

**T.C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**ORTA ANADOLU'DA KABUKSAL YAPININ GERİLME
TENSÖRÜ VE SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE
İNCELENMESİ**

İbrahim Hakan DEMİRSİKAN

**Danışman
Prof. Dr. Şakir ŞAHİN**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
SİSMOLOJİ ANABİLİM DALI
ISPARTA - 2015**

© 2015 [İbrahim Hakan DEMİRSEKİAN]

TEZ ONAYI

İbrahim Hakan DEMİRSEKİAN tarafından hazırlanan “Orta Anadolu’da Kabuksal Yapının Gerilme Tensörü ve Sismik Tomografi Yöntemi ile İncelenmesi” adlı tez çalışması aşağıdaki jüri üyeleri önünde Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Sismoloji Anabilim Dalı**’nda **YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak başarı ile savunulmuştur.

Danışman

Prof. Dr. Şakir ŞAHİN
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Prof. Dr. Mahmut OKYAR
Süleyman Demirel Üniversitesi



Jüri Üyesi

Doç. Dr. Ömer ELİTOK
Süleyman Demirel Üniversitesi



Enstitü Müdürü

Prof.Dr.Ahmet ŞAHİNER

TAAHHÜTNAME

Bu tezin akademik ve etik kurallara uygun olarak yazıldığını ve kullanılan tüm literatür bilgilerinin referans gösterilerek tezde yer aldığını beyan ederim.

İbrahim Hakan DEMİRŞİKAN



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
İÇİNDEKİLER.....	i
ÖZET.....	ii
ABSTRACT.....	iii
TEŞEKKÜR.....	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	v
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vii
SİMGELER DİZİNİ.....	viii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı.....	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması.....	2
2. KAYNAK ÖZETLERİ.....	4
3. MATERYAL VE YÖNTEM.....	7
3.1. Orta Anadolu Bölgesi'nin Jeolojisi.....	7
3.2. Orta Anadolu Bölgesi'nin Tektonik Yapısı.....	9
3.3. Orta Anadolu Bölgesi'nin Depremselliği.....	10
3.4. Yer İçi Özellikleri.....	13
3.5. Sismik Dalgalar.....	14
3.6. Yer İçinde Işınlardan Yolları.....	16
3.7. Tomografik Metotlar.....	17
3.8. Poisson Oranı Tomografi Metodu.....	18
3.9. Sismik Moment Tensör.....	26
3.9.1. Sismik Moment Tensör Ters Çözümü.....	27
3.9.2. Sismik Kaynak.....	27
3.9.3. Eşdeğer Kuvvetler ve Moment Tensör Yoğunluğu.....	28
3.10. Veri.....	32
4. ARAŞTIRMA BULGULARI.....	37
5. SONUÇLAR.....	61
6. KAYNAKLAR.....	64
EKLER.....	69
ÖZGEÇMİŞ.....	73

ÖZET

Yüksek Lisans Tezi

ORTA ANADOLU'DA KABUKSAL YAPININ GERİLME TENSÖRÜ VE SİSMİK TOMOGRAFİ YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ

İbrahim Hakan DEMİRSİKAN

Süleyman Demirel Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Sismoloji Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Şakir ŞAHİN

Bu tez çalışmasında, Orta Anadolu Bölgesi'nin kabuk yapısı ve hız dağılımı Zhao vd. (1992) tarafından geliştirilen Üç Boyutlu Poisson Tomografisi metodu ve Sismik Gerilme Tensör yöntemi ile incelenmiştir. Bu amaçla Türkiye Cumhuriyeti Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı Deprem Dairesi tarafından işletilen deprem istasyonlarında kaydedilen depremlerin katalog ve bülten verileri kullanılmıştır. Bu istasyonlar 25 geniş bant ve 4 kısa periyotlu sismograflardan oluşmaktadır. İnceleme alanında 2007 ile 2014 yılları arasında oluşmuş 112956 adet depreme ait parametreler ve cisim dalgası varış zamanları kullanılmıştır.

Hesaplamalarda yine sırasıyla TOMOG3D ve ZMAP (Matlab alt programı) programları kullanılmıştır. TOMOG3D programı ile Orta Anadolu Bölgesinde Poisson oranı, P ve S dalgası hız dağılımı ve yıllara göre depremlerle uyumu belirlenmiştir. Aynı zamanda ZMAP programı ile stress altında olan ve olmayan bölgeler tespit edilmiş ve bölgede nerelerde deprem aktivitesinin yoğun, nerelerde durağan bir yapı olduğu ortaya çıkarılmıştır.

Anahtar kelimeler: Gerilme tensörü, Kabuk yapısı, P ve S dalga hızları, Sismik tomografi, Orta Anadolu.

2015, 73 sayfa

ABSTRACT

M.Sc. Thesis

STUDY OF CENTRAL ANATOLIA'S CRUSTAL STRUCTURE BY USING THE STRESS TENSOR AND SEISMIC TOMOGRAPHY METHOD

İbrahim Hakan DEMİRSIKAN

**Süleyman Demirel University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Seismology**

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Şakir ŞAHİN

In this study, Central Anatolia Region's crust structure and velocity distribution were investigated by the method of three-dimensional Poisson Tomography method developed by Zhao et al. (1992) and Seismic Stress Tensor. For this purpose, the catalog and bulletin data recorded by seismic stations operated by Turkish Republic Earthquake Disaster and Emergency Management Department were used. These stations consist of 25 board-band and 4 short-period seismographs. The parameters and arrival times of body waves of 112956 earthquake occurred between 2007 and 2014 in the investigating region.

ZMAP (Matlab sub-programme) and TOMOG3D programs were used in the calculations. Poisson's ratio, P- and S- wave velocity distribution and consistency with earthquakes by time in the Central Anatolia Region were determined by using the TOMOG3D program. At the same time with ZMAP programme the regions which is under stress and which is not were determined and the active and stable regions in Turkey were determined respect to earthquake activity.

Keywords: Stress Tensor, Crust structure, P and S wave velocity, Seismic tomography, Central Anatolia Region.

2015, 73 pages

TEŞEKKÜR

Tez çalıőmasını yöneten, katkıda bulunan, destekleyen ve karőılaőtıđım zorlukları bilgi ve tecrübesi ile aőmamda bana yardımcı olan değerli Danışman Hocam Prof. Dr. Şakir ŞAHİN'e sonsuz teőekkürlerimi bir borç bilip, kullandığım programda beni destekleyen Doç. Dr. Mohammed K. SALAH'a ve tez çalıőmamda beni her zaman destekleyen aileme ve meslek arkadaşlarıma sonsuz teőekkürler ederim.

İbrahim Hakan DEMİRSEKAN
ISPARTA, 2015

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1.1. Yerbulduru haritası	3
Şekil 3.1. Orta Anadolu'nun jeoloji haritası	8
Şekil 3.2. Orta Anadolu'nun tektonik birimleri	10
Şekil 3.3. Orta Anadolu Bölgesi ve çevresinde 2007'den günümüze oluşmuş depremlerin episantr dağılımı ve inceleme alanının gösterimi	12
Şekil 3.4. Cisim ve yüzey dalgaları'nın yayılımı	15
Şekil 3.5. Başlangıç referanslı yer modeli	17
Şekil 3.6. Bir sinyalin iki tabakalı ortamdaki ışın yolu ve bir süreksizlik boyunca ışının kırılma durumu	19
Şekil 3.7. Pseudobending tekniği ve Snell yasasına göre iteratif ışın yolu	20
Şekil 3.8. Küresel üç tabaka modelinde üç boyutlu ışın yolu dizisi	21
Şekil 3.9. (A)1-D P dalgası hız modeli(B) RMS değerleri (C) ters çözümde işleminde kullanılan verilerin rezidüel değerleri	22
Şekil 3.10. TOMOG3D akış şeması	25
Şekil 3.11. Fay yönelim parametreleri ile kartezyen koordinatların tanımı	31
Şekil 3.12. Kullanılan TOMOG3D programından bir görüntü	32
Şekil 3.13. Kullanılan TOMOG3D programında veri işleme tabi tutulan veriden bir görüntü	33
Şekil 3.14. a) P- dalga ve b) S- dalga veri dizilerinin seyahat güzergahları değişimi	34
Şekil 3.15. Kümülatif Wadati diyagramı	35
Şekil 3.16. Kullanılan 112956 depremin episantr dağılımları	35
Şekil 3.17. ASCII formatında hazırlanmış deprem verisinin ekran görüntüsü	36
Şekil 3.18. ZMAP programından bir ara yüz görüntüsü	36
Şekil 4.1. Yatay (a) ve düşey (b) yönlerde grid aralıklarının konumu.....	38
Şekil 4.2. P- dalga hızı için dama tahtası çözünürlük modeli	40
Şekil 4.3. S- dalga hızı için dama tahtası çözünürlük modeli	41
Şekil 4.4. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 24 (c) ve 40 (d) km P- dalgası % hız değişimi	42
Şekil 4.5. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 24 (c) ve 40 (d) km S- dalgası % hız değişimi	43
Şekil 4.6. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 24 (c) ve 40 (d) km Poisson oran (σ) dağılımı.....	44
Şekil 4.7. A-A ¹ hattı boyunca (a) V _p , (b) V _s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler	45
Şekil 4.8. B-B ¹ hattı boyunca (a) V _p , (b) V _s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler	46
Şekil 4.9. C-C ¹ hattı boyunca (a) V _p , (b) V _s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler	47
Şekil 4.10. Orta Anadolu'nun 2007 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremliler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	48

Şekil 4.11. Orta Anadolunun 2008 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	49
Şekil 4.12. Orta Anadolunun 2009 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	49
Şekil 4.13. Orta Anadolunun 2010 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	50
Şekil 4.14. Orta Anadolunun 2011 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	50
Şekil 4.15. Orta Anadolunun 2012 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	51
Şekil 4.16. Orta Anadolunun 2013 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	51
Şekil 4.17. Orta Anadolunun 2014 yılında oluşan depremler ile birlikte σ değişiminin gösterildiği depremler ve depremsiz Poisson oranı haritaları	52
Şekil 4.18. Veri setinin işlendiği sismosite haritası	53
Şekil 4.19. Uygun olmayan frekans-magnitüd ilişkisi doğrusu	54
Şekil 4.20. Uygun olan frekans-magnitüd ilişkisi doğrusu	54
Şekil 4.21. Hesaplanan a (üstte) ve b (altta) değer haritası	55
Şekil 4.22. Hesaplanan b değerinin 1973 yılından günümüze kadar olan değişim haritası	56
Şekil 4.23. Stress tensör hesaplanması için hazırlanan ASCII formatındaki veri seti	57
Şekil 4.24. Stress tensör hesaplanması ZTOOLS menü gösterimi	58
Şekil 4.25. Stress tensör hesaplanması için gridleme aralığı tayini	58
Şekil 4.26. Türkiye'nin fay düzeni hesaplanması	59
Şekil 4.27. Türkiye için stress tensör hesaplanması	59
Şekil 4.28. Türkiye stress tensör haritası'nın Lambert Projeksiyon yöntemi ile gösterimi	60
EK-1. Çalışma Sahası Veri Kütüğü Örneği.....	70

ÇİZELGELER DİZİNİ

	sayfa
Çizelge 3.1. Yer içindeki başlıca katmanların kalınlıklarının ve cisim dalga hızlarının değişimi	14
Çizelge 3.2. Batı Anadolu için belirlenen 1-D hız modeli	23

SİMGELER DİZİNİ

ASG	Arka plan sismik görüntüleme
ARNET	Armutlu sismik ağı
CRT	Checkerboard resolution test
CPs	Sürekli noktalar
DPs	Süreksizlik noktası
E	Doğu
GPS	Global positioning system
KAF	Kuzey Anadolu Fayı
LET	Yerel deprem tomografisi
LSQR	Eşlenik gradyan algoritması (Least Square QR)
Mb	Cisim dalgası magnitudü
Moho	Mohorovicic süreksizliği
Mw	Moment magnitudü
N	Kuzey
NEIC	Ulusal Deprem Bilgi Merkezi
S	Güney
SVDs	Hız süreksizliği
Vp	P dalga hızı
Vs	S dalga hızı
W	Batı
1-D	Bir boyut
3-D	Üç boyut
RMS	Ortalama karekök (root mean square)
Hz	Hertz
dB	Desibel
RRT	Geri Çözünürlük Testi
GRT	Genelleştirilmiş Işın Teorisi
σ	Poisson oranı
λ	Elastik sabiti
δ	Birim impuls fonksiyonu
μ	Rijidite sabiti
ε	Elastik yamulma sabiti

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı

Türkiye'nin sismolojik açıdan önemi, özellikle yakın geçmişte meydana gelen büyük ve yıkıcı depremler ile birlikte artmıştır. 17 Ağustos 1999 Gölcük Depremi, 12 Kasım 1999 Düzce Depremi, 23 Ekim 2011 Van Depremi ve birçok bölgede şiddeti 5'i geçen depremler meydana gelmiştir. Bu depremlerin hepsi son çeyrek yüzyıl içerisinde yer almıştır. Dolayısıyla Türkiye ve çevresinin depremselliğinin ve tektoniğinin incelenmesi önem taşımaktadır.

Yer kabuğunun yapısının belirlemek için sismik yöntemler çok sık olarak kullanılır. Fakat yapay kaynaklı sismik yöntemler sığ çalışmalar için kullanılmaktadır. Yer kabuğunun yapısını daha derinlere doğru incelemek istiyorsak derinlerde oluşan ve çok güçlü doğal kaynaklar olan depremleri kullanmak gerekmektedir. Bu depremler bize yer kabuğunun yapısı hakkında bilgi sağlamaktadır.

Sismoloji ile yer kabuğunun iç yapısı görüntülenebilir. Petrol aramalarında sığ derinlikteki kabuk yapısı sismik yansıma yöntemi ile incelenir. Fakat gelişmiş olan teknoloji ile günümüzde inceleme daha derin kabukta uygulanabilmektedir, kaynakların azalması ile de daha derinde olan kabuk yapılarını inceleme ihtiyacına gereksinim duyulmaktadır.

Tomografi çalışmalarında, sismik dalgaların seyahat ettiği ortamlardan getirdiği bilgilerden yararlanılmaktadır. Bu bilgiler sayesinde, yer için yüksek çözünürlüklü modelleri, yer küre yapısı ve sismotektonik davranışları belirleyebiliriz. Bu modeller yer kürenin yapısının basitleştirilmiş matematiksel gösterimidir. Bu yapıyı yorumlayabilmek için jeolojik yapı ve yer içi dinamiği gibi değişik disiplinlerden elde edilmiş bilgilere gerek vardır.

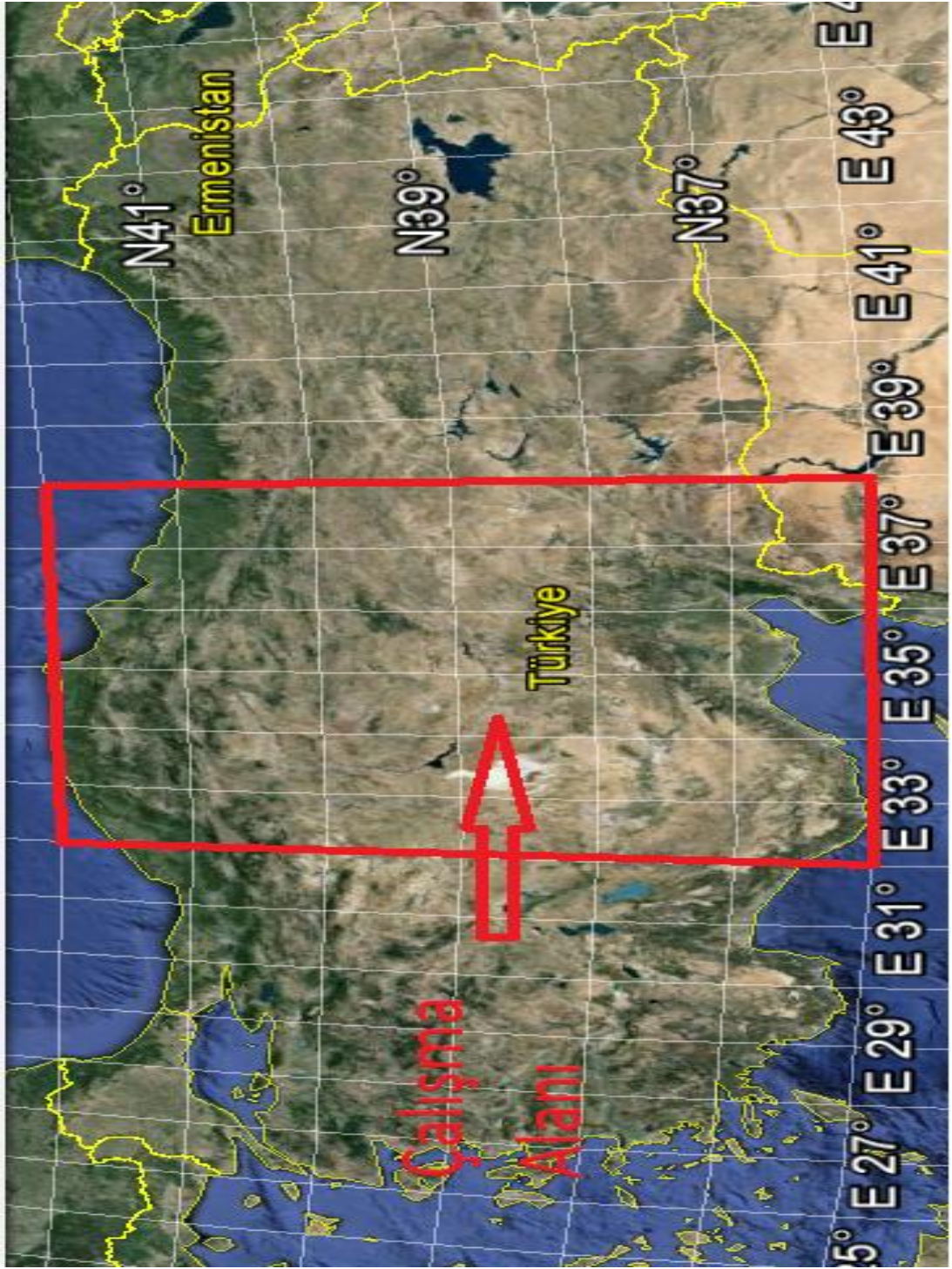
Tomografi, bir çeşit ters çözüm problemidir. Bir ortam boyunca yayılan enerjinin ölçümü ile başlayan tomografi elde edilen bu enerjinin karakteri, yayıldığı ortamın parametreleri olan hız ve yoğunluk gibi parametreleri belirlemek için kullanılır. Ters çözüm teknikleri uygulanması ile de gerçeğe en yakın ortam parametreleri elde edilebilir (Koca, 2005).

Araştırma bölgesinde kaydedilmiş depremlerin odak çözüm mekanizmalarından yararlanarak, günümüzde oluşan deformasyondan sorumlu bölgesel gerilme (stres) tensörü saptanabilir (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987). Gerilme tensörü hesaplanmış bölgelerin deprem risk analizlerinin yapılması ile deprem oluşturma periyotları elde edilebilir.

Bu çalışmada Orta Anadolu'nun kabuk yapısı Üç Boyutlu Tomografik Metod ile incelenmiştir. Çalışmada Zhao vd. (1992) Poisson tomografi metodu kullanılmıştır. Tez çalışması ile kabuğun hız değişimi ortaya konularak, Poisson oranının belirlenmesi ile bölgedeki fay zonları elde edilmiştir. Gerilme Tensörü hesaplamaları yapılarak yakın tarihte meydana gelebilecek şiddetli deprem riski taşıyan bölgelerin analiz haritasını oluşturmak ve oluşturulan haritaları yeni depremler meydana geldikçe güncellemek mümkün olmuştur. Bu amaçla 2007'den günümüze kadar olan Orta ve Kuzey Anadolu Bölgesi'nde meydana gelen depremlerin katalog ve bülten verileri kullanılmıştır.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

Çalışma alanı, Orta Anadolu Bölgesi'nin 35° K- 42° K enlemleri ve 32° D – 38° D boylamları ile sınırlanan alandır (Şekil 1.1). Bölgede Başbakanlık Afet ve Acil Durum Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığına ait olan birçok kayıt istasyonu bulunmaktadır. Bu istasyonlarda 2007'den günümüze kadar meydana gelmiş depremlere ait katalog ve bülten verileri kullanılmıştır.



Şekil 1.1. Yerbulduru haritası

2. KAYNAK ÖZETLERİ

Sismik tomografinin kullanımı son yıllarda yaygınlaşmıştır. Kabuk ve üst mantonun üç boyutlu olarak hız yapısını ortaya çıkarmak amacıyla yerel veya bölgesel olarak uygulanabilir bir yöntemdir. Üç boyutlu sismik tomografi özellikle deprem etkinliğinin fazla olduğu ve volkanik aktivitenin yoğun olduğu bölgelerde başarıyla uygulanmaktadır. Yatay yönde kabuk ve üst mantodaki heterojenitenin yüksek olduğu genç veya aktif volkanlar ve jeotermal bölgeler, telesismik ve yerel depremleri kullanan sismik tomografi yöntemleri için uygun alanları oluşturmaktadır (Iyer, 1984).

Dünyanın birçok yerinde olduğu gibi ülkemizde de yerel depremler kullanarak birçok tomografik çalışma yapılmıştır. Kaypak ve Venedik (2011) tarafından Denizli Havzası üzerinde yapılmış olan tomografik çalışmada 3 – 29 Eylül 2000 tarihleri arasında 23 istasyonda kaydedilen 635 adet deprem verisi kullanılmıştır. Bölgede kaydedilen mikrodrepremlerin dalga fazı seyahat zamanları kullanılarak yer altının tomografik yöntemlerle görüntülenmesi ve bunların jeolojik tektonik hidrotermal ve deprensellik açısından araştırılmıştır.

Marmara Bölgesi'nin kabuk hız yapısının incelenmesi için 1985 – 2002 yılları arasında Marmara Bölgesi'nde kaydedilmiş tüm depremlerden elde edilen faz okumaları birleştirilerek depremlerin yeniden lokasyonu ve tek boyutlu hız kabuk modeli belirlenmiştir (Barış vd., 2005). Çalışmada Zhao vd. (1992) tarafından geliştirilen TOMOG3D algoritması kullanılmış ayrıca HYPO71PC programı ile depremlerin lokasyonları belirlenmiştir.

Fay sisteminin hız tomografisi çalışması, Umbria-Marche dizisi kullanılarak yapılmıştır (Chiarabba vd., 2009a). Araştırmada yer değiştirme genlik spektrumu P ve S dalga faz toplamı ile bir zaman penceresi başlangıcı kullanılmıştır. Artçı ve yerel deprem tomografisi olarak bağımsız iki veri dizisi kullanılmıştır (Cattaneo vd., 2000; Monna vd., 2003). Bu araştırmada 6 km'den daha derindeki fay segmentlerinin geometrisi ve üst kabuk hız yapısını açıklamıştır. Bir normal fay sistemi boyunca ortam basıncının zamanla değişimi ve tekraralama süreci sismik tomografi ile

çözümlemiştir (Chiarabba vd., 2009b). Vp ve Vp/Vs modellerinin hesaplanmasında Simulps13 algoritması tekniği kullanılmıştır (Eberhart-Phillips ve Reyners, 1997).

Orta Apenninlerde üst kabuğun özelliklerinin yüksek çözünürlüklü 3-D tomografi elde edilmesi çalışmasında, Benz vd. (1996)'nin inversiyon metodu kullanılmıştır (Monna vd., 2003). Artçı şok dizilerinin varış zamanlarıyla, P ve S dalgalarının ortamdaki hız yapıları belirlenmiştir. Hız yapısının belirlenmesinde LSQR (QR) (en küçük kareler) ters çözüm yöntemi (Paige ve Saunders, 1982) algoritması kullanılmıştır.

Lei ve Zhao (2007) tarafından orta Tien Shan orojenik kuşağının telesismik P dalga tomografisi ve üst manto yapısı incelenmiştir. Çalışmada Zhao vd. (1994) tomografik metodu kullanılmıştır. Tien Shan bölgesinin altında 3-D hız yapılarının belirlenmesi için varış zaman rezidüelleri ile görecelendirilmiştir (Zhao, 2001, 2004; Lei ve Zhao, 2006). Düzeltme ile oluşturulan bir eşlenik gradyan algoritması (LSQR) (Paige ve Saunders, 1982) gözlemlenen denklemlerin ters çözüm işlemi için kullanılmıştır.

Kamçatka altında Pasifik levha kıyısında Jiang vd. (2009) tarafından yapılan sismik tomografi çalışmasında Zhao vd. (1992)'nin geliştirdiği tomografi metodu kullanılmıştır. Bu teknik 3-D ışın izleme tekniği ile ışın yolları ve seyahat zamanlarını hesaplamada kullanılmıştır. Yapılan düzenlemeler ile eşlenik gradyan algoritması (LSQR) kullanılarak ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir.

Nakamura vd. (2002) tarafından 1999 İzmit depremi (Mw= 7.4) odağının batısında P- dalgası hız değerlerinin düşük olduğu bir alan tespit edilmiştir. Al-Lazki vd. (2004) Anadolu Plakası ve Anadolu Platosu altında düşük Pn anomalilerinin olduğunu tespit etmiştir. Bu çalışmada Orta Anadolu ve Kuzey Ege dahil olmak üzere doğu Akdeniz'de geniş bir ölçekte (~ 200 km ~ 500 km) Pn hızlarının düşük (< 7.8 km/s) olduğu alanlar belirlenmiştir. Anadolu Plakası altında düşük Pn hız bölgeleri, Türkiye'nin doğusunda ve İran'ın kuzeybatısında Avrasya altına dalması Tetis okyanus litosferinin kısmen sonucu olabileceği ileri sürülmüştür.

Akyol vd. (2006) batı Anadolu için 1-D kabuksal P dalga hız modelini elde etmiştir. Bulunan hız modeli ortalama kıtasal kabuğa göre önemli ölçüde daha düşük bir

kabuksal hız biçiminde tanımlanmıştır. Ayrıca hız yapısındaki önemli yanıl değişiklikler, 1-D modeli için büyük standart sapma değerleri içermektedir.

Salah ve Zhao (2003) tarafından Moho'dan yansıyan dalgalar kullanılarak güneybatı Japonya'da kabuk kalınlığı haritalanmıştır. Böylece elde edilen sonuçlar ile Chubu Bölgesi'nde Moho süreksizliğinin derinde ve Japon Denizi ile Pasifik Okyanusu'nun kıyısı boyunca ise sığ olduğu sonucuna varılmıştır. Çalışmada 125 istasyona ait veriler kullanılmıştır. 2002 yılı Ekim – Mayıs aylarında gerçekleşen 2002 adet deprem verisi seçilmiştir. Derinliklere göre magnitüd değişimleri ise sırasıyla 5 ve 15 km'de $M_L = 2.1$ ve $M_L = 3.6$ 'dır. Yerel depremler için Genelleştirilmiş Işın Teorisi GRT (generalized ray theory) kullanılmış ve sentetik sismogramlar hesaplanmıştır (Helmberger, 1983). Moho ve kabuktaki etkileri gözlemek için, GRT iz hesaplamalarında farklı araştırmacılar tarafından kabul edilen farklı modeller de kullanılmıştır (Zhao vd., 1992; Nakajima vd., 2002). Toplamda 753 PmP-P ve 906 SmS-S verisi kullanılmıştır. Vs sabit tutularak üst kabukta Vp 5.8 km/s'de minimum RMS'ye ulaşılmıştır. Daha sonra Vp sabit tutularak RMS rezidüellerinin değişimleri incelenmiş, bulunan değerlerin benzer olduğu sonucuna varılmıştır. Böylece, PmP-P verileri için minimum RMS rezidüellerine P dalgası hızı ile ulaşılmıştır. Pdalgası hızları sırasıyla üst kabuk, alt kabuk ve üst mantoda 5.80, 6.60 ve 7.75 km/s ve Conrad ve Moho derinlikleri de sırasıyla 18.5 ve 31.0 km'dir.

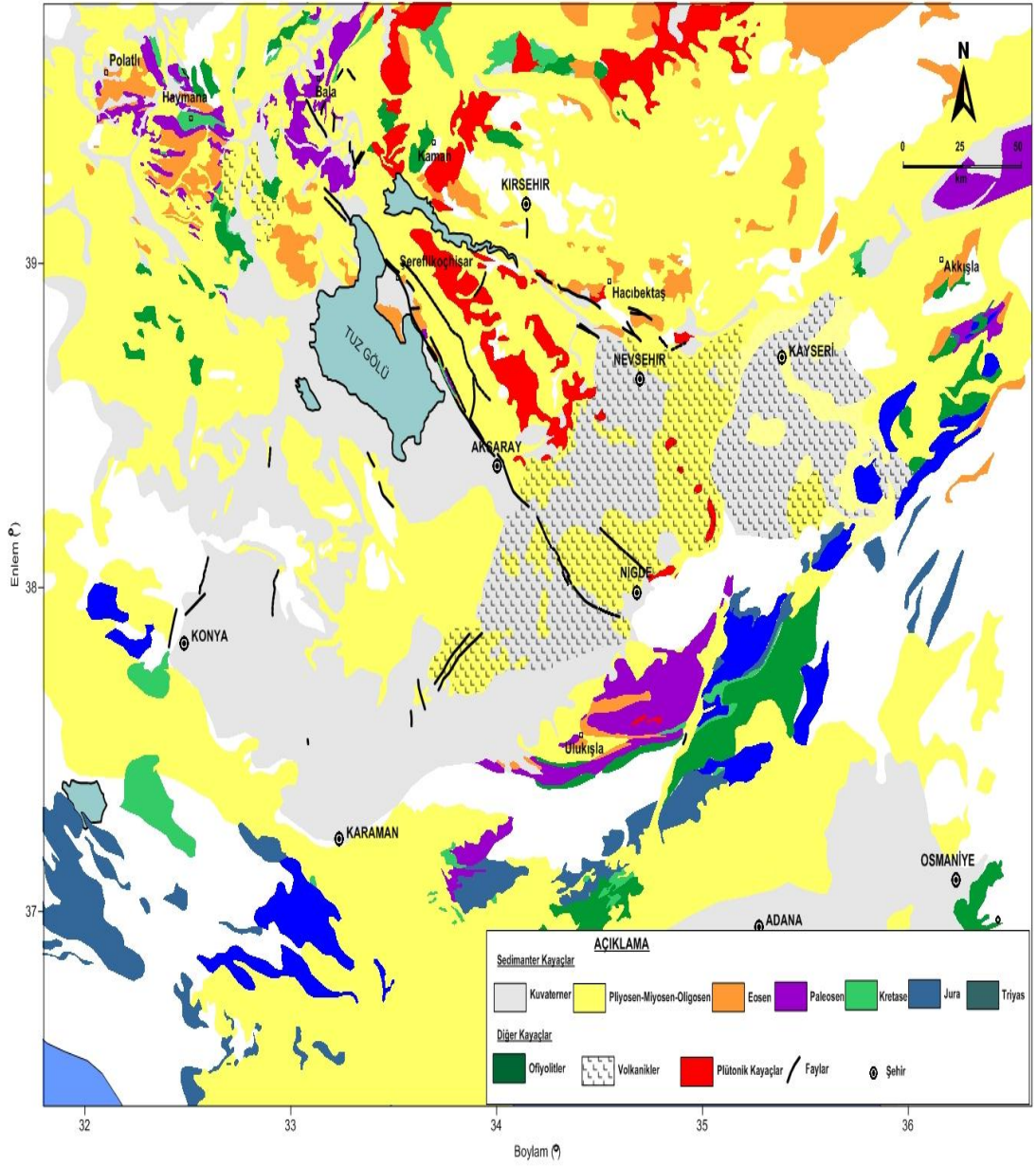
Lei ve Zhao (2007) tomografi çalışmasında 31 adet sabit ve 29 adet taşınabilir geniş bant deprem istasyonu verileri kullanılmıştır. Kasım 1999 ile Temmuz 2001 ayları arasında oluşmuş deprem kayıtları alınmıştır. Kullanılan tomografik yöntem Zhao vd. (1992)'nin yöntemidir. Anadolu plakasının kuzeyinde yüksek hız anomalileri 130 km derinlikten itibaren, Arap plakasında ise 250 km derinlikten itibaren aşağıya doğru hacimsel olarak artmaktadır. Sözü edilen derinliklerde düşük hız anomalilerinin bazıları çalışma bölgesinin merkez kısmında apaçık ortaya çıkmıştır. Kafkas bölgesi çevresinde ise bir yüksek hız anomalisi 190 – 370 km derinliklerde görüntülenmiştir.

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Orta Anadolu Bölgesi'nin Jeolojisi

Orta Anadolu bölgesinde; orta ve batı Anadolu'nun metamorfik-kristalin masifleri ile bunların doğuya doğru olan uzantıları bu bölgeye dahil olurlar. Metamorfik-kristalin masifler; Anadolu'nun tektonik gelişmesinde önemli bir rol oynayan ve geniş sahalarda bulunan bu metamorfik-kristalin masifler, bölgenin bir nevi jeolojik iskeletini teşkil ederler, bunlar gnays, mikaşist, kuvarsit ve mermer gibi farklı derecelerde metamorfizmaya uğramış taş kitlelerinden ve bunlar içerisinde nüfuz etmiş bazik ve asit bileşimli kristalin kayalardan meydana gelmiştir. Yapıları bakımından masifdirler (Ketin, 1966). Anadolu'da çok sayıda ve değişik büyüklükte mostra veren bu masiflerin başlıcaları batıdan doğuya doğru: Istranca, Armutlu, Bolu, Kaz dağı, Ulu dağı, Menderesler Sultan dağı, Kızılırmak, Anamur, Ilgaz, Daday, Amasya-Tokat ve doğuda Bitlis masifleridir.

Orta Anadolul bölgesinde Paleozoik ve alt Mesozoik formasyonlar tamamen metamorfik olup bunların üzerine konkordan olarak Kretase yaşlı ofiolitik seriler gelmiştir (Şekil 3.1). Buna göre bölgede Paleozoikten üst Kretase sonuna kadar devamlı bir sedimantasyon serisi mevcuttur. Bu serinin önemli bir kısmı metamorfiktir. Paleozoik ile Mesozoik arasında bir diskordans görülmez (Ketin, 1969).



Şekil 3.1. Orta Anadolu jeoloji haritası (MTA'nın 1:500000 ölçekli jeolojik haritalarından basitleştirilerek çizilmiştir)

3.2. Orta Anadolu Bölgesi'nin Tektonik Yapısı

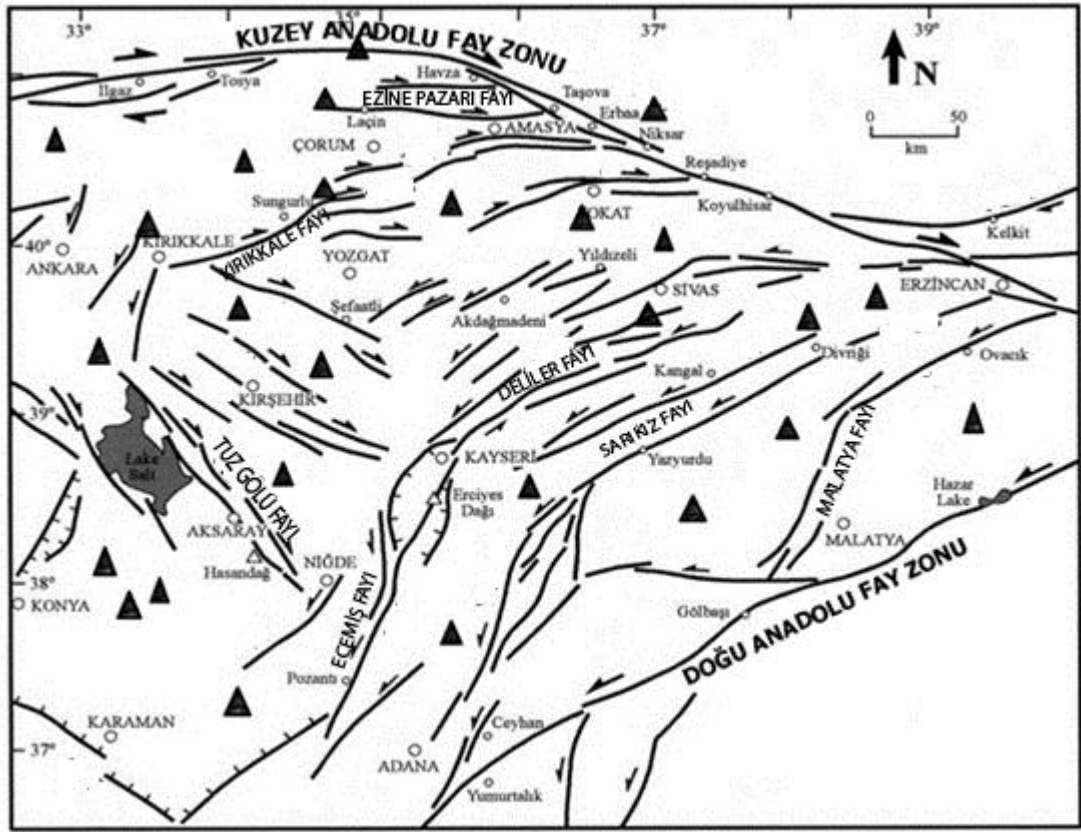
Orta Anadolu bölgesi; kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı, doğuda Doğu Anadolu Fayı Güneyde Helenik-Kıbrıs yayı ve batıda Ege çöküntü sistemi arasında kalmış geniş bir alanı kapsar (Şekil 3.2). Bölgenin tektonik yapısına baktığımızda; orta ve batı Anadolu'nun Metamorfik-Kristalin masifleri ile bunların doğuya doğru olan uzantıları bu bölge kapsamındadır. Bölge içerisinde KD-GB ve KB-GD doğrultulu bağımsız faylar bulunur. Bölgede önemli faylar sırasıyla; Tuzgölü fayı Ecemiş fayı, Kırıkkale (Ezinepazarı) fayı ve Kırşehir yöresi diri faylarıdır.

Tuzgölü fayı; Tuzgölü'nün doğusunda yer alan bu fay yaklaşık 180 km uzunluğunda olup genel doğrultusu KB-GD'dur. Türkiye'nin önemli yapısal unsurlarından biri olarak değerlendirilen bu fay sağ yönlü doğrultu atım bileşenli olan eğim atımlı bir fay niteliğindedir.

Ecemiş fayı; KKD-GGB doğrultusunda olan bu fay yaklaşık 107 km'lik bir alanda izlenir. Genel doğrultusu 27° KD olan Ecemiş fayı birbirine paralel devam eden bir çok kırktan meydana gelmektedir. Dünderli-Pozantı arasında kalan 78 km'lik bölümde morfolojik olarak çok belirgindir ve bu bölümde fay diri fay olarak haritalanmıştır.

Kırıkkale (Ezinepazarı) fayı; Orta Anadolu'nun kuzeyinde Niksar'ın 10 km güneyinde Kuzey Anadolu Fay'ından ayrılarak GB'ya doğru Ezinepazarı, Amasya Sungurlu yörelerinden geçen ve Delice güneyinde sönmölenen yaklaşık 250 km uzunluğunda bir çizgisellik gösterir. Fay doğrultusu ile doğudan Kuzey Anadolu Fayı'na dar bir açı ile birleşecek bir uzanım gösterir. KD-GB doğrultulu ve güneye iç bükey bir yay çizerek uzanan bu fayın tipik olarak izlediği olan Ezinepazarı yöresi ve buranın doğusudur.

Kırşehir yöresi aktif fayları; bu bölgede yer alan faylar Kırşehir-Mucur ve Keskin bölgesi olmak üzere iki alanda yoğunluk gösterirler. Bu bölgedeki bütün fayların ortak özelliği küçük boyutlu olmaları ve birbirinden bağımsız olarak değişik doğrultularda doğrultularda bulunmalarıdır (Öztürk, 2004).



Şekil 3.2. Orta Anadolu'nun tektonik birimleri. Büyük oklarla gösterilmiş çizgiler doğru atımlı fayları ve yönlerini temsil etmektedir. Oksuz siyah çizgiler ise aktif fayları göstermektedir. Haritaya modifiye edilmiş siyah üçgenler veri alınan deprem istasyonlarını temsil etmektedir (Bozkurt ve Koçyiğit, 1996)

3.3. Orta Anadolu Bölgesi'nin Depremselliği

KAFZ, Orta Anadolu Bölgesi'nin Kuzeyinde ve depremselliğini etkileyen en önemli aktif yapıdır. Bundan dolayı KAFZ'deki aktif tektonik yapı birçok araştırmada konu olmuştur. KAFZ geçmiş tarihlerde çok fazla mal ve can kaybı veren yıkıcı depremlerin türetilmesinde rol oynamıştır.

Bahsedilen bu yıkıcı depremlerden ilki 1509 İstanbul depremidir. Bu deprem "Küçük Kıyamet" olarak adlandırılmıştır. 1509 depreminde, batıda Gelibolu'dan doğuda Çorum'a kadar hissedilmiş ve 5000 – 13000 arasında can kaybı olduğu belirtilmiştir (Demirtaş, 2000). 1719 yılında meydana gelen bir diğer depremde ise başta İzmit olmak üzere, Sapanca, Yalova, Düzce'de önemli can ve mal kaybına neden olmuştur

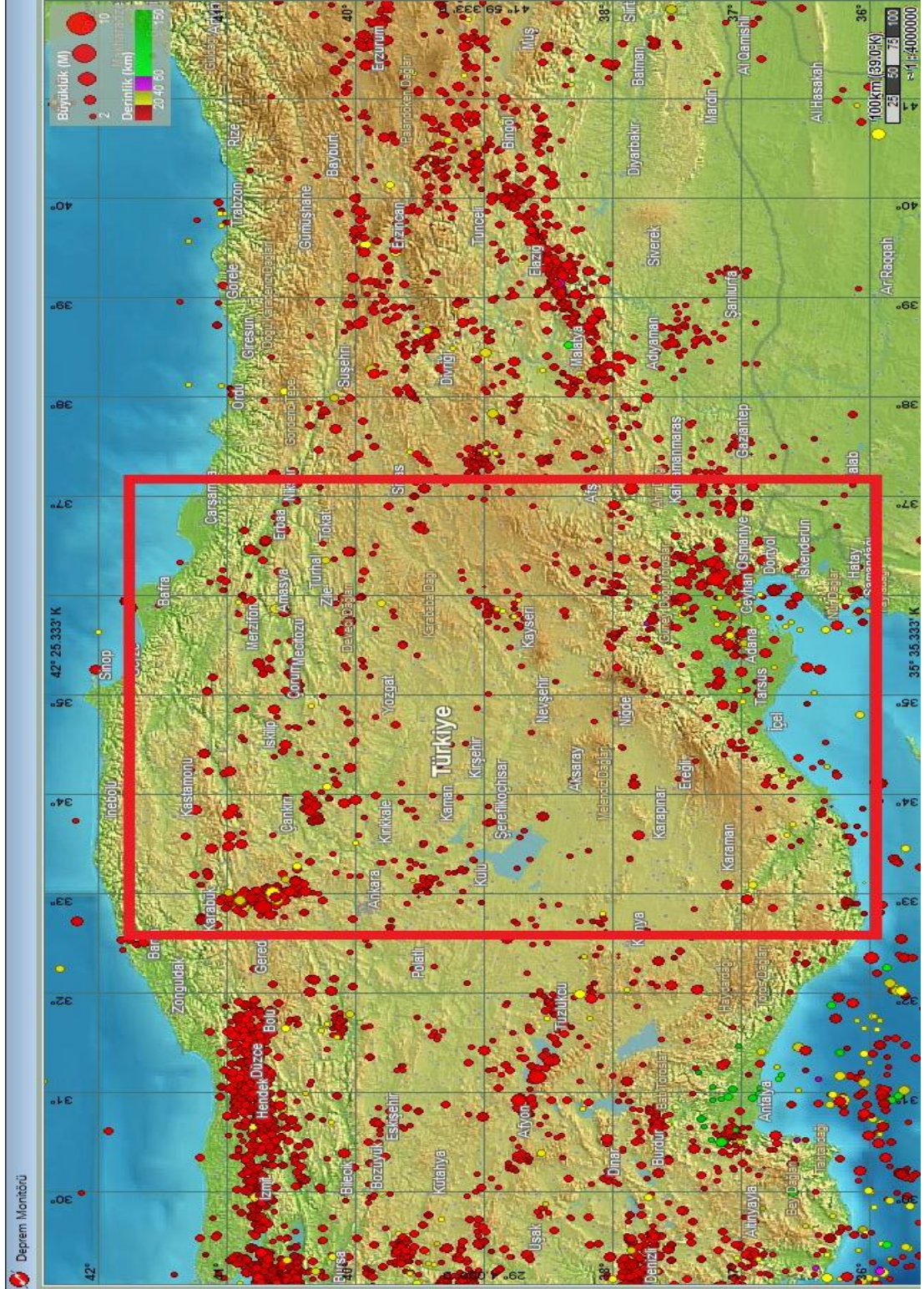
(Demirtaş, 2000). 1719 depremi kayıtlarına göre, depremin Sapanca Gölü Karamürsel arasında, muhtemelen İzmit'te meydana geldiği belirtilmiştir. Yine merkez üssü İzmit olduğu düşünülen 1754'de yıkıcı bir deprem daha meydana gelmiştir. Bölgede meydana gelen 1766 Silivri'nin güneyindeki deprem, 1509'dan sonra bölgedeki en hasar verici deprem olarak kayıtlara geçmiştir. Ayrıca 1766 depremi İzmit Körfezi etrafında sıvılaşmalara neden olmuştur (Demirtaş, 2000). 1894 yılında meydana gelen deprem ise İstanbul'da Adalar bölgesini kapsayan 8 takımada da meydana gelmiştir ve İstanbul'dan Adapazarı'na kadar olan bölgeye etki etmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Hattı üzerinde yüzyılın depremi olarak nitelendirilen Gölcük Depremi, 17 Ağustos 1999 saat 03.01.38'de $M_w=7.4$ büyüklüğünde meydana gelmiştir. Depremin odak merkezi İzmit - Gölcük'tür. Yüzey dalgası büyüklüğü $M_s=7.8$ 'dir. Meydana gelen depremin odak derinliği ise 17 km'dir. Deprem 125 km uzunluğunda sağ yanal atımlı bir yüzey kırığı meydana getirmiştir.

Gölcük depremi yaklaşık 65000 km²'lik alanda etkili olmuştur. Depremde Yalova İzmit, İstanbul, Adapazarı, Zonguldak, Bursa, Düzce ve Bolu illerinde ağır hasar meydana getirmiştir. Meydana gelen bu deprem 1939 Erzincan depreminden sonraki en büyük depremdir. Gölcük depreminin meydana geldiği bölge nüfus ve ekonomik olarak en etkili olan bölgedir. Bu deprem sonucunda 15 binden fazla insan ölmüş yaklaşık 24 bin kişi yaralanmış ve 100 binden fazla bina ve konut yıkılmıştır.

Bölgedeki diğer faylar ise 1900-2013 yılları arasında Orta Anadolu bölgesinde oluşmuş hasar yapıcı ($M_s \geq 4.7$) yalnızca beş deprem meydana gelmiştir. Bunlar sırasıyla; 09.03.1902 tarihinde ($M_s=5.9$), Çankırı depremi 19.04.1938 tarihinde ($M_s=6.6$), Kırşehir-Keskin depremi 16.12.1938 tarihinde ($M_s=4.8$) Kırşehir depremi 10.01.1940 tarihinde ($M_s=5.0$) Niğde depremi 14.12.1998 tarihinde ($M_s=4,7$) Kayseri depremidir. Son 10 yılda oluşmuş olan $M_s \geq 4.0$ olan depremlerin dışmerkezleri özellikle Kırıkkale fayının güneybatı ucunda Ecemiş fayının orta kısmında yer almaktadır (Öztürk, 2004).

Bu çalışmada ise, 2007'den günümüze kadar Orta Anadolu Bölgesi ve çevresinde oluşan depremler ve episantr (Şekil 3.3) verileri kullanılmıştır.



Şekil 3.3. Orta Anadolu Bölgesi ve çevresinde 2007'den günümüze oluşmuş depremlerin episantr dağılımı ve inceleme alanının gösterimi (Deprem Monitörü programı).

3.4. Yer İçi Özellikleri

Sismik dalgalar derinliği 30 ila 60 km arasında değişen ve kabuk-manto sınırını belirleyen Mohorovicic süreksizliğinden etkilenmektedir. Bu süreksizlik yerküreyi kendi içinde kabuk ve manto olarak ayırmaktadır. Ayrıca, kabuk içinde bazıları sadece lokal veya bölgesel büyüklükte olan süreksizlikler ve düzensizlikler vardır. Manto içinde hızın derinlikle düzenli artımından uzaklaşılın bazı seviyeler vardır; bu seviyeler ikincil süreksizlikler gibi davranırlar (Richter, 1958).

Yer içindeki başlıca katmanlar Çizelge 3.1' de görülmektedir. Mohorovičič süreksizliğinin seviyesi değişebilir; kıtasal bölgelerde 30 km ile 60 km arasında değişen derinliklerde olabileceği gibi, okyanussal bölgelerde 5 – 10 km ye kadar inmektedir. Bu değişim, telesismik olaylar kullanılarak hesaplanan sismik dalgaların ortalama varış zamanlarından sapmaları kısmen açıklar (Richter, 1958).

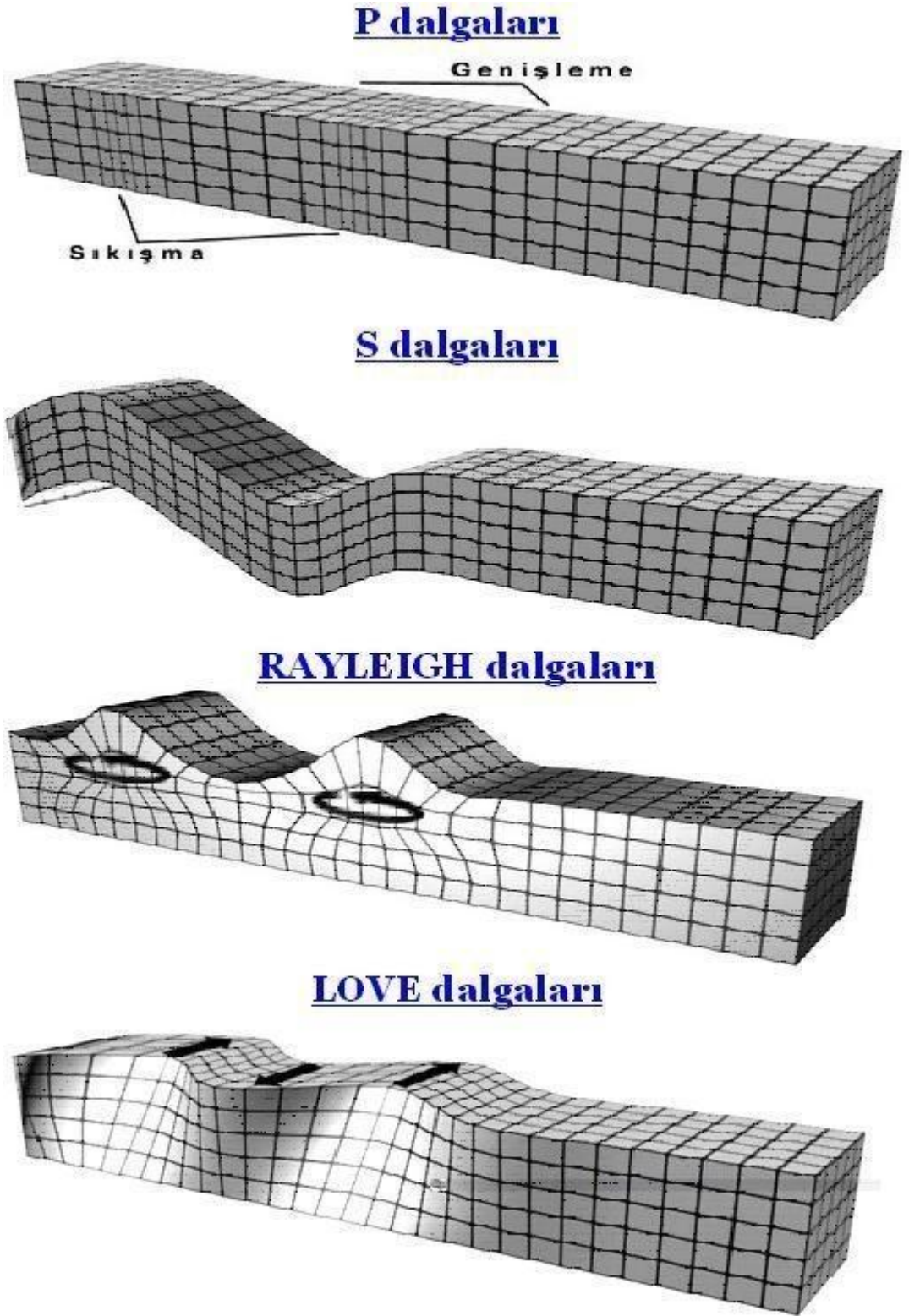
Cisim dalgalarının değişik seviyelerdeki hızları Çizelge 3.1' de verilmektedir. Kıtasal kabuk için olanlar sadece ortalama değerlerdir. Çekirdek içinde S dalgaların hızları verilmemiştir. Bunun nedeni sıvı dış çekirdekte bu dalgaların olmamasıdır. Mantodan çekirdek sınırına ulaşın S dalgaları çekirdek içine girmez, fakat mod dönüşümüne uğrayarak boyuna dalgalara dönüşebilirler (Richter, 1958). Bullen (1940), iç çekirdeği sınırlayan 5000 km seviyesinin altında materyalin yeniden katı olabileceğini ve enine dalgaların geçebileceğini öne sürmüşlerdir.

Çizelge 3.1. Yer içindeki başlıca katmanların kalınlıkları ve cisim dalgası hızlarının değişimi (Richter, 1958)

DERİNLİK (km)	HIZLAR		YARIÇAP (km)
	V_P (km/sn)	V_S (km/sn)	
YÜZEY			
0	5.0	3.0	6370
kıtasal kabuk			
30+	7.0 ?	4.0 ?	~6340
Manto			
2900	13.5	8.0	3470
	8.0	---	
Çekirdek			
5000	10.0	---	1400
İç çekirdek			
	11.5	?	
6370	MERKEZ		0

3.5. Sismik Dalgalar

Sismik dalga fazlarının adlandırmak için Latince'ye dayanan uluslararası bir terminoloji kabul edilmiştir. İlk ve ikinci fazlar P ve S harfleri ile gösterilmektedir. Bunlar 'undae primae' ve 'undae secundae' (*undae*=dalga)'nın kısaltmasıdır. P ve S dalgaları yer hacmi boyunca ilerleyen boyuna ve enine dalgalar olduğu, daha sonra ise Rayleigh ve Love tarafından ortaya konan Rayleigh (R) ve Love (L) dalgalarının da yüzey dalgaları olduğu anlaşılmıştır (Lay ve Wallace 1995, Richter, 1958). Şekil 3.4 de yerin yapısını kestirmekte rutin olarak kullanılan farklı sismik dalga tiplerinin örnekleri görülmektedir.



Şekil 3.4. Cisim ve yüzey dalgalarının yayılımı (Anonim, 2015)

3.6. Yer İçinde Işınlarmın Yolları

Aynı optik bilimindeki gibi sismolojide de ışınlar incelenerek dalga yolları ve varış zamanları için belirli bir hız - derinlik ilişkisi ortaya konulur. Yerin içinde hız derinlikle sürekli olarak değiştiğinden dolayı ışın yolları genel olarak yay şekline olur. Böyle bir ışın yolunun herhangi bir noktasında kritik açı i şeklinde tanımlanabilir. Yerküre farklı V hızlarına sahip tabakalardan oluşmaktadır. Yer kabuğunda hızları V_1 ve V_2 olan iki tabakalı bir ortamda, sınırdan geçen bir ışın i_1 ve i_2 kritik açıları ile kırılacaktır. Buna göre Snell kırılma yasası uygulanırsa,

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (1)$$

elde edilir (Koca, 2005). Bu, sınırın her iki tarafında $\sin i / V$ değerinin aynı olduğunu gösterir. Kabukta her ortamda hız sabit kabul edildiğinden ışın düz bir çizgi şeklindedir. Düz bir çizgi boyunca $r \sin i$ sabittir. Burada r , yerin merkezine olan uzaklıktır. Sonuç olarak $r \sin i / V$ her iki kabukta aynıdır. Tek bir ışın boyunca genel ilişki,

$$\frac{r \sin i}{V} = \text{sabit} \quad (2)$$

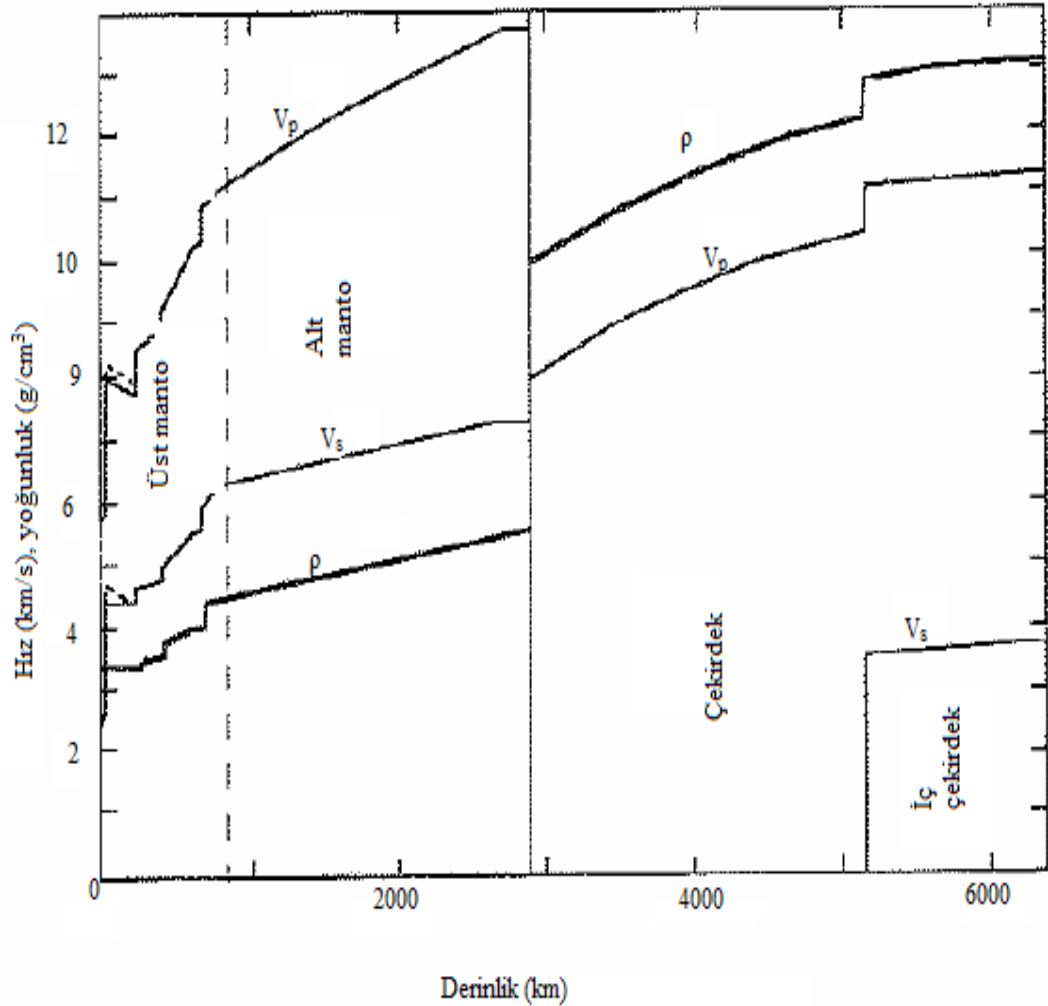
şeklinde yazılabilir (Koca, 2005). Işınlarmın yüzeyde sismograflar tarafından kaydedilmesi ile, hız V yi r nin bir fonksiyonu olarak hesaplayacak verileri elde edebilmektedir. Yüzeyde r , yerin bilinen yarıçapıdır. V hızı, patlatma ve yerel deprem verilerinin değerlendirilmesi ile hesaplanabilir. i , merkez üssünden olan uzaklık cinsinden yüzeye varış zamanlarını veren tablolardan hesaplanabilir. Bu tablolardan okunan görünür yüzey hızına V' olmak üzere;

$$\sin i = \frac{V}{V'} \quad (3)$$

eşitliği geçerlidir. Bir ışının V hız fonksiyonu biliniyorsa, tüm uzaklıklar ve odak derinlikleri için, kırılan, yansıyan ve direk gelen dalgalar için seyahat süreleri hesaplanabilir (Richter, 1958).

3.7. Tomografik Yöntemler

Yerküre kabuk, manto ve çekirdek şeklinde küresel olarak tabakalanmıştır. Şekil 3.5’deki gibi tek boyutlu (1B) bir yer modeli, yerküredeki yayılan sismik dalgaların seyahat süreleri göstermektedir (Koca, 2005).



Şekil 3.5. Başlangıç referanslı yer modeli (PREM- Preliminary Reference Earth Model) (Dziewonski ve Anderson, 1981)

Dziewonski ve Anderson (1981) tarafından derinliğin fonksiyonu olarak yer içinde P hızı (V_p), S hızı (V_s) ve yoğunluğun (ρ) başlangıç referans yer modeli (Preliminary Reference Earth Model) oluşturulmuştur. Sismologlar, görünür hız farklarını, kıtasal ve okyanusal kabuk ile üst manto arasındaki değişimlere göre haritalamışlardır. Son 25 yıldır ise, yer içinin üç boyutlu (3B) yapısını görüntülemek için, “sismik tomografi” adı verilen metot kullanılmaktadır.

Sismik tomografi, uygulandığı kabuğu bloklara bölerek her blok içindeki hız dağılımlarını hesaplayarak, çeşitli derinliklerden alınacak kesitler üzerinde dalga hızı dağılımının incelenmesidir. “Tomografi” terimi, tıp biliminde, insan vücudundaki anomolileri yani farklılık gösteren iç dokuları belirlemek için cerrahi müdahale gerektirmeden, X-ışınları kullanılarak uygulanan CAT (Computer Aided Tomography) tekniğinden alınmıştır. “Tomo” kelimesi Yunanca’da “dilim” anlamına gelmektedir (Koca 2005).

Sismik tomografi yöntemi, deprem kayıt istasyonlarına gelen sismik dalgaların varış zamanları ile araştırma bölgesi için önceden tayin edilen bir başlangıç modelinin varış zamanları arasındaki farkların belirlenmesine dayanır. Bu yöntem elastik dalga hızlarının hem düşey hemde yatay yönde incelenmesini mümkün kılmaktadır. Yöntemin diğer bir avantajı, yeni veri alınmasını gerektirmemesidir. Deprem kayıt istasyonları tarafından kaydedilen sismogramlardan okunan sismik dalgaların seyahat süreleri, veri olarak kullanılmaktadır (Lay ve Wallace 1995).

3.8. Poisson Oranı Tomografi Metodu

Tomografik metotların hepsi cisim dalgalarının varış zamanlarını analiz ederken oluşturulan modelin parametrelerini belirlemeye dayanır (Thurber ve Aki, 1987). Kabuk ve manto yapısını görüntülemek için modele parametrelendirme yapılırken yapının geometrik şekli belirlenmeye çalışılır. Bu modelin yer kabuğu içinde gerçekte var olan ortalama hız yapısını temsil ettiği düşünülür. Hız dağılımının derinlikle değişimi iki yolla ifade edilir: birincisi, derinlik dağılımları ve hız süreksizlikleri enlem ve boylamın bir güç serisi gibi sürekli bir fonksiyonunun kullanımı, ikincisi

ise, bir süreksizliği ifade etmek için iki boyutlu grid ağı oluşturulmasıdır. Derinlik dağılımındaki her bir grid düğümü bilindiği zaman, grid ağı içerisindeki herhangi bir grid noktası, o noktayı çevreleyen dört düğümünün derinliğinin doğrusal olarak interpolasyonu olarak hesaplanır. Daha sonra tabakaların her noktasında doğrusal interpolasyon fonksiyonu kullanılarak hızlar hesaplanır (Soyuer, 2012).

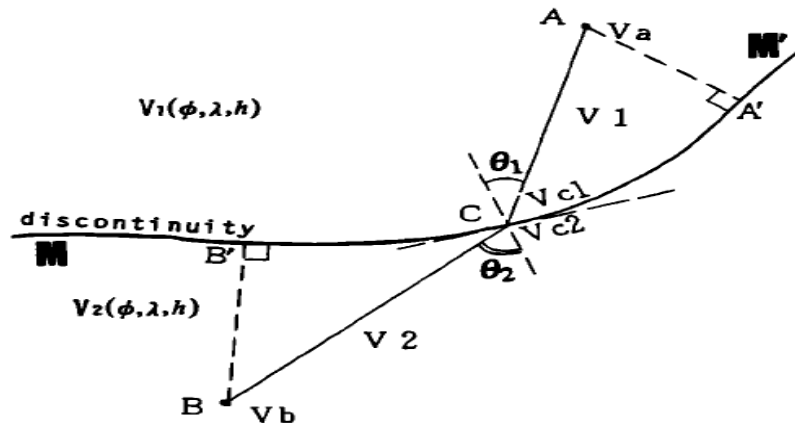
Hesaplanan hızlar, seyahat zamanları ve ışın yollarının düşük hata payı ile hesaplanması tomografide kesin sonuçlar almak için gereklidir. Şekil 3.6'de görüldüğü gibi Snell yasası ile karmaşık biçimli hız analizi için MM' biçiminde bir süreksizlik düzlemi göz önünde bulundurulması halinde, MM' süreksizlik düzleminin her iki tarafında var olan $V_1(\phi, \lambda, h)$ ve $V_2(\phi, \lambda, h)$ hızları, sürekli ve değişkendir.

A ve B, MM''nin farklı taraflarında iki noktadır. A ve B'de hızlar sırasıyla V_a , V_b 'dir. C MM' süreksizliği ve AB sismik ışının kesişmesidir. MM''in iki tarafında C'de hızlar sırasıyla V_{c1} ve V_{c2} 'dir. Hızların aritmetik ortalamaları ise,

$$V_1 = \frac{V_a + V_{c1}}{2} \quad (4)$$

$$V_2 = \frac{V_b + V_{c2}}{2} \quad (5)$$

şeklinde ifade edilir. Bu ortalamalar sonucunda AC ve AB'yi çevreleyen hız değerleri bu şekilde belirlenmektedir. A ve B, MM''den çok uzak olduğu zaman bu yaklaşım yetersiz olabilir (Soyuer, 2012).

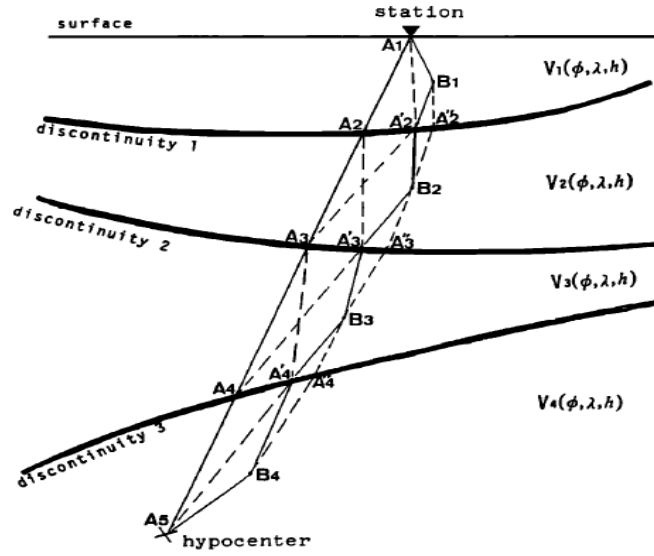


Şekil 3.6. Bir sinyalin iki tabakalı ortamdaki ışın yolu ve bir süreksizlik boyunca ışının kırılma durumu (Zhao vd., 1992)

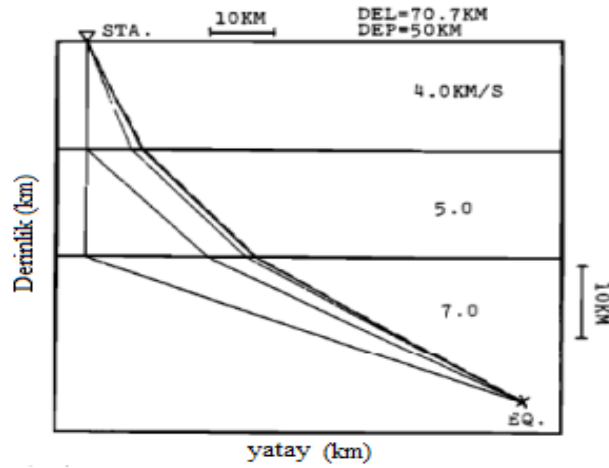
C noktasının yerini bulmak Snell yasası ile mümkündür. C noktasının yerini bulmak amacıyla A ve B noktalarının MM' de dik izdüşümü işaretlenmiştir. Bu durum;

$$\frac{\sin Q_1}{V_1} = \frac{\sin Q_2}{V_2} \quad (6)$$

bağıntısı ifade edilir. Üç ayrı süreksizlik durumunda ise Şekil 3.7'de görülmektedir. Burada üçgen şeklinde gösterilen istasyon ile hiposantr ile kesişmektedir (Şekil 3.7). A1'i A5'e bağlayan düz çizgi istasyon ve hiposantrı ilk ışın yolu olduğu varsayılır. Işın yollu boyunca A2, A3 ve A4 süreksizlik noktalarını ve diğer noktalar ise iki bitişik süreksizlik arasındaki sürekli noktaları ifade etmektedir.



Şekil 3.7. Pseudobending tekniği ve Snell yasasına göre iteratif ışın yolu (Zhao vd., 1992)



Şekil 3.8. Küresel üç tabaka modelinde üç boyutlu ışın yolu dizisi (Zhao vd., 1992)

Şekil 3.8'da, kaynaktan kayıtçı istasyona üç farklı noktadan yayılan ışın yollarını göstermiştir. Işın yolları süreksizlikler arasında değişime uğramaktadır.

Ters çözümde, hiposantr ve depremlerin başlangıç zamanları yaklaşık olarak verilmektedir. Daha sonra hız modeli için düzeltmeler yapıldıktan sonra seyahat zamanı ve ışın yolları hesaplanır. Bir ışın yolunun konumu belirlenir belirlenmez, hiposantr yerleri ile ilgili varış zaman verileri analitik olarak belirlenir (Engdahl ve Lee, 1976), ve hız parametreleri de sayısal olarak hesaplanır (Thurber, 1983).

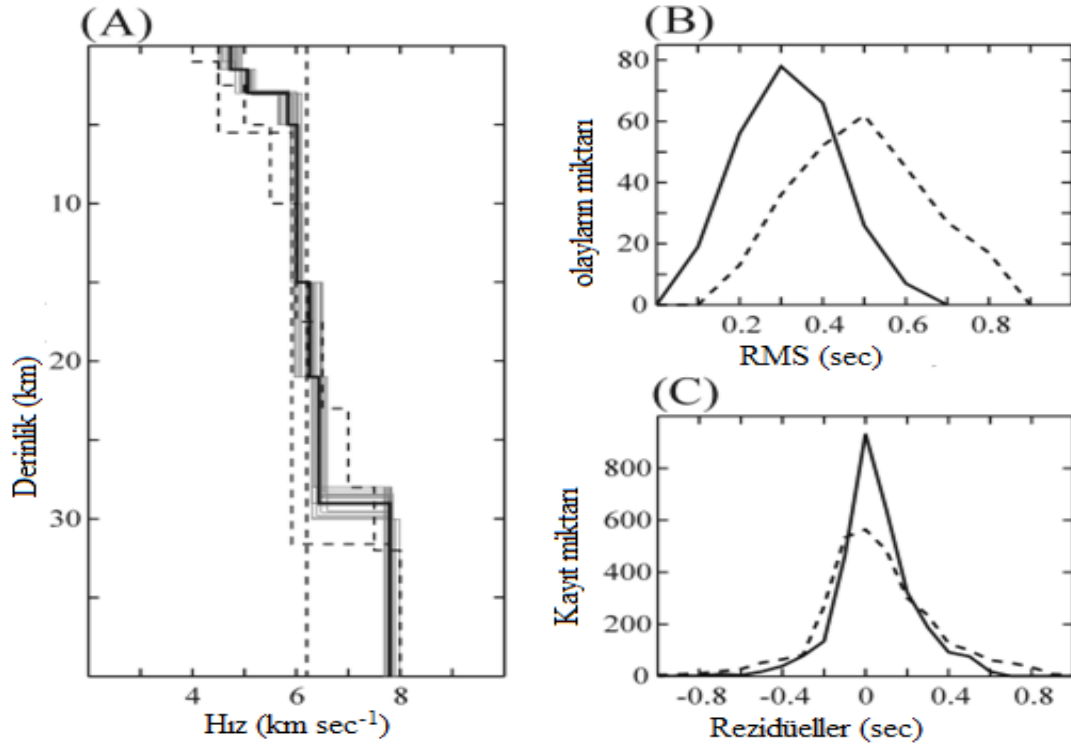
Tomografik ters çözümlerde hata analizi yapmak önemlidir. Çünkü, hesaplanan görüntüde yapıya en ideal modeli eşleştirmek hedeflenmektedir. Daha sonra ise model çözünürlüğünü değerlendirmek için ilk olarak yol seyahat zaman gecikmeleri hesaplanır sonrada oluşturulan modelin yol seyahat zaman gecikmeleri hesaplanır. Son olarakda iki hesaplanan sonuçlar karşılaştırılır (Soyuer, 2012).

Bu tez çalışmasında, sentetik bir çözüm testi olan CRT (checkerboard resolution test) kullanılmıştır. Hız değerlerindeki pozitif ve negatif değişimi ve çözünürlüğün iyi veya zayıf olduğu yerleri belirlemek için kullanılır (Humphreys ve Clayton, 1988). Veri seçiminde ise bazı kriterler temel alınmaktadır. Bunlar:

1. Sismik ağ etrafında meydana gelen depremlerin tercih edilmesi,
2. P ve S varış dalgaları net kaydedilen verileri seçme,

şeklinde tanımlanmaktadır. Üç boyutlu hız dağılımının belirlenmesinde başlangıç hız modelinin seçilmesi gerekmektedir (Soyuer, 2012).

Örnek model olarak Akyol vd. (2006) tarafından 1-D (tek boyutlu) kabuk modeli kullanılmıştır. Akyol vd. (2006)'da batı Anadolu'da yaptığı çalışmada Anadolu bölgesinin önemli bir kısmı dahil olmak üzere batı Anadolu için 1-D kabuksal P dalga hız modelini elde etmiştir. Bu bölgede oluşturulan hız modeli ortalama değerini önemli ölçüde daha düşük olarak bulunmuştur. Bulunan düşük hızlar ve yüksek kabuk sıcaklıkları, çok fazla kırıklı bir yapının ve yüksek basınçtaki akışkanların varlığı ile ilişkilendirilmiştir (Akyol vd., 2006; Şekil 3.9).



Şekil 3.9. (A) 1-D P dalga hız modeli (koyu kalın düz çizgi), üç ilk model ler (gri-kesik çizgiler) ve son yakınsak 25 hız modeli (gri kesiksiz çizgi) (B) RMS değerlerine ve (C) ters çözümde işleminde kullanılan 245 verinin istasyon rezidüel değerleri. Kesikli çizgiler ve sürekli çizgiler başlangıç ve elde edilen sonuçları göstermektedir (Akyol vd., 2006)

Çizelge 3.2 Batı Anadolu için belirlenen 1-D hız modeli (Akyol vd., 2006)

Derinlik (km)	Hız (km/sn)
2	4.8
4	5.4
5	6
15	6.1
22	6.2
30	7.9

Bu tez çalışmasında Zhao vd. (1992) tarafından geliştirilen Poisson oranı tomografi metodu kullanılarak Orta Anadolu Bölgesi kabuk yapısı ve yıllara göre değişim süreci ortaya konulmuştur. Bölgenin üç boyutlu (3-D) P dalgası hızı (V_p), S dalgası hızı (V_s) ve Poisson oranı (σ) değişimleri belirlenmiştir.

Tomografik ters çözüm, ilk olarak P ve S - dalgalarının varış zamanlarından hesaplanan Wadati diyagramı oluşturulmuştur (Şekil 3.15). Bu diyagramdaki saçılım miktarı fazla olması halinde, S- dalga fazları kaldırılır ve sadece P- dalga fazları kullanılarak yeni bir diyagram oluşturulur. Daha sonra ise; dalga fazlarının seyahat zaman rezidüellerini kontrol edilerek yapılır. Bu yöntem bir çok tektonik bölgede kullanılmıştır (Zhao, 2001; Zhao vd., 2002; Mishpra, 2004). Bu metotta üç boyutlu bir grid model kullanılmıştır. Bu modelde hızlar grid düğümünü çevreleyen noktalarda doğrusal olarak ortalaması alınarak hesaplanır. Eşlenik gradyant LSQR algoritması (Paige ve Saunders, 1982) bilinmeyen hiposantr ve hız model parametrelerine göre ters çözüm sürecinde kullanılmıştır. V_p ve V_s hızları, tekrarlayan iterasyon ile belirlenmiştir. Ortam hızlarının belirlenmesinin ardından Poisson oranı;

$$\sigma = 0.5 \left[\frac{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 2}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \right] \quad (7)$$

bağıntısı ile belirlenmiştir. Uygun bir başlangıç 1-D hız modeli, kabul edilebilir azalım değeri ve 3-D hız yapısı yatay ve düşey yönde ortaya konulmuştur. V_p ve V_s için belirlenen ortalama hata sırasıyla % 0.7 aralığında % 0.9 değişmektedir.

Orta Anadolu Bölgesi'nin büyük bir kısmının P ve S dalga hız yapıları ve bu yapılardan elde edilen Poisson oranı yapıları elde edilmiştir. Anadolu'da ve çevresinde bulunan 29 adet deprem istasyonunun 2007 den günümüze kadar olan deprem verileri tomografik çözüm sürecinde bütünüyle kullanılmıştır.

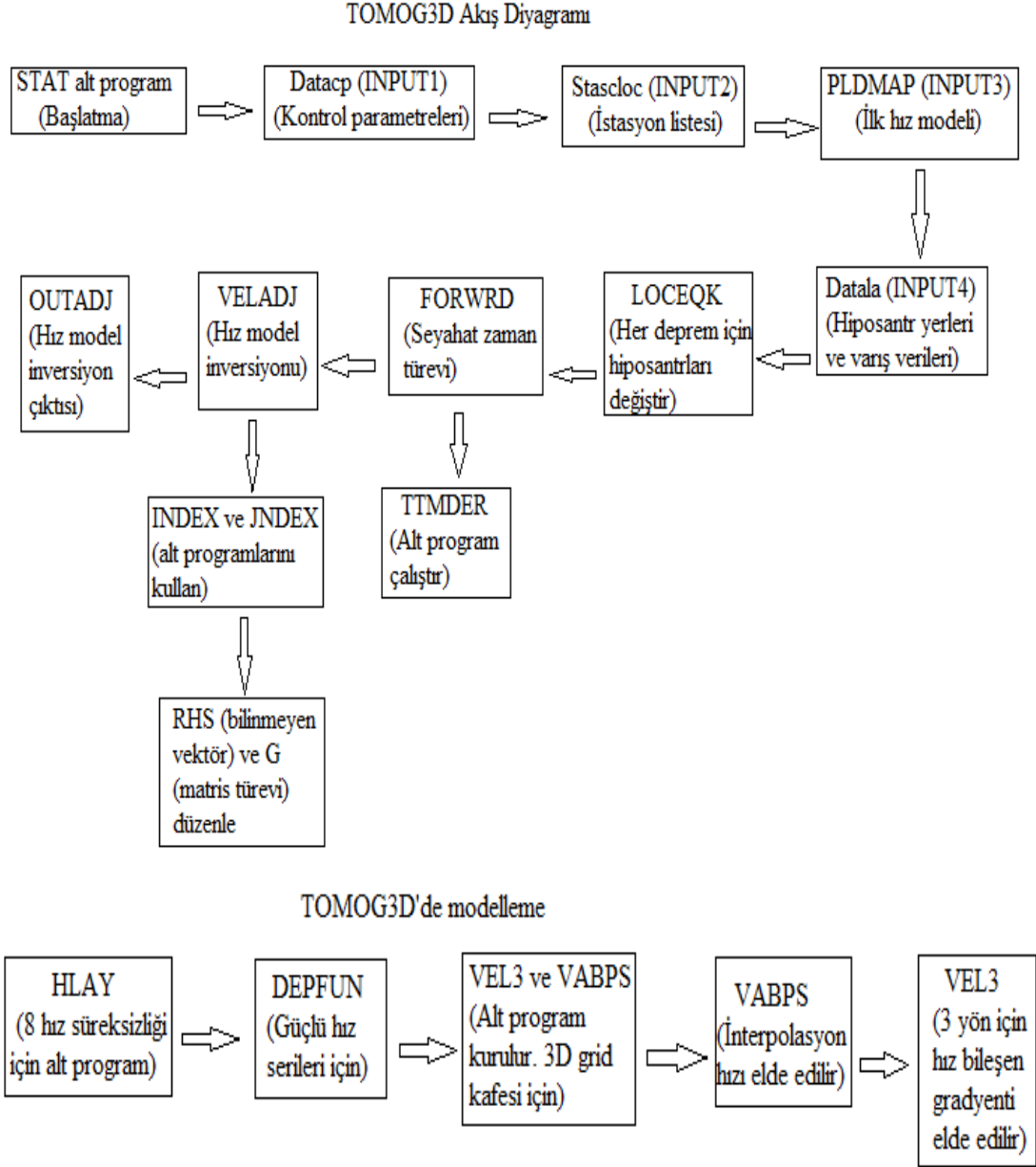
Veri kütüğünü işlediğimiz, TOMOG3D bilgisayar programı Fortran 77 dilinde yazılmıştır. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Başkanlığı Deprem Dairesi tarafından kaydedilen yerel depremlerin varış zamanlarını kullanımı üzerine tasarlanmıştır. Kabuk ve üst mantonun üç boyutlu hız yapıları belirlenmiştir. Bu metotta takip edilmesi gereken ana adımlar ise (Şekil 3.10),

- (1) Başlatma (alt program STAT çağır);
- (2) İntput (giriş) kontrol parametreleri (çağır INPUT1), istasyon listesi (INPUT2), ilk hız modeli (INPUT3), ilk hiposentr yerleri ve varış zaman verileri (INPUT4);
- (3) Her deprem için, ilk hiposentr değiştirin (LOCEQK), sonra hiposentr parametreleri ve orta parametrelerle ilgili seyahat zamanlarının türevlerini hesapla (FORWRD);
- (4) Hız modeli ayarlarını belirle (VELADJ) ve hız modellerini çıkar (OUTADJ).

şeklindedir (Soyuer, 2012). Böylece tomografik model, yapılan iterasyonlar sonucunda elde edilmiştir. Buradaki yapılan iterasyon sayısını arttırsa ile seyahat sürelerindeki hata payını minimuma indirmiş oluruz.

TOMOG3D diğer algoritmalar ile benzerlik taşımaktadır. Fakat TOMOG3D'nin önemli avantajları vardır. Bunlar; çok karmaşık olan hız süreksizliklerini, oldukça gerçeğe yakın bir modelle entegre etmeye ve bu modelin uyumlu varyasyonlarını elde etmemizi sağlamaktadır. Güçlü ve verimli bir 3-D ışın izleme güzergahlarını kapsamaktadır. Çok karmaşık bir modeldeki, çok sayıda olan yani sayısı yüzbinleri bulan ışın yollarını hesaplayabilme özelliği vardır. Ancak bunu gerçekleştirmesi için çok güçlü nitelikteki bilgisayarlara ihtiyaç duymaktadır. 50 km ve daha küçük dizilerle çalışabilen diğer bazı programların aksine (örneğin, Thurber, 1984,

SIMUL3 programı), TOMOG3D birkaç yüz metreden birkaç bin km'ye kadar beklenen performansı sağlamaktadır.



Şekil 3.10. TOMOG3D akış şeması (Soyuer, 2012)

TOMOG3D programı hem sığ araştırmalar hemde derin yapılar için kullanılabilir bir güçlü bir programdır. Örneğin dalma batma (yitim) zonları, fay bölgeleri, Conrad ve Moho süreksizlikleri ve kıtasal-okyanusal kabuk yapısının belirlenmesinde bu metot çözünürlüğü yüksek sonuçlar vermektedir (Soyuer, 2012).

3.9. Sismik Moment Tensör

Bir bölgedeki tektonik hareketler, o bölgede etkili olan litosfer hareketlerine ve kabuktaki deformasyonlara bağlı bir takım olaylarla yeniden şekillenir. Denge durumundaki kuvvet sisteminde meydana gelen bir farklılaşma, kuvvet dengesinin bozulmasına dolayısı ilede dinamik dengenin bozulmasına neden olur. Bozulan kuvvet dengeside ortamda bazı kırılmalara, çökmelere, yükselmelere, genişlemelere ve daralmalara neden olur. Buradaki “Nedeni” bulmak, bugüne kadar tüm yerbilimlerinin ortak araştırma alanını oluşturmuştur. Bundan sonra da gündemde kalmaya devam edecektir (Utku, 1997).

Kaynağın fiziksel özelliklerinin belirlenmesi ile sismik çalışma gerçekleşmiş olur. Bir sismik olay gerçekleşmiş olduğu ortamla ilgili deliller bırakır. Bu ortamda sismik kaynak fiziksel olarak ya bir vektör alanı ile ya da 3 tür tensör alanlarından herhangi biri ile tanımlanabilir. Vektör alanı, bir eşdeğer kuvvetlerin toplamıdır. Tensör alanları ise Serbest-Gerilme Deformasyonu, Gerilme Fazlalığı ve Moment Tensör Yoğunluğudur (Backus ve Mulcahy, 1976; Kennett, 1983). Sismik kaynağı tanımlanmadaki ortak yaklaşım, kaynağın yapısının bir eşdeğer kuvvet modeli eşleştirilmesidir. Knopoff ve Gilbert (1960), yerdeğişirmenin türünü ve çeşitli kaynaklardaki sismik yayılımını incelemiştir. Bu eşdeğer kuvvetler, kaynağın hareketine neden olduğu için sismogramdan saptanabilir. Bunun için ise sismik moment tensörün analizi gerekir (Jost ve Herrmann, 1989).

Sismolojideki kaynak olarak deprem; jeolojik açıdan bir faylanma, jeofizik açıdan ise bir yerdeğiştirme olayıdır. Deprem yeriçindeki elastik deformasyon enerjisinin boşaldığı yırtılmadan ibarettir. Bu yırtılma buna eş değer bir kuvvet sisteminin tanımlanmasıyla mümkündür. Moment tensör çözümü ile deprem odağındaki fiziksel mekanizmaya eşdeğer bir kuvvet sisteminin ortaya çıkarılması ve mekanizmayı yönlendiren baskın kuvvet bileşeninin saptanması mümkündür (Utku, 1997).

Klasik fay düzlemi çözümleri, yırtılma kuvvetinin bir ikili kuvvet-çifti (double-couple) olduğu var sayımından yola çıkılarak mekanizmayı açıklamaktadır. Gilbert

(1970), serbest yüzeydeki yer değiştirmesinin hesaplanmasında moment tensörleri tanıtmıştır. Bu çalışmada sismik moment tensörü, gerilme düşüşünün (stress-drop) bir hacim integrali olarak tanımlamıştır. Knopoff ve Randall (1970) eşdeğer kuvvetleri doğrusal bir vektör dipol ile göstermiştir. Gilbert (1973), bir izotropik kaynak, bir makaslama vektörü (shear) ve bir sıkıştırılmış lineer vektör için tensör elemanlarını vermiştir (Utku, 1997).

3.9.1. Sismik Moment Tensör Ters Çözümü

Ters çözüm, parametreyi iterasyon yaparak hatayı minimuma indirme ve en düşük hatalı parametreyi kestirim işlemi demektir. Düz çözüm ise, parametre uzayından gözlem uzayına geçme işlemidir. Ters çözümde gözlem uzayından iterasyon ile parametre uzayına geçilmektedir.

Simolojide moment tensör ters çözümü, gerek hesaplama yaklaşımı gerekse çözüm hedefi yönüyle iki şekilde yapılır. Bunlar; odaksal moment tensör ters çözümü ve doğrusal moment tensör ters çözümüdür. Odaksal moment tensör ters çözümü, moment tensörün altı bağımsız bileşeni ile kaynak noktası koordinatları birlikte kestirilir (Dziewonski ve Anderson, 1981). Bu ters çözümü, lineer olmayan bir En Küçük Kareler işlemidir (Özkan, 2010).

3.9.2. Sismik Kaynak

Sismikte çok çeşitli kaynaklar mevcuttur. Fakat burada kaynak olarak faylanmalardan bahsedilecektir. Fay, yüzeyi oluşturan birim alanların yüzey boyunca yer değiştirilmesiyle ortaya çıkan dinamik bir süreksizliktir. Deprem anında, fay düzlemine paralel zıt yönlü iki kuvvetten meydana gelir. İşte bu iki kuvvet, bir kuvvet-çifti oluşturur (Knopoff ve Gilbert, 1959). Dolayısı ile, deprem kaynağı tanımlanırken, öncelikle fiziksel özelliklerinin tanımlanması gerekir. Yani kaynağı oluşturan eşdeğer kuvvetler saptanır ve fay modeli oluşturur. Bu eşdeğer kuvvetler, bir ikili kuvvet-çifti oluşturur (Özkan, 2010). Bu ikili kuvvet-çifti eşdeğer kuvvet sistemi, çoğu deprem için en uygun modeldir (Dziewonski ve Anderson, 1981). Eğer

bir sismik olay, bir takım dış etkenlerden kaynaklanmıyorsa, bunu oluşturan kaynak, ya bir vektör alanı ile yada II. Mertebeden tensör alanı ile fiziksel olarak tanımlanabilir (Backus ve Mulcahy, 1976).

3.9.3. Eşdeğer Kuvvetler ve Moment Tensör Yoğunluğu

Deprem oluşmadan ortam, kuvvetler açısından dengeli bir konumdadır. Bu doğal denge durumu (S) olarak düşünürsek yapı da davranışını bu kuvvetlere göre yönlendirir. Deprem sonrasında, bu dengenin bozulmasıyla ortaya çıkan modelin davranışını yönlendiren bir model gerilmesi (τ) söz konusu olur (Utku, 1997). Başlangıçtaki denge durumu ile gerilme durumu arasındaki farkın gradienti, eşdeğer kuvvetleri temsil eder. Fark ise gerilme fazlalığı (stress-glut) olarak adlandırılır. “ u_j ” yer değiştirme, “ ρ ” yoğunluk, “ g_j ” kaynak hacmi (V) içindeki normal gravite olmak üzere doğrusallaştırılmış hareket denklemi,

$$\rho \partial_{tt} u_j = \partial_j S_{ij} + \dot{g}_j \quad (8)$$

olur (Kennett, 1983). Model gerilmesinin neden olduğu hareket denklemi ise (8) denklemindeki aynı yer değiştirmeyi vermesi için ancak bu denkleme bir kuvvet dağılımının (f) eklenmesiyle elde edilebilir. Kısaca, doğal gerilme için hareket denklemi (8) şeklinde olurken, model gerilmesi için

$$\rho \partial_{tt} u_j = \partial_j S_{ij} + \dot{g}_j + f_j \quad (9)$$

olması gerekir (Kennett, 1983). Demek ki matematiksel olarak eşdeğer kuvvetler, gerilme dengesinin değişmesi ile oluşurlar. Şu halde; f_j , kaynağı tanımlayan bir eşdeğer kuvvettir. Hesaplanması (9) bağıntısından gerçekleştirilebilir. Moment tensör yoğunluğu, bu gerilme fazlalığıdır. Buna göre,

$$m_{ij} = \tau_{ij} - S_{ij} \quad (10)$$

$$\partial m_{ij} = -f_j \quad (11)$$

Bağıntıları yazılabilir. m , moment tensör yoğunluğudur. Fay yüzeyinin her noktasındaki moment tensör yoğunluklarından (m_{ij}), kaynağı tanımlayan “Sismik

Moment Tensör" oluşur. M ile gösterilir, kaynak konumun zamanı genelleştirilmiş fonksiyonudur, dolayısıyla kaynakla ilgili maksimum bilgiyi sağlar (Utku, 1997).

Sonlu kaynaklar, nokta kaynakların basit bir süperpozisyonu ile oluşturulabilir. Bir nokta kaynak, bir eşdeğer elastik yamulma için

$$m_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk}^T - 2\mu \varepsilon_{ij}^T \quad (12)$$

şeklinde yazılan moment tensör yoğunluğu ile karakterize edilir. λ ve μ elastik sabitlerdir. δ , birim impuls fonksiyonu; ε ise elastik yamulmadır. V hacimli bir kaynak için moment tensör,

$$M_{ij}(t) = \int m_{ij}(r, j) dV \quad (13)$$

olur. (r,t), kaynak noktasının koordinatıdır. Bir fay düzlemi (Σ) için ise,

$$M_{ij}(t) = \int_{\Sigma} m_{ij}(r, j) d\Sigma \quad (14)$$

yazılır. Daha basit rotasyonla, elementer hacimli (V) bir kaynak için moment tensör,

$$M_{ij} = m_{ij} \cdot V \quad (15)$$

Şeklindedir. V yerine, Σ yüzeyli, h kalınlıklı ve n birim normalli çok ince bir elementer alınır (15) bağıntısı,

$$M_{ij} = (\lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk}^T h + 2\mu \varepsilon_{ij}^T h) \cdot \Sigma \quad (16)$$

şekline dönüşür ve buradan da

$$M_{ij} = [\lambda \delta_{ij} \Delta u_k n_k + \mu (\Delta u_j n_i + \Delta u_i n_j)] \cdot \Sigma \quad (17)$$

$$\lim_{h \rightarrow 0} \varepsilon_{ij}^T h = \frac{1}{2} (\Delta u_j n_i + \Delta u_i n_j) \quad (18)$$

olur. Δu_i , fayın yer değiştirme süreksizliğidir. n_i , elementler hacime ait normalin doğrultu kosinüsüdür. D, yer değiştirme süreksizliğinin skaler değeri olmak üzere eğer yer değiştirme süreksizliği vektörü, v birim doğrultusunda ise,

$$\Delta u(t) = D(t) v \quad (19)$$

yazılabilir. Buna göre,

$$M_{ij} = \delta_{ij}v_k n_k \lambda D \Sigma + (v_j n_i + v_i n_j) \mu D \Sigma \quad (20)$$

elde edilir. Yer içinde bir faylanma, büyük normal gerilmeler altında gerçekleştiğine göre, genellikle faya normal yerdeğiştirme süreksizliği yoktur. Bu duruma kayma yönü (v), fay normaline diktir. O halde, tam bir makaslama hareketi için sismik moment tensör bileşenleri,

$$M_{ij}(t) = M_o(t)(v_j n_i + v_i n_j);$$

$$v \cdot n = v_k \cdot n_k = 0 ; \quad (21)$$

$$M_o(t) = \mu D(t) \Sigma$$

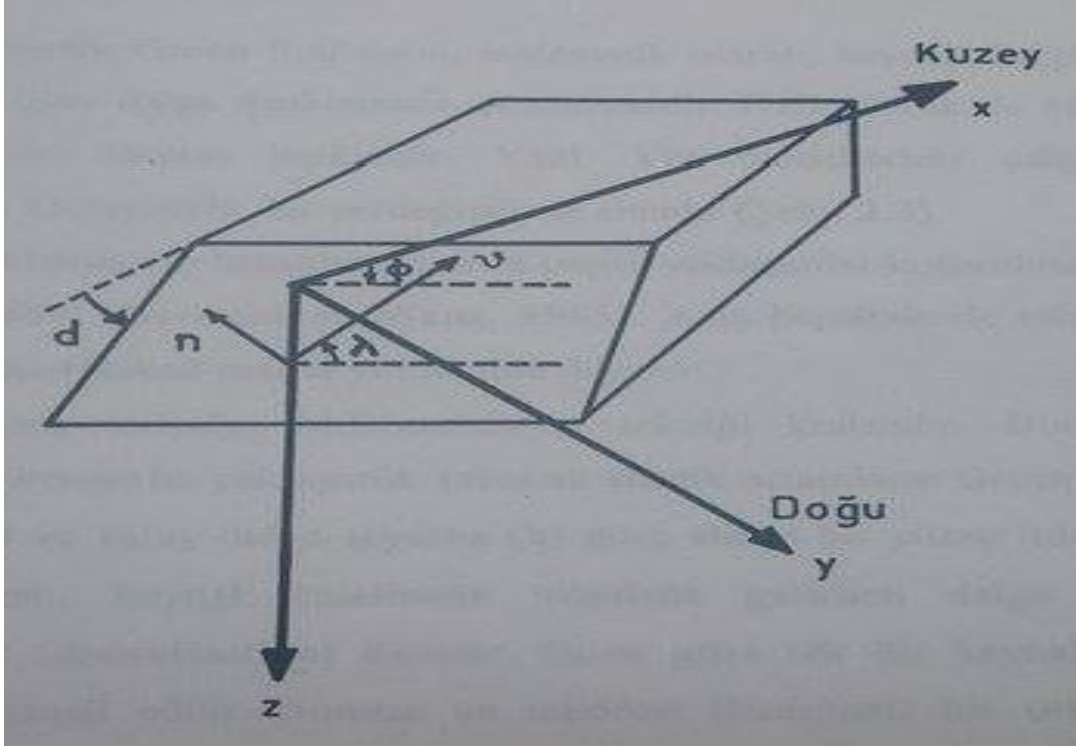
olur (Aki ve Richards, 1980; Kennett, 1983; Jost ve Herrmann, 1989). M_o , Skaler sismik momenttir. μ , rijidite sabitidir. Uygulamada, Σ , fay yüzeyinin alanı, D ise fay yüzeyindeki ortalama yerdeğiştirmeyi gösterir. (21) eşitliği, moment tensörün simetrik olduğunu gösterir. Buradan, sismik moment tensörün kartezyen bileşenleri,

$$M_{ij} = f(\Phi, d, \lambda,) \quad (22)$$

şeklinde hesaplanabilir (Aki ve Richards, 1980; Jost ve Herrmann, 1989). Φ fay düzleminin doğrultusu, d fay düzleminin eğimi, λ ise kayma yönüdür (Şekil 3.13). Buna göre Moment Tensör, matris biçiminde,

$$M = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (23)$$

gibi yazılabilir. Bu çalışmada da (x,y,z), yani kartezyen koordinat sistemi kullanılır (Utku, 1997).



Şekil 3. 11. Fay yönelim parametreleri (Φ, d, λ) ile kartezyen koordinatların (x, y, z) tanımı. Orijin, episantırdadır (Jost ve Herrmann, 1989)

Sismik kaynak, değişik odak mekanizmalı nokta kaynakların süper pozisyonu olarak tanımlanabilir. Her nokta kaynak moment tensör ile tanımlanır. Asıl kaynağı karakterize eden sismik moment tensör (M_{ij}), bu elementer moment tensörlerin (M_n), doğrusal bir kombinasyonu olur. Böylece,

$$M_{ij} = a_1 M_1 + a_2 M_2 + a_3 M_3 + \dots \quad (24)$$

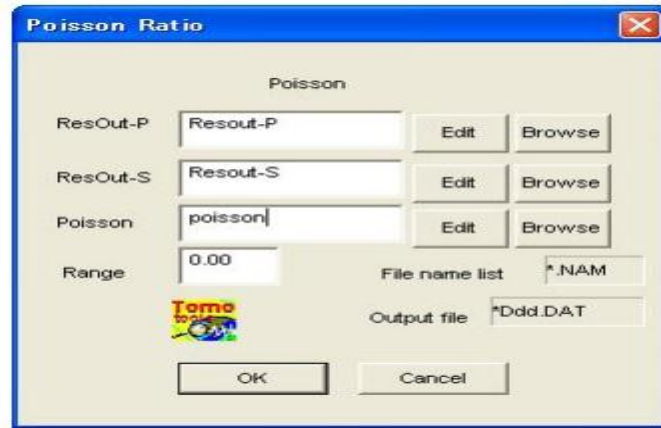
yazılabilir (Jost ve Herrmann, 1989).

Ayrıca moment tensörler, moment tensör yoğunluğunun tanımlandığı fiziksel parametreye göre adlandırılır. Eğer, eşdeğer kuvvetler esas alınmışsa, “Kuvvet Moment Tensörü”nden; eğer, gerilme fazlalığı esas alınmışsa, “Artık Moment Tensörü”nden; eğer, gerilme düşüşü esas alınmışsada “Gerilme Moment Tensörü”nden söz edilir (Utku, 1997).

3.10. Veri

Çalışma alanı, Orta Anadolu Bölgesi'nin 35° K- 42° K enlemleri ile 32° D – 38° D boylamları ile sınırlanan alandır (Şekil 1.1). 2007 - 2014 yılları arasında oluşan 121640 depreme ait P ve S dalgası verisi kullanılmıştır (Şekil 3.13). Çalışmada kullanılan veriler, 121640 adet depreme ait P ve S dalgası varış zamanlarından oluşmaktadır. Ters çözüm için kullanılan veri kütüğü tarih, zaman (saat, dakika saniye), enlem, boylam, derinlik, büyüklük (Md), RMS ve rezüdüelleri ile P ve S dalgası varış zamanlarından oluşmaktadır (Şekil 3.14). Bazı depremlerin sadece 4 istasyon ya da daha azı tarafından kaydedilmiş olması nedeniyle ters çözüme dahil edilmemiştir. Bundan dolayı 121640 veri yerine son olarak 112956 veri işleme tabi tutulmuştur. Verilerin hesaplandığı kümülatif Wadati Diyagramı verilmiştir (Şekil 3.15). Bu veriler Türkiye Cumhuriyeti Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı Deprem Dairesi tarafından işletilen, Ulusal Zayıf Yer Hareketi İstasyon ağı tarafından kaydedilmiştir. Mevcut çalışmamızda toplam 29 adet deprem istasyon verisi kullanılmıştır (Şekil 3.16). Bu istasyonlardan 25 tanesi geniş bant 4 tanesi kısa periyot istasyonlardır.

TOMOG3D programında Poisson oranı hesaplanırken kullanılan program ara yüzü Şekil 3.12'te verilmiştir.



6. Poisson's ratio dialog box.

Şekil 3.12. Kullanılan TOMOG3D programından bir görüntü

2007_3d - Microsoft Excel

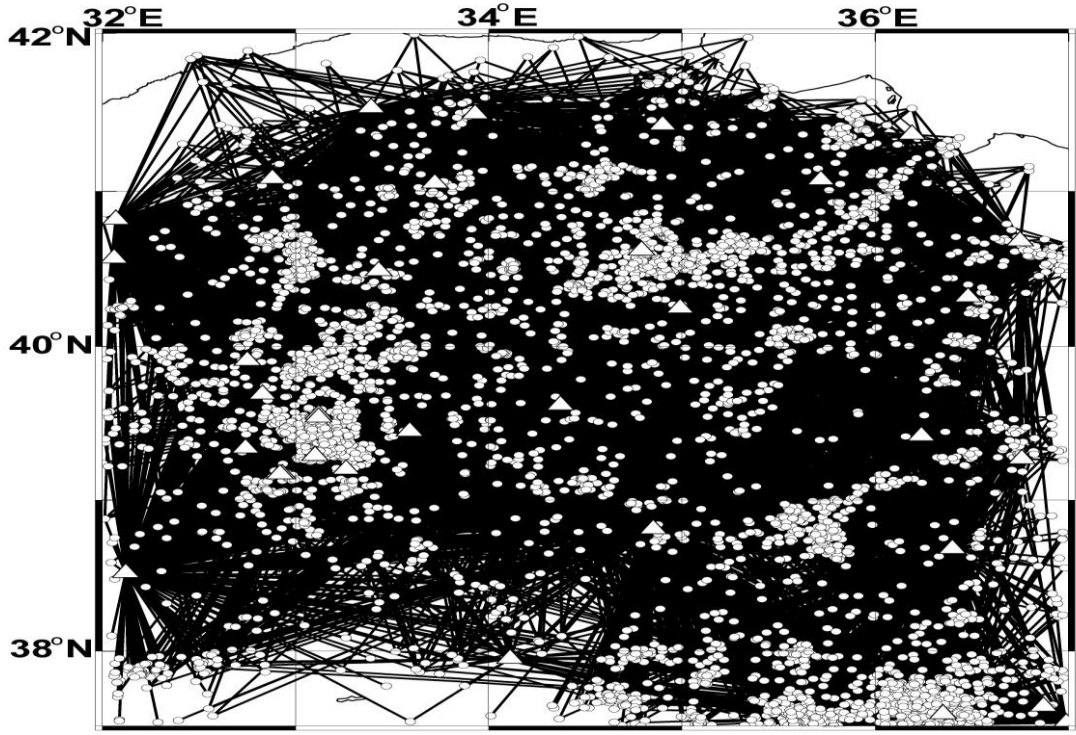
File Home Insert Page Layout Formulas Data Review View

Clipboard Font Alignment Number Styles Cells

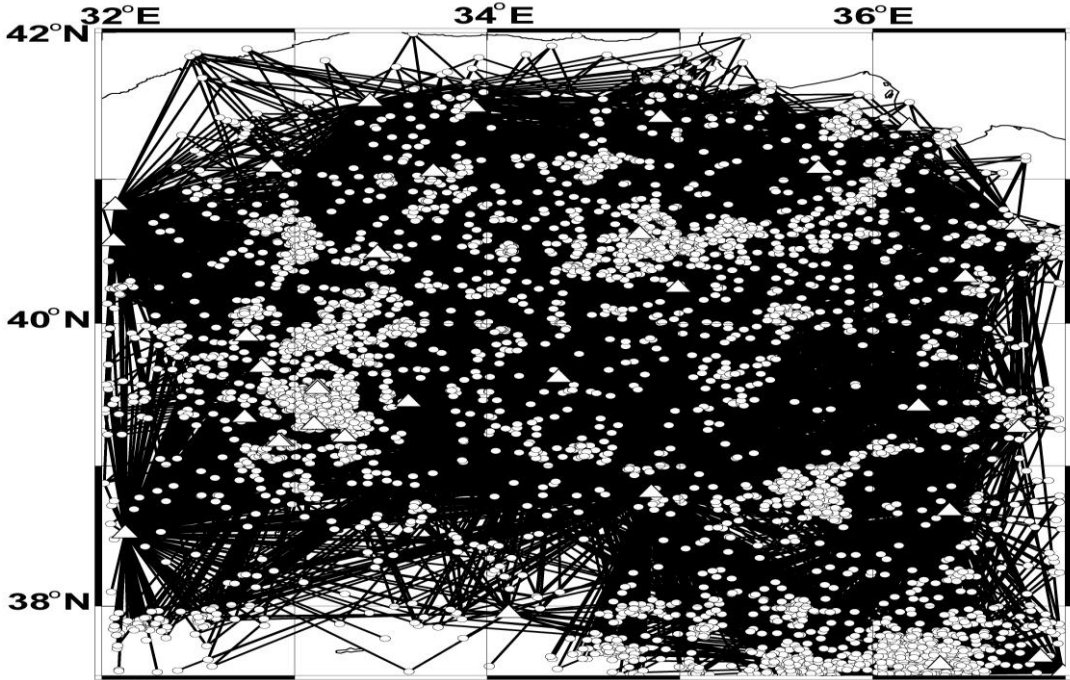
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P
1	071130		21		55	15,83	0,00	40,0175	0,00	42,4903	0,00	6,59	0,00	12	2,70	0,67
2	CAM	30,96	1													
3	AYVA	32,78	1													
4	KDAG	35,66	1													
5	CAM	36,02	2													
6	URLA	36,84	1													
7	AKHS	36,96	1													
8	AYVA	38,90	2													
9	KDAG	43,56	2													
10	BOZC	45,88	1													
11	AKHS	46,27	2													
12	URLA	49,21	2													
13	BOZC	61,17	2													
14	071130		17		49	52,03	0,00	39,1735	0,00	25,6748	0,00	7,01	0,00	6	2,70	0,45
15	BOZC	65,77	1													
16	AYVA	68,03	1													
17	URLA	73,34	1													
18	BOZC	76,74	2													
19	AYVA	79,16	2													
20	URLA	87,67	2													
21	071130		16		52	13,21	0,00	40,4873	0,00	27,4828	0,00	7,21	0,00	28	3,00	0,58
22	KNL	18,81	1													
23	KMR	20,23	1													
24	YNK	20,92	1													
25	KNL	22,56	2													

Sayfa1

Şekil 3.13. Kullanılan TOMOG3D programında veri işleme tabii tutulan veriden bir görüntü

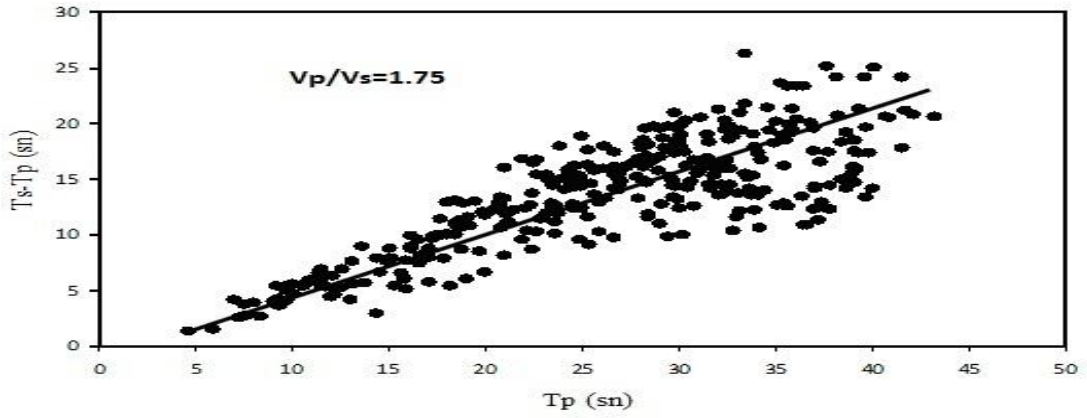


a-) P- Dalga

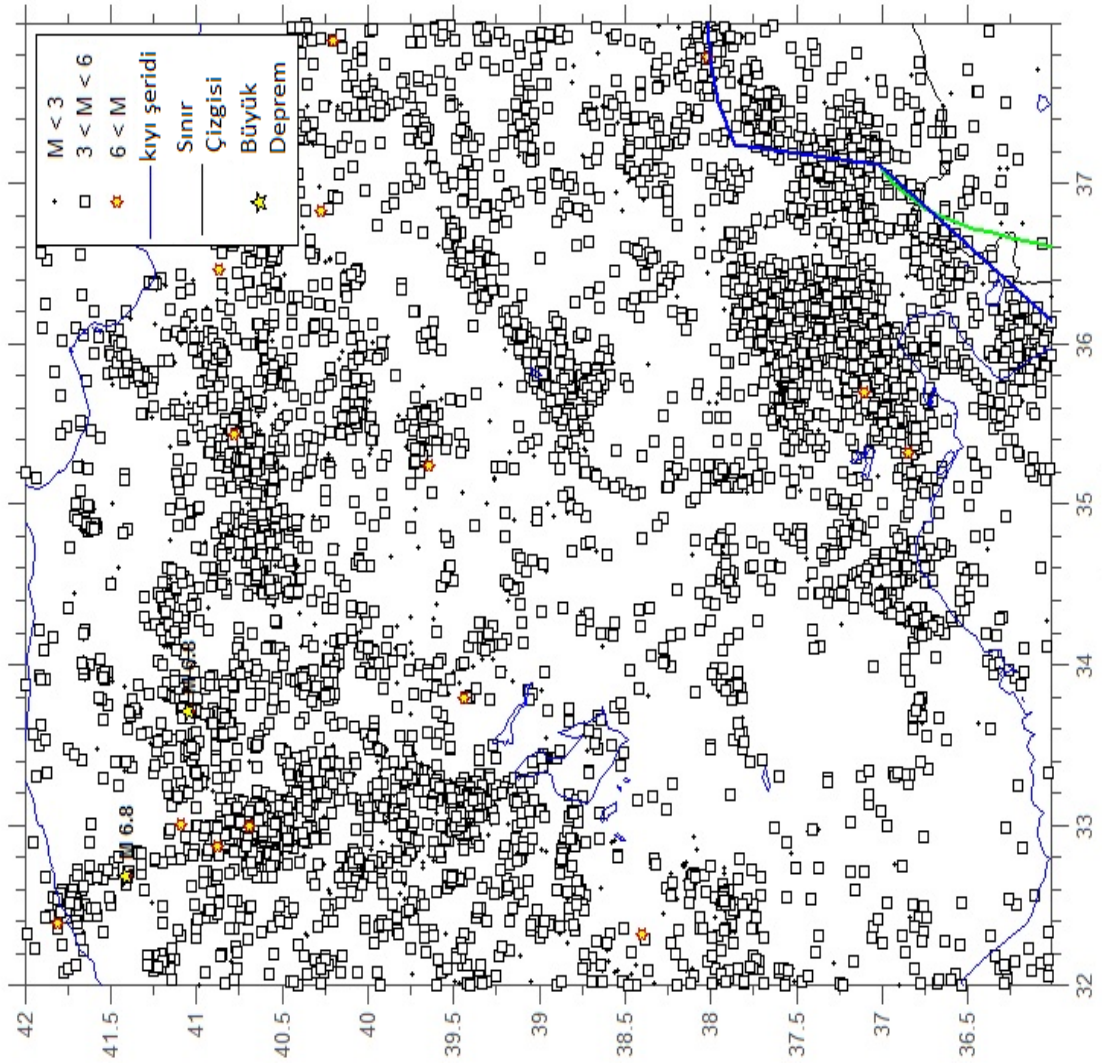


b-) S-Dalga

Şekil 3.14. a-) P- dalga ve b-) S- dalga veri dizilerinin seyahat güzergahları değişimi. Burada deprem episantri ile deprem istasyonu arasındaki her bir güzergah düz bir çizgi olarak gösterilmiştir. Küçük beyaz daireler deprem episantrları beyaz üçgenler ise kayıt istasyonlarını göstermektedir



Şekil 3. 15. Kümülatif Wadati diyagramı

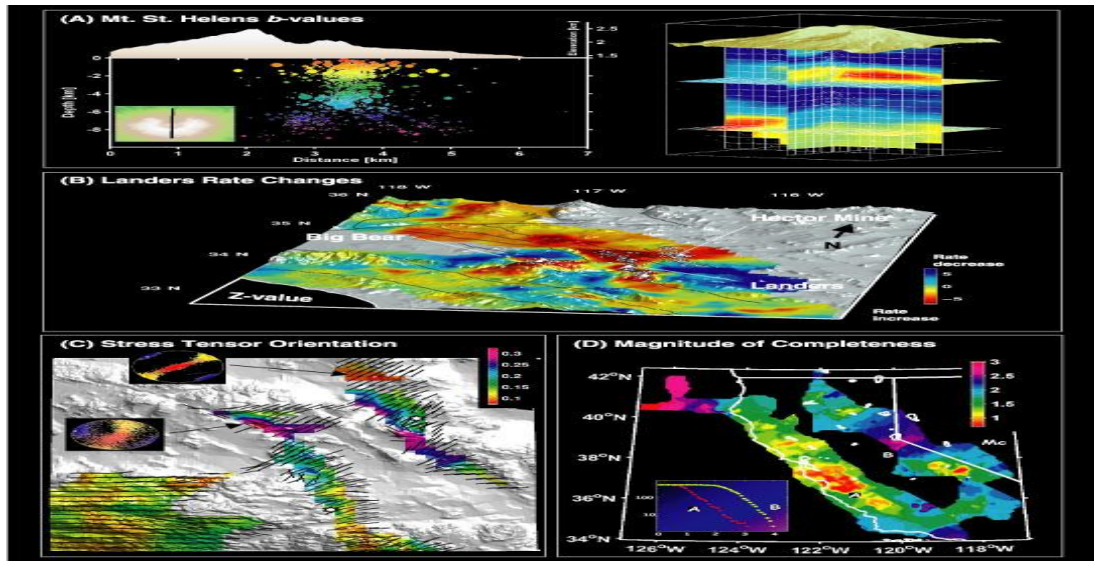


Şekil 3.16. Kullanılan 112956 depremin episantr dağılımları (noktalar ve kareler şeklinde gösterilmiştir). Siyah noktalar magnitüdü 3'ten küçük depremleri kareler magnitüdü 3 ve 6 arasındaki depremleri sarı yıldızlar ise magnitüdü 6'dan büyük depremleri göstermektedir

ZMAP programında kullanılan 1973 ten günümüze kadar olan magnitudü 3 ve 3'ün üzeri deprem katalogu Şekil 3.17' de verilmiştir. Aynı zamanda ZMAP programından bir arayüz Şekil 3.18' de verilmiştir.

ASCII - Not Defteri									
Dosya	Düzen	Biçim	Görünüm	Yardım					
28.229	35.900	2014	7	29	3.5	11	15	36	
26.892	40.179	2014	7	27	3.8	7	14	9	
27.165	35.230	2014	7	25	3.5	8	16	9	
42.004	36.894	2014	7	25	3.7	1	11	28	
43.360	38.686	2014	7	23	3.5	5	6	6	
35.931	41.783	2014	7	20	4.2	15	14	7	
28.199	36.641	2014	7	20	3.9	52	2	46	
27.141	38.379	2014	7	19	3.7	11	15	48	
42.002	41.959	2014	7	19	4.3	12	9	16	
43.166	38.631	2014	7	19	3.9	5	2	24	
26.637	38.249	2014	7	18	4	17	3	58	
30.506	37.156	2014	7	17	3.5	86	22	35	
26.248	40.258	2014	7	16	4.2	10	11	59	
29.088	39.177	2014	7	15	4.2	5	12	25	
35.901	36.553	2014	7	12	4	15	21	58	
27.087	36.461	2014	7	10	4	20	18	31	
26.517	36.972	2014	7	10	3.5	13	13	0	
30.206	36.053	2014	7	10	4.1	5	7	58	
26.256	40.430	2014	7	9	4.3	15	23	45	
29.349	36.898	2014	7	8	3.5	2	0	6	
44.517	40.823	2014	7	6	3.8	5	23	8	
41.987	38.431	2014	7	4	3.9	7	12	28	
27.699	38.968	2014	7	4	3.5	16	1	28	
27.933	40.209	2014	7	3	4.5	12	5	4	
26.390	35.325	2014	7	2	4.2	11	1	49	
35.153	40.582	2014	7	1	3.5	31	19	25	
29.991	36.605	2014	7	1	3.8	83	11	21	
39.893	39.962	2014	7	1	3.5	7	3	59	
33.924	35.143	2014	6	30	3.7	17	16	35	
27.732	35.163	2014	6	29	4.1	8	11	19	
27.172	38.861	2014	6	29	4	16	1	15	
30.385	40.086	2014	6	28	3.8	5	1	39	
36.441	40.034	2014	6	23	3.6	5	22	20	
36.425	40.034	2014	6	23	3.8	4	10	13	

Şekil 3.17. ASCII formatında hazırlanmış 1973 den günümüze deprem verisinin ekran görüntüsü



Şekil 3.18. ZMAP programından bir ara yüz görüntüsü

4. ARAŞTIRMA BULGULARI

Orta Anadolu Bölgesi'nin $35^0 - 42^0$ K enlemleri ile $32^0 - 38^0$ D boylamları ile sınırlanan alan ve kabuk yapısı Üç Boyutlu Sismik Tomografi ve Gerilme Tensörü yöntemi incelenmiştir. Bu amaçla Zhao vd. (1992) tarafından geliştirilen TOMOG3D ve Matlab ile birlikte çalışan ZMAP programı kullanılmıştır (Şekil 3.12 ve 3.18).

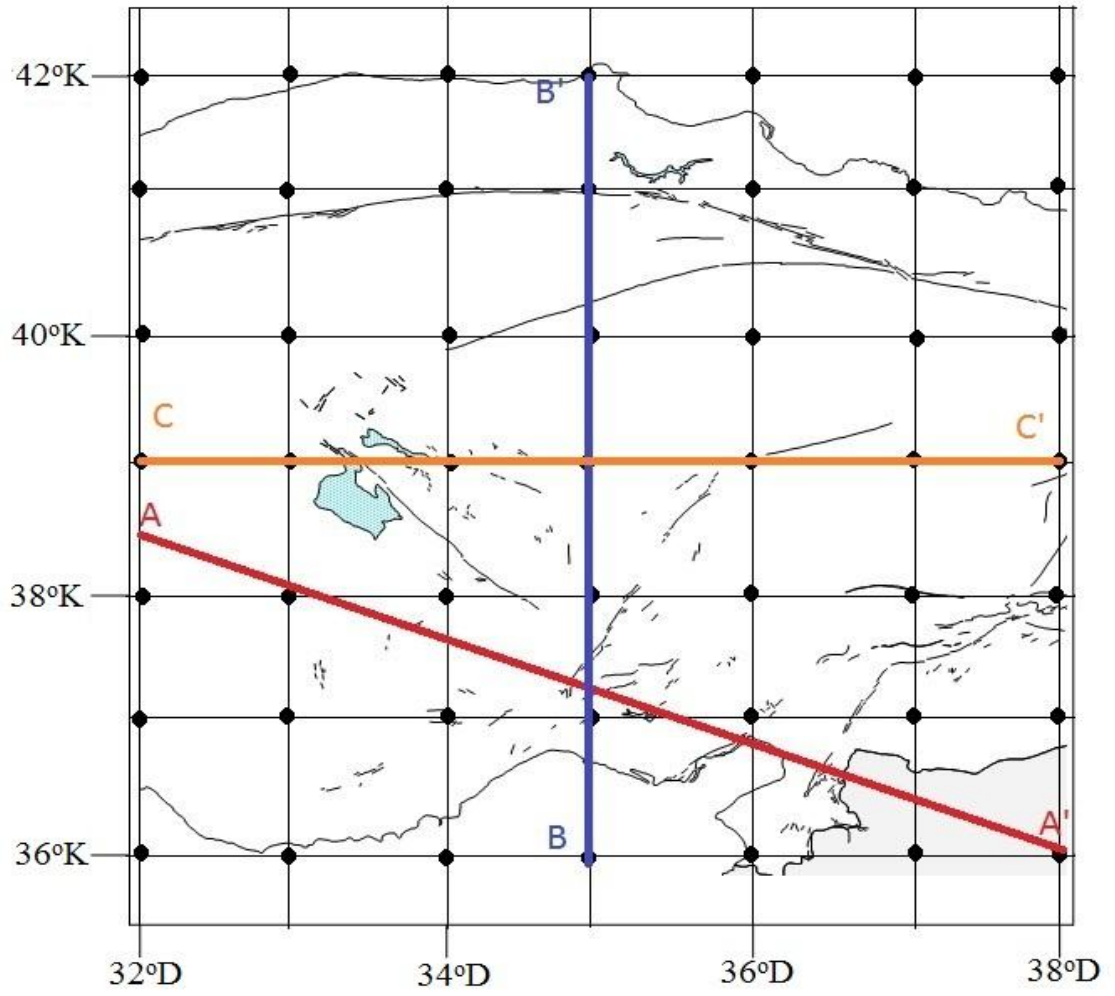
Orta Anadolu Bölgesi'nin P ve S dalgaları hız değişimleri ve Poisson Oranı değişimleri TOMOG3D programı ile belirlenmiştir. Bunun için üç boyutlu grid ağı modeli oluşturulmuştur. Her bir grid düğümünde hız dağılımı hesabı yaparken, o grid düğümünü çevreleyen sekiz noktada hız dağılımlarının lineer interpolasyonu ile hesaplatılmıştır. Işın yollarını ve seyahat zamanlarını bulmak için yine TOMOG3D programı kullanılmıştır. LSQR algoritması (Paige ve Saunders 1982) karmaşık sistemli denklemlerin çözümünde kullanılmıştır (Soyuer, 2012).

Bu çalışmada 0.5^0 yatay yönde grid aralığı kabul edilmiştir. Dikey olarak da grid düğümleri 4, 12, 25 ve 40 km derinliklere yerleştirilmiştir (Şekil 4.1).

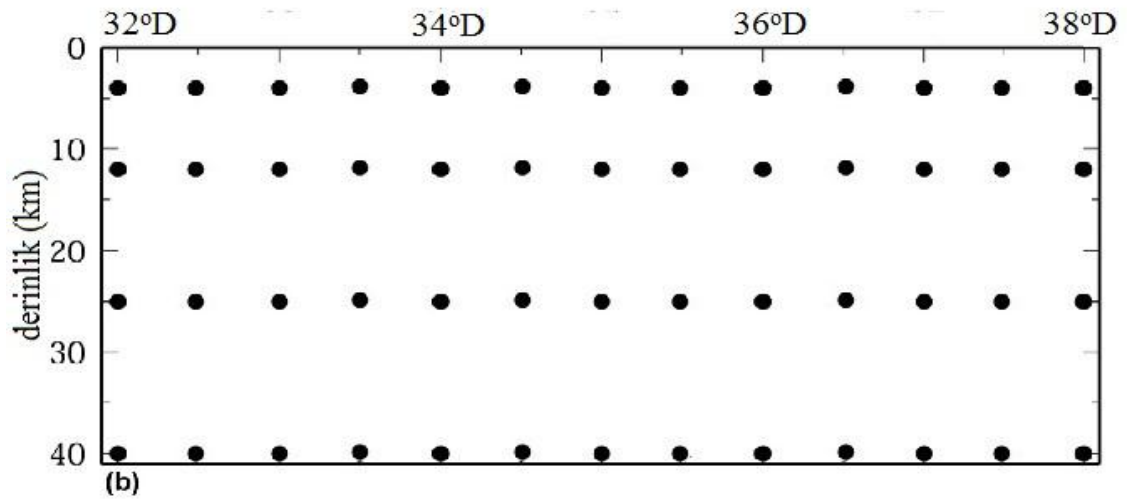
Öncelikle P ve S dalgalarının hız modellerini belirlenmiştir. Daha sonra,

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = \frac{2(1-\sigma)}{(1-\sigma)} \quad (25)$$

eşitliğini kullanarak Poisson oranını (σ) belirlenmiştir (Utsu, 1984). Poisson oranı ise, zeminin sınıflandırılmasında kullanılan ve araştırma bölgesinde bulunan yapıların genel fiziksel özelliklerini belirten bir parametredir (Zhao, 2004; Salah vd., 2011). Genellikle Poisson oranı, ana kayaç içerisindeki birimlerde 0.20 ila 0.35 arasında değişir (Soyuer, 2012). Poisson oranı bölgedeki sismotektonik aktivitenin yorumlanmasında önemli bir parametredir. Özellikle fay kırığının genişlemesi sırasında manto malzemesi kabuk içerisine doğru yönelim gösterdiği için Poisson oranı bu gibi durumlarda çok iyi sonuçlar vermektedir (Zhao ve Negishi, 1998; Kayal vd., 2002; Zhao vd., 2002; Salah vd., 2007).



(a)



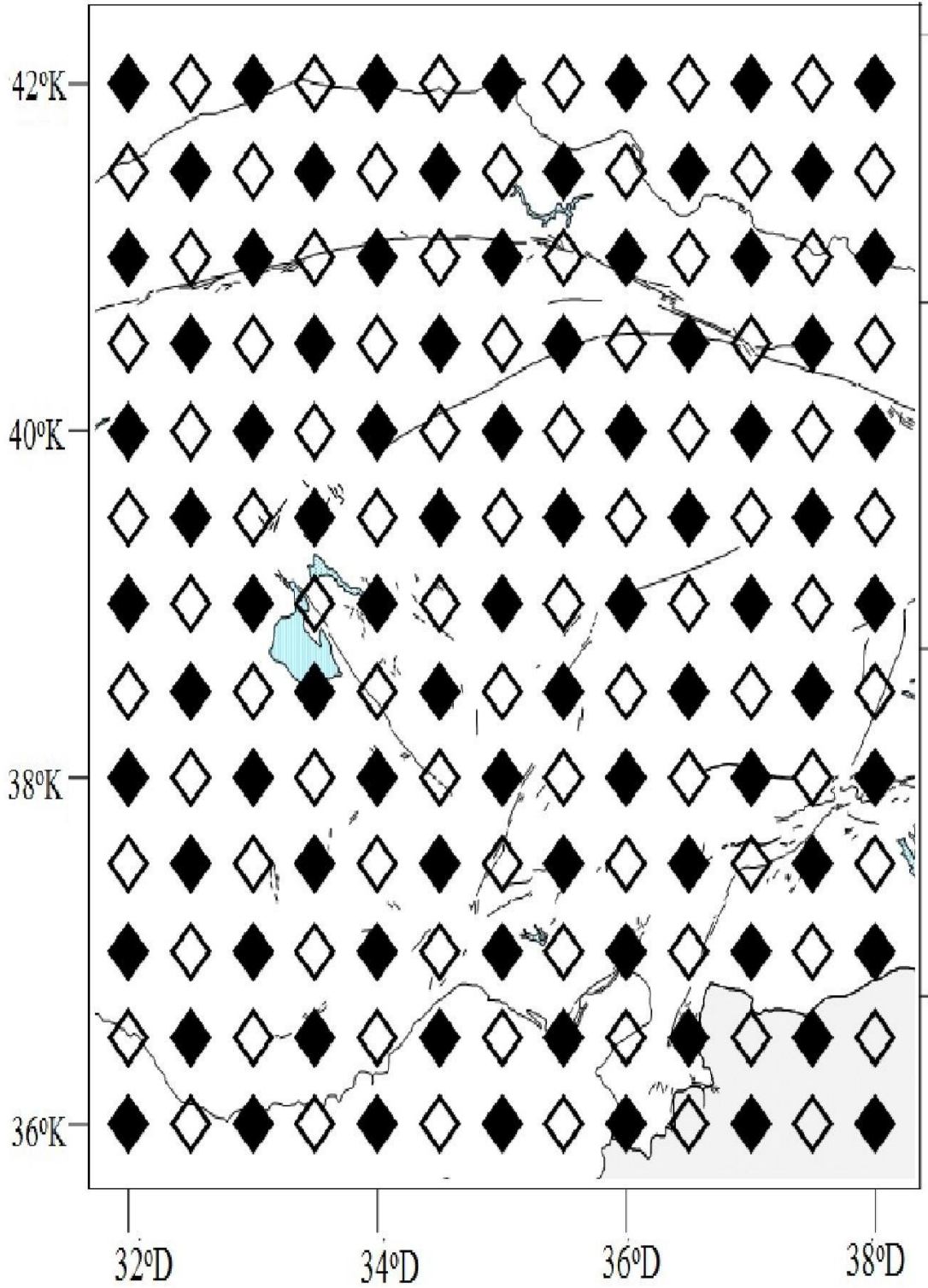
(b)

Şekil 4.1. Yatay (a) ve düşey (b) yönlerde grid aralıklarının konumu. Grid aralıkları yatay yönde 0.5° ve düşey yönde ise 4 – 40 km'dir. A-A¹, B-B¹ ve C-C¹ şekil 4.7, 4.8 ve 4.9'da gösterilen üç düşey kesitin yerlerini göstermektedir

Tomografik methodlarda, hızların çözünürlüğünü kontrol etmek için Dama tahtası çözünürlük modeli yani CRT (checkerboard resolution test) (Inoue vd., 1990; Zhao vd., 1992) kullanılır. Bu çalışmada CRT yapılarak, hız anomalilerinin değişim aralığının Vp ve Vs yapılarında \pm % 3'lük bir değişimle oluştuğunu görmekteyiz (Şekil 4.2 ve Şekil 4.3). CRT'nin yapılması tomografik çalışmalarda sonucun doğruluğunun test edilmesi açısından önemlidir.

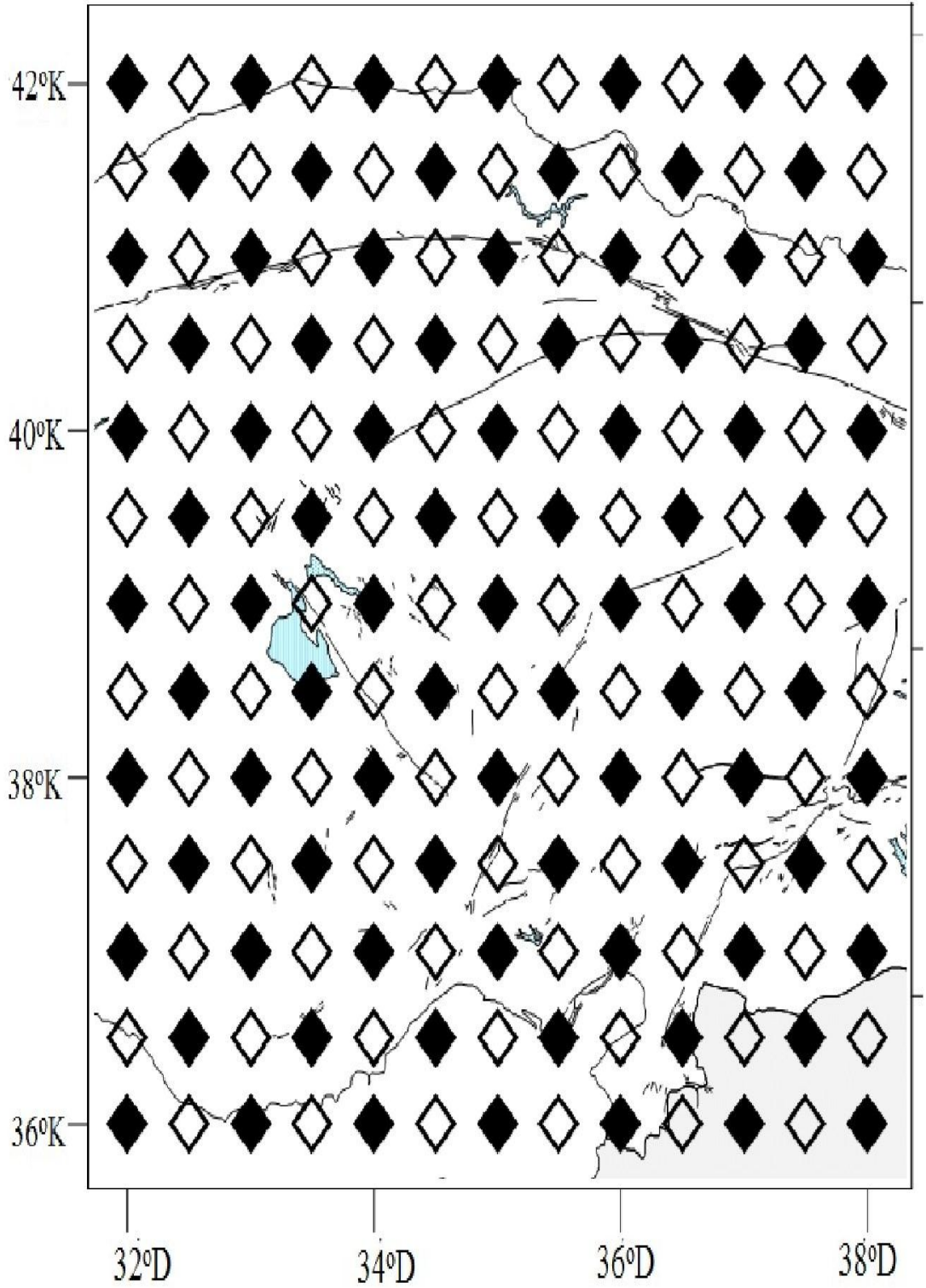
Orta Anadolu Bölgesi'nin Vp, Vs ve Poisson oranı (σ) değerlerinin düşey yönde değişimi Şekil 4.4, 4.5 ve 4.6'da verilmiştir.

P Dalgası Çözünürlük Modeli



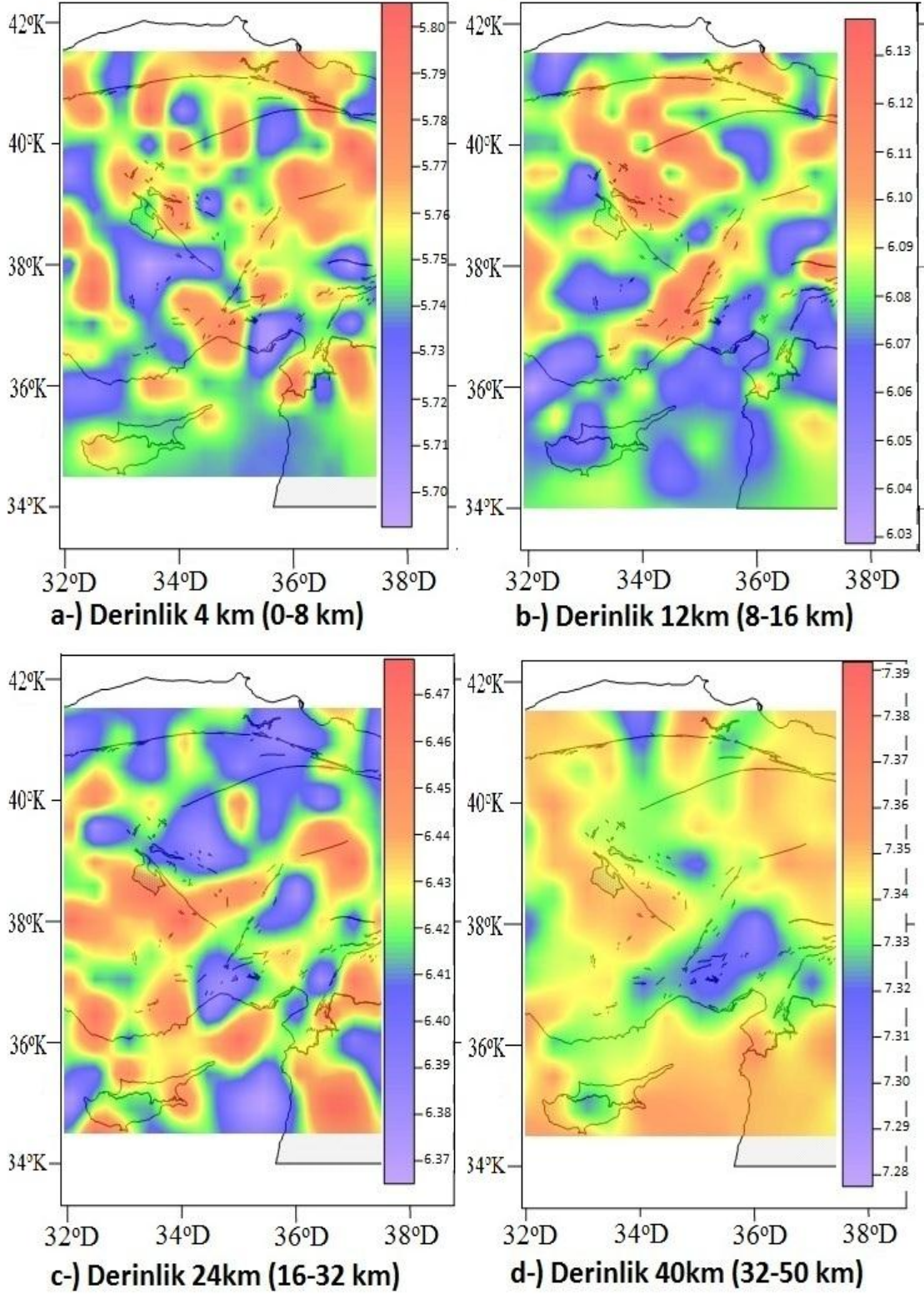
Şekil 4.2. P- dalga hızı için dama tahtası çözünürlük modeli. Siyah ve beyaz semboller sırasıyla yüksek ve düşük hızları göstermektedir

S Dalgası Çözünürlük Modeli



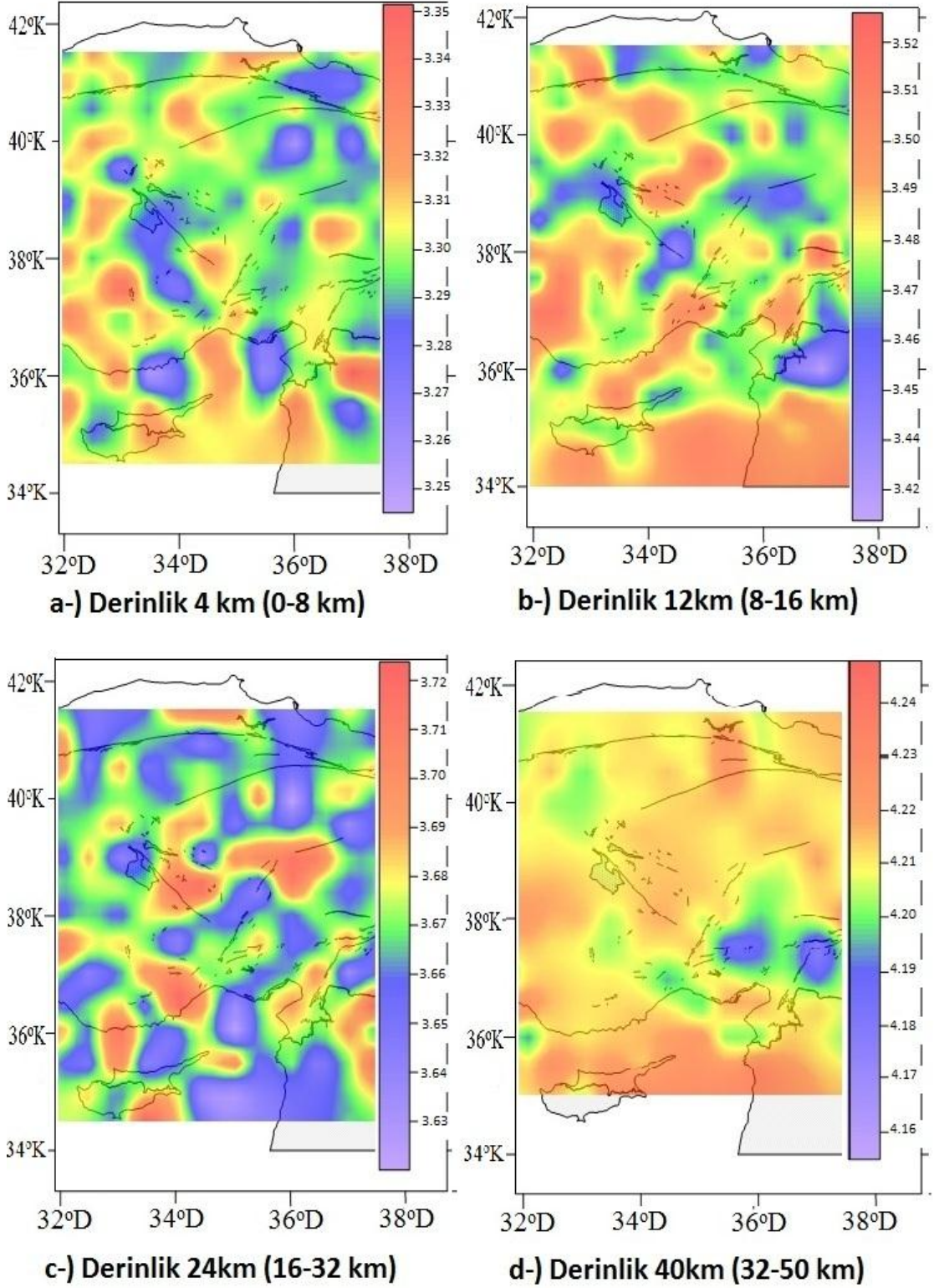
Şekil 4.3. S- dalga hızı için dama tahtası çözünürlük modeli. Siyah ve beyaz semboller sırasıyla yüksek ve düşük hızları göstermektedir

P-Dalga Hızı



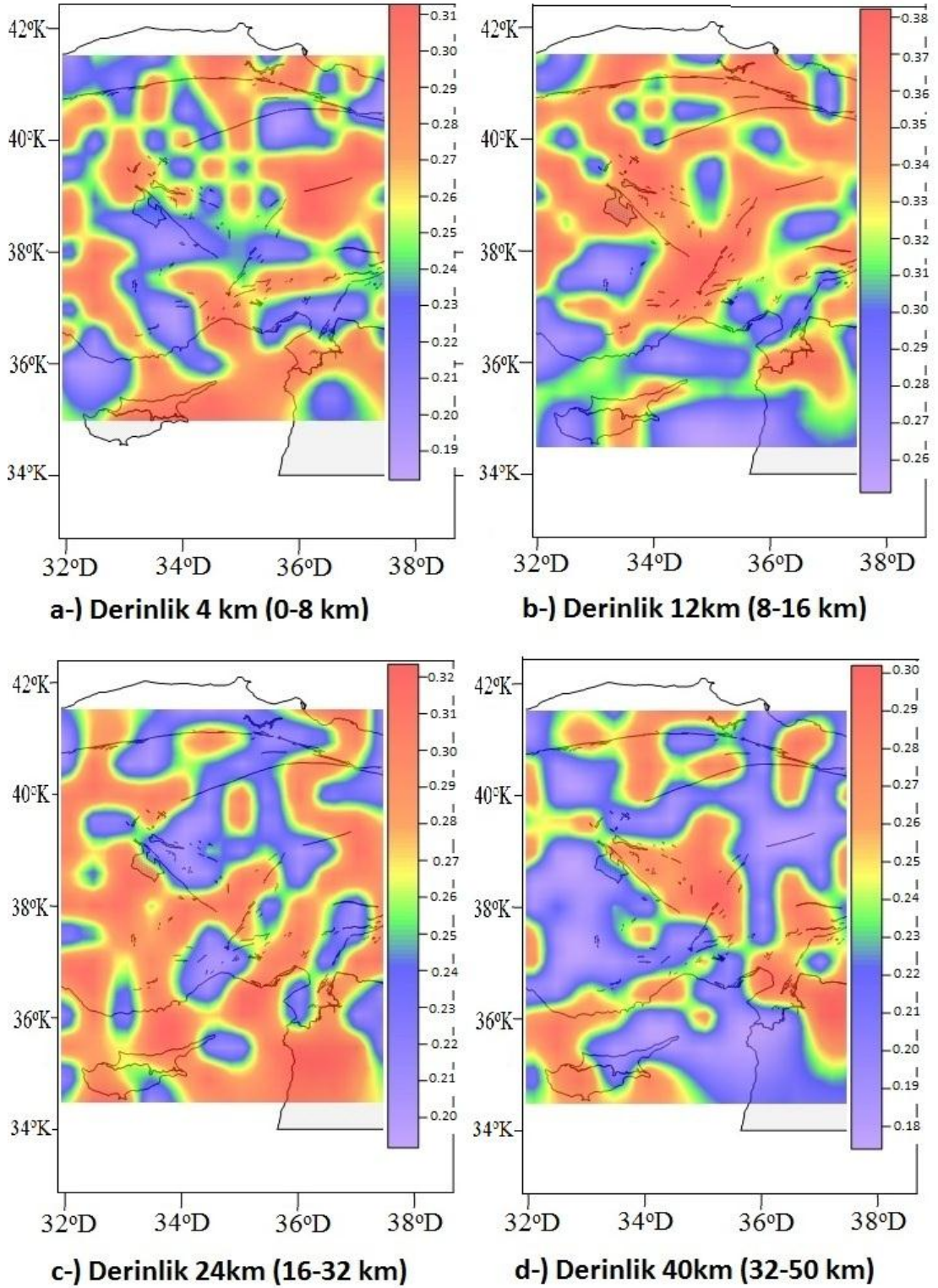
Şekil 4.4. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 24 (c) ve 40 (d) km P-dalgası % hız değişimi. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hızları (km/sn) göstermektedir. Değişim ölçekleri yanda gösterilmiştir

S-Dalga Hızı



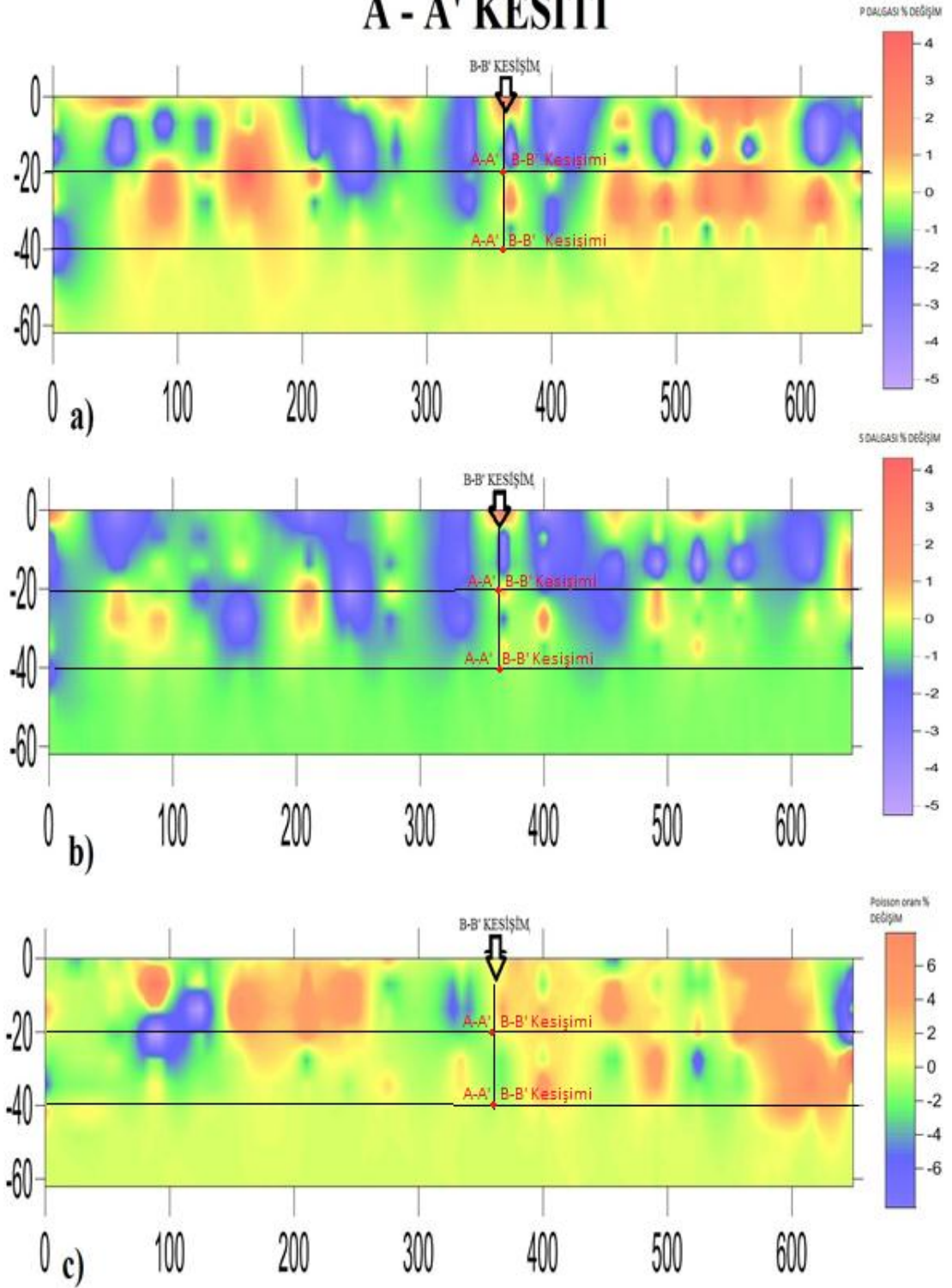
Şekil 4.5. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 24 (c) ve 40 (d) km S-dalgası % hız değişimi. Kırmızı ve mavi renkler sırasıyla düşük ve yüksek hızları (km/sn) göstermektedir. Değişim ölçekleri yanda gösterilmiştir

Poisson Oranı



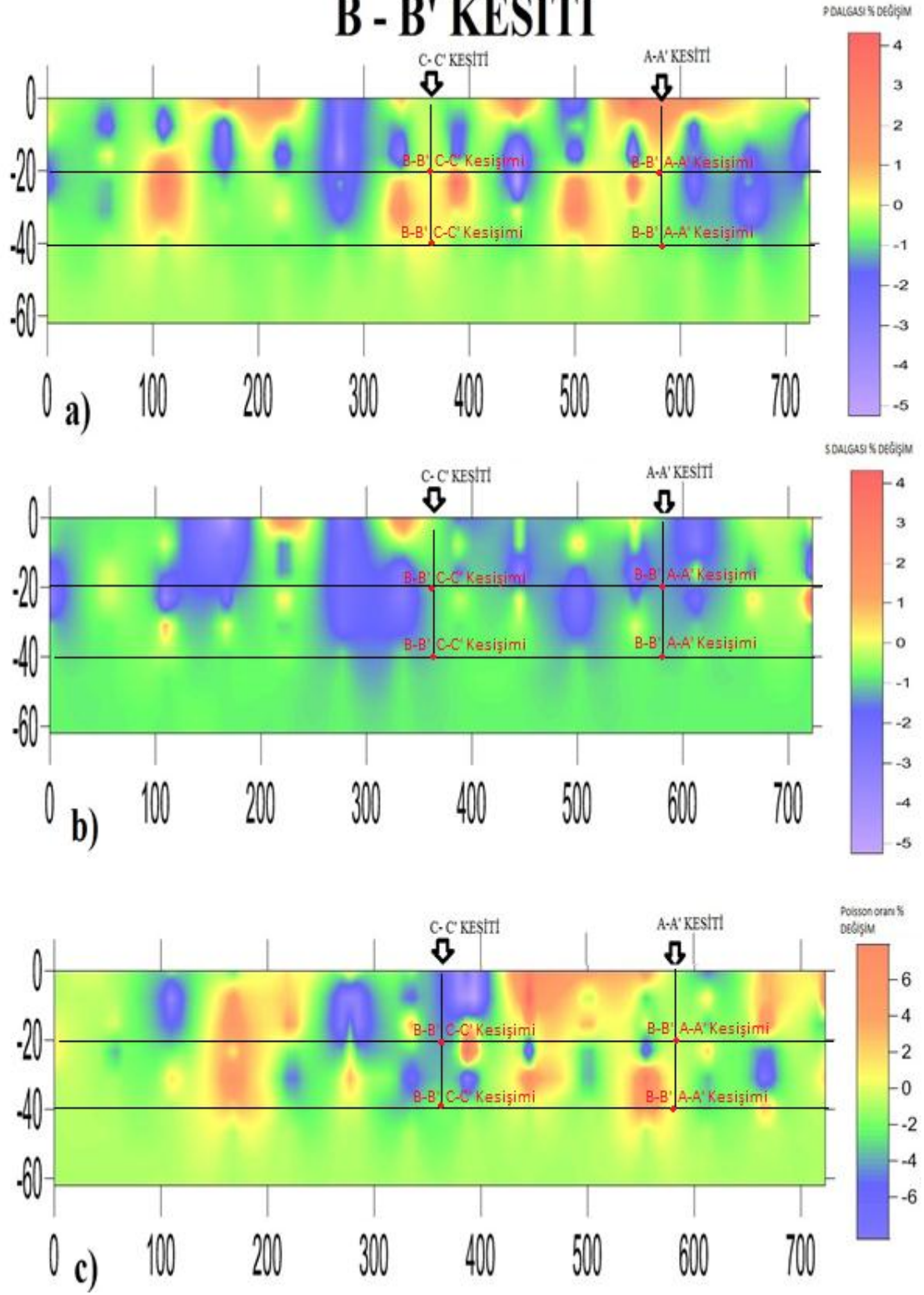
Şekil 4.6. Orta Anadolu'da dört farklı derinlikte 4 (a), 12 (b), 25 (c) ve 40 (d) km Poisson oran (σ) dağılımı. Dört derinlikte kırmızı ve mavi renkler sırasıyla yüksek ve düşük σ göstermektedir. Değişim ölçeği sağda gösterilmiştir

A - A' KESİTİ



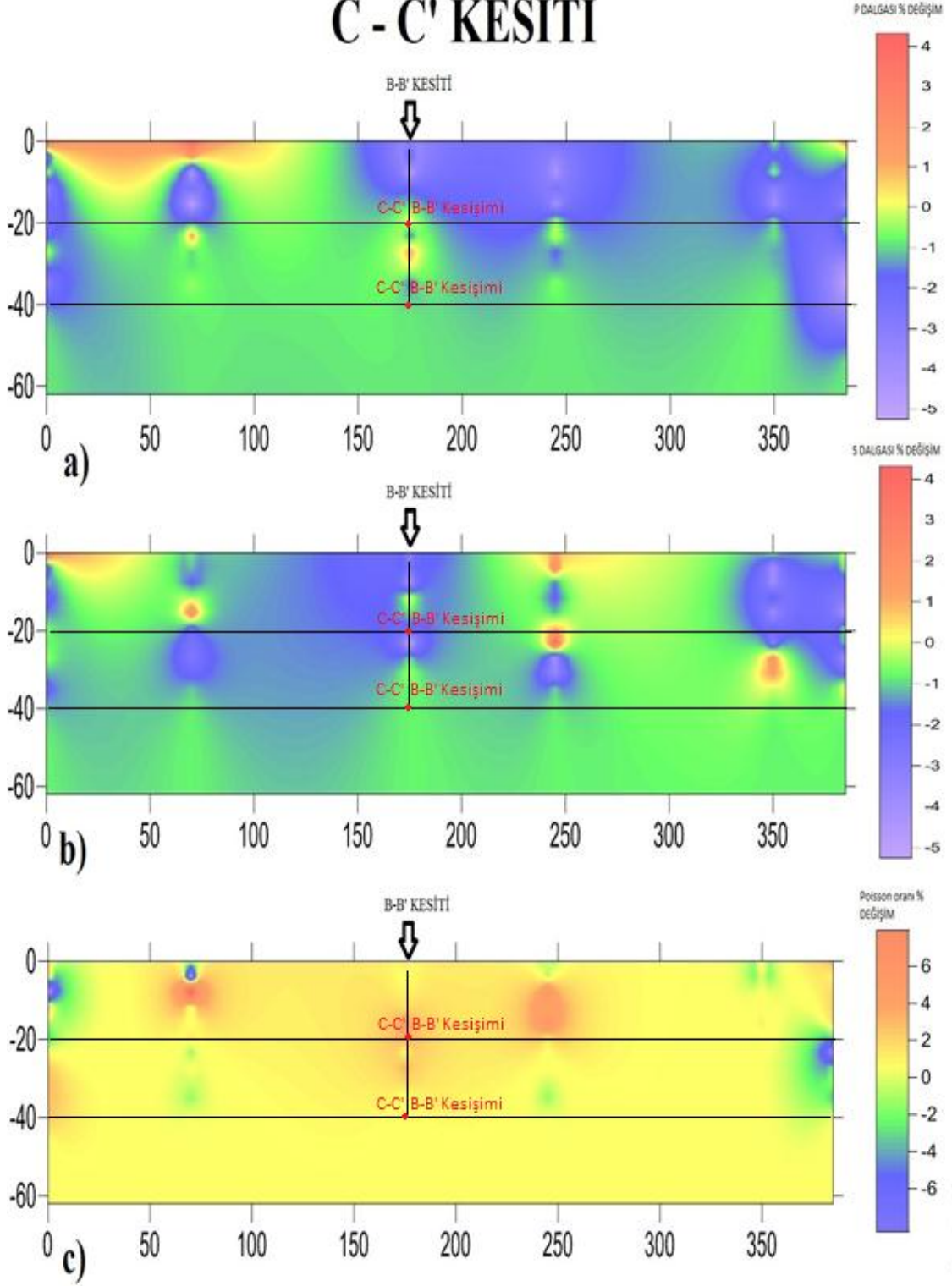
Şekil 4.7. A-A' hattı boyunca (a) V_p , (b) V_s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler. Kırmızı renk düşük hız ve yüksek Poisson oranını göstermektedir. Yüksek hız ve düşük Poisson oranı mavi ile gösterilmiştir. Değişim ölçeği sağda gösterilmiştir

B - B' KESİTİ



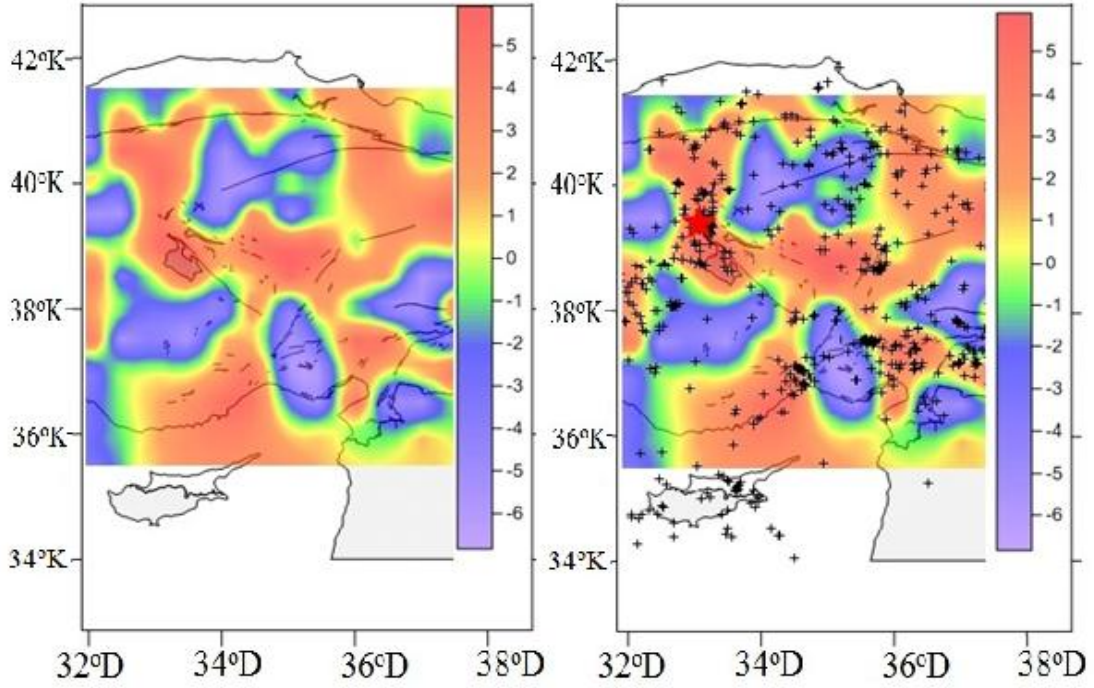
Şekil 4.8. B-B' hattı boyunca (a) V_p , (b) V_s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler

C - C' KESİTİ

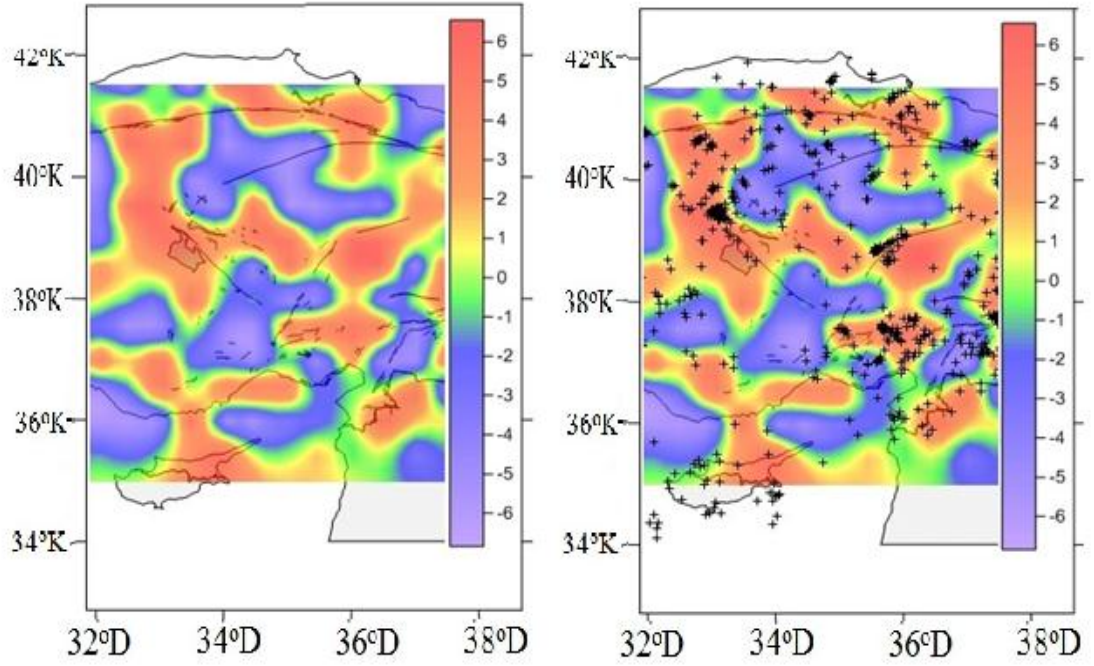


Şekil 4.9. C-C' hattı boyunca (a) V_p , (b) V_s ve (c) σ değişimlerine ait düşey kesitler

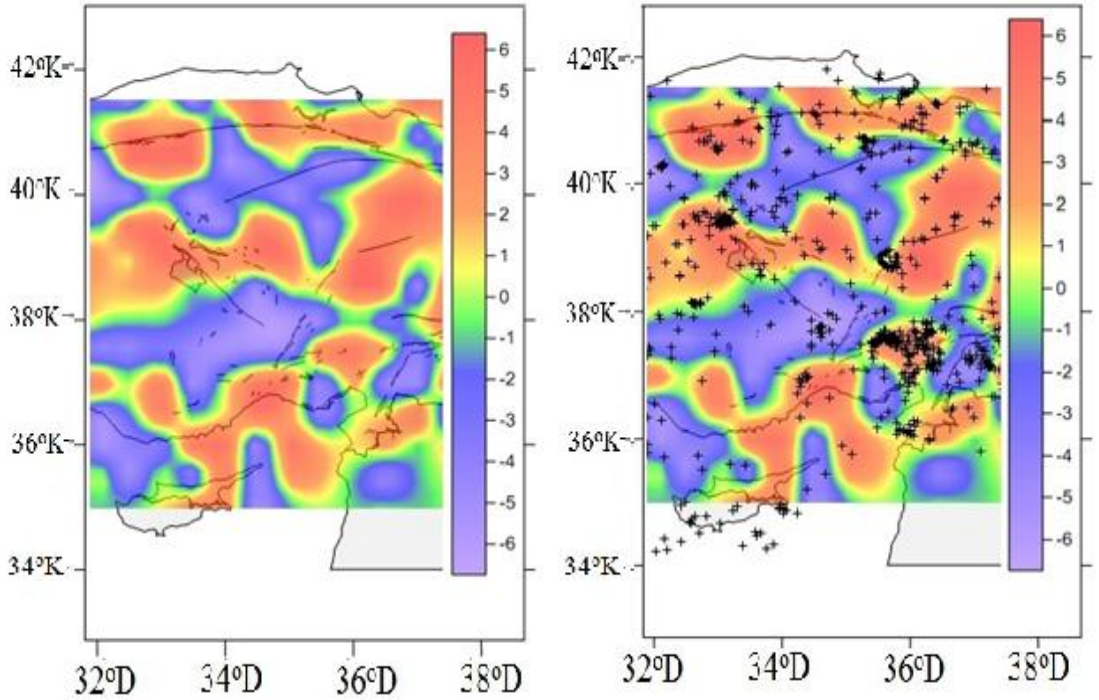
Yıllara göre Orta Anadolu'da Poisson oranı değişimi ve oluşan depremlerin Poisson oranı haritası üzerindeki değişimleri Şekil 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16 ve 4.17'de verilmiştir. Ülkemizde oluşan depremlerin Poisson Oranı değişim sınırlarında kümeleştiği açıkça görülmektedir.



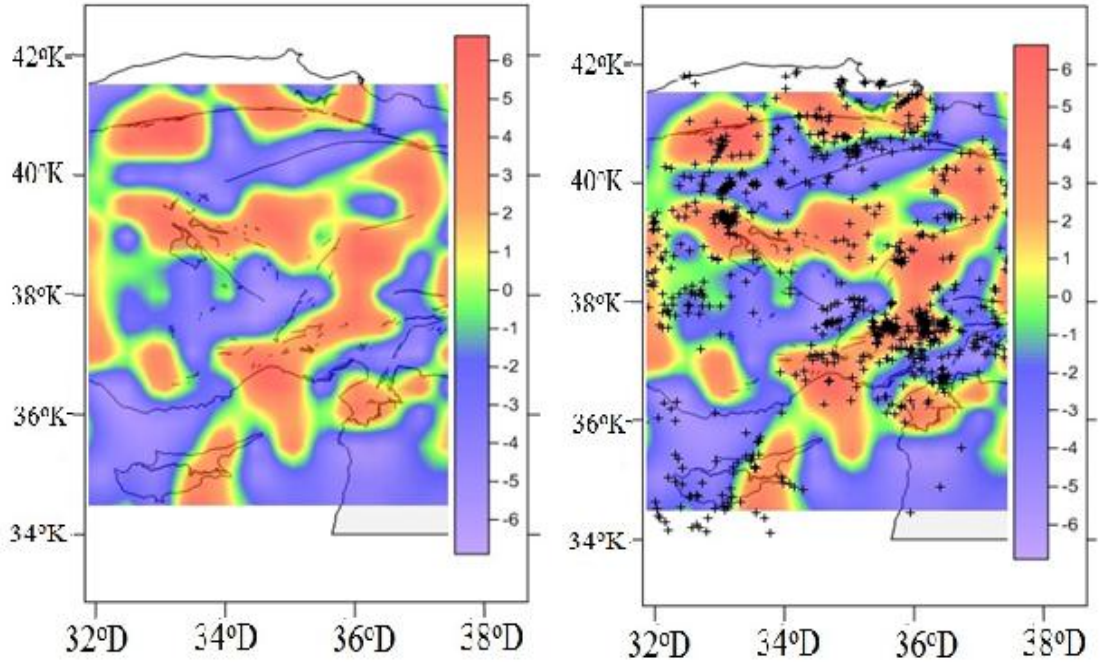
Şekil 4.10. Orta Anadolu'nun 2007 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



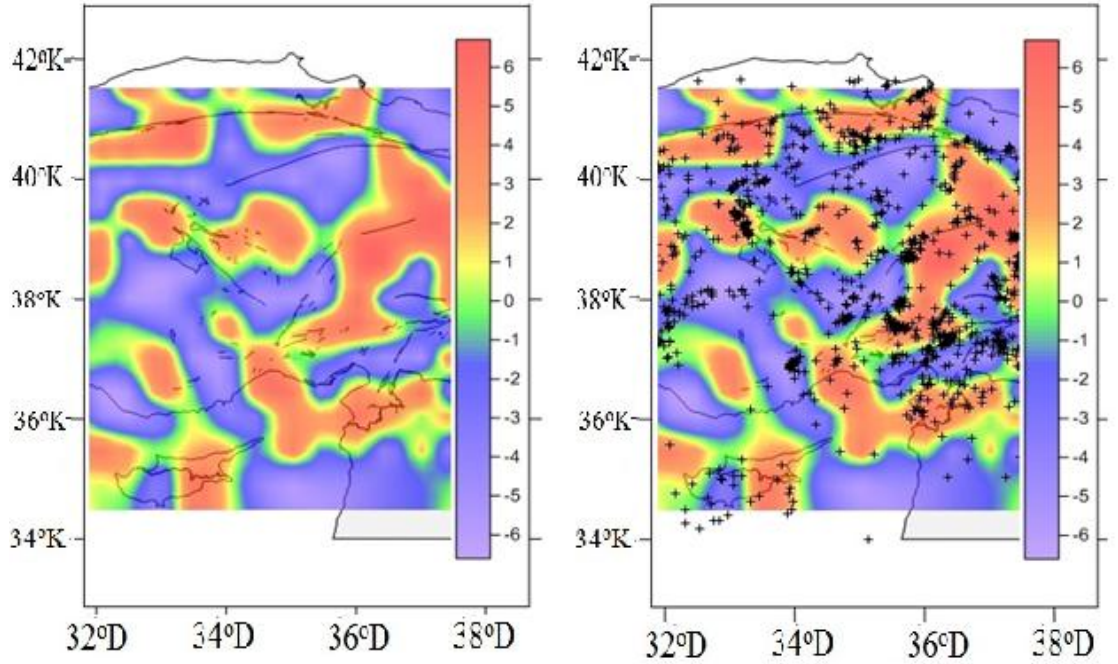
Şekil 4.11. Orta Anadolu'nun 2008 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



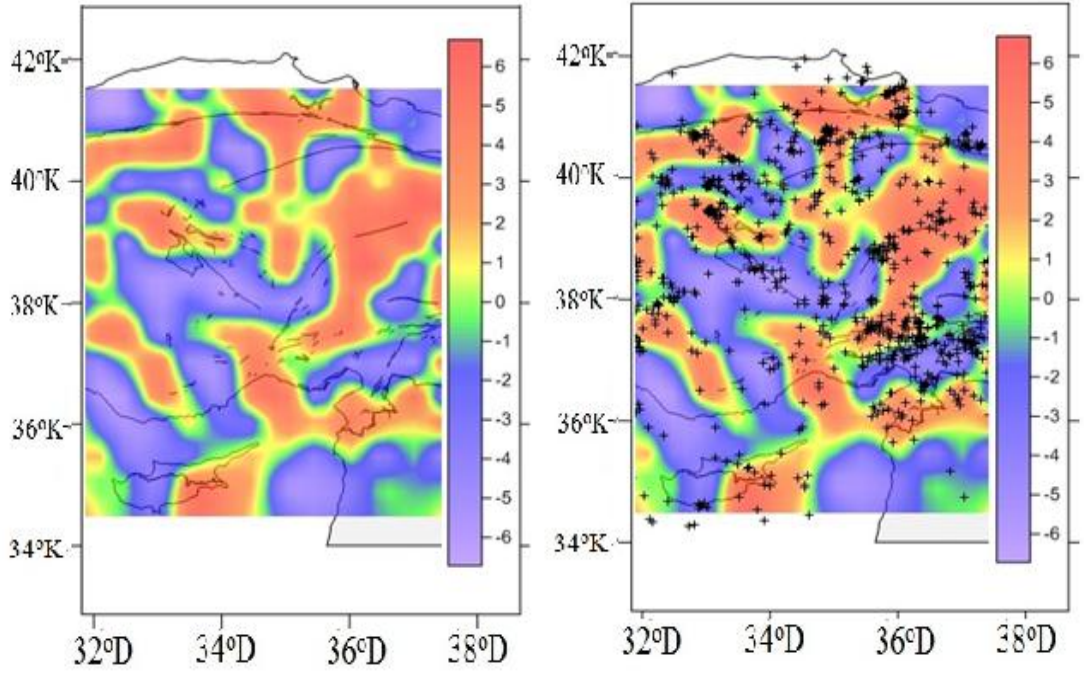
Şekil 4.12. Orta Anadolu'nun 2009 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



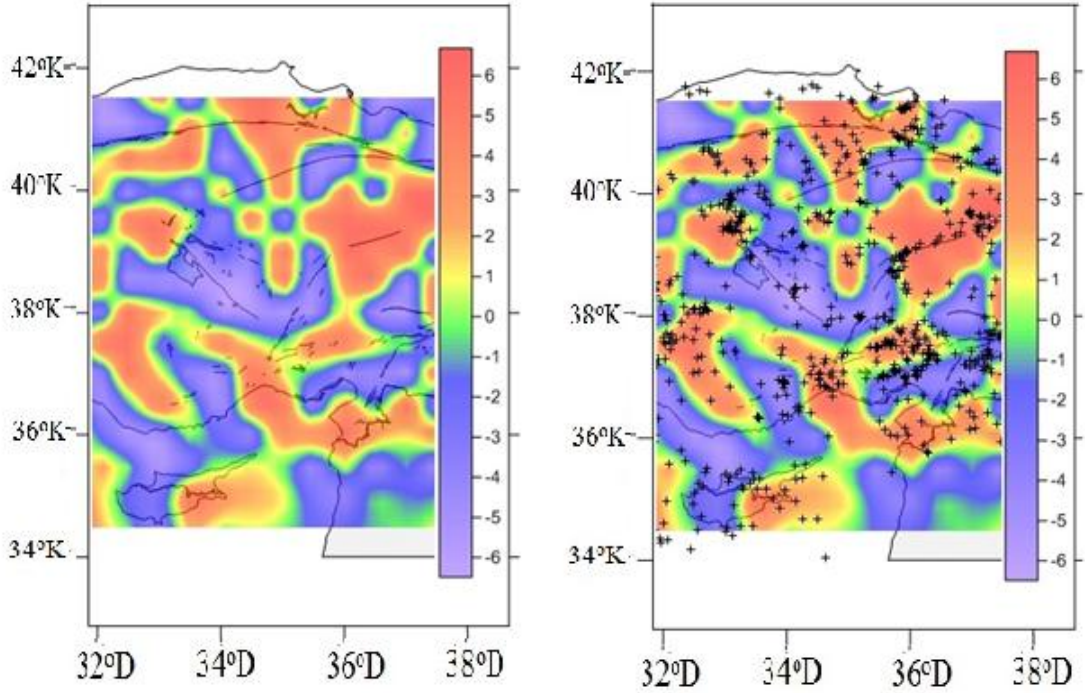
Şekil 4.13. Orta Anadolu'nun 2010 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



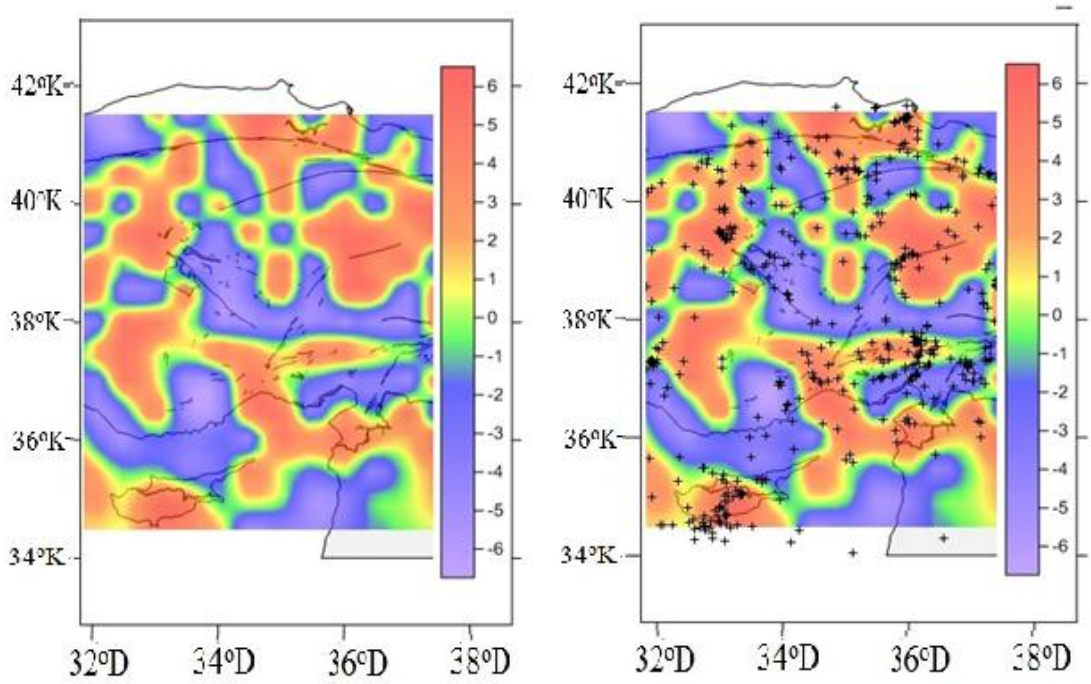
Şekil 4.14. Orta Anadolu'nun 2011 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



Şekil 4.15. Orta Anadolu'nun 2012 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



Şekil 4.16. Orta Anadolu'nun 2013 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremlili (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları



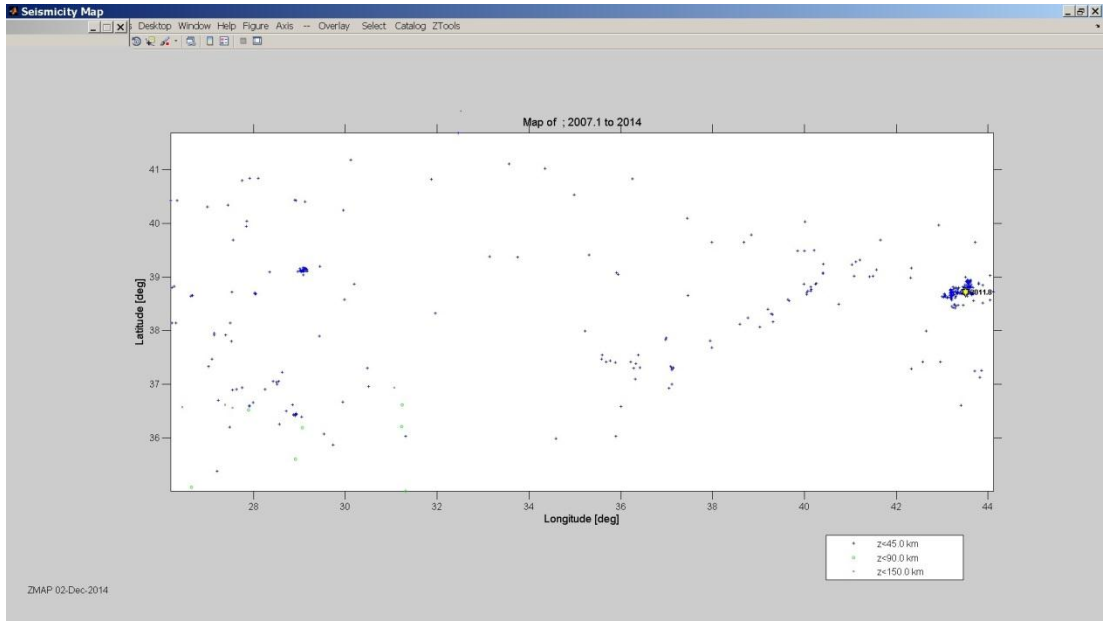
Şekil 4.17. Orta Anadolu'nun 2014 yılında oluşan depremler ile birlikte σ (Poisson oranı) değişiminin gösterildiği depremliler (sol) ve depremsiz (sağ) Poisson oranı haritaları

Poisson oranı (σ) tüm seviyelerde yüksek heterojenlik göstermiştir. Fakat 2014 ün sonlarına doğru sismik aktivitenin yönü Batı Anadolu bölgesinden Ege Bölgesine ve Akdeniz Bölgesine doğru yönelmiştir. Bu tez çalışmasında yapılan Tomografi çalışmaları daha önce Orta ve Kuzey Anadolu'da yapılan Tomografik çalışmalar ile örtüştüğü görülmektedir.

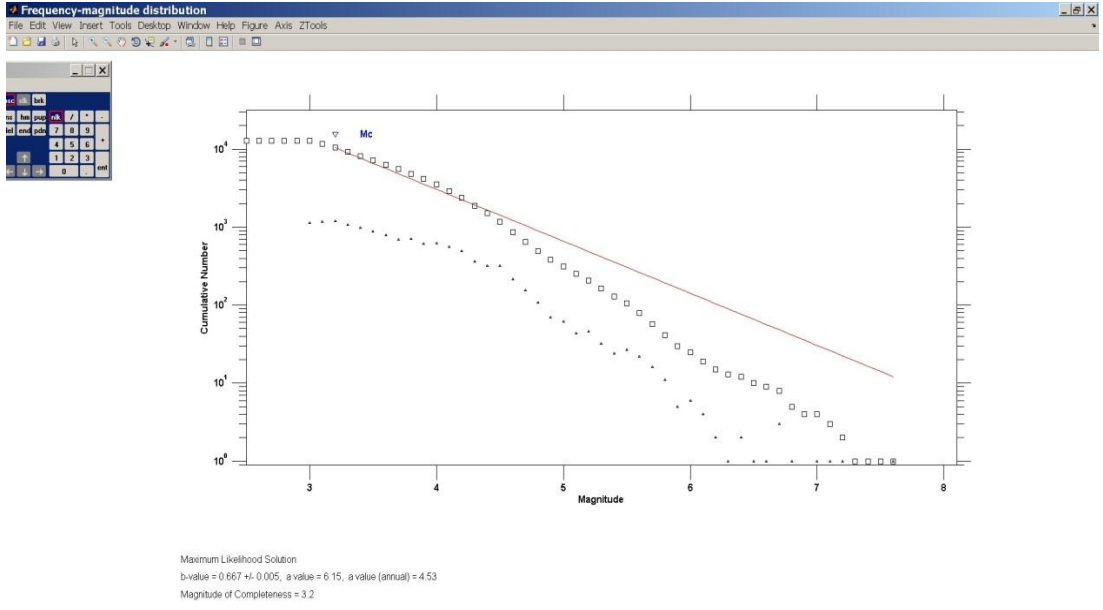
Her Jeofizik ölçümden oluğu gibi burada da yapılan Tomografik çalışmalar başka yöntemlerle desteklenmelidir. Deprem üretebilecek havzaları belirlemek için uygulanan bir diğer yöntemde Gerilme Tensörü hesaplanmasıdır. Bu çalışmada Gerilme Tensörün hesaplanması için Matlab programının altında çalışan ZMAP programından faydalanılmıştır.

ZMAP programı için kullanılan veri, 1973 ten günümüze kadar tüm Türkiyede olan 3 ve 3 ün üzeri magnitüdü micro ve macro çaplı depremler katologlanıp kullanılmıştır. Daha sonra ise bu depremler ASCII formatında düzenlenip a ve b katsayılarının bulunmasında kullanılmıştır (Şekil 3.17).

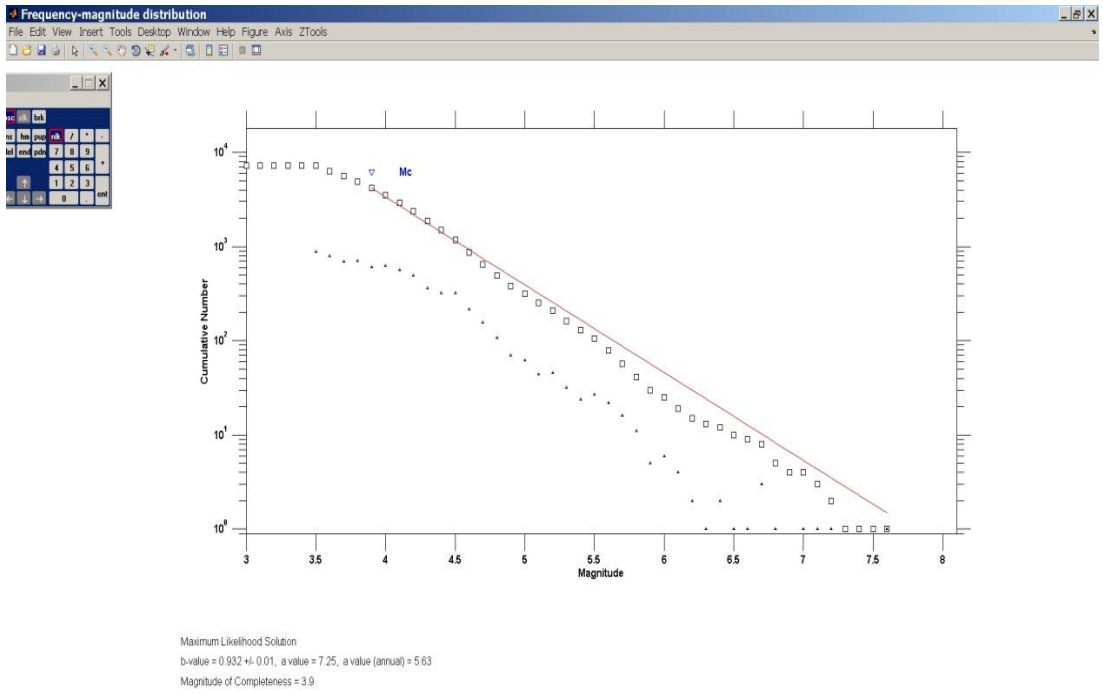
ASCII formatındaki Data Setinin ZMAP programı ile okutulmasından sonra tüm Sismisite haritasında toplatılmış bir biçimde veri işleme sokulmak üzere görüntülenebilir (Şekil 4.18). Seismicity Map oluşturulduktan sonra veri üzerinde filtreleme yapıp a ve b değerlerini bulmak için doğru frekans magnitüd ilişkisini bulmak gerekir. Bunun içinde başlangıç Mc değeri tayini yapılır. Bunu yaparken magnitüd sayısı ve büyüklüğü göz önünde bulundurulmalıdır. En uygun a ve b değerlerini elde edebilmemiz için seçilecek başlangıç Mc değeri doğrusu magnitüdlere kümülatif eğrisi ile uyumlu olmalıdır. Bu yüzden doğru başlangıç değerini en uygun şekilde vermek gerekmektedir (Şekil 4.19, 4.20). Mc değeri uygun verildikten sonra ise tüm Türkiye'nin a ve b değer haritası çıkarılabilir ve yine tüm Türkiye için yıllara bağlı olarak b değeri değişim haritası çıkarılabilir (Şekil 4.21, 4.22).



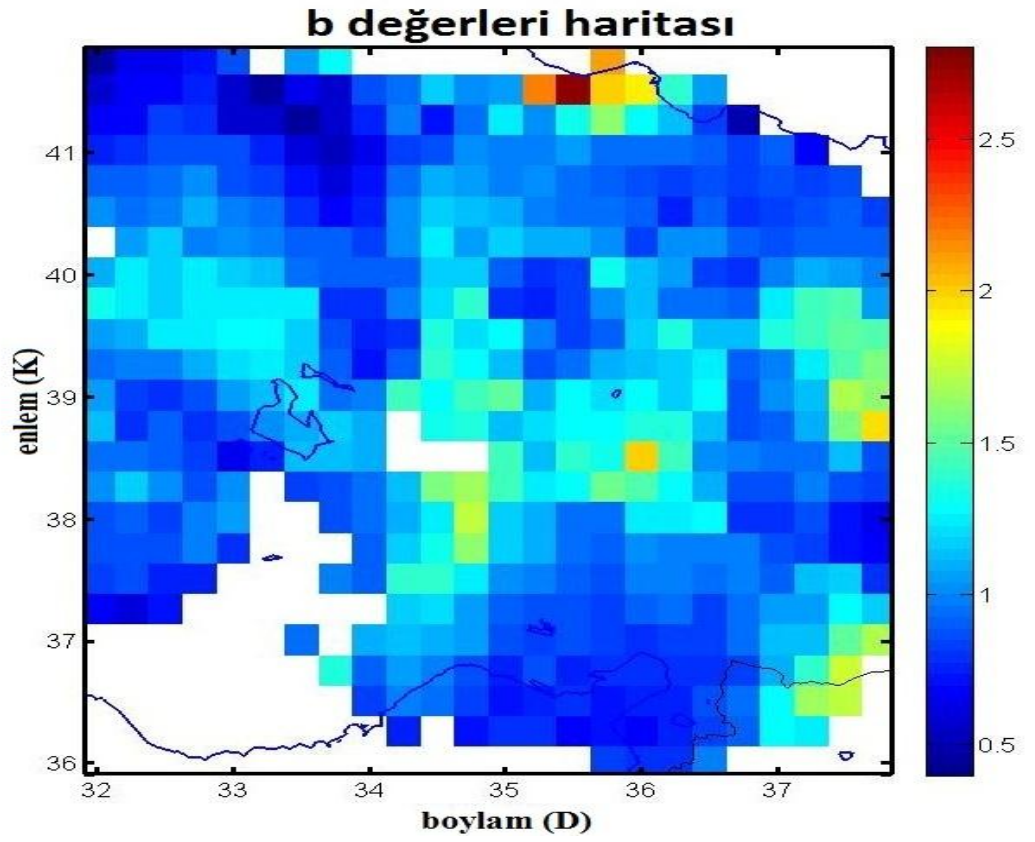
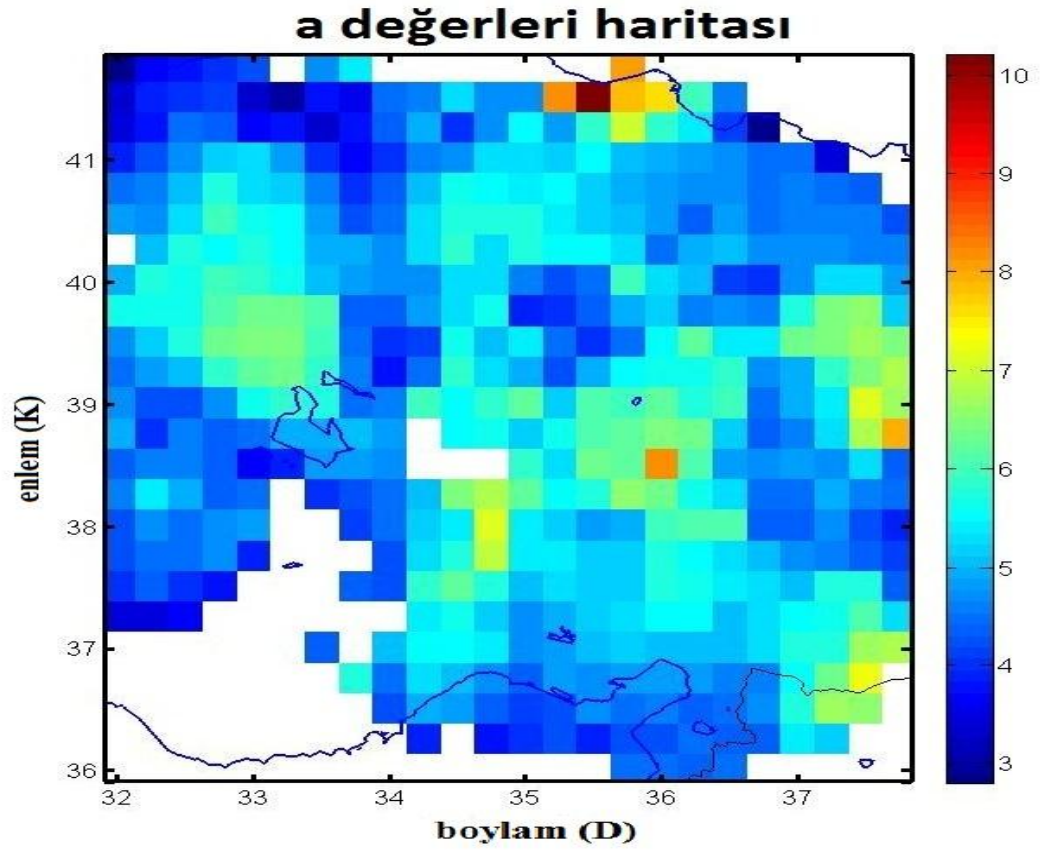
Şekil 4.18. Veri setinin işlendiği sismisite haritası (ZMAP programı)



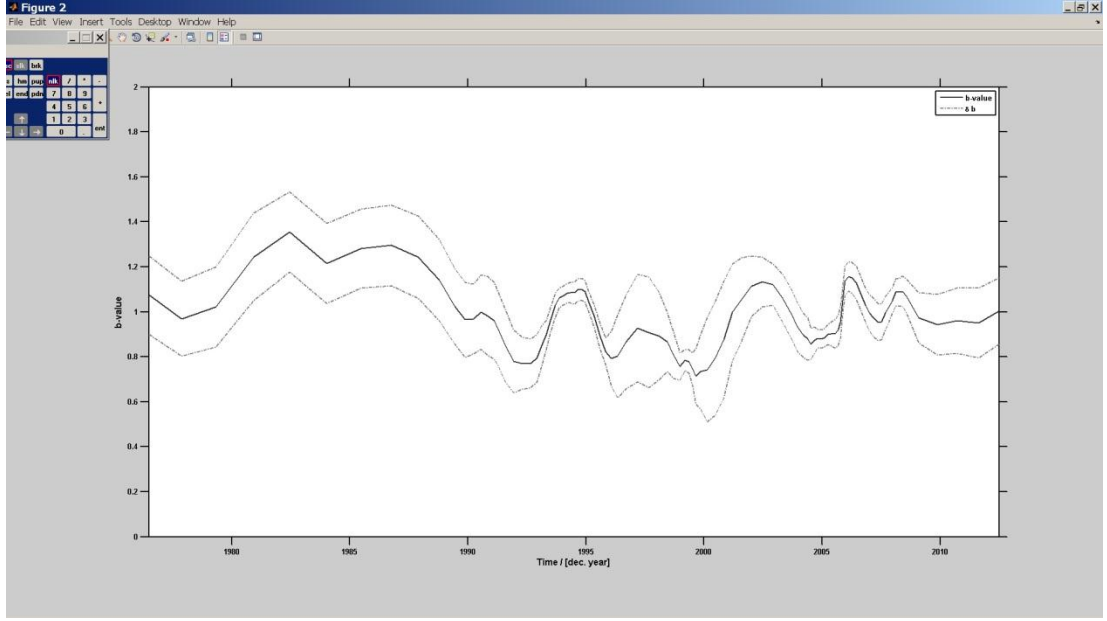
Şekil 4.19. Uygun olmayan frekans-magnitüd ilişki doğrusu



Şekil 4.20. Uygun olan frekans-magnitüd ilişki doğrusu



Şekil 4.21. Hesaplanan a (üstte) ve b (altta) değerleri haritası



Şekil 4.22. Hesaplanan b değerinin 1973 yılından günümüze kadar olan değişim haritası

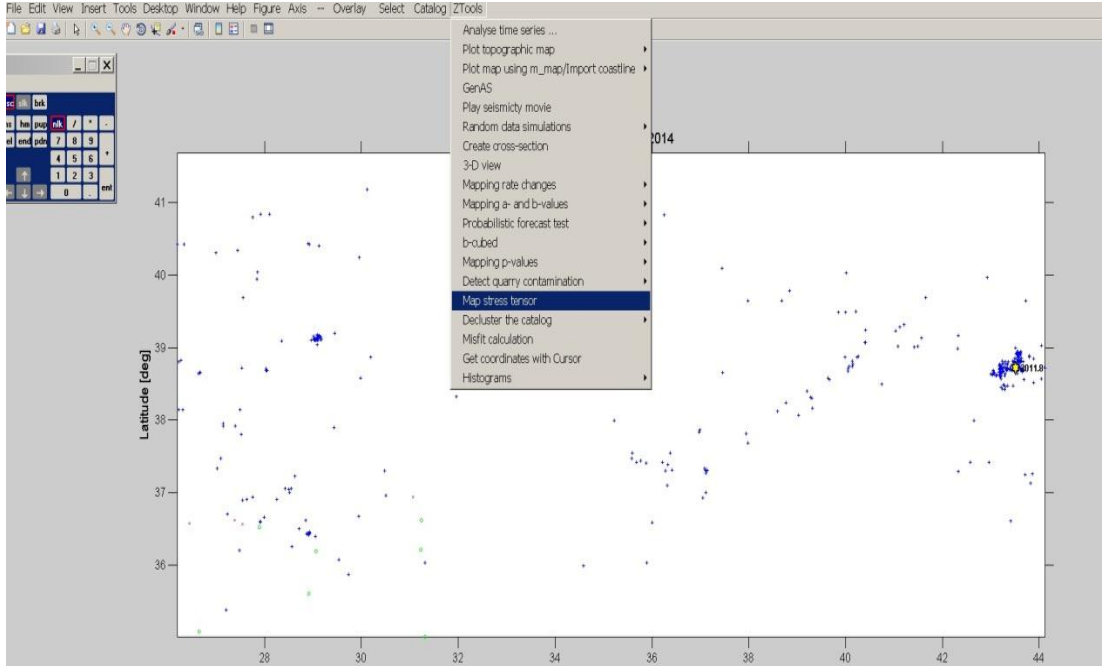
ZMAP programında b değerlerini bulup tüm Türkiye için b değer haritası ve yıllara göre bu değer nasıl değiştiğini belirledikten sonra ise ASCII formatındaki Data Setine bazı değerler ekleyerek Stress Tensör hesaplamasına uygun hale getirilmesi gerekmektedir. Bu ekleyeceğimiz değer kolonları sırası ile “Eğim yönü, Eğim , Yan Atım miktarı ve Fay uyumsuzluğu”dur. Şekil 4.23 da data seti gösterilmiştir.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	
1	Enlem	Boylam	Yıl	Ay	Gün	Magnitüd	Saat	Dakika	Derinlik	Eğim yönü	Eğim	Yanal Atım	Fay Uyumsuzluğu	
2	39,275	38,318	2007		2	21	5,7	6	11	5	262	60	6	0,00
3	39,312	38,164	2007		2	28	4,8	10	19	55	245	59	14	0,00
4	39,200	38,400	2007		2	28	4,7	5	23	27	40	75	-12	0,00
5	40,409	39,068	2007		3	8	4,7	5	12	35	313	79	-152	0,00
6	40,393	39,076	2007		3	9	4,5	5	23	24	238	85	2	0,00
7	39,308	38,304	2007		4	14	4,3	5	4	30	244	57	8	0,00
8	41,124	39,282	2007		8	25	5,3	10	22	5	145	42	-140	0,00
9	36,986	37,869	2007		9	15	4,6	5	5	26	264	69	-12	0,00
10	36,977	37,831	2007		9	15	4,5	6	23	28	156	64	162	0,00
11	41,079	39,014	2007		10	28	4,2	5	22	0	23	87	-6	0,00
12	27,514	37,802	2009		1	8	4,1	13	15	43	100	51	-97	0,00
13	36,313	37,096	2009		1	17	4,6	6	7	45	245	66	46	0,00
14	38,765	38,236	2009		7	7	4,3	5	15	57	200	38	-41	0,00
15	37,980	39,645	2010		2	1	4,4	10	4	1	304	44	83	0,00
16	29,014	39,157	2010		3	2	4,3	10	0	43	298	42	-160	0,00
17	39,986	38,864	2010		3	8	6,1	12	2	32	54	86	-1	0,00

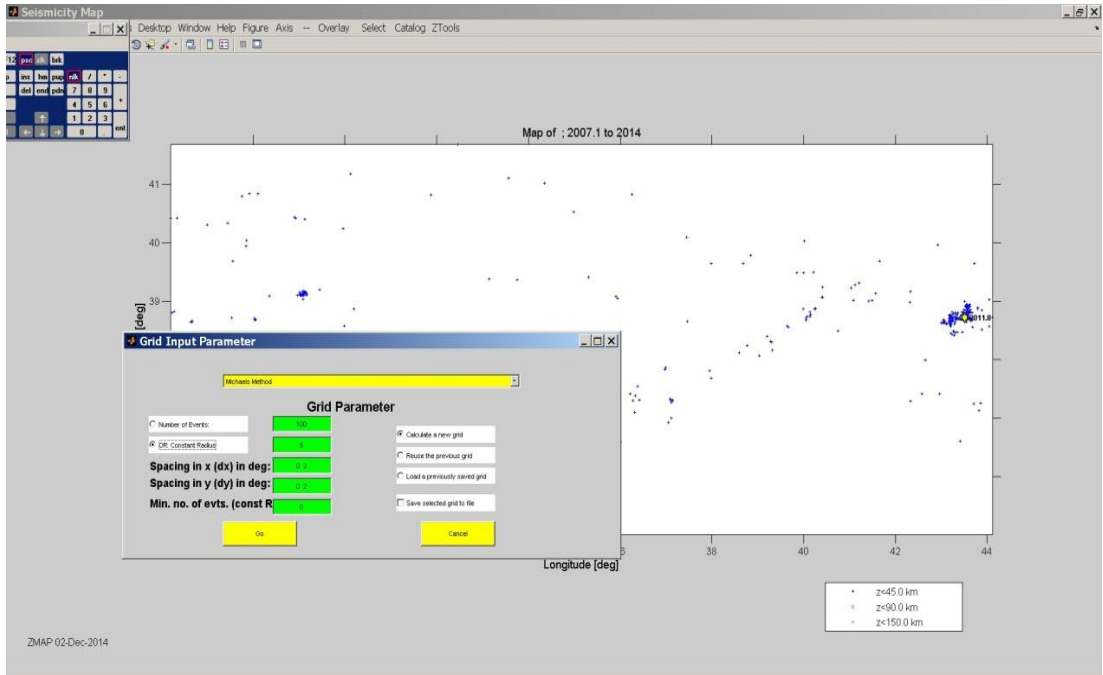
Şekil 4.23. Stress tensör hesaplanması için hazırlanan ASCII formatındaki veri seti

Hazırlanan data setini tekrar Seismictiy Map'e yükledikten sonra Stress Tensör hesabı için ZTOOLS menüsünden Stress Tensör haritalama seçilir (Şekil 4.24). Ve daha sonra girdi olarak gridleme aralıkları seçilir (Şekil 4.25). Gridleme aralığından sonra Grid yapılacak bölge seçilir. Şekil 4.26'de ise 2007 den bu yana meydana gelen depremlerle hesaplatılan Fay Düzeni gösterilmiştir.

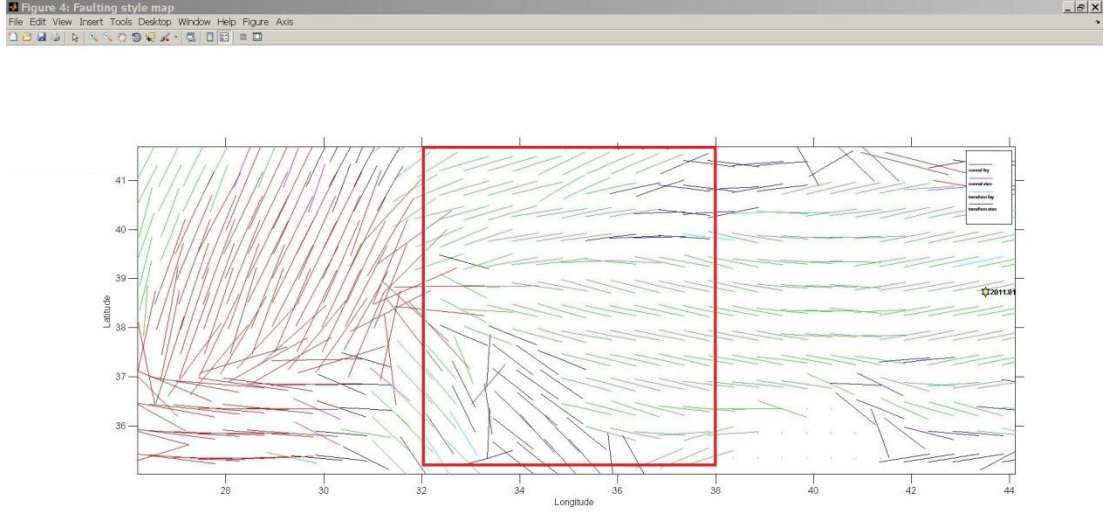
Bu tez çalışmasının konusu Orta Anadoludaki Gerilme Tensörü olduğundan tüm Türkiyenin Gerilme Tensörü haritası çıkarılarak çalışma alanı kırmızı dikkörtgen içinde gösterilmiştir. Hesaplatılan Gerilme Tensörü gösterilmiştir (Şekil 4.27). Daha sonrada Gerilme Tensörü'nün Lambert modunda görünümü verilmiştir (Şekil 4.28).



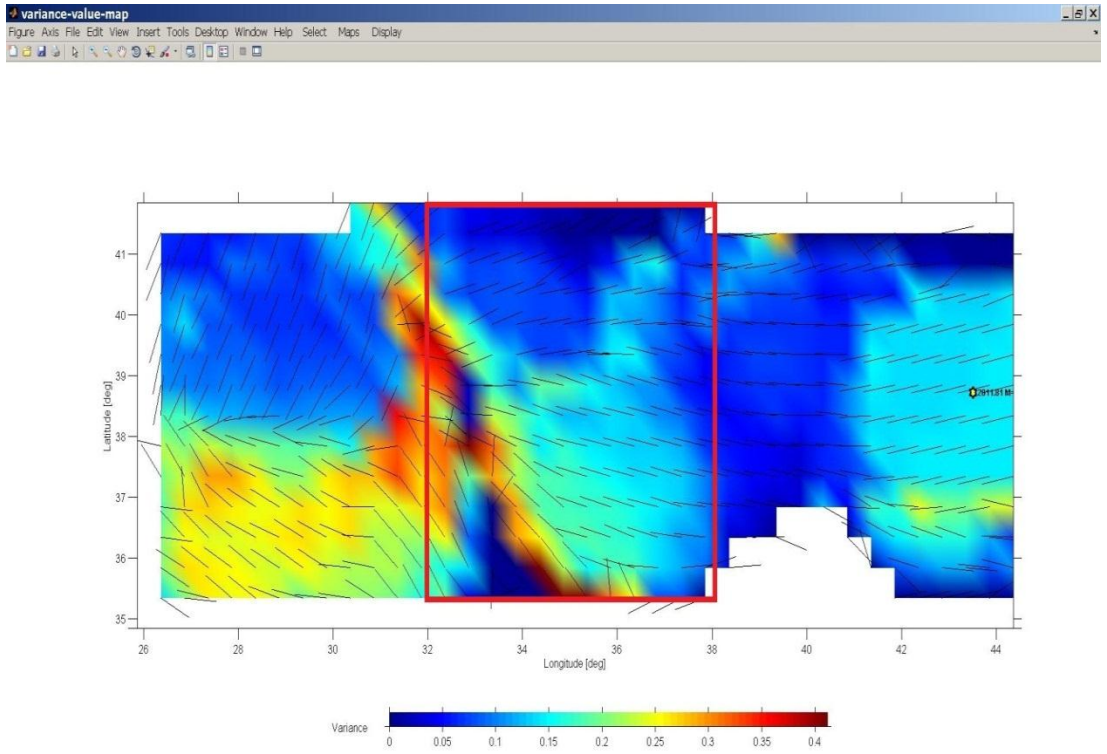
Şekil 4.24. Stress tensör hesaplanması ZTOOLS menü gösterimi



Şekil 4.25. Stress tensör hesaplanması için gridleme aralığı tayini



Şekil 4.26. Türkiye'nin fay düzeni hesaplanması. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir



Şekil 4.27. Türkiye için stress tensör hesaplanması. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir



Şekil 4.28. Türkiye stress tensör haritası'nın Lambert Projeksiyon yöntemi ile gösterimi. Kırmızı dikdörtgen çalışma alanını göstermektedir

Yapılan Gerilme Tensörü hesabından sonra gerilme boşalımının batıya doğru yönlendiğini, doğuda düşük gerilimin batıda ise yüksek gerilimin varlığı açıkça görülmektedir. Bu da son yıllarda Sismik Tomografinin zamana bağlı olarak değişimini gösteren haritalardan çıkarım yaptığımız sismik aktivite yönünün Ege ve Akdeniz Bölgesi yönüne doğru olduğu varsayımımız, Gerilme Tensörü Yöntemi ile desteklenmiş bulunmaktadır.

5. SONUÇLAR

Orta Anadolu Bölgesi ve çevresinde oluşan yerel depremlerin P ve S dalgalarının varış zamanlarına ters çözüm uygulayarak, Orta Anadolu ve çevresinin 3-D hız ve Poisson oranı (σ) değişimleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bölgede Poisson oranı heterojen bir yapı göstermektedir. Fakat 8 - 16 km'de poisson oranı en yüksek seviyeye ulaşmaktadır. Daha sonra oran derinlik arttıkça ters orantılı olarak azalmaktadır. 32 – 50 km'de Poisson oranı genel olarak düşmekte ve bu derinlikte en düşük seviyesine ulaşmaktadır (Şekil 4.6). Şekil 4.4 ve 4.5 de gözlemlediğimiz P ve S dalgalarının hız yapıları derinlere doğru artış göstermektedir. Çalışma bölgesinde üç ayrı noktadan kesit alınarak bu çalışma desteklenmiştir. Kesitlerin kesişim noktalarında birbirlerine ve haritaya olan uyumluluğu göze çarpmaktadır. Ayrıca kesitlerden açıkça görülmüştür ki Orta Anadolu'da Moho derinliği yaklaşık olarak 38 km derinlikte bulunmaktadır. Yine bu çalışmadan sonra Sismik Tomografinin zamana bağlı değişimi ve ülkemizde oluşan depremler ile uyumu incelenmiştir. Depremlerin oluşturulan Poisson oranı haritalarında, genelde yüksek Poisson oranı olan yerlerde veya yüksek orandan düşük orana geçiş noktalarında kümeleştiği tarafımızca gözlenmiştir. Bu gözlemler bize hangi bölgelerde deprem olma potansiyeli olduğunun önkestirimini yapma olanağı tanımaktadır. Daha sonra ise Türkiyenin Gerilme Tensörü hesaplanmış ve Poisson oranı haritaları ile bağlantı kurulmaya çalışılmıştır. Gerilme tensörü haritalarında ise Orta Anadolu'daki gerilimin batıya doğru yöneldiği açıkça görülmüştür. Bu da Sismik Tomografi Haritalarından çıkardığımız depremlerin batıya doğru yönelmesi varsayımımızı desteklemiştir. Bu çalışma aynı bölgede daha önce yapılan Sismik Tomografi çalışmaları ile uyumlu olduğu görülmüştür.

Elde edilenler sonuçlara göre;

1. Anadolu'daki gerilmenin Batı Anadolu yönünde arttığını Gerilme Tensörü Haritalarından görmekteyiz. Gerilmenin görüldüğü alanlardaki anomaliler MTA'nın Türkiye genelinde aldığı manyetik anomali haritası ile birebir örtüşmektedir. Bu sonuçlara göre depremlerin yönünün Anadolu'nun batısına oradanda Ege Bölgesine ve yine ülkemizin güney batısında bulunan Akdeniz

Bölgesine doğru yönlendiği görülmektedir. Dolayısı ile bu bölgelerde yaşanan sismik aktivitenin arttığı görülmüştür. Günümüzde de bu bölgelerde oluşan depremlerle bu varsayımımız, doğru olarak kanıtlanmış olmaktadır.

2. Orta Anadolu Bölgesi'nin büyük bir kısmında, 8 ile 16 km arasında yüksek Poisson oranlı alanların var olduğu, derinlik arttıkça bu yüksek oranın ters orantılı olarak azaldığı görülmektedir. 32 ile 50 km arasında Poisson oranı hakim olarak düşük oranda bulunmaktadır . Buda çalışma bölgesinde derin deprem olma olasılığını azaltmaktadır.
3. Sismik aktivitelerin genelde yüksek Poisson oranlı alanlarda yada yüksek hızdan düşük hıza geçiş alanlarında kümeleştiği görülmektedir. Buda çalışma bölgesinde sismik aktivite olabilecek riskli bölgeleri önceden kestirmemize olanak sağlamaktadır.
4. Sismik Tomografinin ülkemizdeki deprem yönelimini tahmin etmek açısından monitöring çalışmalarını yapmak önemlidir. Kabuğun hareketini ve zamana bağlı olarak gerilim değişimlerini Tomografi haritaları ile birlikte zamana bağlı olarak değiştiğini görmek o ve incelemek bölgenin deprem haritasının çıkarılmasında çok etkilidir. Ve çalışmada bizlere deprem olasılık hesapları yapmamızı sağlayan verileri bize vermektedir.
5. Her jeofizik çalışma gibi sadece Sismik tomografi çalışmak yeterli değildir. Bu çalışmaları destekleyecek diğer çalışmalarda ihtiyaç duyulmaktadır. Bu çalışmada Sismik Tomografinin Gerilme Tensörü ile ne kadar uyumlu olduğu görülmüştür. Bize verdiği sonuçlar adete tam olarak birbirlerini destekler biçimdedir.
6. Alınan Sismik Tomografi Kesitlerinden Orta Anadolu'da Moho derinliği yaklaşık olarak 38 km civarında değiştiği saptanmıştır. Bu ölçülen derinlik Soyuer (2012)'de bulunan derinliğe yaklaşık bir sonuçtur.

7. A-A¹ ve B-B¹ kesitlerinin kesiştiği noktalardaki P dalgası hız dağılımının yüzdelerik değişimi, 20 km ve 40 km 'de işaretlenmiştir (Şekil 4.7,4.8 ve 4.9). Bu noktalardaki hız değişimi kesitlerle uyum göstermektedir. Aynı şekilde B-B¹ ve C-C¹ kesitlerindeki P dalgası hız dağılımında da aynı şekilde uyum göstermektedir. Buda seçilen hız modelinin uyumlu olduğunu bizlere göstermiştir.
8. A-A¹ ve B-B¹ kesitlerinin kesiştiği noktalardaki S dalgası hız dağılımının yüzdelerik değişimi, 20 km ve 40 km 'de işaretlenmiştir (Şekil 4.7,4.8 ve 4.9). Bu noktalardaki hız değişimi kesitlerle de birbiriyle yarı yarıya bir uyum göstermektedir fakat B-B¹ ve C-C¹ kesitlerinde aynı noktalardaki S dalgası hız dağılımlarında büyük farklılıklar görünmektedir. Buda kullanılan verilerin yetersiz olduğundan dolayı modeldeki hata payının arttığını bizlere göstermiştir.
9. A-A¹, B-B¹ ve B-B¹ ve C-C¹ kesitlerinin kesiştiği noktalardaki Poisson oranı yüzdelerik değişimi, 20 km ve 40 km 'de işaretlenmiştir (Şekil 4.7,4.8 ve 4.9). S dalgası hız dağılımında oluşan hatalardan kaynaklı olarak Poisson oranı yüzdelerik değişimlerinde de sapmalar olduğunu buda kesitlerin bazı noktalarında uyumsuz olduğunu bize göstermiş bulunmaktadır.

6. KAYNAKLAR

- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology Theory and Methods. W.H. Freeman and Co., 932p, San Francisco, USA.
- Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B. J., Sözbilir, H., Kekovalı, K., 2006. Crustal structure and local seismicity in western Anatolia. *Geophys. J. Int.*, 10(1), 30-53.
- Al-Lazki, A. I., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N., Mohamad, R., 2004. *Pn* tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian and African plates. *Geophys. J. Int.*, 158, 1024-1040.
- Backus, G., Mulcahy, M., 1976. Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources-I. Continuous displacements, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 46, 341-361.
- Barış, Ş., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A., Üçer, S. B., 2005. Three-dimensional structure of V_p , V_s , and V_p/V_s in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey. *Earth Planets Space* 57, 1019-1038.
- Benz, H., Chouet, B. A., Dawson, P. B., Lahr, J. C., Page, R. A., Hole, J. A., 1996. Threedimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Geophys. Res.*, 101, 8111-8128.
- Bozkurt, E., Koçyiğit, A., 1996. The Kazova basin: an activenegative flower structure on the Almus Fault Zone, a splay fault system of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 265, 239–254.
- Bullen, K. E., 1940. The problem of the earth's density variation. *Bulletin of the seismological society of America*, 30, 235-250.
- Carey-Gailhardis, E., Mercier, J. L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of outhern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 165-179.
- Cattaneo, M., Augliera, P., Luca De, G., Gorini, A., Govoni, A., Marcucci, S., Michelini, A., Monachesi, G., Spallarossa, D., Troiani and Xgums, L., 2000. The 1997 Umbria-Marche (Italy) earthquake sequence: analysis of the data recorded by the local and temporary networks. *J. Seismol.*, 4, 401–414.
- Chiarabba, C., Piccinini, D., Gori De, P., 2009a. Velocity an attenuation tomography of the Umbria Marche 1997 fault system: Evidence of a fluid-governed seismic sequence. *Geology*, 37(1), 67-70.
- Chiarabba, C., Gori De, P., Boschi, E., 2009b. Pore-pressure migration along a normal-fault system resolved by time-repeated seismic tomography. *Geology*, 37(1), 67-70.

- Demirtaş, R., 2000. Deprem öncesi sismisite tarihsel dönem (1509, 1719, 1756, 1766 ve 1894 Depremleri), 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Edit: Ramazan Demirtaş, Ankara.
- Dziewonski, A. M., Anderson, D. L., 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys., Earth Plane.*, 25, 297-356.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., 1997. Continental subduction and three-dimensional crustal structure: The northern South Island, New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 11843–11862.
- Engdahl, E. R., Lee, W. H. K., 1976. Relocation of local earthquakes by seismic ray tracing. *J. Geophys. Res.*, 81, 4400-4406.
- Gilbert, F., 1970. Excitation of the normal modes of the earth by earthquake source. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 22, 223-226.
- Gilbert, F., 1973. Derivation of source parameters form Low-Frequency spectra. *Geophys, J.R. Soc.*, 274, 369-371.
- Helmberger, D. V., 1983. Theory and application of synthetic seismograms. *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, 1, 174-222.
- Humphreys, E., Clayton, R. W., 1988. Adaptation of back projectipn tomography to seismic travel time problems. *J. Geophys. Res.*, 93, 1073-1085.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K., Ogata, Y., 1990. Whole mantle *P*-wave travel time tomography. *Phys. Earth Planet*, 59, 294-328.
- Iyer, H.M., 1984. A review of crust and upper mantle structure studies of the Snake River Plain- Yellowstone volcanic system: A major lithospheric anomaly in the western. *Tectonophysics*, 105, 291-308.
- Jiang, G., Zhao, D., Zhang, G., 2009. Seismic tomography of the Pasific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics*, 465, 190-203.
- Jost, M.L., Herrmann, R.B., 1989. A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2), 37-57.
- Kayal, J. R., Zhao, D., Mishra, O. P., De, R., Singh, O. P., 2002. The 2001 Bhuj earthquake: tomographic evidence for fluids at the hypocenter and its implications for rupture nucleation. *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 21-52.
- Kaypak, B., Venedik, G., 2011. Denizli Havzası 3-B sismik hız yapısının jeolojik, tektonik, hidrotermal ve depremsellikle ilişkisi. I. Deprem Mühendisliği ve Sismik Konferansı, 11-14 Ekim, Ankara, 1-11.
- Kennett, B.L.N., 1983. *Seismic wave propagation in stratified media*. Cambridge universty Press, 342p, USA.

- Ketin, İ., 1966. Tectonics units of Anatolia. Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 66, 23-34.
- Ketin, İ., 1969. Kuzey Anadolu Fayı hakkında. Bull. Miner. Res. Explor. Inst. Turk., 76, 1-25.
- Knopoff, L., Gilbert, F., 1959. Radiation form a strike-slip fault. Bull. Seismol. Soc. Am., 49(2), 163-178.
- Knopoff, L., Gilbert, F., 1960. First motions from seismic sources. Bull. Seismol. Soc. Am., 50(1), 117-134.
- Knopoff, L., Randall, M. J., 1970. The compensated linear-vector dipole : A posible mechanism for deep earthquakes. Journal of Geophysical Research, 75(26), 4957-4963.
- Koca, B., 2005. Elastik Dalgalar kullanılarak yer içinin üç-boyutlu hız yapısının belirlenmesi. Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi, 61s, Ankara.
- Lay, T., Wallace, T., 1995. Modern global Seismology. San diego, California: Academic Press, 521p, USA.
- Lei, J., Zhao, D., 2006. Global P-wave tomography: on the effect of various mantle and core phases. Phys. Earth Planet, 154, 44-69.
- Lei, J., Zhao, D., 2007. Telesismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 162, 165-185.
- Mishpra, O. P., 2004. Lithospheric heterojeneity and seismotectonics of northeast Japan and Indian regions. Ehime University, Ph.D. thesis, 223p, Japan.
- Monna, S., Filippi L., Beranzoli, L. ve Favali, P., 2003. Rock properties of upper-crust Central Appenines (Italy) derived from high-resolution 3-D tomography. Geophysical Res. Let., 30, 7-11.
- Nakajima, J., Matsuzava, T., Hasegawa, A., 2002. Moho depth variation in the central part of northeastern Japan estimated from reflected and converted waves. Phys. Earth Planet, 130, 31-47.
- Nakamura, A., Hasegawa, A., Ito, A., Üçer, B., Barış, Ş., Honkura, Y., Kono, T., Hori, S., Pektaş, R., Komut, T., Çelik, C., Işıkara, A. M., 2002. *P*-wave velocity structure of the crust and its relationship to the occurrence of the İzmit, Turkey, earthquake and aftershocks. Bull. Seismol. Soc. Am., 92, 330-338.
- Özkan, H., 2010. Isparta bükümünde sığ odaklı depremlerin sismik moment tensörü ile analizi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi, 91s, Isparta.

- Öztürk, E., 2004. Orta Anadolu'nun Sismotektonik Özellikleri. Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans tezi, 83s, Niğde.
- Paige, C. C., Saunders, M. A., 1982. LSQR: sparse linear equations and least squares problems. ACM Trans. Math. Software, 8, 43-71.
- Richter, C. F., 1958. Elementary Seismology, Frecman, 768p, London.
- Salah, M. K., Zhao, D., 2003. Mapping the crustal thickness in southwest Japan using Moho-reflected waves. Physics of Earth and Planetary Interiors, 141, 79-94.
- Salah, M. K., Şahin, Ş., Destici, C., 2007. Seismic velocity and Poisson's ratio tomography of the crust beneath southwest Anatolia: an insight into the occurrence of large earthquakes. J. Seismol., 11, 415-432.
- Salah, M. K., Şahin, Ş., Aydin, U., 2011. Seismic velocity and Poisson's ratio tomography of the crust beneath east Anatolia. J. Asi. Earth Sci., 40, 746-761.
- Soyuer, D., 2012. Marmara bölgesinin kabuk ve hız dağılımının 3-boyutlu sismik tomografi ile incelenmesi. Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans tezi, 75s, Isparta.
- Thurber, C. H., 1983. Earthquake location and there dimensional crustal structure in the Coyode Lake area, central California, J. Geophys. Res., 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H., 1984. SIMUL3. In documentation of earthquake algorithms, (ed. E. R. Engdahl). Worth Data Center A for solid Earth Geophysics, Boulder, CO, 35, 15-17.
- Thurber, C. H., Aki, K., 1987. Three-dimensional seismic imaging. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 15, 115-139.
- Utku, M., 1997. Sismik moment tansör ters çözümüyle Türkiye depremlerinin analizi. İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 185s, İstanbul.
- Utsu, T., 1984. Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes. Bull. Earthq. Res. Inst., University of Tokyo, 59, 53-66.
- Zhao, D., Hasegawa, A., Horiuchi, S., 1992. Tomographic imaging of *P*- and *S*-wave velocity structure beneath northeastern Japan. J. Geophys. Res., 97, 19909-19928.
- Zhao, D., Hasegawa, A., Kanamori, H., 1994. Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional and teleseismic events. J. Geophys. Res., 99, 22313-22329.
- Zhao, D., Negishi, H., 1998. The 1995 Kobe earthquake: seismic image of the source zone and its implications for the rupture nucleation. J. Geophys. Res., 103, 9967-9986.

- Zhao, D., 2001. New advances of seismic tomography and its applications to subduction zones and earthquake fault zones: a review. *The Island Arc*, 10, 68-84.
- Zhao, D., Mishra, O. P., Sanda, R., 2002. Influence of fluids and magma on earthquakes: seismological evidence. *Phys. Earth Planet*, 132, 249-267.
- Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Phys. Earth Planet*, 146, 3-34.

EKLER

EK-1. Çalışma Alanımızın Veri Kütüğü Örneği

Tarih	Geliş İstasyon adı	Geliş fazı	saat	dk	saniye	enlem	boylam	Rezidüel	derinlik	magnitüd	RMS
071130			21	55	15,83	40,0175	42,4903	6,59	12	2,70	0,67
	CAM	30,96	1								
	AYVA	32,78	1								
	KDAG	35,66	1								
	CAM	36,02	2								
	URLA	36,84	1								
	AKHS	36,96	1								
	AYVA	38,90	2								
	KDAG	43,56	2								
	BOZC	45,88	1								
	AKHS	46,27	2								
	URLA	49,21	2								
	BOZC	61,17	2								
071130			17	49	52,03	39,1735	25,6748	7,01	6	2,70	0,45
	BOZC	65,77	1								
	AYVA	68,03	1								
	URLA	73,34	1								
	BOZC	76,74	2								
	AYVA	79,16	2								
	URLA	87,67	2								
071130			16	52	13,21	40,4873	27,4828	7,21	28	3,00	0,58
	KNL	18,81	1								

KMR	20,23	1								
YNK	20,92	1								
KNL	22,56	2								
KVK	22,86	1								
KMR	24,54	2								
CMH	25,23	1								
YNK	25,99	2								
KRC	26,84	1								
KVK	29,78	2								
BOZ	32,17	1								
ELBA	32,22	1								
CMH	33,75	2								
DURS	35,58	1								
KRC	36,28	2								
BOZC	37,14	1								
ERE	37,19	1								
AYVA	38,33	1								
IGD	38,53	1								
GBZ	40,99	1								
ELBA	45,69	2								
BOZ	45,70	2								
DURS	52,28	2								
ERE	52,89	2								
BOZC	53,85	2								
AYVA	56,11	2								
IGD	56,92	2								
GBZ	61,62	2								

071130		14	48	46,60	38,5137	39,7128	6,65	10	2,80	0,92
MDN	49,47	1								
MDN	49,94	2								
PAL	51,67	1								
PAL	55,63	2								
CNG	56,71	1								
DIYA	60,22	1								
CNG	65,03	2								
DIYA	71,11	2								
MARD	73,91	1								
MARD	93,95	2								
071130		14	33	28,79	38,662	39,9932	2,95	16	2,90	0,29
PAL	30,35	1								
PAL	32,05	2								
MDN	36,28	1								
MDN	41,75	2								
CNG	43,12	1								
DIYA	44,82	1								
BNGL	47,15	1								
GER	48,14	1								
BEST	53,58	1								
CNG	53,84	2								
DIYA	54,27	2								
MARD	56,49	1								
GER	62,38	2								
BNGL	63,25	2								
BEST	72,14	2								

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı: İbrahim Hakan DEMİRSEKAN

Doğum Yeri: Konak/ İZMİR

Doğum Tarihi: 09.07.1987

Medeni Hali: Bekar



Eğitim Akademik Durumu:

Lise 2000 – 2005 Mehmet SEYFİ ERALTAY Süper LİSESİ

Lisans 2005 – 2011 Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi
Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Yüksek Lisans 2013-2015 Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Yabancı Dil: İngilizce

İletişim:

Adres : 1728 sok. Primehmet mah. No:11 kat:2 Merkez/Isparta

Telefon : 0246 211 13 61 Cep: 0555 594 70 99

Email : qqqhakanqqq@hotmail.com