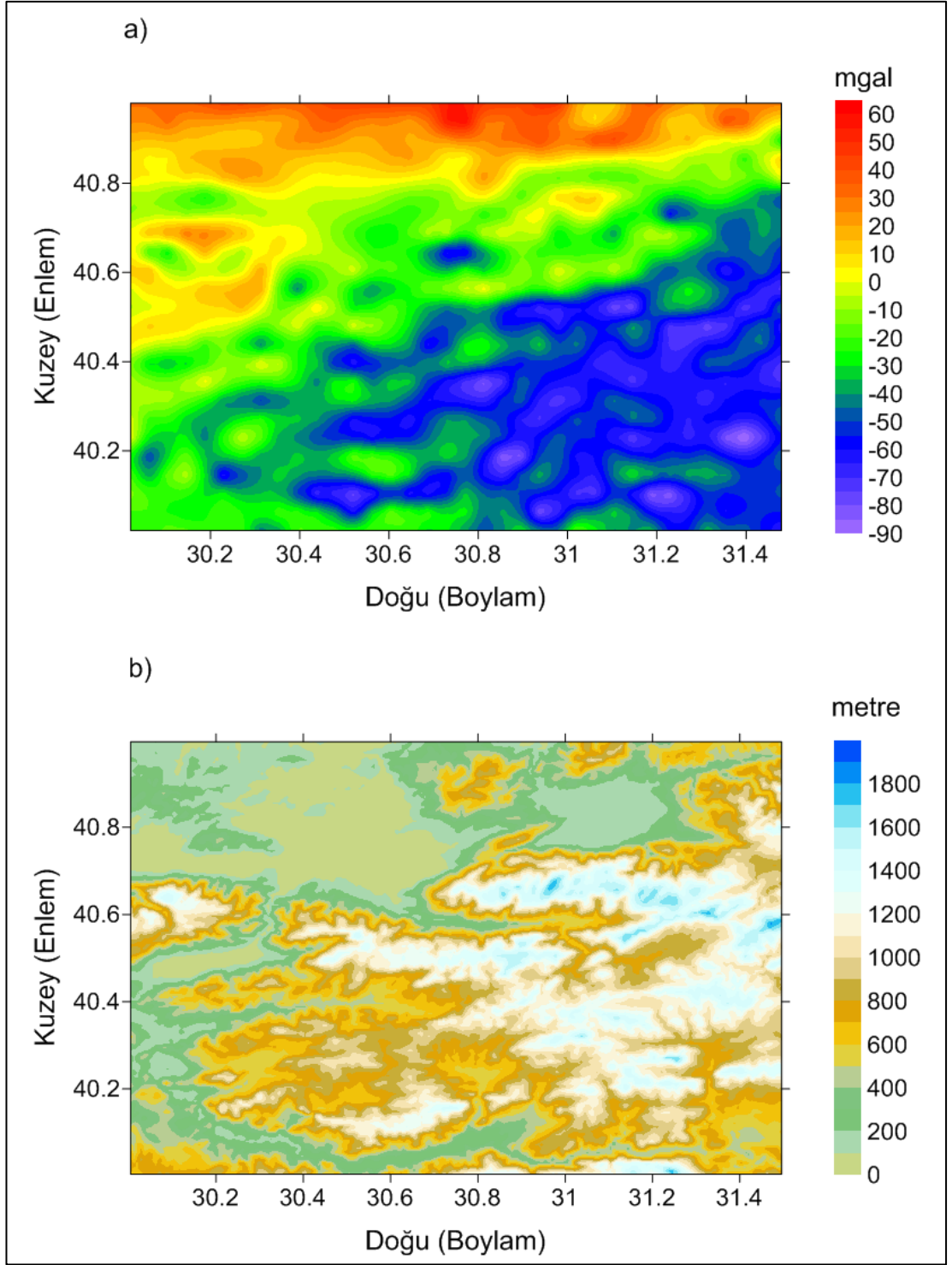
eşitliğiyle verilir. Burada  $P_{n,m}$  birinci türden Legendre fonksiyonlarını,  $C_{n,m}$  ve  $S_{n,m}$  küresel harmonik katsayıları temsil eder.  $n$  küresel harmoniğin açı olarak derecesi ve  $m$  ise harmonik açılımın derecesidir.  $\theta$  ve  $\lambda$  sırasıyla enlem ve boylamı ifade eder. EGM08 küresel gravite modelinin elde edilmesinde 2190. dereceye kadar küresel harmonik katsayıları kullanılmış ve harmonik açılımlar 2159. üs derecesine kadar yapılmıştır (Pavlis ve diğ., 2007).

EGM08 küresel gravite verileri içinde topoğrafya etkilerini düzeltmek için, topoğrafyanın küresel harmonik modeli olan DTM2006 sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır (Pavlis ve diğ., 2007). Bu amaçla gravite modeli için kullanılan aynı maksimum dereceye kadar harmonik açılımlar değerlendirilmiştir. Uydu ve kara gravite verilerinin her ikisine de Bouger anomalilerinin hesaplanması amacıyla topoğrafya düzeltme işlemi uygulanmıştır. Topoğrafya düzeltme hesaplamaları Forsberg (1984) tarafından önerilen bir ön işlem takip edilerek gerçekleştirilmiştir. Ayrıca karalarda plaka düzeltmesi için yoğunluk değeri  $2670 \text{ kg/m}^3$ , okyanuslarda ise  $1025 \text{ kg/m}^3$  olarak kullanılmıştır. Şekil 4.4'de EGM08 küresel gravite modeline ait yerkürenin Bouguer anomali haritası gösterilmiştir.



Şekil 4.4. EGM08 küresel Bouguer anomali haritası (Pavlis ve diğ., 2012)

Litosfer dinamiklerinin modellenmesinde gravite anomalilerinin analizleri önemli bir konu olarak karşımıza çıkar. 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 litosfer dinamiklerinin ve izostazik denge durumunun anlaşılmasında katkı sağlayacağı açıktır. EGM08 Bouguer anomali verileri, merkezi Fransa'da olan BGI (Bureau Gravimétrique International) araştırma kurumunun internet sitesinden ASCII formatında kolayca indirilebilmektedir. Herhangi bir ticari amaç olmaksızın indirilen bu veriler özellikle yer bilimi ile ilgilenen bilim insanlarının araştırmalarında değerlendirilmektedir. Bu çalışmada Doğu Marmara'nın  $40^{\circ}00'00''$ - $41^{\circ}00'00''$  Kuzey enlemleri ve  $30^{\circ}00'00''$ - $31^{\circ}30'00''$  Doğu boylamları arasındaki alanını kapsayan bölgesinde EGM08 Bouguer anomalileri derlenmiştir (Şekil 4.5a). Şekil 4.5b'de ise topoğrafya verileri 30" aralıklı (yaklaşık  $0,00833^{\circ}$  veya 1 km) çözünürlüğü olan küresel sayısal yükseklik modelinden (GTOPO30) elde edilmiştir (USGS, 1998).



Şekil 4.5. a) Doğu Marmara bölgesinin çalışma alanından 5'×5' aralıklarla derlenen EGM08 Bouguer anomalileri b) Çalışma alanına ait 30" çözünürlükte derlenen GTOPO30 yükseklik verileri. Bouguer anomalilerinin izostazik dengelenmeyle ilişkili olarak topoğrafya verilerinin bir tür ters yansıması olduğuna dikkat edilmelidir

Şekil 4.5a ve Şekil 4.5b'de görüldüğü gibi Bouguer anomalileri ile topoğrafya verileri arasında ters bir ilişki gözlenmektedir. 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. Kıtasal kabuk ve litosferik manto arasındaki sınırı temsil eden Moho süreksizlik sınırının modellenmesi aynı zamanda köklerin geometrik yapısına yönelik bilgi sunacaktır.

Bilindiği gibi Bouguer anomalileri içerisinde farklı derinlik ve boyutlarda anomali kaynaklarının etkileri birlikte bulunur. Şekil 4.5a'da görüldüğü gibi 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-astenosfer sınırı (LAS) gibi derin arayüzey sınırları uzun dalga boylu veriler içerirler. Hangi dalga boylarının söz konusu sınırlara karşılık geldiği ancak dalga sayısı ortamında spektral analizlerle bulunabilir. Bu işlem için en yaygın kullanılan yöntem radyal ortalama doğal logaritmik güç spektrumunun hesaplanmasıdır.

#### **4.2.1. EGM08 Bouguer anomalilerinin radyal ortalama güç spektrumu**

Bouguer anomalilerinden derin arayüzey sınırlarının "ortalama" derinliklerinin kestirimi dalga sayısının bir fonksiyonu olarak radyal ortalama doğal logaritmik güç spektrumuyla yapılabilir (Spector ve Grant 1970; Blakely, 1996).

Gravite anomalilerinin spektral analizi gravite verilerinin uzunluk ortamından dalga sayısı ortamına dönüştürülmesi ile elde edilir. Bu amaçla iki boyutlu hızlı Fourier dönüşümü uygulanır. Boyutları  $N \times M$  olan  $\Delta x$  ve  $\Delta y$  aralıklarla ayrıklaştırılmış gravite verilerinin iki boyutlu ayrık Fourier dönüşümü,

$$B(k_x, k_y) = \frac{1}{NM} \sum_{k_x=1}^N \sum_{k_y=1}^M g(x, y) e^{-2\pi i \left( \frac{k_x \Delta x}{N} + \frac{k_y \Delta y}{M} \right)} \quad (4.3)$$

olarak verilir. Burada  $k_x$  ve  $k_y$  sırasıyla  $x$  ve  $y$  doğrultularındaki dalga sayılarıdır. Radyal dalga sayısı ise grid noktasının etrafındaki bir çemberin yarıçapı olarak,

$$k_r = \left( k_x^2 + k_y^2 \right)^{1/2} \quad (4.4)$$

eşitliği ile ifade edilir. Denklem (4.3)'ün kompleks bir ifade olduğu açıktır.

Karner ve Watts (1983) ve Browne (1984) Bouguer plaka etkisinin dalga sayısı ortamındaki karşılığını,

$$B(k_r)_{z=0} = 2\pi G \Delta \rho e^{(-2\pi k z_0)} \bullet H(k_r)_{z=0} \quad (4.5)$$

olarak vermiştir. Burada  $B(k_r)$  yeryüzü düzleminde Bouguer anomali haritasının Fourier dönüşümüdür.  $\Delta \rho$  ise  $z=z_0$  gibi bir ortalama derinlikte rasgele dağılım gösteren bir ara yüzeyin sınırladığı iki tabaka arasındaki yoğunluk farkıdır.  $H(k_r)$  arayüzey sınır ondülasyonu olan  $h(x,y)$ 'nin Fourier dönüşümüdür.

Buna göre analitik olarak güç spektrumu,  $B(k_r)$  terimi ile karmaşık eşleniği  $B^*(k_r)$  çarpımıyla,

$$E_1(k_r) = B(k_r) B^*(k_r) = (C + iD) \bullet (C - iD) = C^2 + D^2 = B^2 \quad (4.6)$$

biçiminde ifade edilebilir (Nnange ve diğ., 2000). Burada  $C$  ve  $D$  ayrı Fourier dönüşümünün gerçek ve sanal bileşenleridir. Radyal dalga sayısına bağlı olarak söz konusu bileşenler belli bir azimut açısına göre radyal doğrultularda elde edilir. Gravite verilerinin yorumunda  $x$  ve  $y$  yönlü grid dataları esas alındığından radyal doğrultuların spektrumu içerisinde ifade edilmesinde zorluklarla karşılaşılır. Bu durumda dalga sayılarının ortalaması alınarak, "Radyal ortalama dalga sayıları" kullanılmaktadır. Denklem (4.5) ve Denklem (4.6)'dan yeryüzü düzleminde kuramsal güç spektrumu,

$$B(k_r)_{z=0}^2 = 4\pi^2 G \Delta \rho e^{(2\pi k z_0)} \bullet |H(k_r)|^2 \quad (4.7)$$

olarak elde edilir. Güç spektrumunun duraylı bir şekilde hesaplanması önemlidir. Bu nedenle Banks ve Swain (1978) tarafından önerilen bir yöntemle sıfır dalga sayısı civarında güç spektrumunun ortalaması alınarak çözülebilir.

Denklem (4.7)'nin doğal logaritması alındığında,

$$\ln \langle |B(k_r)_{z=0}|^2 \rangle = -4z_0 \pi k \left[ \ln \left( 4\pi^2 G \Delta \rho \langle |H(k_r)_{z=z_0}| \rangle \right) \right] \quad (4.8)$$

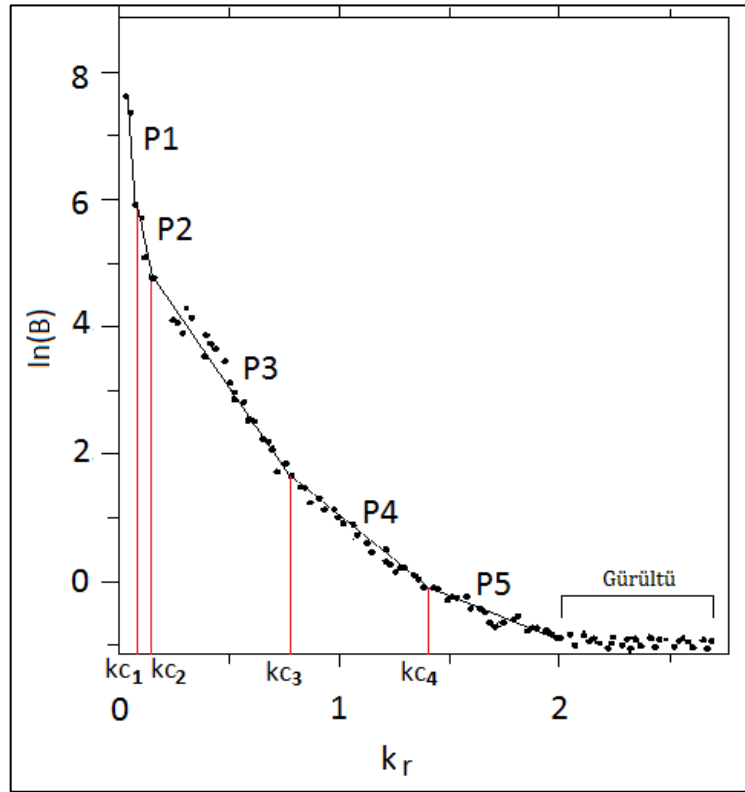
elde edilir. Buradan,  $k_r$  dalga sayısına karşı azimutal olarak ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumunun  $-4\pi z_0$  eğiminde bir doğru sunacağı anlaşılır. Radyal ortalamalı güç spektrumunun en önemli özelliği farklı radyal dalga sayısı ( $k_r$ ) düzeninde farklı eğimlerde doğru parçaları göstermesidir. Genel olarak küçük radyal dalga sayılarına karşılık gelen doğru parçaları derin bölgesel kaynaklarla, orta büyüklükteki dalga sayıları sığ kaynaklarla ve yüksek dalga sayıları ise veri içindeki gürültüyle temsil edilir (Spektor ve Grant, 1970; Pawlovski ve Hansen, 1990; Pawlovski, 1994). Söz konusu doğru parçalarından ayrı ayrı doğru çakıştırması, her bir eşdeğer tabakanın derinliği Denklem (4.8)'den hareketle,

$$h = \frac{B(kr_1) - B(kr_2)}{4\pi(kr_2 - kr_1)} \quad (4.9)$$

eşitliğinden bulunur.  $kr_1$  ve  $kr_2$  çakıştırılan doğrunun başlangıç ve son radyal dalga sayılarıdır ve  $B(kr_1)$  ve  $B(kr_2)$  ise bu dalga sayılarına karşılık gelen radyal ortalamalı doğal logaritmik güç spektrumu değerleridir. Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritası Krigging yöntemiyle  $0,008^\circ$  ( $\sim 0,8$  km) aralığında gridlenerek çizilmiştir. Ayrık Bouguer anomali değerlerinin doğal logaritmik güç spektrumu hesaplanarak anomali haritasının dalga sayısı içeriği belirlenmiştir (Şekil 4.6). Şekil 4.6'da aynı zamanda dört farklı eğimde doğru parçası saptanmıştır. Doğru parçalarının değişim gösterdiği noktalar kritik dalga sayıları olarak belirlenmiştir. Bu dalga sayıları sırasıyla  $kc_1=0,083$   $\text{km}^{-1}$  ( $\lambda_1=2\pi/kc_1=75,70$  km),  $kc_2=0,148$   $\text{km}^{-1}$  ( $\lambda_2=42,45$  km),  $kc_3=0,781$   $\text{km}^{-1}$  ( $\lambda_3=8,04$  km) ve  $kc_4=1,407$   $\text{km}^{-1}$  ( $\lambda_4=4,46$  km) olarak bulunmuştur.  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  ve  $P_4$  doğru parçalarının eğimlerinden ise arayüzey sınırlarının ortalama derinlikleri sırasıyla  $z_1=50$  km (LAS),  $z_2=35$  km (Moho),  $z_3=5$  km (temel kaya), ve temel kaya içerisindeki sediment ortamının sınırı  $z_4=2,7$  km olarak hesaplanmıştır. Anomali haritasının gürültü bileşeni ise  $kc_4$ 'ten büyük olan dalga sayılarını



içermektedir. Güç spektrumunun özellikle anomali haritasında gözlenmesi zor olan litosfer-astenosfer sınırının ortalama derinliğine ait bilgi çıkarması ilgi çekicidir. Bu sınırdan kaynaklanan anomalilere ait dalga boyları 75,70 km'den büyük olan dalga boylarını kapsamaktadır. Moho sınırından kaynaklanan anomalilere ait dalga boyları 75,70 km ve 42,45 km arasında kalan dalga boylarını kapsamaktadır. Temel kaya sınırından (sedimentler ve metamorfik temel sınırı) kaynaklanan anomalilere ait dalga boyları 42,45 km-8,04 km arasında kalan dalga boylarını içerir.



Şekil 4.6. Radyal ortalımalı logaritmik güç spektrumu. Spektrum Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritasından elde edilmiştir. Spektrum üzerinde beş adet farklı eğimde doğru parçası kestirilmiştir. Doğru parçalarının değişim noktaları kritik dalga sayılarını ve buradan Bouguer anomali haritası içerisindeki dalga boylarını ayırır. Bu aşamadan sonra kritik dalga sayıları, istenilen dalga boylarını çıkaracak olan süzgeçleme sürecinde kullanılacaktır

Bu çalışmanın temel amaçlarından birisi derin ara yüzey sınırlarının modellenmesi ve bunların tektonik yapıyla olan ilişkilerinin ortaya çıkarılmasıdır. Bu nedenle logaritmik güç spektrumundan çıkarılan LAS ve Moho sınırlarına ait anomali dalga boylarını ortaya çıkarıp diğer dalga boylarını süzecek olan bant geçişli süzgeçleme

işlemi yapılmıştır. Süzgeçlenerek elde edilen anomali haritaları daha sonra ters çözüm algoritmasıyla modellenerek söz konusu anomalilere karşılık gelen arayüzey sınırlarının üç boyutlu geometrisi kestirilmeye çalışılmıştır.

#### 4.2.2. Doğu Marmara Moho ve LAS geometrilerinin Modellenmesi

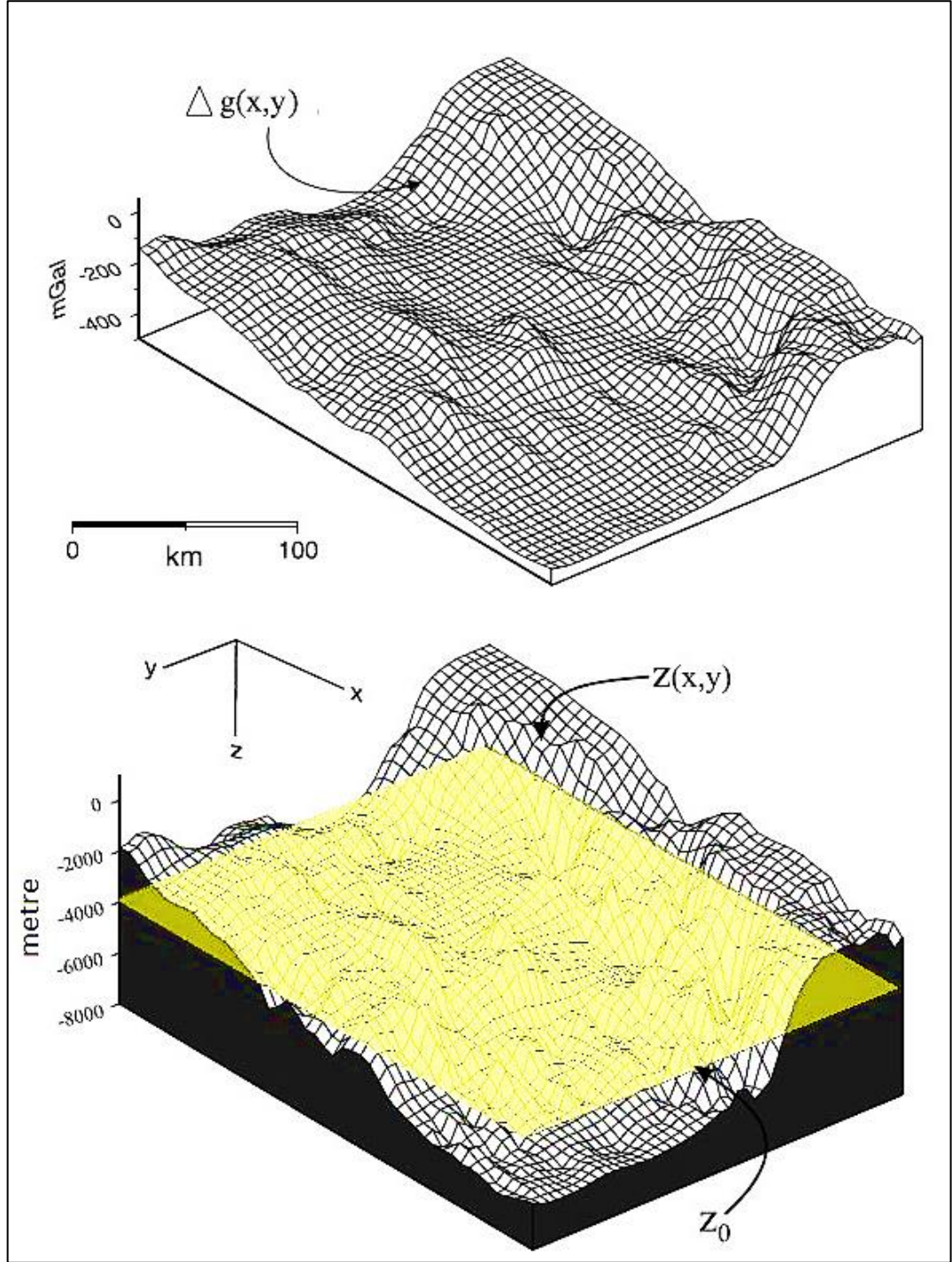
Parker-Oldenburg yöntemi gravite anomalisinin Fourier dönüşümü ile ara yüzey sınırının Fourier dönüşümünün toplamı arasındaki ilişkiye dayalıdır. Bu yöntemde iki homojen ortamı ayıran sınırın üç boyutlu geometrisi ortalama derinlik (referans derinliği) ve yoğunluk farkı ön bilgileriyle yinelemeli olarak kestirilir. Parker (1973) tarafından gelişigüzel şekilli sınırın gravite anomalisi,

$$\Delta g(x,y)=F^{-1} \left\{ -2\pi G\Delta\rho e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (4.10)$$

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,

$$h(x,y)=F^{-1} \left\{ \frac{F[\Delta g(x,y)]e^{-z_0\sqrt{(k_x^2+k_y^2)}}}{2\pi G\Delta\rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x,y)] \right\} \quad (4.11)$$

eşitliği verilmiştir. Bu bağıntıyla bir ters problem çözümü olarak gravite anomalileri  $g(x,y)$ 'den hareketle sınırın  $h(x,y)$  ondülasyonları kestirilebilir. Yinelemelere başlamak için öncelikle parantez içindeki sınır derinlikleri  $h(x,y)=0$  kabul edilir ve Denklem (4.11)'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. Şekil 4.7'de derin sınır ondülasyonunu temsil eden örnek bir yapı görülmektedir.

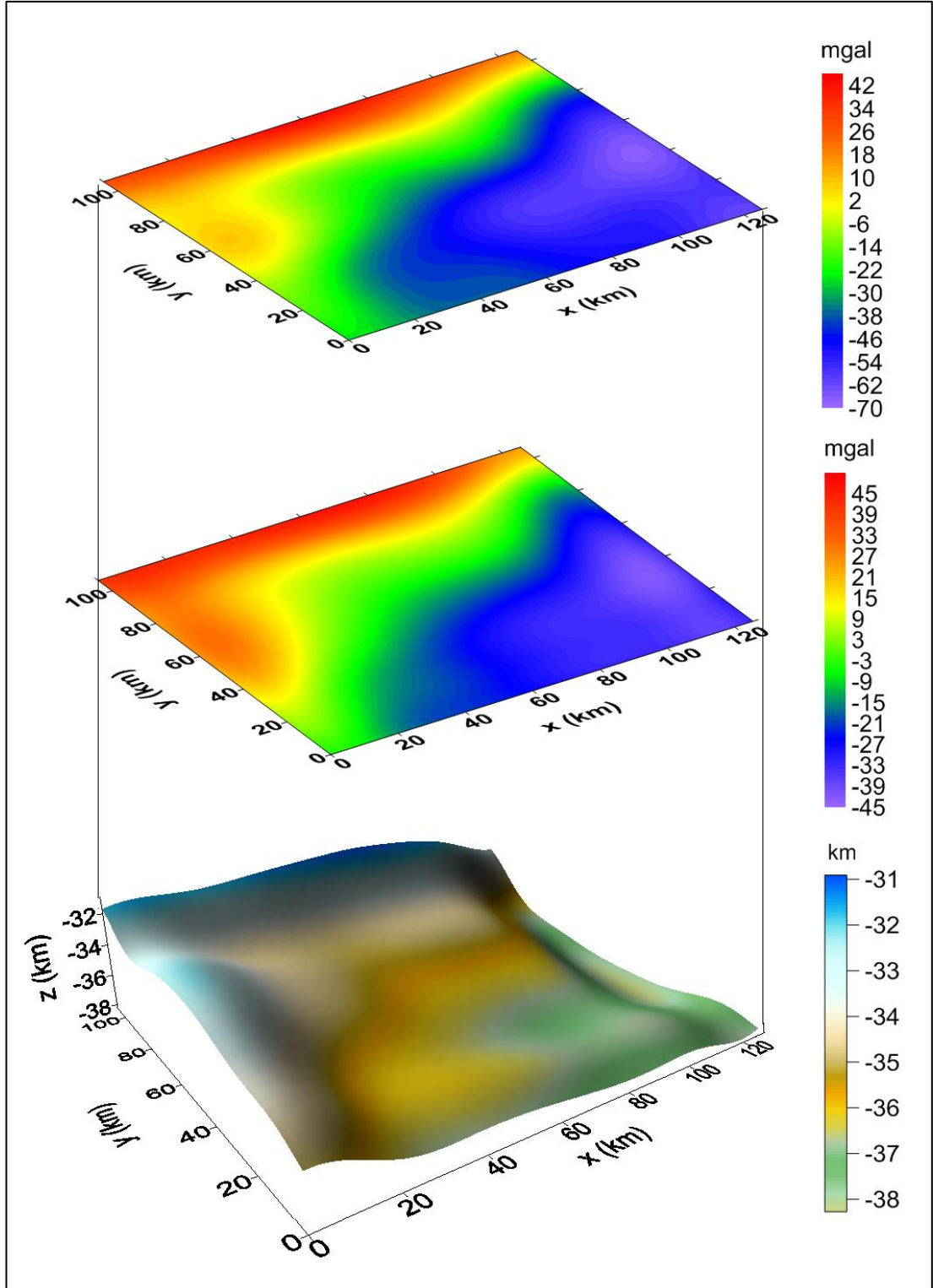


Şekil 4.7. Parker-Oldenburg algoritmasına göre gravite anomalisi ve örnek referans derinliği  $z_0=4000$  m olan üç boyutlu sınır ondülasyonunun modellenmesi (Blakely, 1995'den düzenlenmiştir)

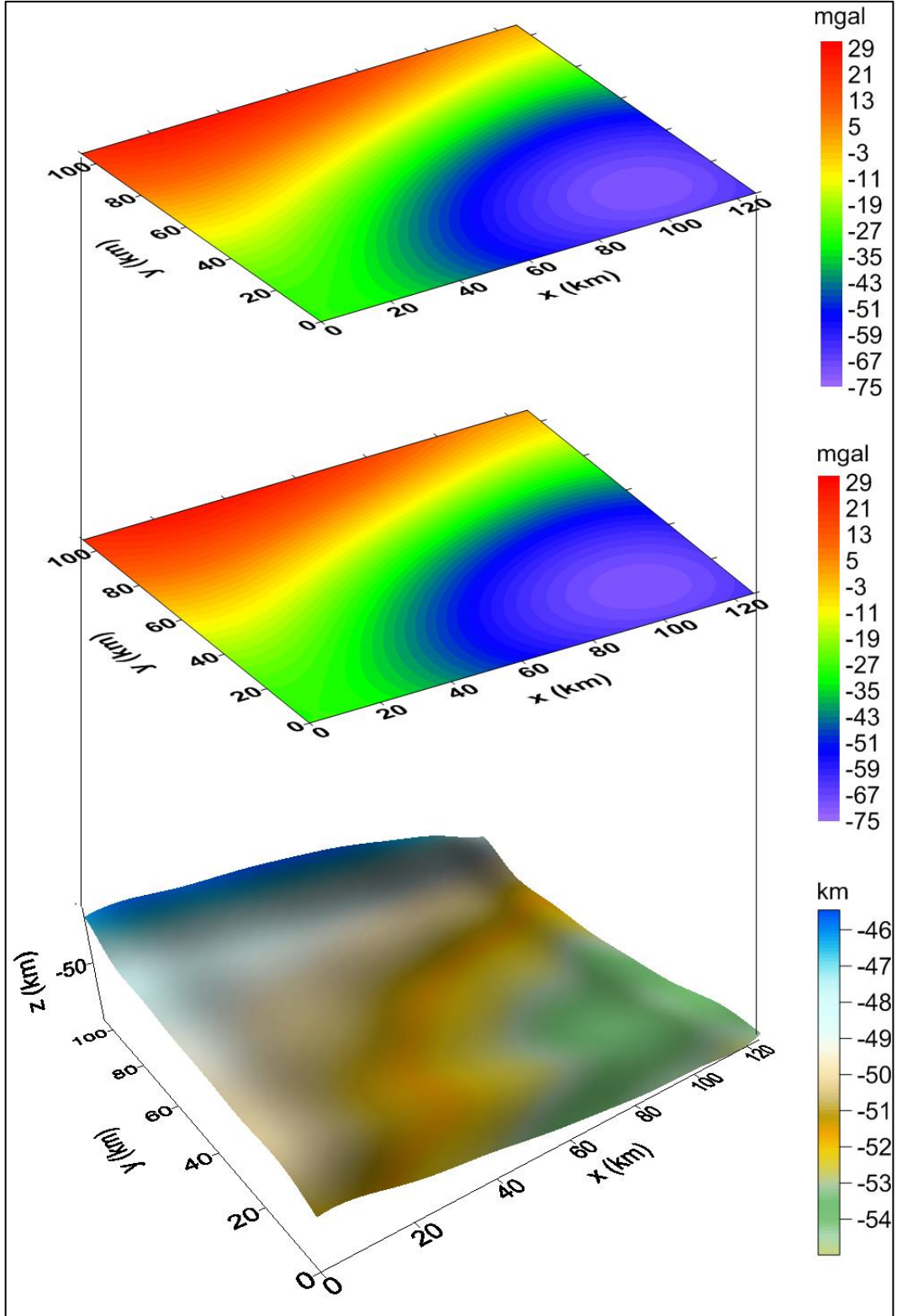
Şekil 4.8'de Doğu Marmara bölgesi EGM08 Bouguer anomalilerinin band geçişli süzgeçlenmiş Moho sınırına ait anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm sonuçları görülmektedir. Şekil 4.8 ve Şekil 4.9'da en üst panelde görülen anomali haritası

sırasıyla Moho ve LAS'dan kaynaklanan dalga boylarına ait anomalileri temsil etmektedir. Şekil 4.8'deki en alt panelde modellenen Moho yapısı yoğunluk farkı  $-0,5 \text{ gr/cm}^3$ , ortalama Moho derinliği Şekil 4.6'daki spektrumdan 35 km olarak alınmıştır. Doğu Marmara'nın en sığ Moho derinliği 31 km en derin kesimi ise yaklaşık 39 km olarak kestirilmiştir. Moho derinlikleri, Bekler ve diğ. (2005) tarafından bölge içerisinde ve İzmit körfezi civarında kontrollü kaynak kullanılarak yapılan derin sismik kaynak çalışmasından 32-35 km olarak bulunan değerlerle uyumludur. Çalışma alanının Moho yapısında ilginç özellikler gözlenmektedir. Bouguer anomalisinin genel karakteristik değişimini yansıtabilecek şekilde çalışma sahasının kuzeyinden güneyine doğru derinleşmekte ve özellikle sahanın orta kesiminden itibaren bu değişim hızlı bir biçimde gelişmektedir. Sahanın doğu ve batı sınır bölgelerinde ise sırasıyla kuzey-güney yönlü gelişen yapısal çökme ve yapısal yükselimlerle karakterize edilmektedir. 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. Bu durumda KAFZ'ın bu iki kolunun aynı zamanda Moho'nun genel yapısını şekillendirdiği olasılığını güçlendirmektedir. Geyve baseni civarında Moho'nun derinlik kazanması veya diğer bir deyişle kabuk kalınlığının artması bölgenin sismik boşluk özelliği dikkate alındığında derinleşen Moho'nun izostazik dengeye katkıda bulunduğunu gösterir. Bununla birlikte bölgenin sismik olarak aktif ve pasif olduğu bölgeleri yalnızca Moho yapısını gözleyerek yorumlamak doğru değildir. Doğu Marmara'nın izostazik denge oranları ısı akışı ve sismik faz hızlarının belirlenmesi söz konusu aktivitenin anlaşılmasında yararlı olacaktır. Şekil 4.8'deki orta panelde ait anomali Moho'dan hesaplanan anomaliyi temsil eder. Süzgeçlenmiş anomali ile hesaplanan anomali arasındaki uyum Moho modelinin optimum ölçüde kestirildiği sonucunu verir. Şekil 4.9'da ise aynı ters çözüm algoritmasıyla en üst paneldeki süzgeçlenmiş anomaliden kestirilen LAS modeli (en alt panel) ve LAS modelinden hesaplanan anomali (orta panel) görülmektedir. LAS model kestiriminde ortalama yoğunluk farkı  $-0,040 \text{ g/cm}^3$  ve ortalama derinlik, Şekil 4.6'daki spektrumdan 50 km olarak alınmıştır. LAS modelinde derinlikler 45-55 km aralığında değişmektedir. Doğu Marmara bölgesinde LAS yapısına yönelik çalışmalar oldukça azdır. Bayrak ve Nalbant (2001) ve Çağlar (2001) tarafından Doğu Marmara bölgesinde yapılan

MT ve derin rezistivite çalışmalarında LAS'na yönelik derinliklerin 30-50 km aralığında değiştiği önerilmektedir. Bu çalışmada LAS için kestirilen 45-55 km derinlik aralığı söz konusu çalışmalarla genel olarak uyumludur. LAS modelinin geometrik olarak Moho modeline benzediği açıkça görülmektedir. Bununla birlikte daha derin arayüzey sınırı olması nedeniyle LAS yapısında derinlik değişimleri arasında yumuşak geçişler gözlenir. Moho modelinde olduğu gibi LAS modelinde de KAFZ'ın kuzey ve güney kolları LAS üzerindeki karakteristik değişim bölgelerine karşılık gelmektedir. Bu durumda LAS'ın şekillenmesinde de KAFZ'ın bu iki kolunun etkin rol oynadığı sonucuna ulaşılmaktadır. LAS geometrisinde en ilgi çeken husus küresel olarak yaklaşık 100 km derinliğinde kabul edilen bu sınırın Doğu Marmara bölgesinde yaklaşık 45-55 km arasında değişim göstermesidir. Burada Doğu Marmara bölgesinin litosferik manto kalınlığının ince olduğu gözlenmektedir. Çalışma alanının Kuzey kesiminde bu kalınlık yaklaşık 14 km Güneyinde ise yaklaşık 17 km ye ulaşmaktadır. Litosfer kalınlığının bu ölçüde ince olmasının sebepleri çeşitli açılardan önemli bir araştırma konusudur. Bu çalışmayla gerek sismik boşlukların nedenleri ve gerekse litosfer kalınlığının oldukça düşük olması bölgenin sıcaklık yapısı ve etki eden gerilimlerin dağılımları ile ilgili çözümler üretilmesini gerekli kılmaktadır.



Şekil 4.8. Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritasının band geçişli süzgeçlemesiyle elde edilen Moho'dan kaynaklanan anomalinin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi. Model kestiriminde ters çözüm yakınsama kriteri 0,01 olarak seçilmiştir. Doğu Marmara bölgesinin Moho yapısının üç boyutlu geometrik yapısı (en alt panel) ve Moho'dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması



Şekil 4.9. Şekil 4.5a'daki Bouguer anomali haritasının band geçişli süzgeçlemesiyle elde edilen LAS'dan kaynaklanan anomalilerin Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla modellenmesi. Model kestiriminde ters çözüm yakınsama kriteri 0,01 olarak seçilmiştir. Doğu Marmara bölgesinin LAS yapısının üç boyutlu geometrik yapısı (en alt panel) ve LAS dan hesaplanan anomali (orta panel) ile gözlenen anomalinin (en üst panel) karşılaştırılması

### 4.2.3. Gravimetrik Moho, izostazik Moho ve denge dereceleri

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 bulunmaktadır (Deng ve diğ., 2014). Herhangi bir bölgede kabuğun dengeli olduğu, dengeye ulaşmadığı ve aşırı dengelenme özelliği gösterip göstermediği konusu bu türden aktivitelerin açıklanması açısından önemli bir konudur. Yüklere karşı kabuk olması gerektiği ölçüde veya diğer bir deyişle üzerindeki yükü dengeleyecek ölçüde kökler geliştirmişse, bu durumda “olması gereken gerçek kök” izostazik Moho olarak da tanımlanabilir. Gözlenen Bouguer anomalisinden hareketle “hesaplanan kök” ise gravimetrik Moho olarak adlandırılabilir. İdeal olarak homojen bir ortamda izostazik Moho’dan hesaplanan Bouguer anomalisi ( $\Delta g_B$ ) ile gravimetrik Moho’dan hesaplanan anomali ( $\Delta g_R$ ) birbirine eşit olacaktır. Bu durumda Bouguer anomalisi ile kökün gravite anomalisi arasında farka karşılık gelen izostazik anomali

$$\Delta g_I = \Delta g_B - \Delta g_R \quad (4.12)$$

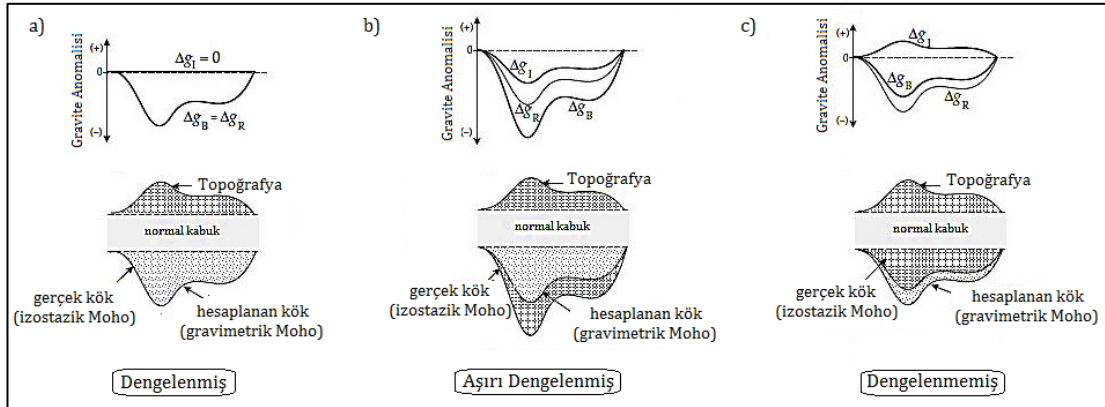
olarak verilen eşitliğinden sıfır olacaktır (Şekil 4.10a). Bunun anlamı izostazik anomalinin sıfır olduğu bölgelerde kabuğun denge halinde olduğu sonucunu çıkarmaktadır. Gözlenen Bouguer anomalisinden hareketle kestirilen gravimetrik Moho, izostazik Moho’dan daha derindeyse bu durumda gravimetrik Moho’dan hesaplanan anomali ( $\Delta g_R$ ), izostazik Moho’dan hesaplanan anomaliden ( $\Delta g_B$ ) daha büyük genlikte olacaktır. Buradan Denklem (4.12)’ye göre izostazik anomali negatiftir (Şekil 4.10b). Gözlenen Bouguer anomalisinden hareketle kestirilen gravimetrik Moho, izostazik Moho’dan daha sığ derinlikteyse bu durumda



gravimetrik Moho'dan hesaplanan anomali ( $\Delta g_R$ ), izostazik Moho'dan hesaplanan anomaliden ( $\Delta g_B$ ) daha küçük genlikte olacaktır. Buradan Denklem (4.12)'ye göre izostazik anomali pozitif yönde gelişecektir (Şekil 4.10c). Görüldüğü gibi denge analizlerinin yapılabilmesi için izostazik Moho ve gravimetrik Moho arasındaki farkların bilinmesi gerekir. Bu farkların yüzde oranları hesaplandığında aynı zamanda denge yüzdeleri de hesaplanmış olacaktır. Buna göre denge oranları için basitçe,

$$\text{Yüzde Denge Oranı} = 100 - \left( \frac{\text{İzostazik Moho} - \text{Gravimetrik Moho}}{\text{İzostazik Moho}} \right) \times 100 \quad (4.13)$$

eşitliği yazılabilir. Bu eşitlikte görüldüğü gibi izostazik Moho, gravimetrik Moho'ya eşitse izostazik denge oranı %100 olmaktadır. Gravimetrik Moho, izostazik Moho'dan daha küçükse bu durumda denge oranı %100'den daha büyük olacağı için aşırı dengelenme ve tersi durumda ise az dengelenme söz konusudur.

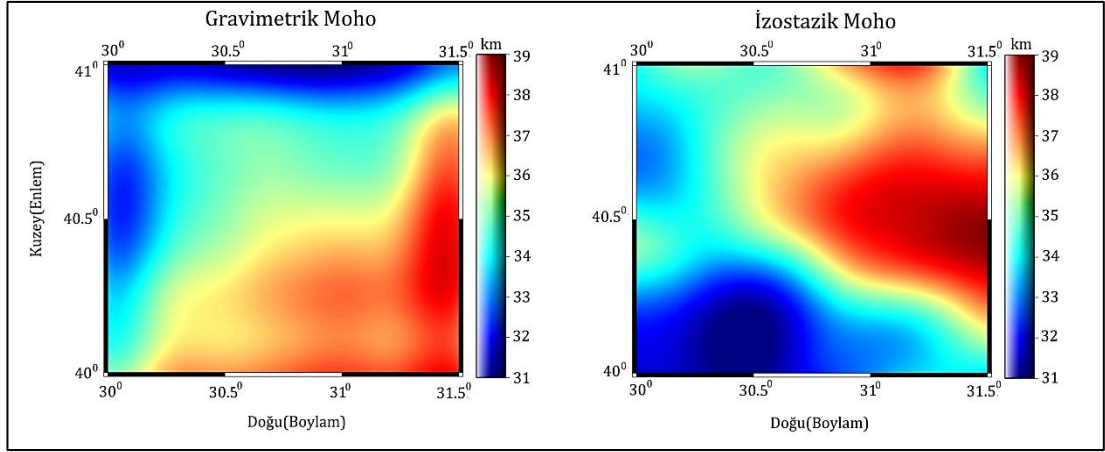


Şekil 4.10. Basitleştirilmiş kabuk modeli üzerinde izostazik ve gravimetrik analizler (Lowrie, 2007) a) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'ya eşit olması durumunda dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir. Bu durumda gravimetrik Moho'dan hesaplanan Bouguer anomalisi ( $\Delta g_R$ ) ile izostazik Moho'dan hesaplanan kökün Bouguer anomalisi ( $\Delta g_B$ ) birbirine eşit olduğundan izostazik anomali ( $\Delta g_I$ ) sıfır değerini alır b) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'dan küçük olması durumunda aşırı dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir. Bu durumda gravimetrik Moho'dan hesaplanan Bouguer anomalisi ( $\Delta g_R$ ) ile izostazik Moho'dan hesaplanan kökün Bouguer anomalisi ( $\Delta g_B$ ) arasındaki farka göre izostazik anomali ( $\Delta g_I$ ) negatif olacaktır c) Gözlenen Bouguer anomalisinden kestirilen gravimetrik Moho'nun izostazik Moho'dan büyük olması durumunda az dengelenmiş kabuk modeli geçerlidir. Bu durumda gravimetrik Moho'dan hesaplanan Bouguer anomalisi ( $\Delta g_R$ ) ile izostazik Moho'dan hesaplanan kökün Bouguer anomalisi ( $\Delta g_B$ ) arasındaki farka göre izostazik anomali ( $\Delta g_I$ ) pozitif olacaktır

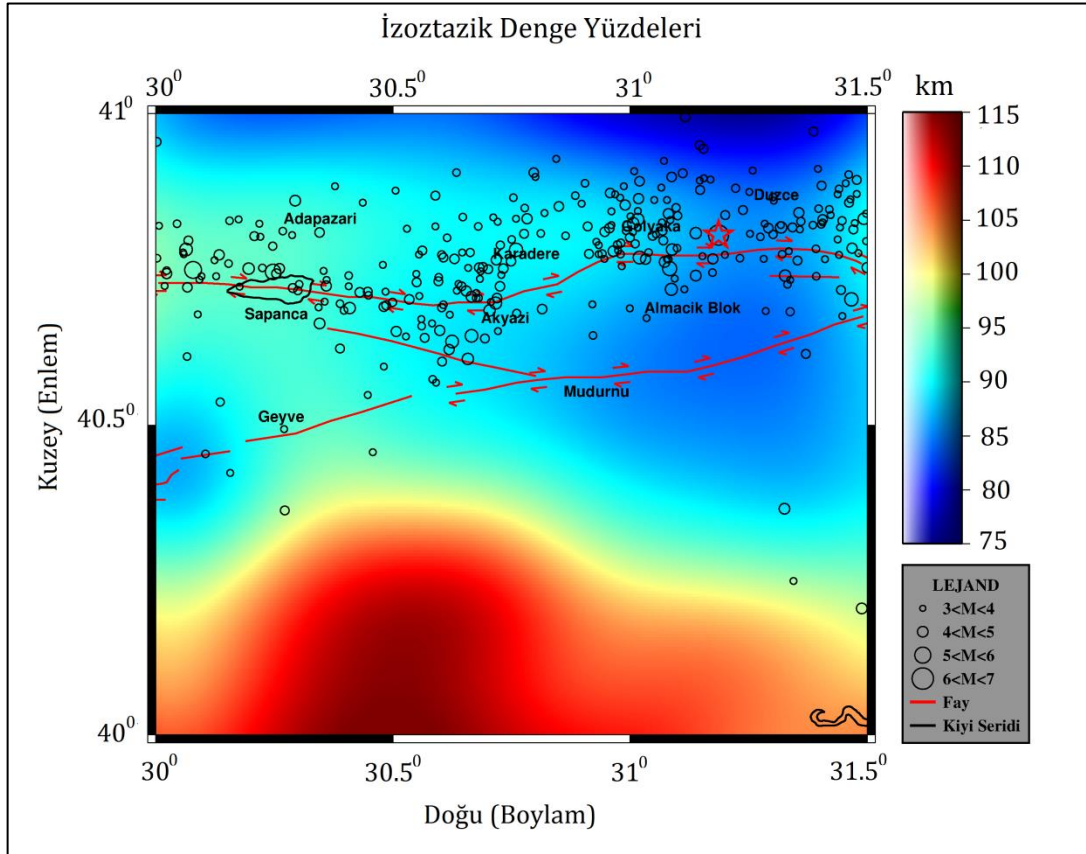
Doğu Marmara bölgesinin kabuk denge analizleri için topoğrafya yüklerine karşı elde edilen gerçek köklerin veya izostazik Moho'nun ve gözlenen Bouguer anomalisinden gravimetrik Moho'nun belirlenmesi gerekir. Önceki bölümde Parker-Oldenburg algoritmasıyla gravite anomalisinin ters çözümden gravimetrik 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 (Boot, 1971; Watts 2001, Wang ve diğ., 2003). Bu yöntemlerin temelinde Airy veya Vening Meinesz modelleri esas alınmaktadır. Braitenberg ve diğ. (2000) izostazik Moho kestiriminde gravimetrik Moho ile topoğrafya arasındaki ilişkiye dayalı bir yöntem geliştirmiştir. Bu yönteme 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 yanıl kuvvetler ihmal edilerek Denklem (3.15)'den düşey yükler altında izostazik Moho hesaplanmıştır. Çalışma sahasının Şekil 4.5b'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 kolonunun kalınlığı yaklaşık 30-35 km arasında seçilmektedir (Moritz 1990, Deng ve diğ., 2014). Bu çalışmada denge kolonunun kalınlığı 35 km olarak alınmıştır. İzostazik Moho bu ortalama değerin üzerinde ve altında kestirilerek topoğrafya haritasındaki her bir grid noktasında hesaplanarak Şekil 4.11'de çizilmiştir. İzostazik Moho ve gravimetrik Moho derinlikleri arasında uyum olmakla birlikte değişim karakteristiğinde farklılıklar göze çarpmaktadır. Böylece bölgenin izostazik denge derecelerinin değişkenlik göstereceği açıktır.

İzostazik Moho esas alınarak, bu iki veri seti arasındaki farklardan Denklem (4.13) yardımıyla izostazik denge hesaplanarak Şekil 4.12'de çizilmiştir. Şekil 4.12'de aynı zamanda izostazik denge oranlarıyla çalışma alanının sismik aktivitesi arasındaki ilişkileri korele edebilmek amacıyla dış merkez dağılımlarında işaretlenmiştir.

Şekil 4.12'deki izostazik 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'nin kuzey kolunun bu kesimde yer alması ve yüksek deprem aktiviteleri kabuğun dengeye ulaşmadığının veya dengesizliğinin ölçüleri olarak denge oranlarını desteklemektedir. KAFZ'nin 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 destektendiği sonucuna ulaşılabilir.



Şekil 4.11. Parker-Oldenburg ters çözüm algoritmasıyla kestirilen Moho derinlik haritası (solda) ve Vening Meinesz bölgesel izostazik modeline göre kestirilen izostazik Moho derinlik haritasının (sağda) karşılaştırılması



Şekil 4.12. Şekil 4.11'deki, gravimetrik Moho ve izostazik Moho arasındaki farklılıklardan hesaplanan Doğu Marmara bölgesinin izostazik denge yüzdeleri haritası. İzostazik denge yüzdeleri üzerinde 1992-2012 yılları arasında magnitudü 3'den büyük deprem dış merkezleri ve KAFZ'ın kuzey ve güney kolları birlikte gösterilmiştir

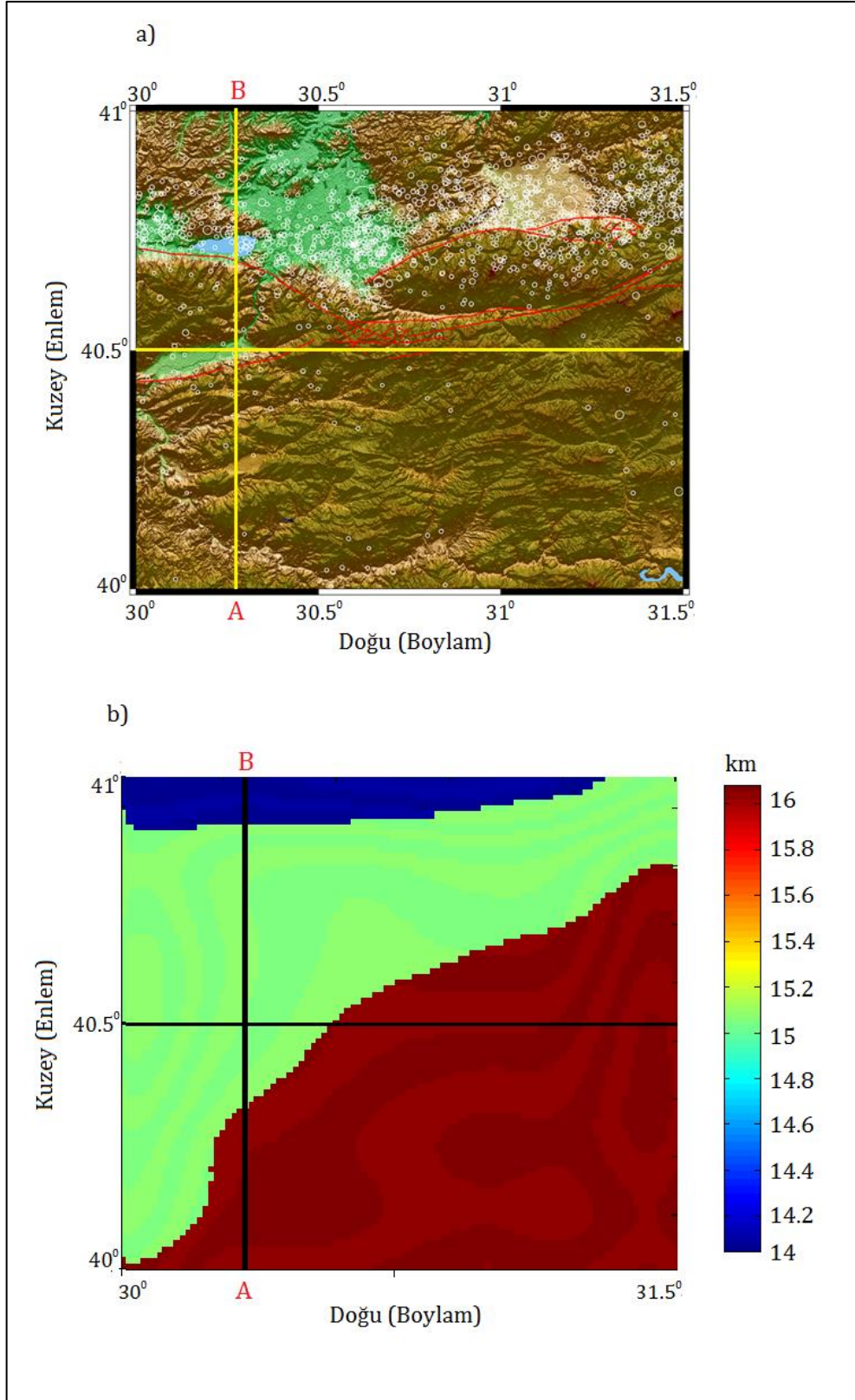
#### **4.2.4. Doğu Marmara'nın efektif elastik kalınlık haritası ve reoloji modeli**

Daha önce bahsedildiği gibi Doğu Marmara bölgesi Anadolu levhasının tektonik olarak en önemli bölgelerinden biridir. Bölgenin en önemli özelliği kuzey ve güney kesimleri arasında sismik akvitelerde önemli farklılıklar olmasıdır. Bu çalışmanın önemli parçalarından biri de bu farklılıklara neden olan litosfer mukavemetinin modellenmesi ve yeni neotektonik yorumların geliştirilmesidir. Litosfer mukavemeti litosfer üzerinde etki eden kuvvetlere karşı litosferin gösterdiği tepkinin bir ölçüsüdür. Bu açıdan çalışma alanının kuzey kesimindeki sismik aktivitenin fazla olması bu bölgede elastik deformasyon enerjisinin kısa periyotlar içerisinde kinetik enerjiye dönüştüğünü gösterir. Buradan kabuğun kırılğan bir özelliğe sahip olduğu anlaşılır. Bununla birlikte kabuğun tamamının veya litosferik mantonun da kırılğan özellikte olup olmadığı, aksi durumda sünek yapının hangi kesimlerde geliştiği önemli sorulardır. Bundan başka litosferin elastik olarak deforme olan kısımlarının kalınlıklarının bilinmesi, kırılmanın henüz gelişmediği elastik bölgelerinin ve kırılma yenilmesinin meydana geldiği ortamlar hakkında bilgiler sunar. Bu konuların çözümleri efektif elastik kalınlık haritasının ve buradan litosfer mukavemet kesitlerinin hesaplanmasıyla bulunabilir. Bu amaçla çalışma sahasının kuzey ve güney bölgelerini kesen profiller boyunca EEK ve reoloji modellemesi yapılmıştır. Şekil 4.13a'da güney-kuzey doğrultulu profilden başka onu dik kesen batı-doğu yönlü bir profilde alınmıştır. Böylece iki farklı doğrultuda bakış açıları getirilerek reoloji modellemesinde ayrıntılı görüntüler elde edilmeye çalışılmıştır. Güney yönlü profilin sismik olarak boşluk özelliği gösteren Geyve basenini kesecek şekilde seçildiğine dikkat edilmiştir. Şekil 4.13b'deki EEK haritası Bölüm 3.3'de anlatılan Burov ve Diamant (1995) tarafından geliştirilen yöntemle elde edilmiştir. Bu nedenle EEK haritası aynı zamanda kabuk ve litosferik manto içerisindeki rijit kısımların elastik bölgelerinin kalınlıklarını görüntüler. EEK haritasında kalınlıklar dar bir bant aralığında ve 14-16 km arasında değişim göstermektedir. Doğu Marmara litosferinin efektif elastik kalınlık değerleri Şekil 3.8'de gösterilen küresel ölçekli verilerle karşılaştırıldığında uyumludur. Kalınlık değişimleri duraylı gibi görülmekte genel anlamda kalınlığın azaldığı bölgelerin çalışma sahasının kuzey kesiminde ve arttığı bölgelerin ise güney ve güneydoğu kesimlerinde meydana geldiği dikkat

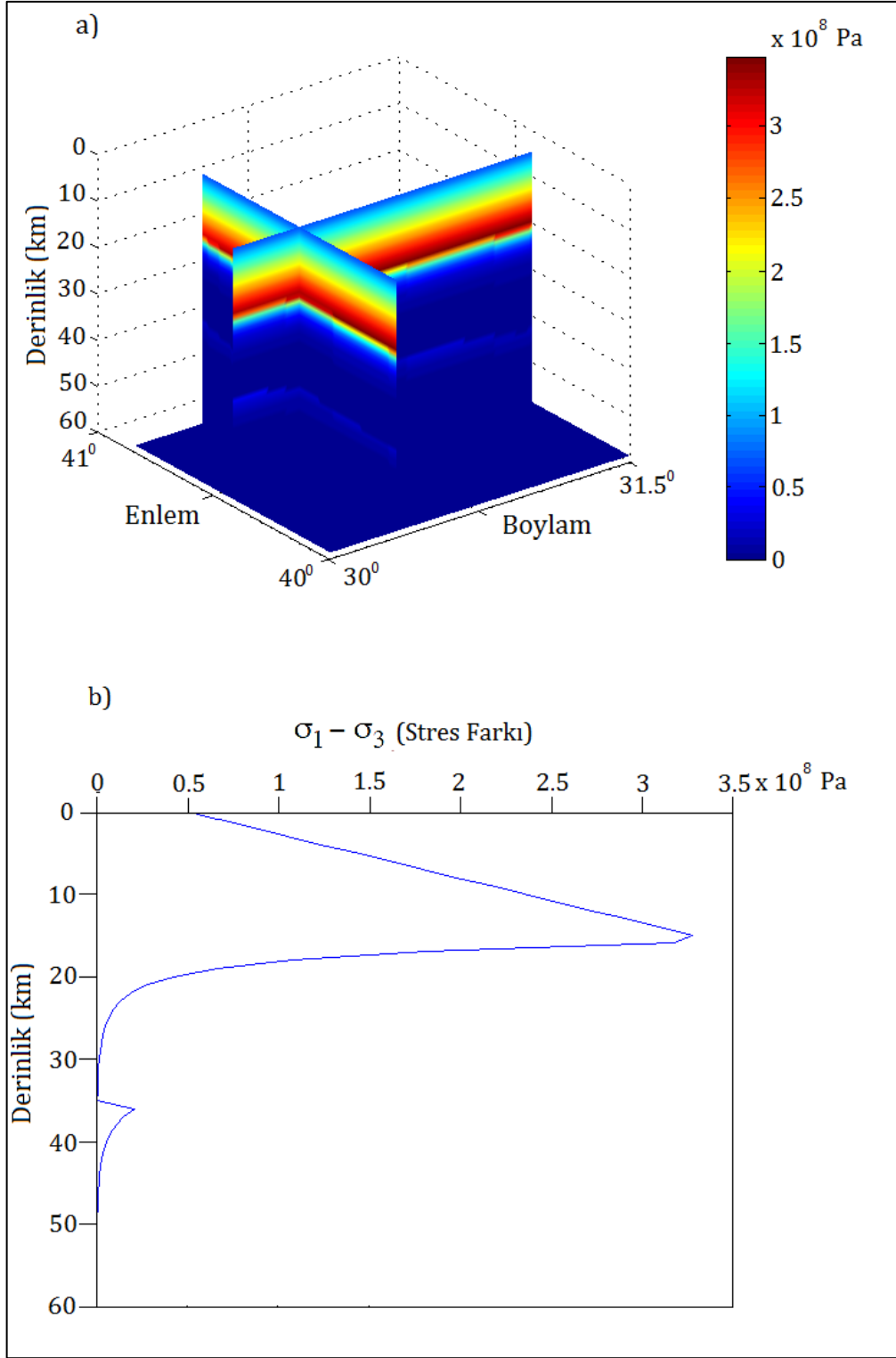
çekmektedir. Bu açıdan EEK haritası Şekil 4.13a'da gösterilen kuzey ve güney kesimindeki sismik aktivitelerle korele edilebilir bir özelliğe sahiptir.

Şekil 4.14a'da, Şekil 4.13a ve Şekil 4.13b'de Denklem (3.16)'dan hesaplanan EEK haritasında güney-kuzey ve batı-doğu kesitlerin altında derinliğe bağlı olarak Denklem (3.18)'den hesaplanan litosfer mukavemet kesitleri görülmektedir. Bu kesitlerde litosfer içerisinde etkili olan basınç gerilmelerine karşı litosferin ne ölçüde mukavemet gösterdiği gözlenmektedir. Şekil 4.14a'da litosfer ve litosfer altı ortamların mukavemet değişimlerinin tabakalı yapısı açıkça görülmektedir. Bu yapı güney-kuzey ve batı- doğu yönlü profiller altında belirgin bir fark olmaksızın aynı şekilde devam etmektedir. Şekil 4.14b'de, kırılğan ve sünek geçiş zonlarının daha açık bir şekilde gözlenebilmesi için Şekil 4.14a'nın güney-kuzey doğrultulu bir boyutlu değişim grafiği çizilmiştir. Bu grafikten en büyük mukavemet üst kabuk içerisinde ve yaklaşık  $3,3 \times 10^8$  Pa değerine ulaşmaktadır. Bu değer aynı zamanda üst kabuk ve alt kabuk arasındaki sınırı temsil eder. Bu özellik litosfer içerisindeki kırılğan deformasyonun ağırlıklı olarak üst kabuk içerisinde meydana geldiğini gösterir. Bu sonuç Şekil 4.2'deki odak derinliği dağılım kesitinde depremlerin en fazla tekrarladığı bölge ile ilişkilendirilebilir. Buna göre depremlerin en fazla tekrarladığı maksimum derinlik yaklaşık 15 km ye kadar olmaktadır. Alt kabuğa doğru mukavemet önemli ölçüde düşmekte ve sünek deformasyon özelliği gösterecek şekilde Moho derinliğine kadar bu düşüş devam etmektedir. Moho derinliğinde litosfer mukavemeti bir miktar artış göstermekte ve çok az gelişen kırılğanlıkla birlikte, litosferik mantonun da aynı şekilde sünek davranış gösterdiği gözlenmektedir.

Doğu Marmara bölgesi içerisinde güney-kuzey ve batı- doğu yönlü profiller üzerinde elde edilen yukarıdaki sonuçlardan Doğu Marmara litosferi üzerindeki yükleri ağırlıklı olarak üst kabuk karşılamakta ve tüm litosferin mukavemeti üst kabuk üzerinde toplanmaktadır. Bu durumda litosferin mekanik olarak en güçlü kısmı üst kabuk olmaktadır. Alt kabuk ve litosferik manto ise sünek özellikleri nedeniyle litosfer içerisindeki toplam mukavemete katkıları çok az veya olmamaktadır. Bu özellik Bölüm 3.4.1'de anlatıldığı üzere Creme Brulee reoloji modeline uymaktadır.



Şekil 4.13. Doğu Marmara bölgesinin EEK haritası üzerinde reolojik modelleme için kullanılan profil doğrultuları a) AB profili ve buna dik olan profilin çalışma alanı içerisindeki tektonik çizgisellikler ve deprem dış merkez dağılımları üzerindeki konumları b) Profillerin EEK haritası üzerindeki konumları

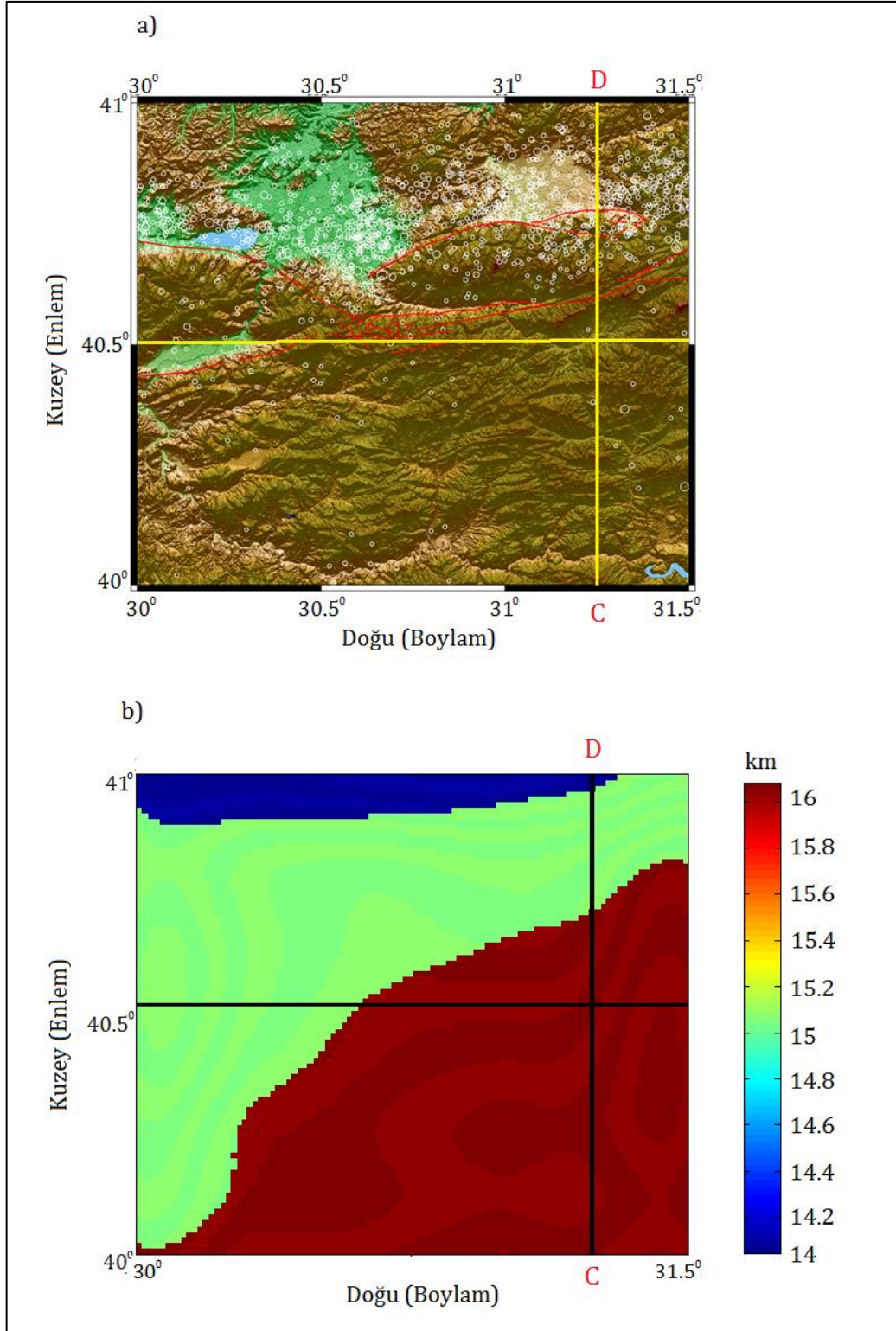


Şekil 4.14. Doğu Marmara bölgesi reolojik modelleme a) Şekil 4.13b'deki EEK haritasındaki profillerden elde edilen litosfer mukavemet kesitleri b) Litosfer mukavemet kesitinden elde edilen reoloji grafiği

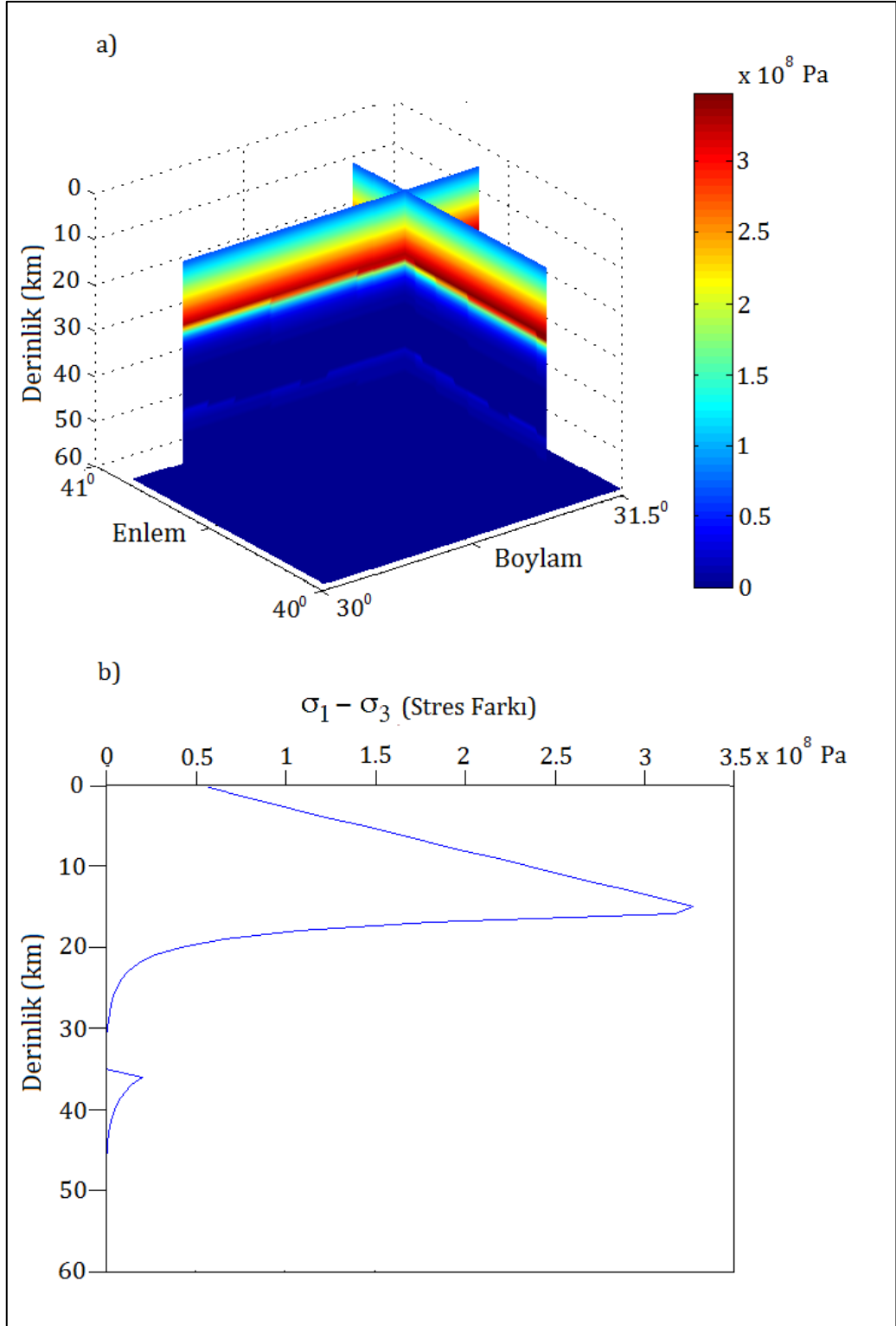


Yukarıda anlatılan reoloji modelleme sonuçlarının başka bir profil üzerinde nasıl geliştiğini ve AB profili ile korele edilip edilemeyeceğinin anlaşılabilmesi için AB profilinden uzakta ve profile paralel bir CD profili seçilmiştir (Şekil 4.15a). Şekil 4.13b'deki gibi CD Profilinde de bu profili dik kesen batı-doğu yönlü bir profil de dikkate alınmıştır. CD profilinin seçiminde AB profilinin seçiminde olduğu gibi profilin sismik olarak aktif ve pasif bölgeleri kesmesine dikkat edilmiştir. Şekil 4.2'ye dikkat edilirse özellikle Almacık bloğunun kuzeyin de aktivitenin yoğunlaştığı ve güney kesimlerinde ise Geyve baseninin civarındakine benzer şekilde "sessiz" bölgelerin olduğu gözlenmektedir.

Şekil 4.15b'deki EEK haritasından elde edilen litosfer mukavemet kesitleri Şekil 4.16a'da görülmektedir. Şekil 4.16b'de ise reoloji grafiği çizilmiştir. Reoloji grafiğinden kırılğan-sünek sınırının 15 km de olduğu ve buradan itibaren litosfer mukavemetinin plastik deformasyonun sünek davranış özelliği olarak özelliği olarak hızlı bir düşüş gösterdiği görülmektedir. Moho derinliğinde ise çok az bir kesimde elastik deformasyon ve kırılğanlık ve sonrasında yine sünek özellikte bir deformasyon eğrisi elde edilmiştir (Şekil 4.16b). AB profili için anlatıldığı gibi CD profilinde de reoloji modeli olarak Creme Brulee modeli geçerli olmaktadır. Tüm sonuçların AB profili için elde edilen sonuçlarla oldukça uyumlu olduğu açıkça görülmektedir. AB ve CD profilleri arasındaki uyumun nedeni EEK haritasında kalınlıkların çok fazla değişim göstermemesi ve bu nedenle litosfer içerisindeki rijit ve elastikliğini koruyan bölgelerin çalışma alanını içerisinde hemen hemen duraylı bir şekilde dağılım göstermesidir.



Şekil 4.15. Doğu Marmara bölgesinin EEK haritası üzerinde reolojik modelleme için kullanılan profil doğrultuları a) CD profili ve buna dik olan profilin çalışma alanı içerisindeki tektonik çizgisellikler ve deprem dış merkez dağılımları üzerindeki konumları b) Profillerin EEK haritası üzerindeki konumları



Şekil 4.16. Doğu Marmara bölgesi reolojik modelleme a) Şekil 4.15b'deki EEK haritasındaki profillerden elde edilen litosfer mukavemet kesitleri b) Litosfer mukavemet kesitinden elde edilen reoloji grafiği

## 5. DOĞU MARMARA LİTOSFERİNİN SICAKLIK VE FAZ HIZLARININ MODELLENMESİ

### 5.1. Litosfer Sıcaklıklarının Modellenmesi

Isı transferi ile sıcaklık modellemesi problemlerinde, sıcaklıklar iki türlü çözülmektedirler. Bunlardan biri zamandan bağımsız (durağan durum) ve zamana bağımlı sıcaklık modellemeleridir. Zaman bağılı olarak yapılan sıcaklık kestirimlerinde belli bir zaman sonra ısı iletimi kararlı hale gelmektedir (Göktürkler, 2002). Litosferin yaşı dikkate alındığında ısı transferinin kararlı olduğu ve durağan durum kabulü altında sıcaklıkların kestirilebileceği kabul edilebilir.

Bölüm 2.3'de anlatıldığı gibi kıtasal litosferde oluşan sıcaklık dağılımları ısı iletimi yoluyla ortaya çıkmaktadır. Bu durumda bir durağan durum problemi olarak litosfer içindeki ısı iletim bağıntısı,

$$\nabla(-k\nabla T) - A(x, z) = 0 \quad (5.1)$$

olarak verilir. Burada T sıcaklık, k ısı iletim katsayısı, A birim hacim başına radyojenik ısı üretimi ( $Wm^{-3}$ ), x ve z ise sıcaklıkların hesaplanacağı yatay ve düşey koordinatlarıdır. Denklem (5.1)'de yapılan küçük düzenlemelerle,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A = 0 \quad (5.2)$$

yazılabilir. Sıcaklıkların çözümü ısı iletim katsayısının önceden bilinmesini gerektirir. Isı iletim katsayısı kayaçların ısı enerjisini iletme yeteneğinin bir ölçüsüdür. Isı iletim katsayısı, ısı iletimi ( $k_s$ ) ve ısı ışıınımı ( $k_{rd}$ ) etkilerine ait katsayılarının toplamı,

$$k = k_s + k_{rd} \quad (5.3)$$

olarak ifade edilebilir (Göktürkler, 2002).

Isı iletim katsayısı sıcaklığa ve basınca bağlı bir büyüklüktür. Sıcaklığın bir fonksiyonu olarak ele alındığında ortalama 550 °C'den daha düşük sıcaklıklarda ısı iletimi ve 550 °C den büyük sıcaklıklarda ise ışık ışınımı etkin olmaktadır. Buna göre Hofmeister (1999) üst manto içerisinde ısı iletim katsayısını sıcaklığın bir fonksiyonu olarak,

$$k(T) = \frac{b}{1 + cT} ; T < 550 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.4)$$

$$k(T) = \frac{b}{1,5 + dT} ; T > 550 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.5)$$

eşitlikleriyle vermiştir. Burada, b oda sıcaklığındaki (20 °C) ısı iletim katsayısı, c ve d deneysel yolla belirlenen sabit değer ve T sıcaklıktır. Kıtasal litosfer için b, c ve d parametreleri sırasıyla  $b=5,3$ ,  $c=1,5 \times 10^{-3}$  ve  $d=5,5 \times 10^{-4}$  olarak alınır (Afonso ve diğ., 2004).

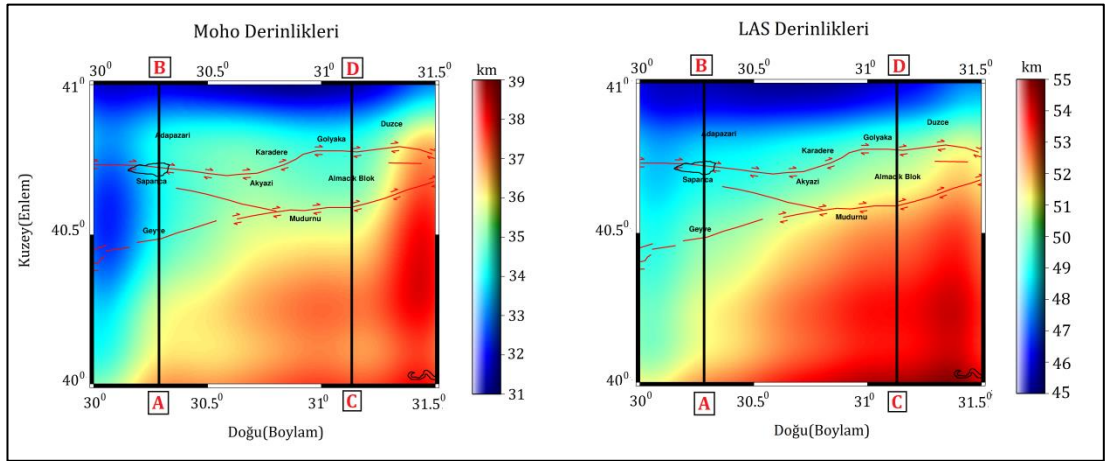
Denklem (5.2)'den sıcaklıkların düz çözümü analitik veya sayısal yolla (sonlu farklar veya sonlu elemanlar) yapılabilir. Bu çalışmada sonlu farklar tekniği kullanılmıştır. Sonlu farklar yönteminde sınır koşulları olarak, ortamın en üst ve en alt sınırlarında sıcaklıklar sabit olduğu ve buralarda hiçbir ısı akısının gelişmediği kabul edilmektedir. Bu çalışmada yeryüzündeki sıcaklık 0 °C olarak kabul edilmiştir. Yerkabuğunun yüzeyindeki sıcaklık değişiminin yaklaşık 10-20 °C civarında olması nedeniyle bu sınır koşulu sonuçları çok fazla etkilememektedir. Ortamın alt sınırındaki sıcaklık değeri ise adyabatik sıcaklık gradyentinin başladığı sıcaklık olan 1300 °C kabul edilmiştir.

Moho ve LAS derinlik haritaları üzerinde reoloji modellemesinde de kullanılan AB profili (Şekil 5.1) sıcaklık, ısı akısı ve sismik faz hızlarının modellenmesinde de kullanılmıştır. Modelleme çalışmalarında Afonso ve diğ. (2004) tarafından geliştirilen LITMOD yazılımı kullanılmıştır.

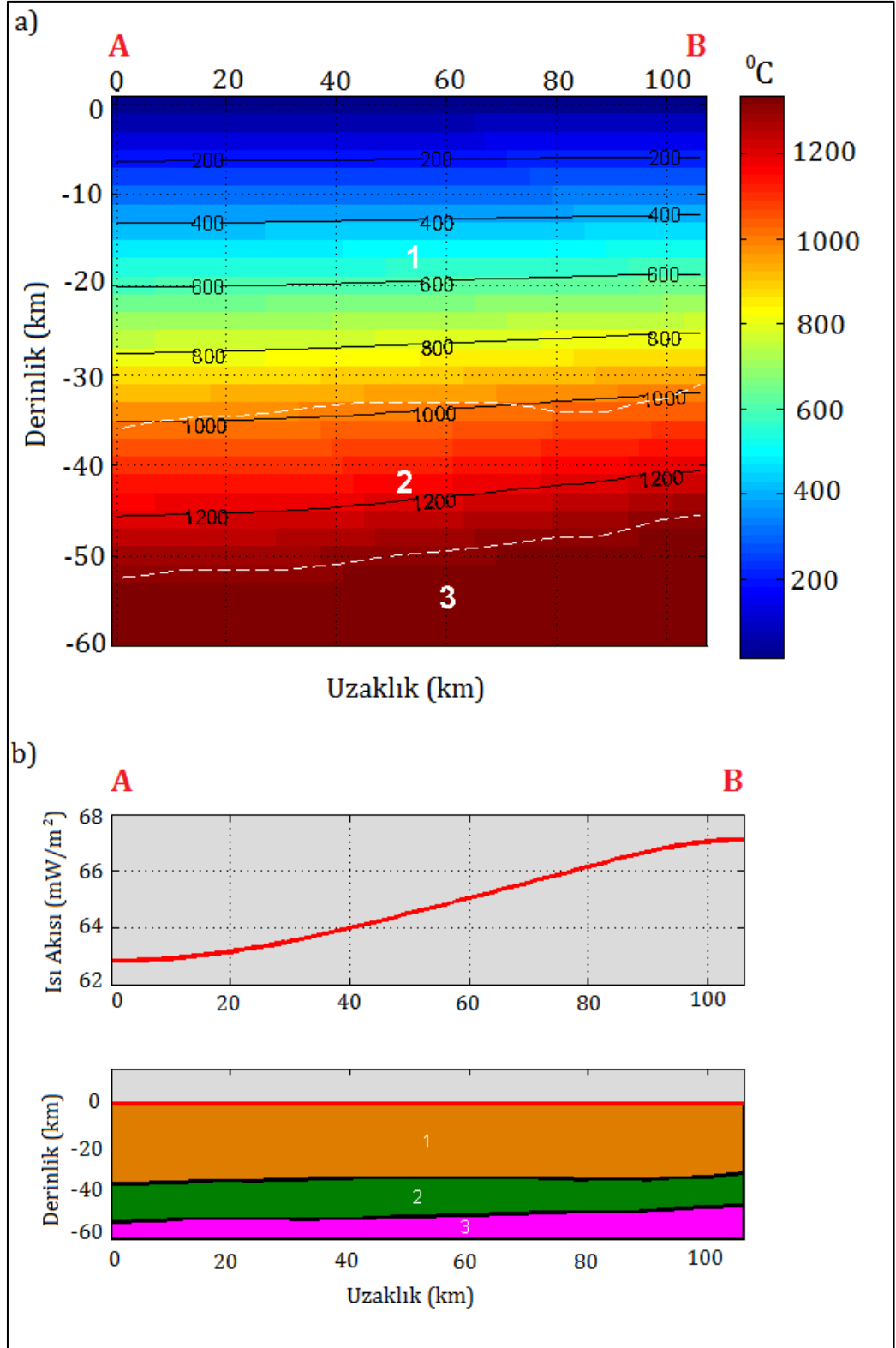
Şekil 5.2a'daki sıcaklık görüntüsü kesit çizgisinin güney-kuzey doğrultusuna göre elde edilmiştir. Bu durumda kesitin güney sınırından çalışma sahasının ortasına kadar olan kesimi çalışma alanının güney kesimini ve devamında ise çalışma alanının kuzey kesimini kapsar. Bu açıdan ele alındığında kuzeye doğru gittikçe sıcaklıklarda belirgin bir artış gözlenmekte (Şekil 5.2a) ve bu artış ısı akısı eğrisinde de açık bir

şekilde desteklenmektedir (Şekil 5.2b). Isı akısı anomalisinin kesitin ortasından itibaren hızlı bir gradyent artışıyla birlikte yükselmektedir. Daha önce bahsedildiği gibi ısı akısı aynı zamanda sıcaklık gradyentinin bir ölçüsü olduğundan, sıcaklık artışıyla birlikte ısı akısında artış gösterecek biçimde modellenmiş olması beklenen sonucu ortaya çıkarmıştır.

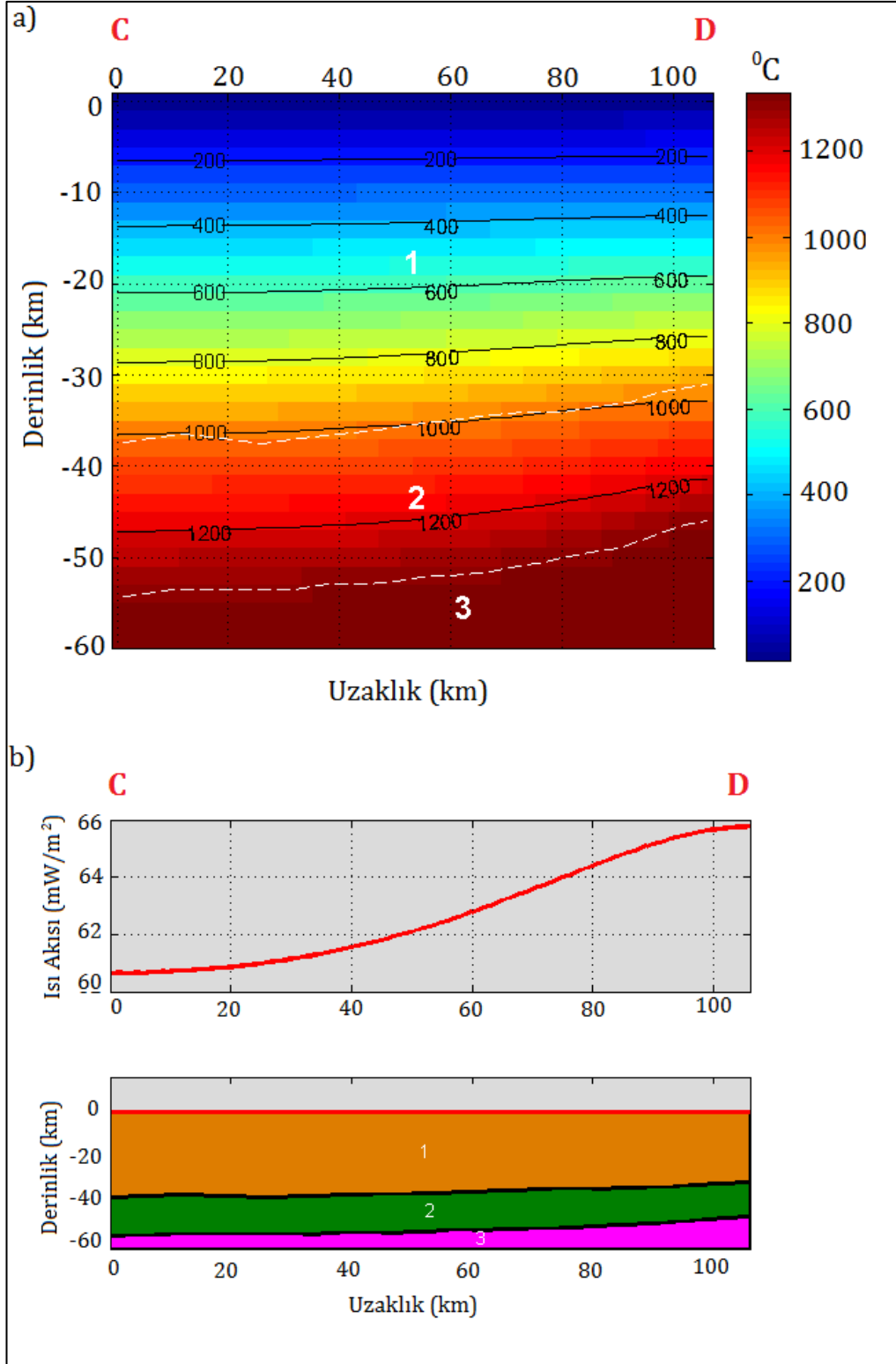
Reoloji modellemesinde ele alınan CD profil doğrultusu (Şekil 5.1) sıcaklık ve ısı akısı modellemesinde de ele alınmıştır. Şekil 5.3a'da gösterilen sıcaklık modelleme sonuçlarına dikkat edilirse, Şekil 5.2a'deki AB profili için bulunan çözümlerle oldukça uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Şekil 5.3b'deki ısı akısı anomalisi de AB profilinin sonuçlarıyla uyumludur ancak genliklerde çok az da olsa azalmalar gözlenmiştir. Bu küçük farklı sonuçtan hareketle çalışma alanının doğusundan batısına doğru ısı akısının çok az yükseldiği ve buna bağlı olarak sıcaklık gradyentinin arttığı sonucuna ulaşılabılır. Şekil 5.3a'daki (CD) sıcaklık modellemesinde LAS geometrisi, AB profilinde olduğu gibi 1300 °C sıcaklığına karşılık gelen termal tabakanın sınırını gösterir. Bu sınırdan sonra sıcaklıklarda çok fazla değişim olmamakta ve adyabatik sıcaklık gradyentine uygun bir çözüm elde edilmiş olmaktadır.



Şekil 5.1. Litosfer ve litosferaltı ortamın sıcaklık modellemesinde Moho (solda) ve LAS (sağda) modeli üzerinde profil doğrultuları. AB profili güneyden kuzeye doğru ve Geyve basenini kesecek şekilde seçilmiştir. CD profili güneyden kuzeye doğru Almacık bloğunu kesecek şekilde seçilmiştir. Tektonik çizgisellikler MTA tarafından yayınlanan diri fay haritasından derlenmiştir



Şekil 5.2. a) Doğu Marmara bölgesinin Şekil 5.1'deki AB profiline göre yeryüzünden itibaren Moho ve LAS bölgelerini kapsayan litosfer ve litosfer altı ortamların sıcaklıklarının modellenmesi. Kesikli çizgiler AB profiline göre çizilen Moho ve LAS geometrisini temsil eder. 1, 2 ve 3 numaraları kabuk, litosferik manto ve astenosferik manto ortamlarına karşılık gelir b) AB profiline göre tabakalı yapı ve bu yapı üzerinde ısı akısı düz çözüm modellemesi

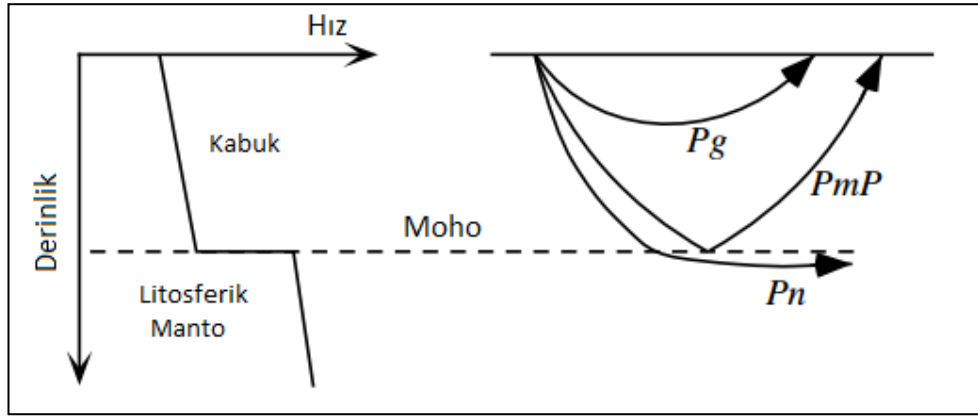


Şekil 5.3. a) Doğu Marmara bölgesinin Şekil 5.1'deki CD profiline göre yeryüzünden itibaren Moho ve LAS bölgelerini kapsayan litosfer ve litosfer altı ortamların sıcaklıklarının modellenmesi. Kesikli çizgiler CD profiline göre çizilen Moho ve LAS geometrisini temsil eder. 1, 2 ve 3 numaraları sırasıyla kabuk, litosferik manto ve astenosferik manto ortamlarına karşılık gelir b) CD profiline göre tabakalı yapı ve bu yapı üzerinde ısı akısı düz çözüm modellenmesi



## 5.2. Sismik Faz Hızlarının (Pn ve Sn) Modellenmesi

Bilindiği gibi sismik hızlar Moho süreksizliğinden sonra keskin bir şekilde artış göstermektedir. Kabuk içerisinde doğrudan seyahat eden P dalgası  $P_g$  fazında ve Moho dan yansıyan P dalgası fazı ise  $P_mP$  olarak bilinir. P dalgasının Moho'nun altında ve sınır boyunca litosferik manto içerisinde kırılarak seyahat eden fazı ise  $P_n$  olarak bilinir (Şekil 5.4).



Şekil 5.4. Basitleştirilmiş kabuk-litosferik manto hız modeli ve sismik P dalgalarının faz değişimleri (Shearer, 2010)

Yukarıda anlatılan P dalgasının faz değişimleri benzer şekilde S dalga fazlarına da uyarlanabilir. Bu durumda S dalgasının fazları  $S_g$  ve  $S_mS$  ve dönüştürülmüş faz  $S_mP$  olarak adlandırılabilir.

Karato (1993), Jackson ve diğ. (2002), Faul ve diğ. (2004) P ve S dalgalarının  $P_n$  ve  $S_n$  dalga fazları ile soğurulma ( $Q_a$ ) ve ortam sıcaklıkları arasında ilişkiler kurmuşlardır. Buna göre litosferik manto içerisinde sismik frekanslar  $0,01 < f < 10$  Hz aralığında ve  $1000$  °C'den küçük olmak üzere elastik bir ortamı tanımlar. Minster ve Anderson (1981), Karato (1993) tarafından elastik ortamlarda P ve S dalgaları soğurulmalarının arasındaki ilişki basitçe,

$$Q_p = 9/4 Q_s \quad (5.5)$$

olarak verilmiştir. Elastik ortamlarda soğurulmanın ( $Q_a$ ) frekans bağımlılığı, P dalgasının faz hızının ( $V_{Pn}$ ) soğurulmasına ( $Q_p$ ) göre daha zayıf olduğundan,  $V_{Pn}$  kestirimlerinde  $Q_a$  yerine  $Q_p$  parametresi kullanılmaktadır (Minster ve Anderson

1981; Karato, 1993; Afonso ve diğ., 2004). Buna göre  $V_{Pn}$  faz hızı sıcaklığın bir fonksiyonu olarak,

$$V_P(T, T_0) = V_{P_0}(T) \left[ 1 - \left( \frac{1}{2} \right) \cot \left( \frac{\pi \alpha_0}{2} \right) Q_P^{-1}(T_0, T) \right] \quad (5.6)$$

eşitliği ile verilir. Burada  $V_{P_0}$ , belli bir sıcaklıktaki yüksek frekanslı dalga hızı,  $T_0$  salınım periyodu (s) ve  $\alpha_0$  ise 0,2-0,3 arasındaki sabit bir değer olarak tanımlanır. S dalgasının soğurulmasını temsil eden  $Q_s$  parametresi örneğin olivin için anelastikliğin bir ölçüsü olarak sıcaklık parametresi  $1000 < T < 1300$  °C aralığında kabul edildiğinde  $Q_s$  soğurulması için ,

$$Q_s^{-1} = A [T_0 d^{-1} \exp(-E/RT)]^{\alpha_0} \quad (5.7)$$

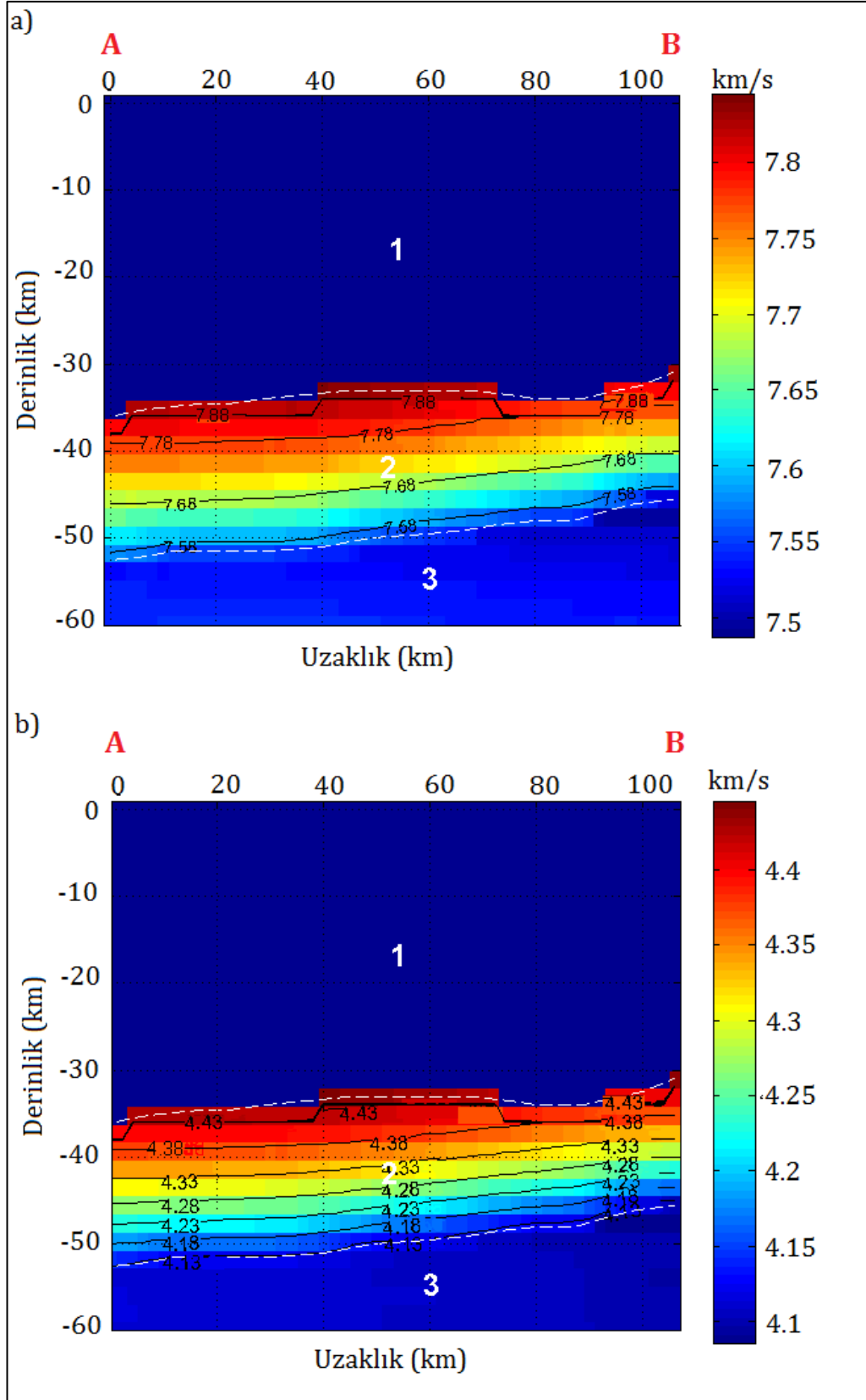
eşitliği verilir (Jackson, 2002). Burada  $d$  tane boyu,  $A=750$  s-aşma,  $\alpha_0=0,26$ ,  $E=424$  kJ mol<sup>-1</sup> ve  $R$  evrensel gaz sabitidir (Jackson ve diğ., 2002). Eğer S dalgasının soğurulmasına karşılık gelen Denklem (5.7), Denklem (5.6)'da yerine konulursa S dalgasının faz hızı modellenmesi yapılabilir. Bundan başka Denklem (5.7), Denklem (5.5)'de ve sonra Denklem (5.6)'da yerine yazılırsa basit cebirsel işlemlerle Denklem (5.6),

$$V_{P_n}(T, T_0) = V_{P_0}(T) \left\{ \left[ 1 - \left( \frac{2}{9} \right) \cot \left( \frac{\pi \alpha_0}{2} \right) A [T_0 d^{-1} \exp(-E/RT)]^{\alpha_0} \right] \right\} \quad (5.8)$$

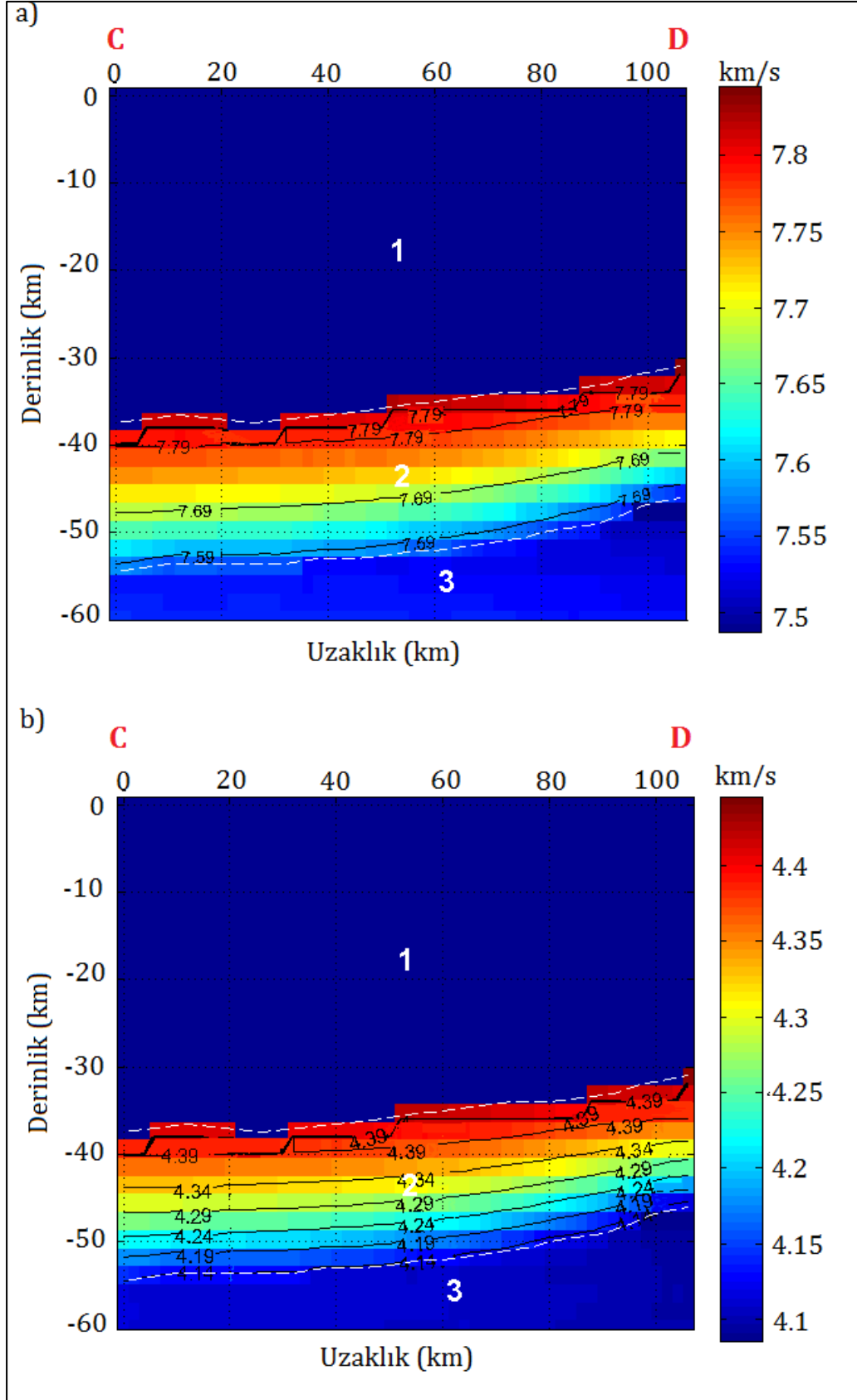
eşitliğine dönüşür. Böylece yukarıda bahsedilen koşullara göre Denklem (5.8)'in litosferik manto ve litosfer altı ortamın sığ kısımlarının  $P_n$  ve  $S_n$  hızlarını modelleneyeceği anlaşılır.

Doğu Marmara bölgesinin sismik  $P_n$  ve  $S_n$  faz hızları sıcaklığın fonksiyonu olarak analitik yöntemlerle hesaplanıp kestirilmeye çalışılmıştır. Şekil 5.5 ve Şekil 5.6'daki  $P_n$  ve  $S_n$  hız kestirimleri, sıcaklık modellenmesinde kullanılan AB ve CD profillerinin güney-kuzey doğrultusuna göre görüntülenmiştir. Burada düz çözüm modelleme tekniği olarak, belli sıcaklık koşulları altında ( $1000 < T < 1300$  °C) litosferik mantonun içerisinde  $P_n$  ve  $S_n$  hızlarının düşey olarak dağılımlarının modellenmesi amaçlanmıştır. Bundan önce yapılan ters çözüm modelleme işleminde Doğu

Marmara bölgesinin Moho ve LAS olarak iki derin arayüzey sınırı kestirilmişti. Bu durumda ortamın tabakalı yapısı kabuk litosferik manto ve astenosferik manto olarak karşımıza çıkmaktadır. Şekil 5.5a ve Şekil 5.5b'de gösterildiği üzere Pn ve Sn dalga cepheleri Moho sınırından kırılarak gelen ve litosferik manto tabakasının hız yapısı hakkında bilgi taşıyan dalga cepheleridir. Buradan hareketle Pn ve Sn dalga fazlarının litosferik manto tabakasının hız yapısını kestirmesi beklenir. Minster ve Anderson (1981) ve Karato (1993) tarafından verilen analitik faz hızı bağıntısı söz konusu fiziksel ilke esas alınarak geliştirilmiştir. Buna göre Doğu Marmara litosferinin ve litosfer altı ortamlarının Pn ve Sn faz hızları, litosferik mantonun düşey hız yapısına yönelik bilgiler sunar. Pn ve Sn faz hızı kestirimleri bu açıdan yorumlanmalıdır. Sıcaklık modelleme işleminde değerlendirilen AB ve CD profilleri faz hızlarının modellenmesinde de dikkate alınmıştır. Bunun nedeni sıcaklık modelleme sonuçlarıyla faz hızı modelleme sonuçlarını karşılaştırabilmektir. Buna göre sıcaklık modellemesinde yaklaşık 1000 °C olarak kestirilen Moho sınırı ve yaklaşık 1300 °C olarak kestirilen LAS arasındaki litosferik manto tabakasının, AB profili için Pn hızlarının değişimi litosferik mantonun sığ kesimlerinde 7,9 km/s ve derin kesimlerinde ise (LAS'a yakın) yaklaşık 7,45 km/s olarak hesaplanmıştır (Şekil 5.5a). Şekil 5.5b'de ise aynı ortam içerisindeki Sn faz hızları aynı tabakanın sığ kesimlerinde 4,45 km/s ve derin kesimlerinde 4.1 km/s olarak belirlenmiştir. CD profilinin sonuçları ise Şekil 5.6a ve Şekil 5.6b'de gösterilmektedir. Bu profilde de litosferik manto tabakası içerisinde Pn ve Sn dalga hızlarının değişim aralığı AB profilinden elde edilen sonuçlara oldukça yakındır. Şekil 5.2a ve Şekil 5.3a'daki sıcaklık modelinde görüldüğü gibi derinlik arttıkça sıcaklık artışına karşılık, litosferik manto içerisinde Pn ve Sn dalga hızlarının giderek azalması litosferik manto katmanının derin kesimlerinde hız kestirimini düşüren ve sünek davranış veya plastik akış biçimde deformasyon bölgelerinin geliştiği olasıdır.



Şekil 5.5. Çalışma alanının AB profili boyunca sismik faz hızlarının modellenmesi a) Litosfer ve litosfer altı ortamın Pn faz hızları b) Litosfer ve litosfer altı ortamın Sn faz hızları



Şekil 5.6. Çalışma alanının CD profili boyunca sismik faz hızlarının modellenmesi a) Litosfer ve litosfer altı ortamın Pn faz hızları b) Litosfer ve litosfer altı ortamın Sn faz hızları

## SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Doğu Marmara bölgesi için derlenen EGM08 Bouguer anomalileri, topoğrafyanın yüksek olduğu bölgelerde güçlü negatif değerlerle ve topoğrafyanın alçak olduğu bölgelerde ise pozitif değerlerle karakterize edilmektedir. Bu gözlem, Doğu Marmara bölgesinin kabuk yapısının köklerin gelişmesi ile birlikte "bükülme modelini" desteklediğini gösterir. EGM08 anomalilerinin güç spektrumundan bulunan Moho ve litosfer-astonosfer sınırına ait ortalama derinlikler sırasıyla 35 km ve 50 km olarak kestirilmiştir. Litosferik mantonun yalnızca yaklaşık 15 km kalınlığında olması, bölge litosferinin sıcaklığının yüksek ve mukavemetinin zayıf olduğu sonucunu ortaya çıkarır. Bu durumda litosferik manto kalınlığının azalması, bu derinliklerde termomekanik erozyonun etkin olduğu sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Çalışmanın önemli bir sonucu da Doğu Marmara'nın kuzey kesiminde Moho ve litosfer-astonosfer sınırının sığ derinlikli ve güney kesiminde ise daha derin olarak modellenmesidir. Çalışma alanının sismik aktivitesi çok az olan hatta yer yer sismik boşluklar gösteren güney kesiminde, Moho derinliklerinin artmış olması, kabuk üzerindeki yük ve kuvvetlere karşı kök derinlikleri ile izostazik dengenin sağlanmaya çalışıldığı anlaşılır. Bu özelliği test etmek için tüm bölge için Vening Meinesz izostazi teorisine göre izostazik Moho hesaplanarak, gravimetrik Moho'dan olan farkların yüzdelerinden izostazik denge oranları haritalanmıştır. Doğu Marmara bölgesinin kuzey kesiminde düşük dengelenme ve güney kesiminde ise aşırı dengelenme gözlenmektedir. Düşük dengelenme oranları (%75-%100) aşırı dengelenme oranlarına (%100-%115) göre daha geniş bir aralıkta değişmektedir. Düşük denge oranlarının hesaplandığı kuzey kesimde sismik aktivitenin yüksek olması ve güney kesiminde aktivitenin çok düşük olması bu özellikleri desteklemektedir.

Doğu Marmara bölgesinin ısı akısı anomalisi, litosfer sıcaklıkları ve sismik Pn ve Sn faz hızlarının düşey değişimleri kuramsal olarak modellenmiştir. Çalışma alanının güneyinden kuzeyine doğru ısı akısı ve sıcaklıklarda görece olarak artışlar gözlenmiştir. Bu açıdan özellikle kuzey kesiminde KAFZ'dan başka, litosfer içinde

gelişen ve kısmen ergimiş ortamların litosferi zayıflattığı ve deformasyona katkıda bulunduğu, böylece sismik aktiviteyi yükseltmiş olabileceği düşünülmektedir. Sismik Pn ve Sn hız modelinde sıcaklık modelini destekleyecek şekilde litosferik manto katmanının sığ kesimlerinden derin kesimlerine doğru görece olarak azalmaktadır.

Doğu Marmara bölgesinin efektif elastik kalınlıkları, Anadolu levhasında beklendiği gibi 14-16 km arasında ve ince olarak kabul edilir. Sismisite artışının olduğu bölgelerde efektif elastik kalınlığın azalması beklenen bir sonuçtur. Doğu Marmara kuzeyindeki yüksek sismisite tüm bölgenin efektif elastik kalınlığını azaltacak yönde bir etki yapmaktadır. Efektif elastik kalınlıklardan hesaplanan litosfer mukavemetleri bölgenin reoloji modelini belirlemiştir. Buna göre Doğu Marmara litosferi içerisinde üst kabuk litosfer üzerindeki yükü önemli ölçüde karşılamakta ve kırılma özelliği 15 km'den sonra sona ermektedir. Bu derinlikten sonra sünek deformasyon ve plastik akış özelliği gözlenmekte ve moho sınırına çok yakın derinlikte mukavemette çok az artışla birlikte bir miktar kırılma ve ardından yeniden sünek deformasyon gelişmektedir.

Yukarıda bahsi geçen farklı yöntemlerle elde edilen modelleme sonuçları birbiri ile oldukça uyumludur. Bununla birlikte litosfer bükülmelerine bağlı olarak litosfer üzerindeki bükülme gerilmelerinin modellenmesi ve bunların sismolojik açıdan gerilme rejimleriyle karşılaştırılması, elastik deformasyon enerjisinin gelecekte kinetik enerjiye dönüşebileceği bölgelerin ortaya çıkarılmasında önemli olacaktır.

## KAYNAKLAR

Abd-Elmotaal H. A., Gravity Anomalies Based on the Vening Meinesz Isostatic Model and Their Statistical Behavior, *Mitt. der Geod. Inst. der Techn. Univ. Graz*, 1991, **72**.

Abd-Elmotaal H. A., Vening Meinesz Moho Depths: Traditional, Exact and Approximated, *Manuscripta Geodaetica*, 1993, **18**, 171-181.

Abd-Elmotaal H. A., Theoretical Background of the Vening Meinesz Isostatic Model *International Association of Geodesy Symposia*, 1995, **113**, 268-277.

Afonso J. C., Ranalli G., Crustal and Mantle Strengths in Continental Lithosphere: Is the jelly sandwich model obsolete?, *Tectonophysics*, 2004, **394**, 221-232.

Allen P. A., Allen J. R., *Basin Analysis Principles and Applications*, 2nd ed., Blackwell Publishing, Australia, 2005.

Allen P. A., Allen J. R., *Basin Analysis Principles and Applications to Petroleum Assessment*, 3rd ed., Blackwell Publishing, Australia, 2012.

Ambraseys N. N., Inkel C., The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800, *Turkish Studies Association Bulletin*, 1995, **22**, 142-145.

Armijo R., Meyer B., Barka A., Bernard de Chabaliere J., Hubert-Ferrari A., The Fault Breaks of the 1999 Earthquakes in Turkey and the Tectonic Evolution of the Sea of Marmara: a Summary, The 1999 Izmit and Duzce Earthquakes: Preliminary Results, *Istanbul Technical University Press*, 2000, 55-62.

Atkinson M. J., Alkaline Phosphatase Activity of Coral Reef Benthos. *Coral Reefs*, 1987, **6**(2), 59-62.

Aydan Ö., Seismic Characteristics of Turkish Earthquakes, *Turkish Earthquake Foundation*, 1997, **97**, 007.

Banks R. J., Swain C. J., The Isostatic Compensation of East Africa, *Proc. R. SOC. A*, 1977, **364**, 331-352.

Barka A., Reilinger R., Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data, *Annali Di Geofisica*, 1997, **X2**(3), 587-610.

Bayrak M., and Nalbant S. S., Conductive Crust Imaged in Western Turkey by MT, *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(18), 3521-3524.



Bekler T., Gürbüz C., Kalafat D., Toksöz N., Anadolu'da Kontrollü Sismik Kaynak Kullanarak Kabuk Yapısı Araştırmaları, *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli, Türkiye, 23-25 Mart 2005.

Blakely R. J., *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*, 1st ed., Cambridge University Press, New York, 1996.

Bott M. H. P., Evolution of Young Continental Margins and Formation of Shelf Basins, *Tectonophysics*, 1971, **11**, 319-327.

Braitenberg C., Zadro M., Fang J., Wang Y., Hsu H. T., The Gravity and Isostatic Moho Undulations in Qinghai-Tibet Plateau, *J. Geodyn.*, 2000, **30**(5), 489-505.

Browne, M. W., Asymptotic Distribution-Free Methods for the Analysis of Covariance Structures, *British Journal of Mathematical and Statistical Psychology*, 1984, **37**, 62-83.

Burov E. B., Houdry F., Diament M., Deverchere, J., A Broken Plate Beneath the North Baikal Rift Zone Revealed by Gravity Modelling, *Geophysical Research Letters*, 1994, **21**(2), 129-132.

Burov E. B., ve Diament M., The Effective Elastic Thickness ( $T_e$ ) of Continental Lithosphere: What Does It Really Mean?, *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**, 3905-3927.

Burov E. B., Diament M., Flexure of the Continental Lithosphere with Multilayered Rheology, *Geophys. J. Int.*, 1992, **109**, 449-468.

Byerlee J., Friction of Rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 1978, **116**, 615-626.

Chapman D. S., Furlong K. P., Thermal State of Continental Lower Crust, *Continental Lower Crust*, 1992, **23**, 179-199.

Courant R., Hilbert, D., *Methods of Mathematical Physics*, 1st ed., Wiley-WCH, New York, 1953.

Çağlar İ., Avşar Ü., Kuzeybatı Anadolu'daki Aktif Fayların Tektono-Elektrik Anomalilerden Modellenmesi, *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli, Türkiye, 23-25 Mart 2005.

Çağlar İ., Electrical Resistivity Structure of the Northwestern Anatolia and Its Tectonic Implications for the Sakarya and Bornova Zones, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2001, **125**, 95-110.

Davies G., *Dynamic Earth*, 1st e., Cambridge University Press, Cambridge, 1999.

DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F., Stein S., Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimate of Current Plate Motions, *Geophys Res Lett.*, 1994, **21**, 2191-2194.

Deng Y., Fan W., Zhang Z., Liang K., The Gravity and Isostatic Moho in North China Craton and Their Implications to Seismicity, *Earth Sci.*, 2014, **27**(2), 197-207.

Faul U. H., Fitz Gerald J. D., Jackson I., Shear Wave Attenuation and Dispersion in Melt-Bearing Olivine Polycrystals: 2. Microstructural Interpretation and Seismological Implications, *J. Geophys. Res.*, 2004, **109**(B6).

Forsberg R., A Study of Terrain Reductions, Density Anomalies and Geophysical Inversion Methods in Gravity Field Modeling, *Department of Geodesic Science and Survey*, OSU/DGSS-355, 1984.

Forsyth, D. W., Subsurface Loading and Estimates of the Flexural Rigidity of Continental Lithosphere, *J. Geophys.*, 1985, **90**, 12 623–12 632.

Fowler C. R. M., *An Introduction to Global Geophysics*, 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge, 1990.

Fowler C. R. M., *An Introduction to Global Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, 2004.

Goetze C., Evans B., Stress and Temperature in the Bending Lithosphere as Constrained by Experimental Rock Mechanics, *Geophys. J. R.*, 1979, **59**, 463-478.

Gomez-Ortiz, D., Agarwal, B. N. P., 3DINVER.M: a MATLAB Program to Invert the Gravity Anomaly Over A 3D Horizontal Density Interface by Parker–Oldenburg's Algorithm. *Computers and Geosciences*, 2005, **31**, 513–520.

Göktürkler G., Yerbilimlerinde Isı Transferi Modellemesi: Kararlı-hal Kondüktif Isı İletimi, *DEÜ Fen ve Mühendislik Dergisi*, 2002, **4**, 67-80.

Görür N., Çagatay M. N., Sakiñç M., Sümengen M., Şentürk K., Yaltırak C., Tchapylyga A., Origin of the Sea of Marmara as Deduced from Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of Its Frame. *International Geology Review*, 1997, **39**(4), 342-352.

Hellrich G. R., Wood B. J., “The Earth’s mantle.”, *Nature*, 2001, **412**, 501-507.

Hofmeister A. M., Mantle Values of Thermal Conductivity and the Geotherm from Phonon Lifetimes, *Science*, 1999, **283**, 1699-1706.

Honkura Y., Işıkara A. M., Kolçak D., Orbay N., Sipahiođlu, Ohshiman N., Tanaka H., Magnetic Anomalies and Low Ground Resistivity as Possible Indicators of Active Fault Location: Preliminary Results of Electric and Magnetic Observations from the Western Part of the North Anatolian Fault Zone, *J. Geomag. Geoelectr.*, 1985, **37**, 169–187.

International Seismological Centre (ISC), <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>, (Ziyaret tarihi: 10 Mayıs 2014)

İlbeyli N., *Yer Biliminin (Jeoloji) Esasları (Ders Notları)*, 1st ed., Palme Yayıncılık, Ankara, 2004.

- Jackson J. A., Priestley K., Allen M., Berberian M., Active Tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 2002, **148**, 214–245.
- Jackson J. A., Strength of the Continental Lithosphere: Time to Abandon the Jelly Sandwich?, *GSA Today*, 2002, **12**(9), 4–10.
- Jeffreys H., *The Earth*, 5th ed, Cambridge University Press, London, 1976.
- Jessop A. M., Lewis T. J., Heat Flow and Heat Generation in the Superior Province of the Canadian Shield, *Tectonophysics*, 1978, **50**, 55-77.
- Karaman E., *Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları*, 1st ed., Devran Matbaacılık, Ankara, 2006.
- Karato S. I., Importance of Anelasticity in the Interpretation of Seismic Tomography, *Geophysical Research Letters*, 1993, **20**, 1623-1626.
- Karner G. D., Watts A. B., Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges, *Journal of Geophysical Research*, 1983, **88**, 10449-10477.
- Kiratzi A., Louvari E., Source Parameters of the Izmit-Bolu 1999 (Turkey) Earthquake Sequences from Teleseismic Data, *Annali di Geofisica*, 2001, **44**, 33-47.
- Kirby S. H., Kronenberg A. K., Rheology of the Lithosphere: Selected Topics, *Reviews of Geophysics*, 1987, **25**(6), 1219-1244.
- Koçyiğit A., Tectonic Setting of the Geyve Basin: Age and Total Displacement of the Geyve Fault Zone, *Metu Journ. Pure Appl. Sci.*, 1988, **21**, 81-104.
- Kohlstedt D. L., Evans B., Mackwell, S. J., Strength of the Lithosphere: Constraints Imposed by Laboratory Experiments, *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**, 17587-17587.
- Kozaci L. D., Sari I., Alacacioglu A., Akar S., Akkoc N., Evaluation of Inflammation and Oxidative Stress in Ankylosing Spondylitis: a Role for Macrophage Migration Inhibitory Factor, *Modern rheumatology*, 2010, **20**(1), 34-39.
- Lachenbruch A. H., Morgan P., Continental Extension, Magmatism and Elevation; Formal Relations and Rules of Thumb, *Tectonophysics*, 1990, **174**, 39-62.
- Louvari E. ve Kiratzi A., Source Parameters of the 7 September 1999 Athens (Greece) Earthquake Based on Teleseismic Data, *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2001, **4**, 51-60.
- Lowrie W., *Fundamentals of Geophysics*, 1nd ed., Cambridge University Press, New York, 2002.
- Lowrie W., *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, New York, 2007.

- Maggi A., Jackson J. A., McKenzie D., Priestley K., Earthquake Focal Depths, Effective Elastic Thickness, and the Strength of the Continental Lithosphere, *Geology*, 2000, **28**, 495-498.
- Marcus A. J., The Role of Lipids in Platelet Function : with Particular Reference to the Arachidonic Acid Pathway, *Journal of Lipid Research*, 1978, **19**, 793-826.
- McKenzie D., Bowin C., “The Relationship between Bathymetry and Gravity in the Atlantic Ocean,” *Journal of Geophysical Research*, 1976, **81**, 1903–1915.
- McNutt M. K., Diament M., Kogan M. G., Variations of Elastic Plate Thickness at Continental Thrust Belts, *Journal of Geophysical Research*, 1988, **93**, 8825-8838.
- Meinesz F. A. V., Fundamental Tables for Regional Isostatic Reduction of Gravity Values, *Netherlands Acad. Sci.*, 1940, **17**(3), 1-44.
- Minster J. B., Anderson, D. L., A Model of Dislocation-Controlled Rheology for the Mantle, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1981, **299**, 319-356.
- Moritz H., The Inverse Vening Meinesz Problem In Isostasy, *Geophysics*, 1990, **102**, 733-738.
- Nnange, J. M., Ngako V., Fairhead J. D., Ebinger C. J., Depths to Density Discontinuities Beneath the Adamawa Plateau Region, Central Africa, from Spectral Analyses of New and Existing Gravity Data, *J. Afr. Earth Sci.*, 2000, **30**(4), 887–901.
- Okay A. I., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., Kuşçu, An Active, Deep Marine Strike-Slip Basin Along the North Anatolian Fault in Turkey. *Tectonics*, 1998, **18**, 278-7407.
- Oldenburg, D. W., The Inversion and Interpretation of Gravity Anomalies. *Geophysics*, 1974, **39**, 526–536.
- Oruç B., *Yeraltı Kaynak Aramalarında Gravite Yöntemi (Matlab Kodları ve Çözümlü Örnekler)*, 1st ed., Umuttepe Yayınları, Kocaeli, 2012.
- Pamukçu O., Yurdakul A., Isostatic Compensation in the Western Anatolia with Estimate of the Effective Elastic Thickness, *Turkish J. Earth Sci.*, 2008, **17**, 545–557.
- Pamukçu O., Akçığ Z., Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and Discontinuities of Its Crust, *Pure and Applied Geophysics*, 2011, **168**, 901–917.
- Parker R. L., The Rapid Calculation of Potential Anomalies, *Geophys. J.*, 1973, **31**, 447–455.
- Pavlis K. N., Holmes A. S., Kenyon C. S., Factor K., The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research*, 2008, **117**.

- Pavlis K. N., Holmes A. S., Kenyon C. S., Factor K., Earth Gravitational Model to Degree 2160: Status and Progress, *XXIV General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics*, Perugia, Italy, 2–13 July 2007.
- Pavlis N. K., Holmes S. A., Kenyon S. C., Factor J. K., The Development and Evaluation of the Earth Gravitational Model, *Journal of Geophysical Research*, 2012, **117**.
- Pawłowski R. S., Hansen R. O., Gravity anomaly Separation by Wiener filtering, *Geophysics*, 1990, **55**(5), 539-548.
- Pawłowski, R., Green's Equivalent-Layer Concept in Gravity Band-Pass Filter Design, *Geophysics*, 1994, **59**, 69–76.
- Petit C., Tiberi C., Deschamps A., Deverchere J., Teleseismic Traveltimes, Topography and Lithospheric Structure Across Western Mongolia, *Geophys. Res. Lett.*, 2008, **35**(11).
- Petit C., Burov E., Tiberi C., Strength of the Lithosphere and Strain Localisation in the Baikal Rift, *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, **269**(3), 523-529.
- Ranalli G., *Rheology of the Earth*, 2nd ed., Chapman & Hall, London, 1995.
- Ranalli G., Reology of the Lithosphere in Space and Time, in *Orogeny through Time*, *Geol. Soc. London*, 1996, **121**, 19-37.
- Reilinger R. E., McClusky S. C., Oral, M. B., King R. W., Toksöz M. N., Global Positioning System Measurements of Present-Day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(5), 9983-9999.
- Revenaugh J., Jordan T. H., Mantle Layering from ScS Reverberations, 2. The Transition Zone, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, 19763-19780.
- Scholz C. H., *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 1st ed., Cambridge University Press, New York, 1990.
- Shearer M. P., Introduction to Seismology: The Wave Equation and Body Waves, University of California, <http://www.deep-earth.org/2010/Seismo-1-shearer.pdf>, (15 Kasım 2015)
- Spector A., Grant F. S., Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics*, 1970, **35**(2), 293-302.
- Tesauro M., Kaban M., Sierd A. P. L. Global Strength and Elastic Thickness of the Lithosphere, *Global and Planetary Change*, 2012, **90**, 51-57
- Toksöz M. N., Shakal A. F., Michael J., Space-Time Migration of Earthquakes along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *Pageoph.*, 1979, **117**, 1258-1270.

Turcotte D., Schubert G., *Geodynamics*, 3th ed., Cambridge University Press, New York, 2014.

Tüysüz O., Barka A. A., Yiğitbaş E., Geology of the Saros Graben: Its Implications on the Evolution of the North Anatolian Fault in the Ganos-Saros Region, NW Turkey, *Tectonophysics*, 1998, **293**, 105–126.

U.S. Geological Survey, Digital Elevation Models GTOPO30, Virginia, 1998, <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30> (Ziyaret tarihi: 30 Mart 2014).

Walcott R. I., Flexural Rigidity Thickness and Viscosity of the Lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 1970, **75**(20), 3941-3954.

Wang C. Y., Chan W. W., Mooney W. D., Three-Dimensional Velocity Structure of Crust and Upper Mantle in Southeastern China and Its Tectonic Implications, *J. Geophys.*, 2003, **108**(B9), 2442.

Watts A. B., An Analysis of Isostasy in the World's Oceans: 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain, *Journal Geophysical Research*, 1978, **83**, 5989-6004.

Watts A. B., Gravity Anomalies, Flexure and Crustal Structure at the Mozambique Rifted Margin, *Marine and Petroleum Geology*, 2001, **18**(4), 445-455.

Watts A. B., Burov, E., Lithospheric Strength and Its Relationship to the Elastic and Seismogenic Layer Thickness, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, **213**, 113–131.

Wilson J. T., Hypothesis of Earth's Behaviour, *Nature Publishing Group*, 1963, **198**, 925-929.

Yaltrak C., Sakıncı M., Oktay F. Y., Kinematics and Evolution of the Northern Segment of the North Anatolian Fault Zone (Ganos Fault) in the Area between Marmara and Gulf of Saros. *Tektonik Araştırma Grubu*, 2000, **3**, 77-89.

## KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Oruç B., Tunç B., Çaka D., **Sönmez T.**, Integrated Geophysical-Thermomechanical Modelling of the Lithosphere in the east Marmara Region, Turkey, *The World Multidisciplinary Earth Sciences (WMESS)*, Prague (Czech Republic), 7-11 September 2015.

Oruç B., **Sönmez T.**, Doğan M.B., Van Gölü ve Çevresindeki Süreksizliklerin EGM08 Bouguer Anomalilerinin Yatay Türev Genlikleri ve Yatay türev Tensör Eğriselliklerinden Araştırılması, *5. Uluslararası Deprem Sempozyumu*, Kocaeli, 10-12 Haziran 2015.

Oruç B., Tunç B., Caka D., **Sönmez T.**, Doğu Marmara Litosfer Dinamiklerinin EGM08 Bouguer Anomalileri ile Modellenmesi, *Genç Yerbilimciler Kongresi*, İzmir, 5-6 Haziran 2015.

## ÖZGEÇMİŞ

1989 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2007 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden 2012 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. 2013 yılında Çalışma ve Sosyal Güvenlik Bakanlığı'nın yapmış olduğu İş Sağlığı ve Güvenliği Uzmanlığı sınavını kazanarak C sınıfı İş Sağlığı ve Güvenliği Uzmanı olmaya hak kazandı. 2014 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans eğitimine başladı. 2014 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi Koordinasyon Birimi (BAP) tarafından desteklenen ve proje yürütücülüğü Doç.Dr.Bülent ORUÇ'un yaptığı "Doğu Marmara Bölgesinin Derin Tektonik Yapısının EGM2008 Gravite Verileri ve Sismik Tomografi Yöntemiyle Modellenmesi" konulu projede Araştırmacı olarak görev almaktadır. 2015 yılının 2. Döneminden beri TÜBİTAK 1001 Bilimsel ve Teknolojik Projeler kapsamında kabul edilen yürütücülüğünü Doç.Dr.Bülent ORUÇ'un yaptığı "Orta Anadolu Bölgesinin Litosfer yapısının Gravite Verileri ve İzostazik Analizlerle Araştırılması" konulu projede Yüksek Lisans Bursiyeri olarak yer almaktadır.