

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

**VAN GÖLÜ VE CİVARININ ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISI VE
SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ**

MEHVEŞ FEYZA AKKOYUNLU

KOCAELİ 2019

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

**VAN GÖLÜ VE CİVARININ ÜÇ BOYUTLU HIZ
YAPISI VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ**

MEHVEŞ FEYZA AKKOYUNLU


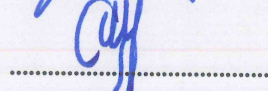
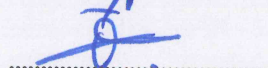
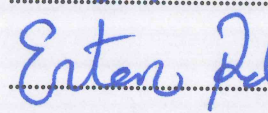
Prof.Dr. Bülent ORUÇ
Danışman, Kocaeli Üniv.

Prof.Dr. Murat UTKUCU
Jüri Üyesi, Sakarya Üniv.

Prof.Dr. Ömer Faruk ÇELİK
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.

Doç. Dr. Özcan BEKTAŞ
Jüri Üyesi, Cumhuriyet Üniv.

Dr. Öğr. Üyesi Ertan PEKŞEN
Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.


.....

.....

.....

.....

.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 25.02.2019

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Van Gölü ve Civarının Üç boyutlu Hız Yapısının tomografi tekniği ile belirlenmesi başlıklı tez çalışmamda teşvik, destek ve yardımını esirgemeyen danışman hocam Prof. Dr. Bülent Oruç'a, tez çalışmamda her türlü desteği ve yardımı sağlayan B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü BDTİM müdürü Dr. Doğan Kalafat'a, tomografik ters çözüm tekniği konusunda yardımlarını esirgemeyen Ankara Üniversitesi Jeofizik mühendisliği bölümü öğretim üyesi Doç. Dr. Bülent Kaypak'a teşekkürlerimi sunarım. Doktora tez çalışmamda yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşlarımdan Dr. Kıvanç Kekovalı, Yavuz Güneş, Mehmet Kara, Mehmet Yılmaz, Mustafa Çomoğlu ve Fatih Turan'a, Afet ve Acil durum Yönetimi Başkanlığı çalışanlarından Kenan Yanık'a teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tez yazım aşamasında yardımlarını esirgemeyen Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü çalışanlarına da teşekkürlerimi sunarım.

Doktora çalışmam süresince benden maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen anneme, babama, kardeşlerime, çocuklarım Ekin ve İlder'e ve tüm emeği geçen arkadaşları ve hocalarıma ayrıca teşekkür ederim.

Ocak -2019

Yük. Jeofizik Müh. Mehveş Feyza AKKOYUNLU

İÇİNDEKİLER

| | |
|---|------|
| ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR | i |
| İÇİNDEKİLER | ii |
| ŞEKİLLER DİZİNİ..... | iv |
| TABLolar DİZİNİ | vi |
| SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ..... | vii |
| ÖZET..... | viii |
| ABSTRACT | ix |
| GİRİŞ | 1 |
| 1. VAN GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN JEOLojİK VE SİSMOLOjİK ÖZELLİKLERİ | 2 |
| 1.1. Bölgenin Jeolojisi ve Tektonik Yapısı | 2 |
| 2. VAN GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN BİR BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ | 12 |
| 2.1. Bir Boyutlu Hız Modeli | 12 |
| 2.2. Yöntem | 13 |
| 2.3. Van Gölü ve Çevresinin Vp ve Vp/Vs Hız Modelleri | 15 |
| 2.4. Bir Boyutlu Vp/Vs Modeli | 21 |
| 2.5. Doğruluk Testleri..... | 21 |
| 2.5.1. Rastgele kayma Testi..... | 22 |
| 2.5.2. Sistematik Kayma Testi..... | 23 |
| 2.6. Bir boyutlu hız modelinden elde edilen sonuçlar..... | 25 |
| 3. YEREL DEPREM TOMOGRAFİ YÖNTEMİ | 27 |
| 3.1. Seyahat Zamanı Tomografi Yöntemi | 28 |
| 3.2. Yeraltı Hız Yapısının Modellenmesi..... | 28 |
| 3.3. Işın İzleme | 30 |
| 3.4. Sönümlü En küçük Kareler Ters Çözüm Yöntemi | 32 |
| 3.4.1. Tomografik Problem | 33 |
| 3.4.2. Ters Çözüm | 34 |
| 3.5. Çözüm Kalitesinin Belirlenmesi | 35 |
| 3.5.1. Matematiksel Yöntemler | 36 |
| 3.5.2. Yapay Testler | 37 |
| 3.6. Vp/Vs Hız Modelinin hesaplanması | 37 |
| 4. VAN GÖLÜ VE CİVARININ ÜÇ BOYUTLU HIZ MODELİ | 39 |
| 4.1. Vp Hız Modeli Giriş Parametreleri | 39 |
| 4.2. Yapay modeller..... | 44 |
| 4.3. 10x10 km Grid Aralıklı Vp Hız Modeli Ters Çözümü..... | 50 |
| 4.4. 10x10 km Grid Aralıklı Vp Hız Modeli Ters Çözüm Kalitesi | 56 |
| 4.5. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp Hızları Ters Çözümü | 62 |
| 4.6. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp Hızları Ters Çözüm Kalitesi..... | 66 |
| 4.7. 10x10 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözümü..... | 71 |
| 4.8. 10x10 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözüm Kalitesi | 76 |
| 4.9. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözümü..... | 81 |
| 4.10. 5x5 km Grid Model Vp/Vs Hızları Ters Çözüm Kalitesi..... | 84 |

| | |
|--|-----|
| 4.11. Tomografik Çözüm Sonrası Depremlerin Yeniden Konumlandırılması | 89 |
| 5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER | 98 |
| KAYNAKLAR..... | 107 |
| KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER | 113 |
| ÖZGEÇMİŞ | 116 |



ŞEKİLLER DİZİNİ

| | | |
|-------------|--|----|
| Şekil 1.1. | Çalışma Alanı: Van Gölü ve civarı..... | 2 |
| Şekil 1.2. | Van Gölü ve çevresinin jeoloji haritası | 3 |
| Şekil 1.3. | Türkiye'nin aktif tektonik haritası | 4 |
| Şekil 1.4. | 2011 yılı öncesi bölgede meydana gelen depremler | 6 |
| Şekil 1.5. | Deprem sonrası bölgeye kurulan yeni sismik istasyonların dağılımı | 6 |
| Şekil 1.6. | 2011 Van depremi artçı dağılım ve istasyon konumları..... | 7 |
| Şekil 2.1. | Çalışma alanında yer alan istasyon konumları..... | 15 |
| Şekil 2.2. | 2011 Van depremi ve artçı deprem dağılımları..... | 15 |
| Şekil 2.3. | Bir boyutlu hız modelinde kullanılan depremler | 16 |
| Şekil 2.4. | Bir boyutlu model başlangıç hız modelleri..... | 17 |
| Şekil 2.5. | En düşük RMS değeri veren hız modeli | 18 |
| Şekil 2.6. | Güncellenmiş bir boyutlu P dalgası hız modeli | 18 |
| Şekil 2.7. | Bir boyutlu minimum hız modeli..... | 19 |
| Şekil 2.8. | Bir boyutlu hız modeli ile konumlandırılan depremler..... | 19 |
| Şekil 2.9. | Rastgele kayma testi | 21 |
| Şekil 2.10. | Rastgele kayma testi sonuçları..... | 22 |
| Şekil 2.11. | Sabit kayma testi | 23 |
| Şekil 2.12. | Sabit kayma testi sonuçları | 23 |
| Şekil 2.13. | Bir boyutlu V_p , V_p/V_s kabuk hız yapısı..... | 24 |
| Şekil 2.14. | Ters çözüm öncesi ve sonrası Wadati diyagramları | 25 |
| Şekil 3.1. | Işın yolları seyahat modeli | 28 |
| Şekil 3.2. | Üç boyutlu blok ve düğüm modelleri | 29 |
| Şekil 3.3. | Işın izleme atış yöntemi | 29 |
| Şekil 3.4. | Işın izleme eğme yöntemi | 30 |
| Şekil 3.5. | Yalancı ışın eğme tekniği | 30 |
| Şekil 4.1. | Ters çözümde kullanılan deprem ve istasyon dağılımı | 39 |
| Şekil 4.2. | Çalışma alanı ışın yolları dağılımı | 40 |
| Şekil 4.3. | Bir boyutlu hız modeli | 41 |
| Şekil 4.4. | V_p hız modeli sönüm faktörü | 42 |
| Şekil 4.5. | V_p/V_s hız modeli sönüm faktörü..... | 42 |
| Şekil 4.6. | 10x10 km grid aralıklı V_p yapay hız modeli | 44 |
| Şekil 4.7. | 10x10 km grid aralıklı V_p yapay hız modeli ters çözüm sonuçları | 45 |
| Şekil 4.8. | 5x5 km grid aralıklı V_p yapay hız modeli | 46 |
| Şekil 4.9. | 5x5 km grid aralıklı V_p yapay hız modeli ters çözüm sonuçları | 47 |
| Şekil 4.10. | 10x10 km grid aralıklı model V_p mutlak hızlar..... | 52 |
| Şekil 4.11. | 10x10 km grid aralıklı model V_p yüzdelik hız değişimleri | 53 |
| Şekil 4.12. | 10x10 km grid aralıklı model V_p (KHIT) dağılımı | 56 |
| Şekil 4.13. | 10x10 km grid aralıklı model V_p (DWS) dağılımı..... | 57 |
| Şekil 4.14. | 10x10 km grid aralıklı model V_p (RDE) dağılımı..... | 58 |
| Şekil 4.15. | 10x10 km grid aralıklı model V_p (SPRD) dağılımı..... | 59 |
| Şekil 4.16. | 5x5 km grid aralıklı model V_p mutlak hızlar..... | 62 |
| Şekil 4.17. | 5x5 km grid aralıklı model V_p yüzdelik hız değişimleri | 63 |
| Şekil 4.18. | 5x5 km grid aralıklı model V_p (KHIT) dağılımı | 65 |

| | |
|--|----|
| Şekil 4.19. 5x5 km grid aralıklı model V_p (DWS) dağılımı..... | 66 |
| Şekil 4.20. 5x5 km grid aralıklı model V_p (RDE) dağılımı..... | 67 |
| Şekil 4.21. 5x5 km grid aralıklı model V_p (SPRD) dağılımı..... | 68 |
| Şekil 4.22. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s mutlak hızlar..... | 72 |
| Şekil 4.23. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s yüzdelik hız değişimleri..... | 73 |
| Şekil 4.24. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (KHIT) dağılımı..... | 75 |
| Şekil 4.25. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (DWS) dağılımı..... | 76 |
| Şekil 4.26. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (RDE) dağılımı..... | 77 |
| Şekil 4.27. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (SPRD) dağılımı..... | 78 |
| Şekil 4.28. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s mutlak hızlar..... | 80 |
| Şekil 4.29. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s yüzdelik hız değişimleri..... | 81 |
| Şekil 4.30. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (KHIT) dağılımı..... | 83 |
| Şekil 4.31. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (DWS) dağılımı..... | 84 |
| Şekil 4.32. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (RDE) dağılımı..... | 85 |
| Şekil 4.33. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (SPRD) dağılımı..... | 86 |
| Şekil 4.34. Ters çözüm sonrası elde edilen deprem konumları..... | 87 |
| Şekil 4.35. Yatay ve düşey yönlü profil konumları..... | 88 |
| Şekil 4.36. 10x10 km grid aralıklı model V_p mutlak hız DB kesitleri..... | 89 |
| Şekil 4.37. 10x10 km grid aralıklı model V_p mutlak hız KG kesitleri..... | 90 |
| Şekil 4.38. 10x10 km grid aralıklı model V_p hız değişimi DB kesitleri..... | 93 |
| Şekil 4.39. 10x10 km grid aralıklı model V_p hız değişimi KG kesitleri..... | 93 |
| Şekil 4.40. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s mutlak hız DB kesitleri..... | 94 |
| Şekil 4.41. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s mutlak hız KG kesitleri..... | 95 |

TABLULAR DİZİNİ

| | |
|--|----|
| Tablo 1.1. Van Gölü ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremler | 5 |
| Tablo 2.1. Van Gölü ve civarının bir boyutlu hız modeli..... | 25 |
| Tablo 4.1. 10x10 km grid aralıklı V_p hız modeli parametre sayıları | 48 |
| Tablo 4.2. 5x5 km grid aralıklı V_p hız modeli parametre sayıları | 60 |
| Tablo 4.3. 10x10 km grid aralıklı V_p/V_s hız modeli parametre sayıları..... | 69 |
| Tablo 4.4. 5x5 km grid aralıklı V_p/V_s hız modeli parametre sayıları..... | 79 |



SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

| | |
|-----------|--|
| V_p | : P sismik dalga hızı |
| V_s | : S sismik dalga hızı |
| V_p/V_s | : P dalga hızının S dalga hızına oranı |
| M_w | : Moment büyüklüğü |

Kısaltmalar

| | |
|-------|---|
| ART | : Algebraic Reconstruction Technique (Cebirsel Yeniden Oluşturma Tekniği) |
| AFAD | : Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı |
| DAFZ | : Doğu Anadolu Fay Zonu |
| DASD | : Doğu Anadolu Sismik Deneyi |
| DWS | : Derivative Weight Sum (Ağırlıklandırılmış Türevsel Toplam) |
| GAP | : Gap (İstasyonlar ve Depremler Arasındaki Açısal Boşluk) |
| KRDAE | : Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü |
| KAFZ | : Kuzey Anadolu Fay Zonu |
| KHIT | : Observation Matrix Hit Count (Işın Sayısı) |
| MTA | : Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü |
| RDE | : Resolution Diagonal Element (Ayrımlılık Matrisinin Köşegen Elemanı) |
| RMS | : Root Mean Square (Ortalama Karekök Değeri) |
| SPRD | : Spread Function (Dağılım Fonksiyonu) |

VAN GÖLÜ VE CİVARININ ÜÇ BOYUTLU HIZ YAPISI VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

ÖZET

23 Ekim 2011 yılında Van Gölü'nün doğusunda Mw (7.1) büyüklüğünde meydana gelen deprem bölgenin sismik aktivitesini büyük ölçüde etkilemiştir. Bu deprem sonrası bölgede, 23 Ekim 2011-2015 tarihleri arasında yaklaşık on bin deprem meydana gelmiştir. Sismolojik çalışmaların güvenilirliği deprem konumlarının doğruluğuna bağlıdır. Deprem konumlarının doğruluğu o bölgeye ait bir boyutlu ve/veya üç boyutlu sismik hız modellerinin kalitesine, bölgedeki istasyon dağılımına ve sayısına, P ve S fazları okuma kalitesine bağlıdır. Bölgede yer alan farklı istasyon kayıtlarından yeni bir veri seti elde edilerek, P ve S faz okumaları yapılarak depremler yeniden konumlandırılmıştır. Yeniden konumlandırılan depremler Van depremi ana şok bölgesine doğru kayma göstermiştir. Bu veri setinden seçilen yüksek kalitede bir veri grubu kullanılarak VELEST algoritması ile bölgenin bir boyutlu hız modeli elde edilmiştir. Bölgenin üç boyutlu V_p ve V_p/V_s mutlak hız modelleri ve bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik değişimler iki farklı model için belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlar göre V_p ve V_p/V_s hızları kısa mesafelerde düşey ve yanal yönde hızlı değişimler göstermektedir. Bunun en önemli nedeni bölgenin çarpışma kuşağında sıkışma rejimi altında olması, bölgede farklı faylanma mekanizmalarına sahip alanları içermesi ve genç volkanik alanların varlığıdır. Van depremi ana şok bölgesinde faylanmaya bağlı olduğu düşünülen farklı derinliklerde doğu batı uzanımlı ve KD-GB uzanımlı yüksek hız ve düşük hız anomalileri gözlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Bir Boyutlu Hız Yapısı, Depremlerin konumlandırılması, Sismik Tomografi, Ters Çözüm, Üç Boyutlu Hız Yapısı.

THREE DIMENSIONAL VELOCITY MODEL AND SEISMOTECTONICS OF LAKE VAN

ABSTRACT

The Mw (7.1) magnitude earthquake that occurred in the east of Lake Van on 23 October 2011 highly changed the seismicity of the region. Between 23 October 2011-2015 time period ten thousand earthquake occurred in this area after the mainshock. The reliability of seismological studies depend on the accuracy of earthquake locations. The accuracy of earthquakes depend on quality of one dimensional and/or three dimensional seismic velocity models of the regions, the distribution of stations and also the P and S phase reading quality. The waveform data obtained from different station networks were combined as a new data set, P and S phases were manually picked and the earthquakes were relocated. Relocated earthquakes moved towards the mainshock area. A set of high quality data were used to obtain one dimensional velocity model of the region by VELEST algorithm. The three dimensional Vp and Vp/Vs absolute velocity and percentage change relative to one dimensional velocity model were obtained for two different models. The results show that Vp and Vp/Vs velocity models change in both depth and lateral directions rapidly. The main reason of this change is the region is under compression regime, the different faulting mechanisms and the existence of volcanic regions. Near the region of Van mainshock in different depths in east west and NE-SW directions high and low velocity anomalies were observed.

Keywords: One Dimensional Velocity Model, Relocation of Earthquakes, Seismic Tomography, Inversion, Three Dimensional Velocity Model.

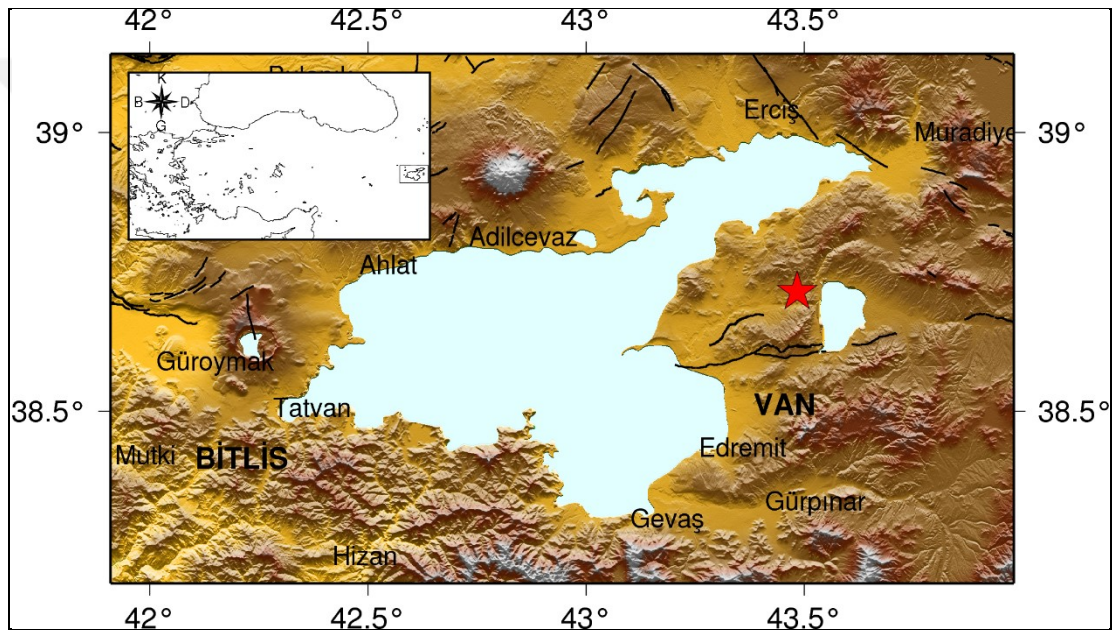
GİRİŞ

Sismik tomografi yöntemi sismotektonik olayların açıklanmasının yanı sıra deprem kaynak alanında kabuğun sismik hız özelliklerinin belirlenmesi açısından önemlidir. Yeraltında sismik hız değişimleri pek çok faktöre bağlıdır. Bu faktörler faylanma, heterojen yapılar, kimyasal değişimler, sıvı içeriği ve akışkan basınçlarıdır. Van Gölü Doğu Anadolu Bölgesinde Arap Plakası'nın kuzey yönlü hareketi sonucu sıkışma rejimi altındadır (Ketin, 1977; Şengör ve Kidd, 1979). Van Gölü ve çevresinde sismik istasyon ağlarının yeterli sayıda olmaması nedeniyle bu bölge ile ilgili ayrıntılı lokal tomografi çalışması daha önce yapılmamıştır. Bir boyutlu ve üç boyutlu hız modelleri jeolojik, litolojik ve fiziksel özelliklerin ortaya konulması açısından önem taşır. Özellikle fay zonlarında, sismik hız geçişlerinin hızla değiştiği alanlarda, volkanik bölgelerde sismik tomografi tekniği önemli bilgiler sağlamaktadır. 23 Ekim 2011 yılında bu bölgede meydana gelen deprem bölgenin sismik etkinliğini artırmış, bölgede 10 binden fazla artçı deprem kaydedilmiştir. Bölgede yeni kurulan sismik istasyon verileri değerlendirilerek bölgenin bir boyutlu ve üç boyutlu sismik hız modelleri belirlenmiştir. Sismik tomografi yöntemi ile bölgenin 20 km derinliğe kadar V_p , V_p/V_s hızları iki farklı model için belirlenmiştir. Çalışmada gözlenen V_p hızları ve V_p/V_s değerlerinin yüksek ve düşük değişimler gösterdiği alanlar kırılma zonlarıdır. Bölgede çarpışmaya bağlı KG yönlü sıkışma rejimi devam etmekte ve oldukça farklı tektonik unsurlar içermektedir.

1. VAN GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN JEOLojİK VE SİSMOLOJİK ÖZELLİKLERİ

1.1. Bölgenin Jeolojisi ve Tektonik Yapısı

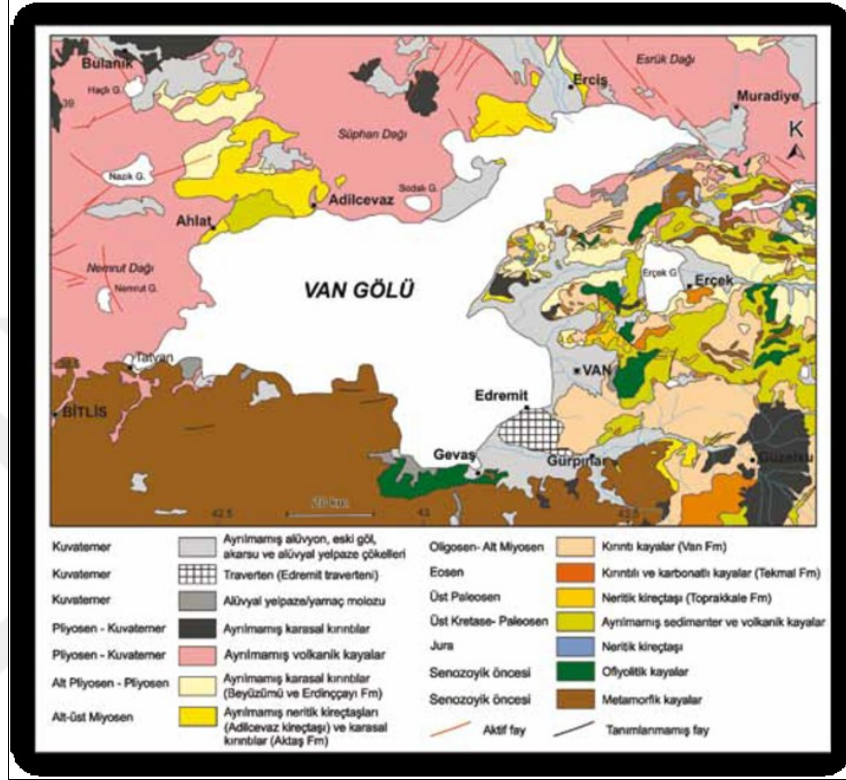
Çalışma Doğu Anadolu bölgesinde Van Gölü ve çevresini kapsamaktadır (Şekil 1.1). Van Gölü Van ve Bitlis illeri sınırları içerisinde yer almaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma Alanı: Van Gölü ve civarı

Van Gölü dünyanın en büyük sodalı gölü olup deniz seviyesinden yüksekliği 1648 m, en derin yeri 451 m, yüzey alanı 3522 km² olup dünyanın en büyük kapalı dördüncü gölüdür. en geniş yeri Van-Tatvan arası 130 km'dir (Kempe ve diğ., 1991). Van Gölü'nün kuzey ve batısında Nemrut ve Süphan dağlarından kaynaklanan volkanik kayalar, güneyde Bitlis Masifi'ne ait metamorfik kayalar ve doğusunda çoğunlukla sedimanter kayaların yüzeylendiği bir alanda yer alır. Van Gölü'nün güney sınırında eski okyanus tabanına ait ofiyolitler ve farklı metamorfik kayaç toplulukları yer almaktadır (Yılmaz ve diğ., 1981). Havzanın doğusunda yer alan ve geniş bir alanda yüzeylenen Yüksekova Karmaşığı'na ait ofiyolitik melanj bileşenleri yer alır (Şekil 1.2).

Neotektonik dönem yaklaşık 12 milyon önce Orta-Üst Miyosen’de, Doğu Anadolu’da Doğu Anadolu’da kıta-kıta çarpışması sonucu başlamıştır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Dewey ve diğ., 1986; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve diğ., 1987).



Şekil 1.2. Van Gölü ve çevresinin jeoloji haritası (MTA, 2002)

Çarpışma sonrası gelişen önemli neotektonik yapılar arasında sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayı (KAF), sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı (DAF), ve Afrika okyanusal litosferinin Helenik-Kıbrıs yayı boyunca Ege Denizi altına dalması ile oluşan aktif dalma-batma zonu önemli neotektonik yapılardır (Şekil 1.3) (Hempton, 1987). Doğu Anadolu’da neotektonik dönem boyunca, D-B doğrultulu kıvrımlar, bindirmeler ve doğrultu-atımlı faylar etkin olmaya başlamış ve volkanların çıkışlarını denetleyen K-G yönlü açılma çatlakları da gelişmiştir. Çarpışma sonrası kıta-kıta çarpışmasını takip eden bu dönemde meydana gelen deformasyon, kabuk kısılması ve kalınlaşması ve bunun sonucu olarak bölgenin yükselmesine neden olmuştur (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986; Yılmaz ve diğ., 1987). Çarpışmaya bağlı olarak bölgede etkin olan K-G yönlü kısılma ile kalınlaşan kabuk, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının oluşmasına, sonrasında ise D-B açılmalarla sıkışma tektoniğine uyum sağlamıştır

Bölgede aletsel dönem olarak kabul edilen 1900-2011 yılları arasında 981 adet deprem meydana gelmiştir (Şekil 1.4). 23 Ekim 2011 Van depremi öncesi bölgede meydana gelen en büyük deprem 1976 Çaldıran depremidir (Toksöz, 1977).

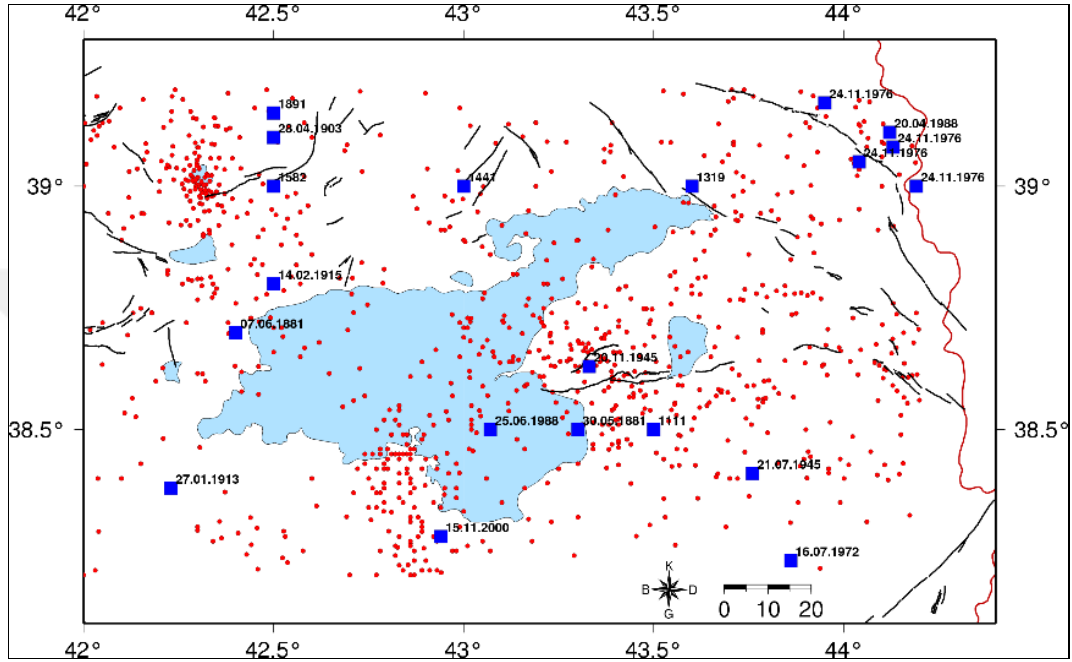
Tablo 1.1. Van Gölü ve çevresinde meydana gelen tarihsel depremler

| Tarih | Koordinatlar | | Şiddet | Kaynak |
|-----------------|-----------------|------------|----------|--------|
| | Enlem (K) | Boylam (D) | | |
| 869 | 39.5 | 43 | IX-X | X |
| 893 | 39.5 | 43 | X-XI | X |
| 1111 | 38.5 | 43.5 | IX-X | X |
| 1276 | 38.8 | 42.8 | VII-VIII | X |
| 1319 | 39.8 | 43.6 | VII | X |
| 1363 | 38.5 | 41.5 | IX-X | X |
| 1441 | 39 | 43 | X | X |
| 1581 | Van | | | A |
| 1582 | 39 | 42.5 | X-XI | X |
| 1626 | Hizan | | | A |
| 28 Mart 1646 | Van | | | A |
| 1669 | Van | | | A |
| 1670 | Van Gölü Batısı | | | A |
| 13 Nisan 1692 | Adilcevaz | | | A |
| 27 Ekim 1692 | Van | | | A |
| 14 Nisan 1696 | Çaldıran | | | A |
| 26 Mart 1701 | Van | | | A |
| 30 Kasım 1701 | Van | | | A |
| 13 Ocak 1705 | Van | | | A |
| 27 Ocak 1705 | Bitlis | | | A |
| 5 Temmuz 1707 | Van | | | A |
| 8 Mart 1715 | Van | | | A |
| 30 Mayıs 1881 | 38.5 | 43.3 | X | 9 |
| 07 Haziran 1881 | 38.7 | 42.4 | VII | 9 |
| 10 Şubat 1884 | 37.8 | 42.6 | VIII | Q |
| 1884 | 37.8 | 42.6 | VI | D |
| 1891 | 39.15 | 42.5 | VI | D |

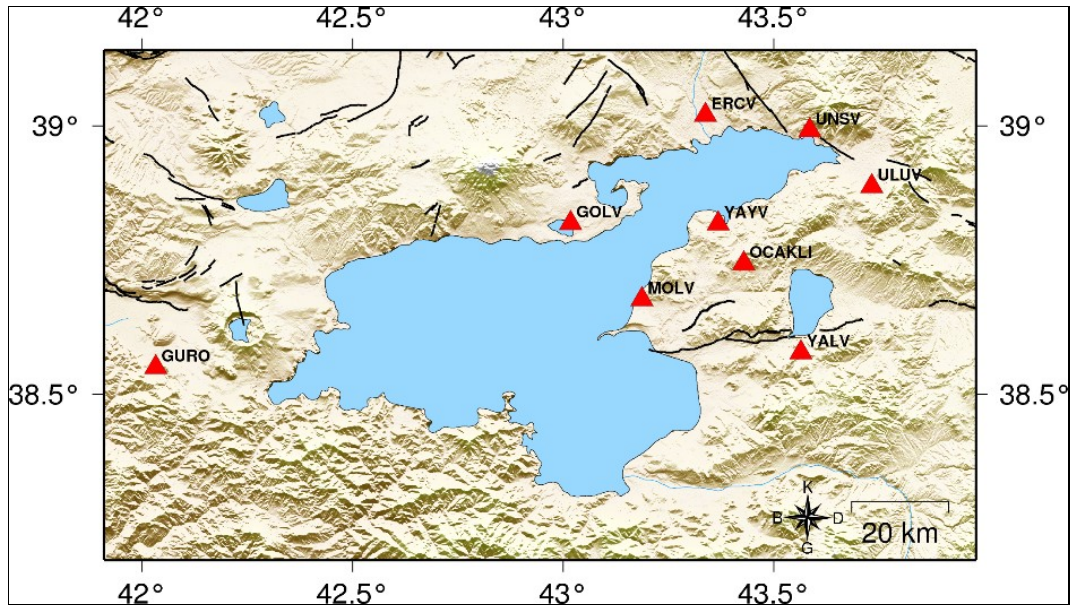
9:Karnik, Q: Soysal, D:Ergin, X:Pınar, A:Ambraseys

23 Ekim 2011 Van depremi (Mw:7,1) Van şehrinin yaklaşık 10 km kuzeyinde 16 km derinlikte meydana gelmiştir. Van depremi ve sonrasında yapılan faylanma ve gerilme analizi çalışmalarına göre Van depremi ve artçıları ağırlıklı olarak ters faylanma mekanizması ile meydana gelmektedir (Kalafat, 2012; Kalafat, 2014). Bu durum bölgenin sıkışma rejimini desteklemektedir. Sıkışma rejimi sonucunda oluşan ters

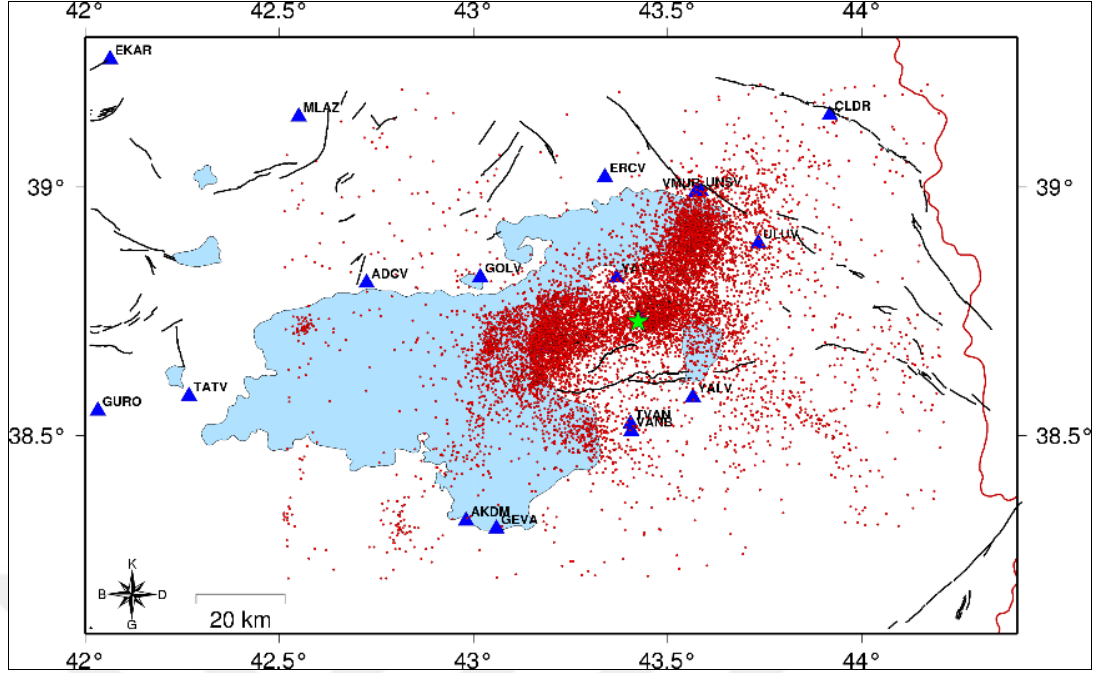
faılanmalar b3lgenin g3ncel tektoniğinde de etkili olarak b3lgede deprem aktivitesinin artmasına neden olmuştur (şekil 1.6). Deprem sonrası b3lgeye yerel bir sismik aç kurularak bu b3lgede meydana gelen artđı sarsıntılar bir yıla yakın bir s3re kaydedilmiştir (şekil 1.5). B3lgede 2015 yılına kadar 10 binden fazla deprem meydana gelmiştir. Deprem ve istasyon dağılımı şekil 1.6'da g3r3lmektedir.



şekil 1.4. 2011 yılı 3ncesi b3lgede meydana gelen depremler (Mavi kareler beşten b3y3k kırmızı daireler $M > 2$ depremler)



şekil 1.5. Deprem sonrası b3lgeye kurulan yeni sismik istasyonların dağılımı



Şekil 1.6. 2011 Van depremi (yeşil yıldız), artçı dağılım ve istasyon konumları

1.2. Bölgenin Sismolojik Özellikleri

Doğu Anadolu'da kabuk yapısı telesismik tomografi, gravite, sismik, manyetik gibi yöntemlerle incelenmiştir. Bölgede yürütülen jeofizik ve jeolojik çalışmalar bu bölgede litosfer kalınlığının ince olduğu yönündedir (Al-Lazki ve diğ.,2003; Gök ve diğ., 2003; Keskin, 2003; Şengör ve diğ., 2003). Sismik tomografi ve alıcı fonksiyonlar çalışmalarına göre kabuk kalınlığının 30-55 km arasında değiştiği belirlenmiştir (Zor ve diğ.,2003; Angus ve diğ., 2006; Özacar ve diğ., 2008; Gök ve diğ., 2011; Gökalp, 2012; Tezel ve diğ., 2013; Vanacore ve diğ., 2013; Pasyanos ve diğ., 2014; Delph ve diğ., 2015). Küresel ölçekli hazırlanan sedimanter derinlik haritasına göre bölgede sediman kalınlığı ise 0-5 km arasında değişim gösterir (Laske ve Masters, 1997). Doğu Anadolu'da litosfer altında belirlenen düşük hız (Pn hızı, 7.6–7.9 km/s) tabakası üst mantoya yerleşen sıcak astenosferik malzeme olarak yorumlanmıştır (Biryol ve diğ., 2011; Salaün ve diğ., 2012; Koulakov, 2011; Delph ve diğ., 2015). Keskin, (2003) sıcak astenosferik yapının bölgenin kabuk ve litosferik yapısını değiştirmiş olabileceğini öne sürmüştür. Diğer jeofizik çalışmalarda litosferik düşük hızın nedeni en üst mantoda düşük hız zonu olarak önerilmiştir (Pamukçu ve Akçığ, 2011; Warren ve diğ., 2013; Delph ve diğ., 2015). Doğu Anadolu bölgesinde kabuk ve üst manto yapılarının belirlenmesi amacıyla çok sayıda çalışma yürütülmüş olsa da üst manto

astenosferik yapıyı etkileyen faktörler henüz tam olarak açıklanamamıştır (Şengör ve diğ., 2003; Keskin, 2007; Pamukçu ve Akçığ, 2011).

Bölgede yürütülen diğ er bir ç alışma 2003 yılında Doç u Anadolu Sismik Deneyi (DASD) projesidir. Bu ç alışma kapsamında Doç u Anadolu Yığ ışım Karmaşığ ının litosferik yapısı ile ilgili farklı jeofizik ç alışmalar yürütülmüştür. Proje Bitlis Sütur zonu ve Aras nehri arasında kalan bölge olup Van Gölü'nün batısında sonlanmıştır. DASD kapsamında Doç u Anadolu bölgesinin altında litosferik mantonun olmadığ ı ve bölgenin astenosferik manto üzerinde olduğu sonucuna varmışlardır (Al-Lazki ve diğ., 2003; Gök ve diğ., 2000 ve 2003; Sandvol ve diğ., 2003; Angus ve diğ., 2006). Buna göre Anadolu Platosu altında düşük (<7.8 km/s) Pn hızları gözlenmiştir. Doç u Anadolu'da Sn hızlarını gözlenememesini astenosferik yükselime bağ ılı litosfer kaybı olarak yorumlanmıştır. Angus ve diğ. (2006) S-dalgası alıcı fonksiyon analizi ç alışmasında 42°D boylamında Van ili yakınlarında Kuvaterner volkanik merkezlerin yakınında yaklaşık 10 km derinlikte kırılğan üst kabuk ve daha esnek alt kabuk modeli tanımlamışlardır. Aynı ç alışmada 25 km derinlikte düşük hız zonu kısmi erime bölgesi olarak tanımlayarak Doç u Anadolu yığ ışım kuşağ ında litosfer kalınlığ ının ince ve yaklaşık ~60-80 km kalınlıkta olduğ unu ileri sürmüşlerdir. Gök ve diğ.(2007) Van Gölü yakınlarında (30–38 km) alt kabuk derinliğ inde ç ok düşük S dalga hız ı belirlemişlerdir (~3.6 km/s). Göğ üç ve Pysklywec (2008) düşük hız zonunun Doç u Anadolu bölgesinde yer alan neojen Holosen volkanizmasına bağ ılı olduğ unu göstermişlerdir.

Doç u Anadolu bölgesi altında litosferik mantonun kopması sonucunda kabukta sıkışma ve kalınlaşma, diğ er zonlarda ise aç ılıp-incelme meydana gelmiştir (Zor, 2008). Ayrıca bölgede yürüttüğ ü tomografi ç alışmasında elde edilen negatif hız anomalisinin üst mantoda yükselen sıcak astenosfer olabileceğ i sonucuna varmışlardır.

Türkoğ lu ve diğ. (2008)'nin Doç u Anadolu'da yürüttüğ ü manyetotellürik ç alışmada üst mantonun sığ ve kısmi erimeye uğ ramış malzeme içeriğ i nedeniyle ç ok düşük resistiviteye sahip olduğu gözlenmiştir.

Özacar (2010) telesismik P dalga alıcı fonksiyonlar yöntemi ile kabukta kısmi ergime değ işimine bağ ılı olarak Van Gölü'nün batısında Moho derinliğ ini ~38 km ($V_p/V_s \geq 1.85$), ortalama Moho derinliğ ini ise 40 km olarak belirlemiş ve Van Gölü'nün

kuzeyinde ise düşük hız zonu olduğunu ileri sürmüştür. Gök ve diğ. (2011) Van Gölü ve civarında Moho derinliğinin 40-42 km olduğunu, bunun yanı sıra 10 km, 35 km, 85 km derinlikleri için sismik dalga hızlarını sırasıyla $V_s = 3.2$ km/s, $V_s = 3.7$ km/s, $V_s = 4.1$ km/s hızlarını elde etmişlerdir. Kabuk (Lg) ve üst manto (Sn) bölgesel fazlarının Doğu Anadolu Platosu boyunca kaybolmasının nedenini ince veya litosferik mantonun yokluğu olarak yorumlamışlardır. Mutlu ve Karabulut (2011) ise Orta Anadolu'nun doğusunda volkanik alanların altında düşük (<7.6 km/s) Pn hızı elde etmişlerdir. Elde ettikleri bazı yüksek P hızlarından ötürü (~ 8.0 km/s) litosferik mantonun tamamen yok olmadığını ileri sürmüşlerdir. Ayrıca Van Gölü ve civarında Moho derinliğinin 38 ile 42 km arasında değiştiğini belirlemişlerdir.

Bakırcı ve diğ. (2012) Doğu Anadolu'da yürüttükleri Rayleigh faz hızı analizi çalışmasıyla S dalga hızlarının düşük olduğunu, 50 km derinlikte ~ 4.0 km/s belirlemişlerdir. Ateş ve diğ. (2012) Doğu Anadolu'da ortalama kabuk kalınlığının 38-43 km arasında değiştiği şeklinde yorumlamışlardır. Gökalp (2012) Doğu Anadolu Platosunda elde edilen yüksek hızların üst kabukta ofiyolitik birimlerden kaynaklandığını ileri sürmüştür. Düşük hızların ise yüksek sıcaklıkta magma odalarından veya (≥ 20 km) derinliğinde kısmi ergimeye uğramış üst mantodan kaynaklandığı sonucuna ulaşmıştır.

Vanacore ve diğ. (2013) telesismik depremlere uyguladıkları alıcı fonksiyonlar yöntemi ile Türkiye'nin kabuk yapısını belirlemişlerdir. Doğu Anadolu'da Moho derinliğini yaklaşık $\sim 40-55$ km olarak belirlemişlerdir. Çalışmalarında elde ettikleri yüksek V_p/V_s oranının (>1.85) bölgedeki volkanik alanlardan kaynaklandığı sonucuna varmışlardır.

Tezel ve diğ. (2013) Doğu Anadolu'da Moho derinliklerinin 40-46 km arasında ve V_s hızının ise 4.0-4.2 km/s arasında değiştiği sonucuna varmışlardır. Warren ve diğ. (2013) yürüttükleri çalışmada 10 km derinlikte 3.4 km/s ve 30 km derinlikte 3.6 km/s düşük hızları genç volkanizmaya bağlamışlardır.

Delph ve diğ. (2015a) yüzey dalgası ters çözüm ve alıcı fonksiyonlar yöntemleri ile Anadolu Plakasının kabuk kalınlığını üç boyutlu modellemişlerdir. V_s dalga hızlarını belirleyerek, Doğu Anadolu Platosu boyunca V_s hız değişiminin 3.2 km/s ile 3.5 km/s aralığında olduğunu belirlemişlerdir. Bu çalışmada Van Gölü civarında kabuk

kalınlığının yaklaşık 40 km olduğunu ve S-dalga hızının ise yaklaşık 4.2 km/s olduğunu bulmuşlardır. Van Gölü civarında üst mantoda 5 km derinlikte elde ettikleri düşük V_s (4.23 km/s) hızını sıcak astenosfer akışına bağlamışlardır.

Çınar (2017) Van Gölü ve civarında Rayleigh dalgası faz hızı dispersiyon yöntemi ile kabuk ve üst manto yapısını belirlemiştir. Van Gölü civarında ~30-40 km derinlikte volkanizmaya ve kısmi ergimiş mantoya bağlı olduğu düşünülen düşük hız zonu belirlenmiştir. Moho derinliği ise yaklaşık 42 km hesaplanmıştır. Üst mantoya ait ortalama S dalga hızı ise 4.3 km/s'den düşük modellenmiştir.

Üst mantoda gözlenen düşük Pn hızlarının (7.6–7.9 km/s) bölgedeki astenosferik manto yükseliminin neden olduğu geniş ölçekli tomografi çalışmalarında gözlenmiştir (Al-Lazki ve diğ., 2003; Gök ve diğ., 2003; Lei ve Zhao, 2007; Biryol ve diğ., 2011; Koulakov, 2011). Alıcı fonksiyon tekniği ile yürütülen çalışmada Arabistan litosferinin Doğu Anadolu litosferine göre daha kalın ve yaklaşık 75-160 km olduğu ve Doğu Anadolu'da litosfer kalınlığının ise 40-90 km aralığında değiştiği belirlenmiştir (Angus ve diğ., 2006; Özacar ve diğ., 2008; Zor, 2008; Pasyanos ve diğ., 2014).

Utkucu ve diğ., (2013) 23 Ekim 2011 Van depremi öncesi ve sonrasında stres değişimlerini belirlemek amacıyla Coulomb stres yöntemini uygulamışlardır. 2011 Van depremi kırılma düzlemi üzerinde kosmik stres etkisi olduğunu ve depremin 7 Nisan 1646 Van depremine neden olduğu düşünülen Gürpınar fayı üzerinde stres gölgesi oluşturduğu sonucuna varmışlardır. 1646 depreminin Van Gölü ve civarında tekrarlanabileceği sonucunu elde etmişlerdir. Artçı dağılımın dört farklı küme oluşturduğunu stres değişimi ile artçı dağılım arasında açık bir korelasyon olduğu sonucuna varmışlardır.

Oruç ve diğ. (2017) bölgede yürüttükleri topoğrafya ve gravite verilerinin koherans ilişkisinden bölgenin efektif elastik kalınlığını ortalama 18.7 km olarak belirlemişlerdir. Çalışmalarında litosfer astenosfer derinliğini yaklaşık 84 km, Moho derinliğini ise yaklaşık 39 km hesaplamışlardır. Doğu Anadolu bölgesinde litosfere ait reolojik modelde güçlü ve kırılğan üst kabuk, zayıf ve sünek alt kabuk olarak modellemişlerdir. Mahatsente ve diğ. (2018) Doğu Anadolu bölgesinin litosferik yapısını incelemek amacıyla yürüttükleri gravite çalışması sonucunda bölgede kabuk kalınlığının batıdan doğuya artan topoğrafya yükselimine bağlı 33 km ile 46 km

arasında arttığını göstermişlerdir. Doğu Anadolu'da yürütülen jeofizik çalışmalarda litosferik manto kalınlığı yaklaşık 60 km bulunmuştur (Al-Lazki ve diğ., 2003; Sandvol ve diğ., 2003). Doğu Anadolu bölgesinde litosfere ait Pn dalga hızının 7.6-7.9 km aralığında düşük hız zonu içerdiği (Biryol ve diğ., 2011; Salaün ve diğ., 2012; Koulakov, 2011; Delph ve diğ., 2015b) gözlenmiştir.



2. VAN GÖLÜ VE ÇEVRESİNİN BİR BOYUTLU HIZ YAPISININ BELİRLENMESİ

2.1. Bir Boyutlu Hız Modeli

Bir boyutlu sismik hız modellerinde yanal yönde hızın sabit, düşey yönde ise hızın değiştiği kabul edilir. Bu açıdan üç boyutlu yeraltı hız modeli ters çözüm işlemine göre daha kolay izlenebilir. Üç boyutlu sismik tomografi çalışmalarında bir boyutlu hız modeli başlangıç referans model olarak kullanılır. Lokal deprem tomografi yöntemi sonuçları bir boyutlu başlangıç referans modeline bağlıdır. Üç boyutlu deprem tomografi yönteminde elde edilen sonuçlar başlangıç referans modellerine ve odak konumlarına bağlı olarak değişebilir (Kissling ve diğ., 1994). Başlangıç referans modelindeki hatalar üç boyutlu görüntünün sadece kalitesini değil aynı zamanda güvenilirlik hesaplamalarını da etkileyebilmektedir. Bu nedenle güvenilir ve kaliteli üç boyutlu hız modelleri elde etmek amacıyla o bölgeye uygun referans hız modeli kullanılmalıdır. Bu amaçla Kissling (1988) iki aşamalı bir yöntem geliştirmiştir. İlk adımda iyileştirilmiş odak konumları ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak, P ve S fazları seyahat zamanı verileri ters çözümü “minimum bir boyutlu model” oluşturulur. Minimum bir boyutlu hız modeli odak parametrelerinin, bir boyutlu hız P dalga hızı (V_p) ve S dalga hızı (V_s) modellerinin, istasyon düzeltmelerinin eş zamanlı ters çözümü ile elde edilerek en küçük ortalama RMS değerlerini veren modeldir. İkinci adımda, elde edilen bir boyutlu model kullanılarak üç boyutlu tomografik ters çözüm uygulanır. Minimum bir boyutlu hız modeli ile elde edilen hızların o tabakaya ait olabilecek en doğru hız olduğu ve bu model ile elde edilen odak konumlarının daha güvenilir olduğu kabul edilir.

Bir boyutlu P ve S hız yapılarının belirlenmesinde istasyon yükseklikleri de çözüme katılır. Böylece deprem derinlik ve konumları daha güvenilir elde edilir.

Bir boyutlu P dalga hızı modelleme aşamasında önemli olan parametreler; odak-istasyon arası seyahat zamanları, istasyon düzeltmeleri ve başlangıç hız modelidir.

2.2. Yöntem

Bir boyutlu ters çözüm probleminde bir depremde açığa çıkan sismik dalgaların gözlenen varış zamanları ve sismik istasyonların konumları bilinen parametreler, odak parametreleri, P ve S dalga hızları bilinmeyen parametreler olarak kabul edilir. Buna göre varış zamanı fonksiyonu basitçe

$$t_{göz} = f(i, d, m) \quad (2.1)$$

olarak ifade edilir.

Problemden istasyon konumları (i), depremlerin oluş zamanları (t_0) ve deprem derinliklerine bağlı olarak (d) ise elde edilen ışın yolları boyunca hız alanının (m) doğrusal olmayan bir fonksiyon biçiminde tanımlanır (Kissling, 1994). Bu problemde bilinmeyen odak parametreleri V_p ve V_s hızlarını kestirebilmek için başlangıç modeli olarak belirli bir hız modeli kullanılması gerekir. Bu hız modeli ile belirlenen deprem konumlarından istasyonlara seyahat eden ışınlar için kuramsal varış zamanları (t_{hes}) hesaplanabilir. Jeofizik modellemede ters çözüm, gözlenen verilerle model parametreleri arasındaki ilişkiye bağlı olarak elde edilir. Buna göre veri ile model parametreleri arasında doğrusal olmayan, hız ve seyahat zamanları arasında ise doğrusal bir ilişki vardır. Seyahat zamanları ile ortamın geometrisini temsil eden odak parametreleri arasındaki ilişki doğrusal olmadığından, ters çözümde problem doğrusal olmayan bağıntılar sisteminin çözümünü gerektirir. Gözlemsel veri sayısı bilinmeyen model parametre sayısından fazla olduğundan türev tabanlı bir yöntem olarak en küçük kareler tekniği ile seyahat zamanı farklarının Taylor serisine açılmasıyla şu bağıntı elde edilir;

$$t_{rez} = t_{göz} - \sum_{k=1,4} \frac{\partial f}{\partial \Delta h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1,n} \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (2.2)$$

$t_{göz}$, gözlemsel seyahat zamanı, t_{hes} , hesaplanan seyahat zamanı olmak üzere “e” terimi, serinin yüksek dereceli türev terimlerinin toplamına karşılık gelir. Bu terim

sıfıra yakın olduğundan ihmal edilir. f gözlemsel seyahat zamanları olup, eşitliğin sağ tarafındaki türev terimleri seyahat zamanlarının bilinmeyen odak parametreleri ve hızlara göre kısmi türevlerini temsil eder. (2.2) eşitliğinin simgesel gösterimi

$$t = Hh + Mm + e = Ad + e \quad (2.3)$$

olarak yazılabilir. Burada t seyahat zamanı rezidüelleri vektörü, H seyahat zamanının odak parametrelerine göre kısmi türevleri, h odak parametre düzeltme vektörü, M : Seyahat zamanlarının model parametrelerine göre kısmi türevleri matrisi, m model parametreleri düzeltmesi, e seyahat zamanı hata vektörüdür. A ; tüm parametrelere göre kısmi türev matrisi, d ; model parametre düzeltme vektörü olarak tanımlanır. (2.3)'nolu bağıntıda Mm etkisini ihmal edilmesi odak konumlarında sistematik hataların oluşmasına neden olurken Thurber (1992), Hh parametresini ihmal edilmesi hız parametrelerinin yanlış hesaplanmasına neden olacaktır.

Genel olarak bir bölgeye ait bir boyutlu P dalga hız modelinin belirlenebilmesi için bir boyutlu başlangıç giriş hız modeli seçilir. Bu model daha önce o bölgeye ait belirlenmiş model olabilir. Bu modelin olmaması halinde birden fazla yapay hız modelleri oluşturulur ve en küçük RMS değeri veren model başlangıç giriş modeli olarak kabul edilir. Bu alanda istasyon dağılımına bağlı olarak dağılımın merkezine yakın referans istasyon seçilir. Bu amaçla deprem kayıt kapasitesi yüksek ve kaliteli veri kayıt edebilen bir istasyon seçilmelidir. Yüksek miktarda veri olması durumunda GAP değerinin düşük olduğu kaliteli veri kümesi seçilerek ters çözüm işlemi yürütülür. İlk ters çözüm adımında elde edilen hız modeli ikinci ters çözüm adımında giriş verisi olarak kullanılır. Her ters çözüm adımı sonrasında birbirine çok yakın hız değerlerine sahip yer altı katman derinlikleri birleştirilir. Bu işleme deprem konumları hız değerleri ve istasyon gecikmeleri az değişim gösterene kadar devam edilir. RMS değerlerinde önemli bir düşüş olmaması durumunda yineleme adımları durdurulur. Ters çözüm sonrası elde edilen bir boyutlu başlangıç hız modeli ile tüm depremler yeniden konumlandırılır. Minimum bir boyutlu V_p hız modelinin belirlenmesi amacıyla güncellenmiş hız modeli ve istasyon rezidüelleri ile yeni veri kümesi için ters çözüm adımları tekrar edilir. Bu adımın amacı toplam konum hatalarını en düşük olmasını sağlayacak bir boyutlu hız modelinin (hız parametreleri ve istasyon rezidüellerinin) hesaplanmasıdır. Elde edilen sonuçların kalitesi odak konumlarına uygulanan

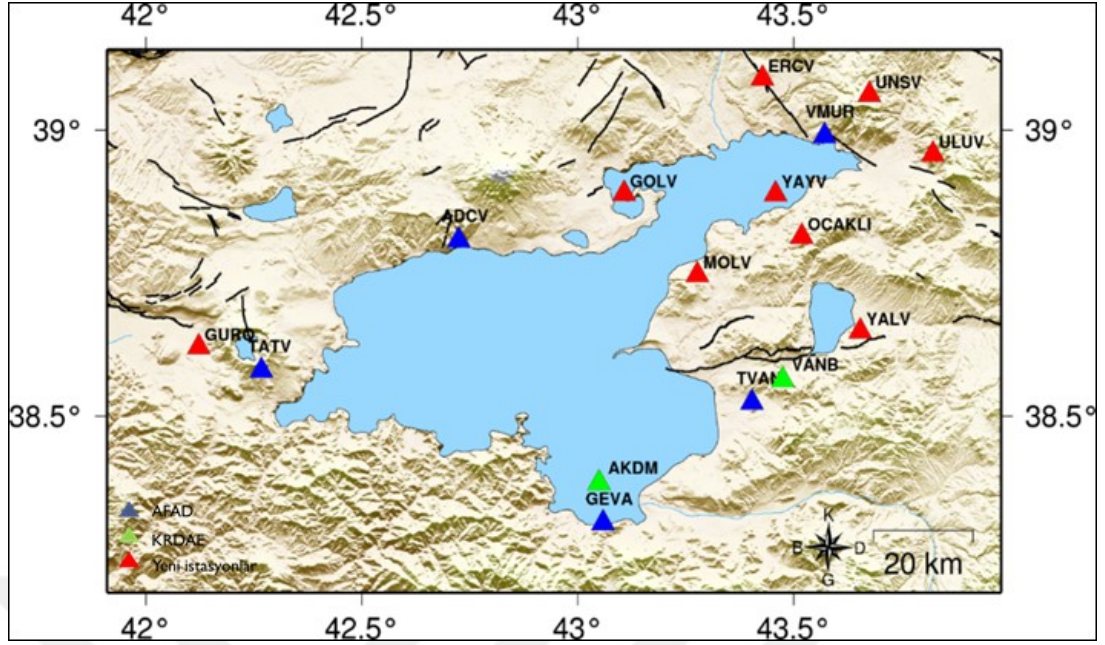
sistematik ve rastgele yerdeğiřtirme tekniđi ile sađlanır. En dűřuk RMS rezidűellerine karřılık gelen hız modeline “minimum bir boyutlu hız modeli” adı verilir.

Bir boyutlu V_p/V_s hız modelinin belirlenmesi amacıyla öncelikle yüksek kalitede P ve S faz okumalarına sahip yeni bir veri seti seçilir. Önceki adımda elde edilen bir boyutlu P dalga hız modeli referans olarak alınır ve istasyon rezidűelleri birlikte kullanılarak deprem konumları belirlenir. Her tabaka için Wadati diyagramları oluşturulur ve hesaplanan V_p/V_s oranlarından ilgili katmanlara ait S dalga hızları elde edilir ve “minimum bir boyutlu S fazı hızı” elde edilinceye kadar işlemlere devam edilir.

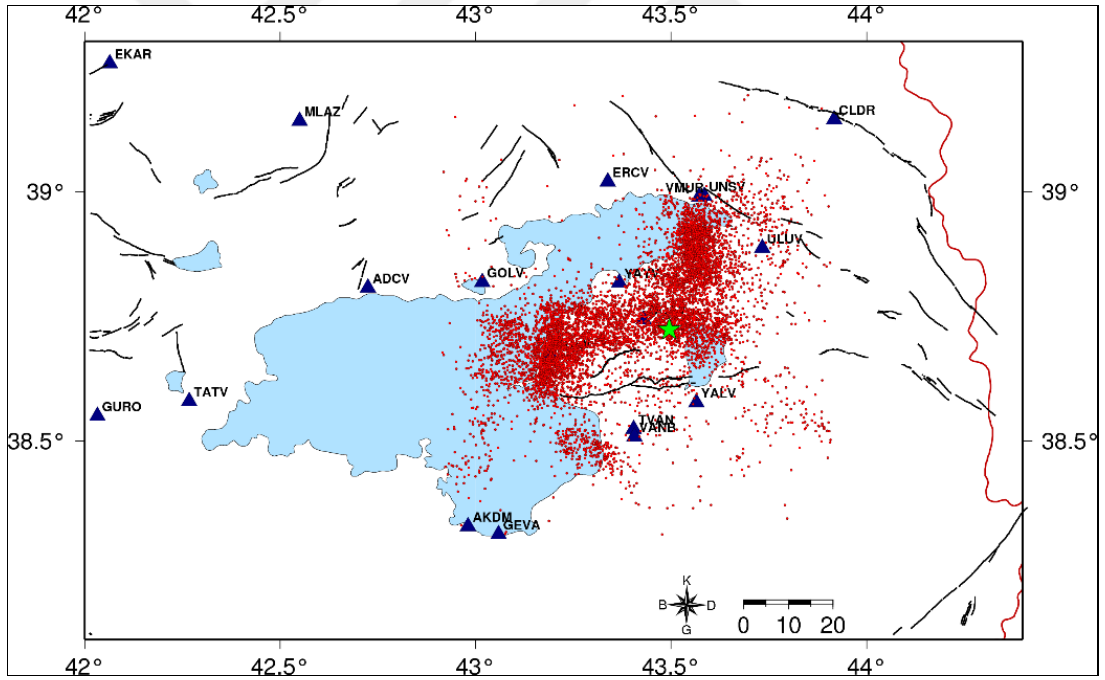
2.3. Van Gölü ve Çevresinin V_p ve V_p/V_s Hız Modelleri

Bir boyutlu minimum hız modeli elde etmek amacıyla Kissling (1988), Fortran programlama dilinde yazılan VELEST algoritması kullanılmıştır. Gölü ve çevresinin bir boyutlu V_p , V_p/V_s hız modellerinin belirlenmesi amacıyla farklı istasyon ağlarından elde edilen deprem kayıtlarının birleştirilerek deprem odak parametreleri belirlenmiş (enlem, boylam, derinlik ve büyüklük), kaliteli veri seçimi ile V_p ve V_p/V_s dalga hızları belirlenerek ters çözüm doğruluk testleri uygulanmıştır.

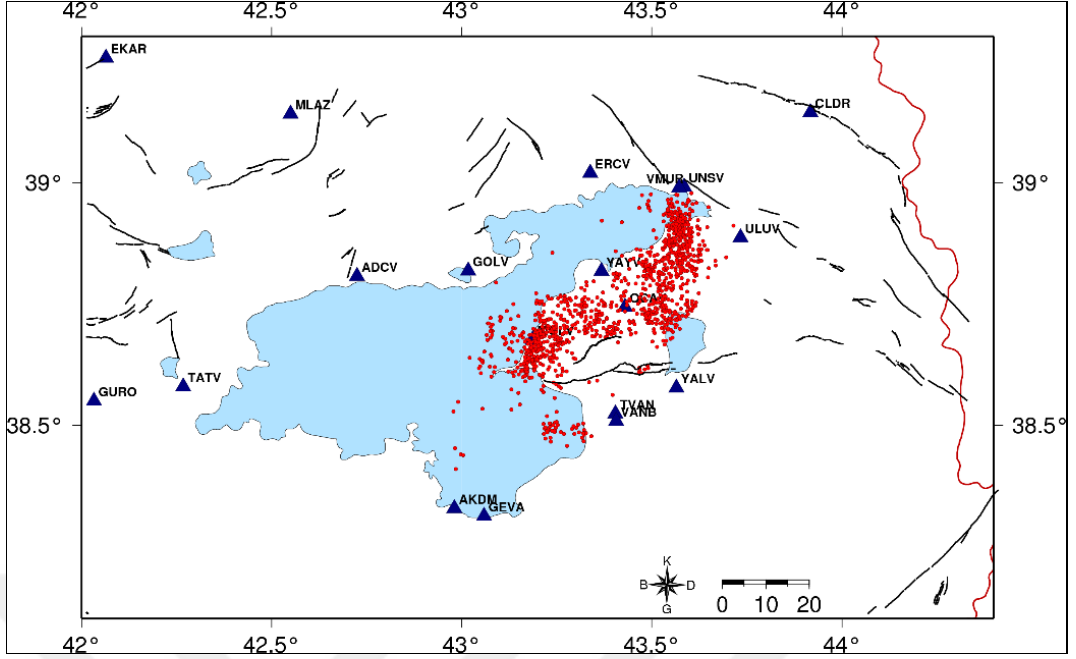
Van depremi sonrasında istasyon dağılımını homojen hale getirmek ve detaylı sismolojik çalışmalar yürütmek amacıyla bölgede 10 sismik istasyon kurularak yaklaşık sekiz ay süre ile bölgenin deprem aktivitesi izlenmiştir. Elde edilen veriler KRDAE ve AFAD kurumlarına ait istasyon verileri ile birleştirilerek yeni bir veri seti oluşturulmuştur (Şekil 2.1). Böylece GAP değerlerinin küçülmüş ve gözlem sayısı artarak kaliteli bir veri seti elde edilmiştir. Bölgede yaklaşık 10 bin deprem zSacWin (Yılmaz, 2012) programı ile yeniden P ve S okumaları yapılarak konumlandırılmıştır (Şekil 2.2).



Şekil 2.1. Çalışma alanında yer alan istasyon konumları



Şekil 2.2. Yeniden konumlandırılan 2011 Van depremi ve artçı deprem dağılımı (yeşil yıldız ana şok, mavi üçgenler istasyonlar ve kırmızı noktalar artçı dağılımı temsil etmektedir).



Şekil 2.3. Bir boyutlu hız modelinde kullanılan depremler

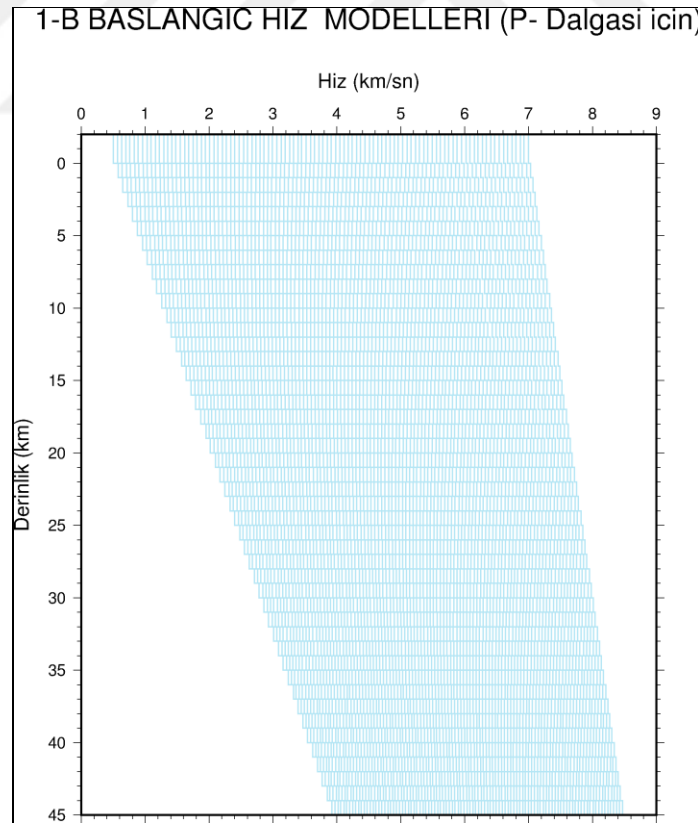
Bu veri setinden Van depreminden 350 km'lik dış-merkez uzaklığında yer alan 16 istasyon tarafından kaydedilen veriler seçilerek Pınar ve diğ. (2007) hız modeli ile VELEST programında yeniden konumlandırılmıştır (Şekil 2.3). Bunun nedeni deprem parametrelerinin belirlenmesi aşamasında VELEST programının istasyon yüksekliklerinin de hesaba katması ve Pınar (2007) kabuk modelinin daha önceki çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre elde edilmiş o bölgeye ait ortalama bir hız modeli olmasıdır.

Bu veri setinden en az 10 istasyonda gözlenen ve GAP değeri 180°'den küçük olan 1193 deprem, bu depremlere ait 12638 P-fazı okuması bir boyutlu ters çözüm için seçilmiştir. Ters çözüm işlemine 100 adet giriş modeli ile başlanmıştır (Şekil 2.4). Model derinlikleri (-3) km ile 45 km derinlik arasında değişen 1 km kalınlıkta tabakalardan oluşur. P dalga hızları yüzeyde 0.5–7 km/s aralığında, en derin katmanda ise 4–8.5 km/s aralığında değişim gösterir (Şekil 2.5).

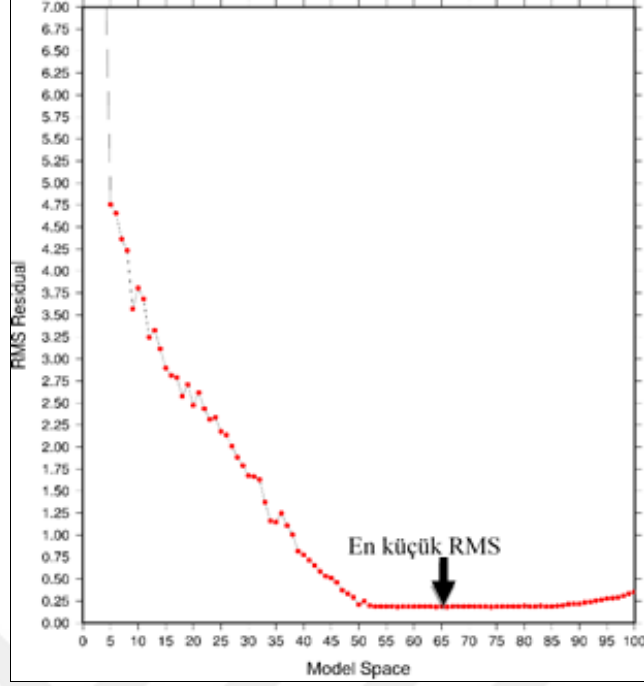
Oluşturulan 100 model, model ve deprem odak parametreleri hesabı amacıyla ters çözüme girmiştir. Her bir model için en fazla 9 yinelemeli ters çözüm yapılmıştır. Ters çözüm sonucunda en küçük RMS değerini veren model referans model olarak kabul edilmiştir. Modeller arasında en düşük RMS değeri veren model referans 66. Model olarak kabul edilmiştir (Şekil 2.5 ve 2.6). Referans model ile başlanan her ters çözüm

adımı sonrasında hesaplanan parametreler (hız, odak parametreleri ve istasyon düzeltmeleri), bir sonraki işlem adımına giriş verisi olarak kullanılmıştır. Belirli sayıda ters çözüm yineleme adımı tamamlandığında ve RMS değerleri yeterince küçüldüğünde, elde edilen yeni model giriş modeli ile karşılaştırılmıştır. Giriş modellerinde tabaka hızlarının birbirine çok yakın olması halinde çok yakın P dalga hızlarını veren tabakalar birleştirilerek yeni “güncellenmiş P hız modeli” elde edilmiştir (Şekil 2.6).

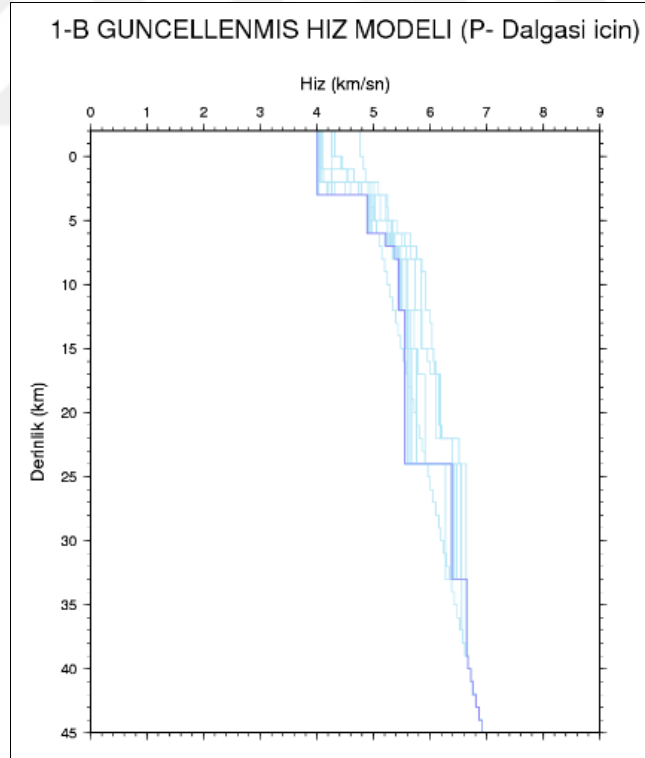
Güncellenmiş model bir boyutlu modele en yakın modeldir. Elde edilen güncellenmiş bir boyutlu P dalga hız modeli ile VELEST algoritması ile deprem konumları yeniden hesaplanmıştır. Ters çözüm yineleme işlemleri tekrarlanarak en düşük RMS içeren veri setini veren model “minimum bir boyutlu P- hız modeli” olarak kabul edilmiştir (Şekil 2.7). Elde edilen "bir boyutlu minimum hız modeli" ve istasyon rezidüelleri kullanılarak tüm depremler yeniden konumlandırılmıştır (Şekil 2.8). Burada deprem konumlarının ana şok konumuna doğru yer değiştirdiği gözlenmektedir.



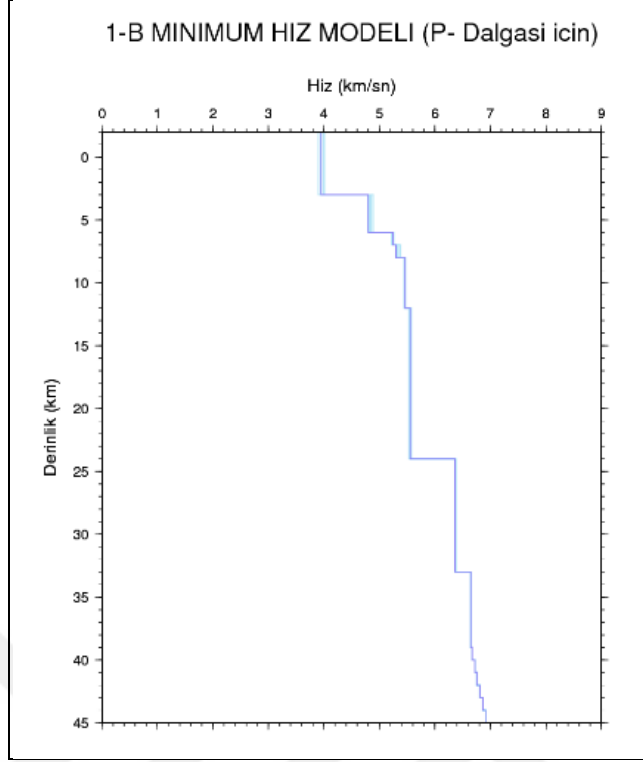
Şekil 2.4. Bir boyutlu model başlangıç hız modelleri



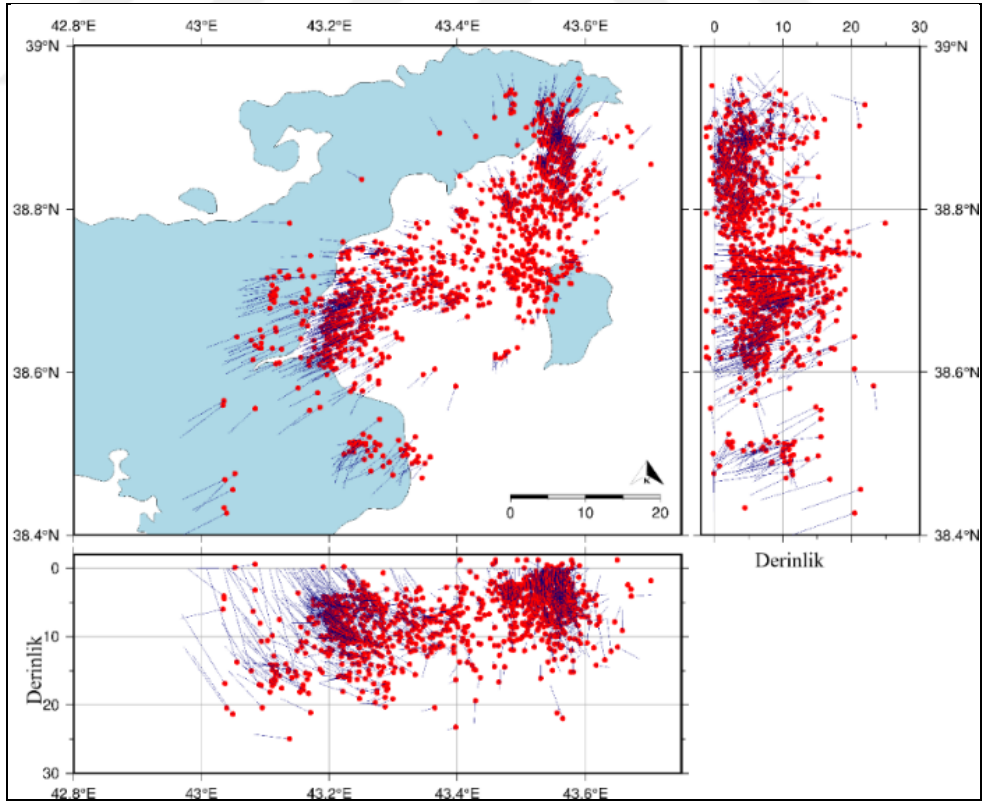
Şekil 2.5. En düşük RMS değerini veren hız modeli



Şekil 2.6. Güncellenmiş bir boyutlu P dalgası hız modeli (koyu mavi)



Şekil 2.7. Bir boyutlu minimum hız modeli (V_p)



Şekil 2.8. Bir boyutlu hız modeli ile konumlandırılan depremler. Mavi çizgiler depremlerin ilk konumlarından yeni konumlarına geçişi temsil etmektedir.

2.4. Bir Boyutlu V_p/V_s Modeli

Van Gölü ve çevresinin bir boyutlu V_p/V_s hız modelinin oluşturulması aşamasında P ve S faz okumaları birlikte ters çözüme parametre olarak girmiştir. S dalga hız modeli belirlenmesi aşamasında P dalga hız modelinden daha farklı bir yöntem izlenmektedir. S dalga hızı modelinin belirlenebilmesi amacıyla elde edilen bir boyutlu P dalga hızı kullanılır. Vs dalga hızı yerine V_p/V_s hızı hesaplanır. P dalga hız modeli için kullanılan veri setinden GAP değeri 180° den küçük ve en az 10 P ve 5 S faz okuması içeren 855 deprem verisi seçilmiştir.

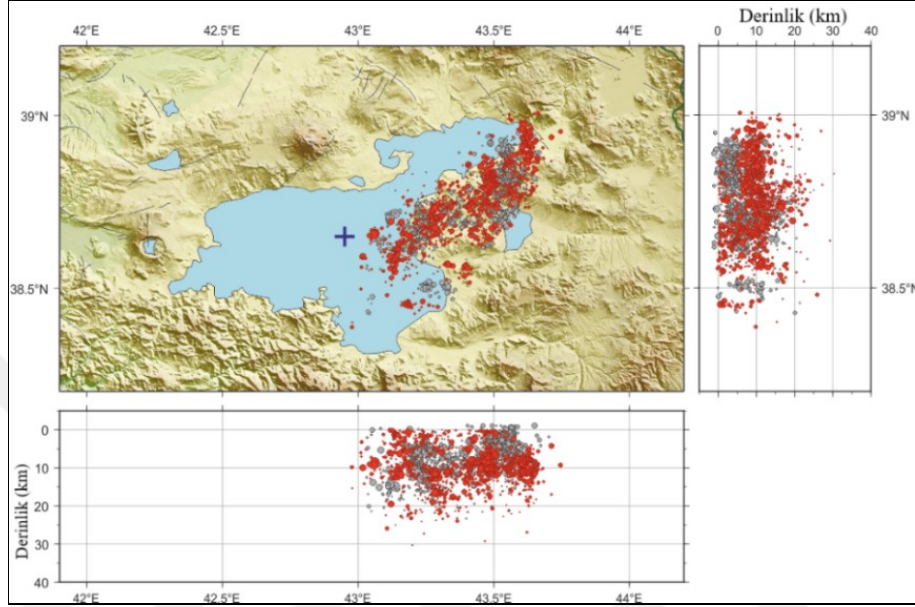
Genel olarak S fazı okuma hatalarının P faz okumalarına göre daha yüksek olması nedeniyle giriş modelleri V_p/V_s oranlarından oluşur. En düşük değeri 1.2 olan ve en yüksek değeri 2.0 olan V_p/V_s oranlarına sahip 100 adet model üretilmiştir. Her katman için oluşturulan Wadati diyagramları ve buradan elde edilen V_p/V_s oranları o katmana ait S faz hızını yaklaşık olarak vermektedir. 100 model arasında en düşük RMS değerini veren model referans model olarak seçilerek ters çözüm uygulanmıştır. Ters çözüme giren 100 modelden V_p/V_s oranı 1.55 olan modelde en düşük RMS değeri elde edilmiştir. Bu model başlangıç referans modeli olarak seçilmiştir. Uygulanan ters çözüm sonucu en son elde edilen bir boyutlu güncellenmiş model S- hız modeli olarak kabul edilmiştir. Bu hız modeli ve istasyon düzeltmeleri kullanılarak yeniden deprem konumları hesaplanmıştır.

2.5. Doğruluk Testleri

Bir boyutlu P ve S dalga hız modellerinin doğruluğunu ve çözüm kalitesini test etmek amacıyla elde edilen hız modellerine farklı kararlılık testleri uygulanmıştır. Kararlılık testlerinde ters çözüm sonrası elde edilen deprem konumları belirli yönlerde doğu batı (+x, -x), kuzey, güney (+y -y) ve yukarı aşağı (+z, -z) yönünde yerdeğiştirilir. Kaydırılan noktalardaki yeni koordinatlar yeniden ters çözüme girer ve eski konumlarına dönmeleri kontrol edilir. Rastgele ve sistematik olmak üzere iki türlü test uygulanmıştır.

2.5.1. Rastgele kayma testi

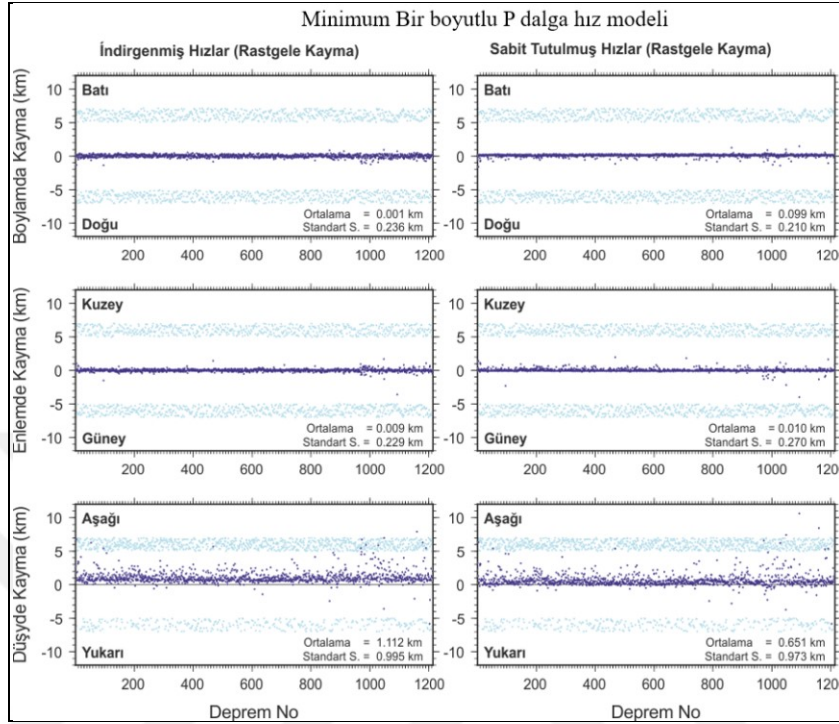
Bir boyutlu P dalga hız modeli ile elde edilen deprem konumları boylamda doğu-batı enlemde kuzey-güney ve derinlik ortamında yukarı ve aşağı yönlerde gerçek konumlarından 6-8 km kaydırılarak yeni model ile ters çözüme girer (Şekil 2.9).



Şekil 2.9. Rastgele Kayma Testi (gri daireler ilk konumlar kırmızı daireler yer değiştirilen depremler)

Bu test iki türlü uygulanmıştır. Birinci testte model değişimine izin verilirken ikinci testte model değişimi sabit tutulmuştur. Model değişimine izin verilen rastgele kayma testinde rastgele kaydırılan konumlar katman hızlarına çok az değişim uygulanarak ters çözüme girmiştir (Şekil 2.9.). Yineleme işleminde tüm koordinatların eski konumlarına dönmesi hesaplanan modelin güvenilir olduğunu gösterir (Şekil 2.10). Şekil 2.10'da açık mavi noktalar gerçek ve kaydırma sonrası konumlar arasındaki farkı, koyu mavi noktalar ise ters çözüm sonrası elde edilen konumlar ile gerçek konumlar arasındaki farkı göstermektedir. Ters çözüm işleminden sonra boylamda ortalama kayma değerleri 0.001 km, enlemde 0.009 km, düşey yönde derinlik için 1.112 km'dir. Ortalama değerler sıfıra yaklaştıkça elde edilen hız modeli gerçek yapıya yakın kabul edilir. İkinci testte hız değerleri ve model parametreleri sabit tutularak (büyük sönüm faktörleri kullanarak) ters çözüm sonrası yeni konumlar elde edilmiştir (Şekil 2.11). Model parametrelerinin sabit tutulması nedeniyle tabaka hızları hesaplanamamakta yalnızca deprem konumları belirlenmektedir. Test sonucunda elde

edilen sonuçlara göre boylamda ortalama farklar 0.099 km, enlemde 0.010 km, derinlikte 0.651 km ortalama kayma gözlenmiştir.



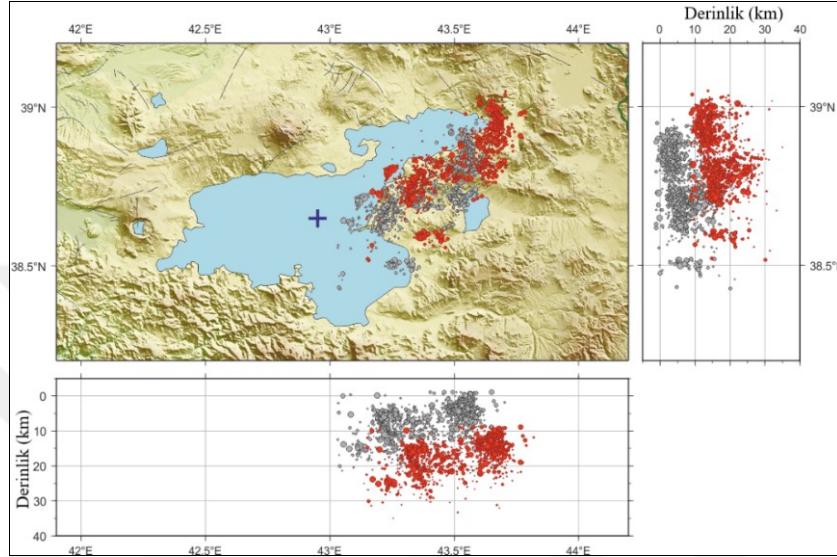
Şekil 2.10. Rastgele kayma testi sonuçları

Her iki test sonucuna baktığımızda elde edilen bir boyutlu P dalgı hız modelinin çözüm gücünün yüksek olduğunu görebiliriz. Kayma miktarı kısmen büyük olsa da odak parametreleri model parametreleri ters çözümü sonucu depremler gerçek konumlarına geri dönmekte ve tabaka hızlarında çok büyük değişim olmamaktadır.

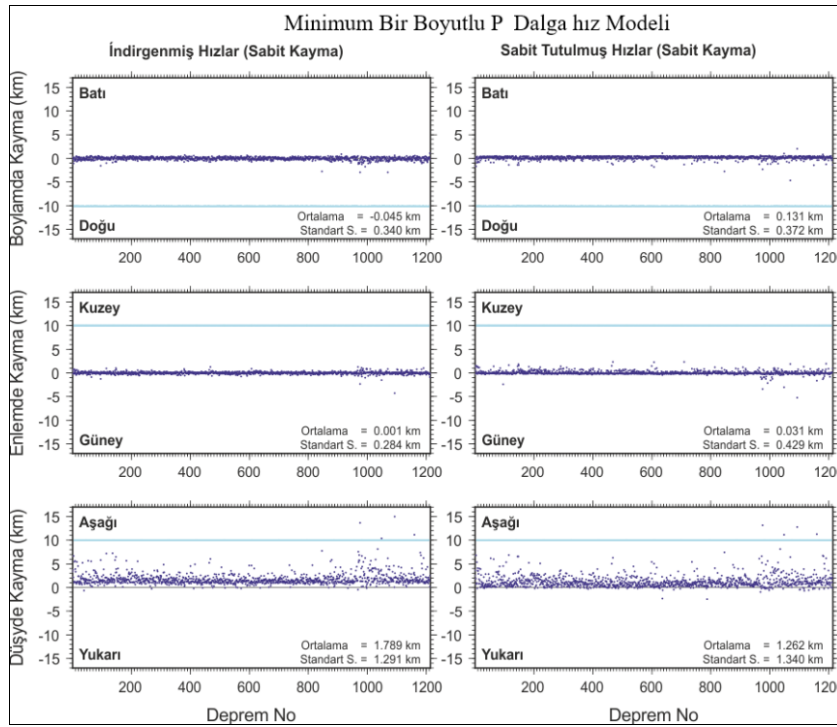
2.5.2. Sistematik kayma testi

Bu test de model değişimine izin verilen ve model değişimine izin verilmeyen iki aşamadan oluşur. Model değişimine izin verilen sistematik kayma testinde deprem konumlarına 10 km sabit bir uzaklık değeri tek yönde eklenerek yukardaki testler uygulanmıştır (Şekil 2.11). Boylamda doğu, enlemde kuzey yönlü ve düşey ortamda daha derine kaydırılan koordinatlar yeni model ile ters çözüme girmiştir. Elde edilen sonuçlara göre bu testte konumlar gerçek yerlerine dönmekte ve tabaka hızlarında da büyük değişim meydana gelmemektedir (Şekil 2.12). Çözüm sonrası ortalama farklar boylamda -0.045 km, enlemde -0.001 km ve derinlikte 1.789 km olarak gözlenmiştir. Model değişimi sabit tutulan sistematik kayma testinde ise tabaka hızları sabit

tutularak model parametrelerine çok büyük sönüm faktörü uygulanmıştır. Ters çözüm sonrası koordinatlar eski konumlarına dönmüştür. Ortalama farklara baktığımızda boylamda 0.223 km, enlemde 0.014 km derinlikte ise 1.490 km olarak hesaplanmıştır. Düşey yöndeki odak koordinatlarınının kayma miktarları yatay yönlere göre daha yüksek elde edilmiştir (Şekil 2.12).



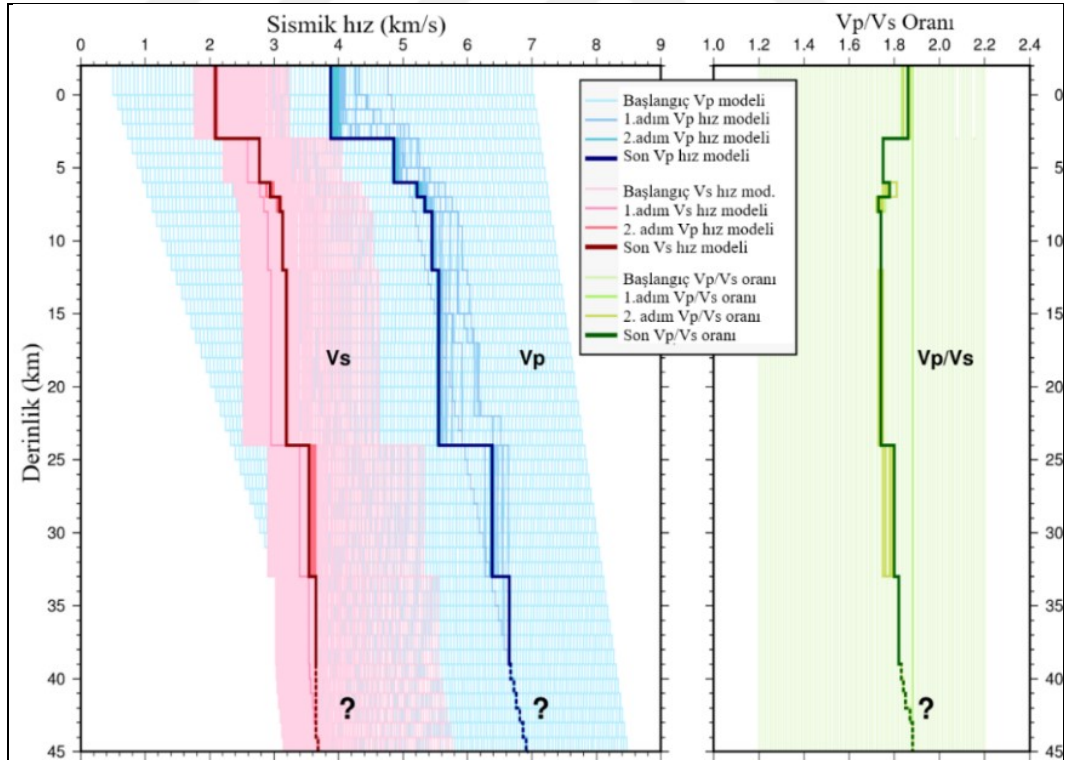
Şekil 2.11. Sabit kayma testi



Şekil 2.12. Sabit kayma testi sonuçları

2.6. Bir Boyutlu Hız Modelinden Elde Edilen Sonuçlar

Ters çözüm işlemleri sonucunda, Van Gölü civarının bir boyutlu V_p , ve V_p/V_s modelleri elde edilmiştir (Tablo 2.1). Elimizdeki verilerle bu alanda yaklaşık 39 km derinliğe kadar bir boyutlu hız yapısı elde edilebilmiştir (Şekil 2.13). İlk 39 km derinliğe kadar toplam topoğrafya dahil olmak üzere 8 farklı hız katmanı belirlenmiştir. Havza özelliğindeki bölgelerde rastlanan bir boyutlu hız modellerinin tersine bu bölgede 3.88 km/s gibi daha yüksek bir P dalgası yüzey katman hızı elde edilmiştir. Bu hız değerinin, bölgede volkanik ve metamorfik kayaların karşılık olabileceği şeklinde yorumlanabilir. İlk yüzey katmanı için 1.86 olarak hesaplanan V_p/V_s oranı da yine beklenen değerlere oranla daha düşük çıkmıştır. Bu yüzey katmanı yaklaşık olarak 6 km bir kalınlığa sahiptir. Daha derin katmanlar ise belirli bir hız değişimi içerisinde 39 km'ye kadar artış göstermektedir. Ters çözüm sonucunda deprem konumları, ilk konumlarına göre ana şokun bulunduğu bölgeye doğru kayma göstermiştir.

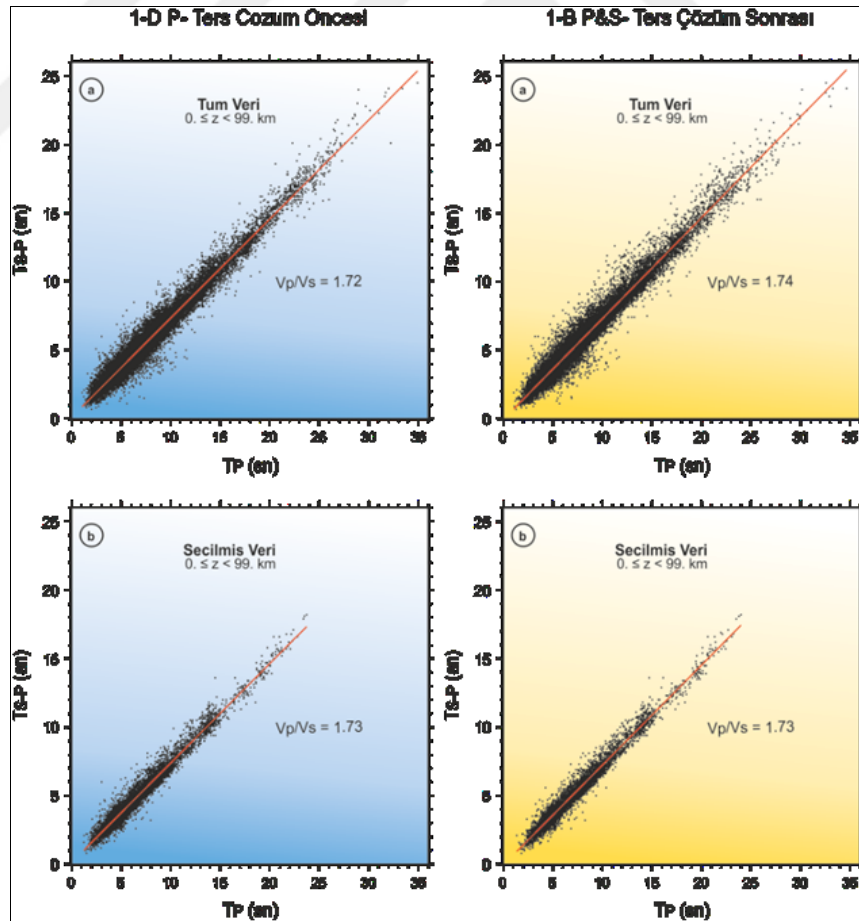


Şekil 2.13. Bir boyutlu V_p , V_p/V_s kabuk hız yapısı (En son elde edilen hız modelleri kalın çizgilerle ifade edilmiştir. Soru işareti ile gösterilen katmanlar hesaplama sonuçlarının çözümsüz olduğu alanları gösterir)

Tablo 2.1. Van Gölü ve civarının bir boyutlu hız modeli

| Derinlik (km) | Vp (km/s) | Vs(km/s) | Vp/Vs |
|---------------|-----------|----------|-------|
| -3 | 3.88 | 2.09 | 1.86 |
| 3 | 4.86 | 2.77 | 1.75 |
| 6 | 5.22 | 2.94 | 1.77 |
| 7 | 5.34 | 3.09 | 1.73 |
| 8 | 5.45 | 3.13 | 1.74 |
| 12 | 5.55 | 3.19 | 1.74 |
| 24 | 6.38 | 3.54 | 1.8 |
| 33 | 6.65 | 3.65 | 1.82 |
| 39 | 6.67 | 3.65 | 1.83 |

Ters çözüm öncesi ve sonrasında elde edilen Wadati Diyagramlarını karşılaştırdığımızda Vp/Vs oranı ters çözüm öncesi 1.72 iken ters çözüm işlemi sonrası bu oran 1.73 olarak elde edilmiştir (Şekil 2.14).



Şekil 2.14. Ters çözüm öncesi ve sonrası Wadati diyagramları

3. YEREL DEPREM TOMOGRAFİ YÖNTEMİ

Sismik tomografi yöntemi, yer içerisinde yanal ve düşey yönde değişim gösteren sismik hızların üç boyutlu değişiminin belirlenmesi ve detaylı görüntülerin elde edilmesidir. Modern sismolojide en yaygın kullanılan modelleme tekniklerinden biridir. 1970’li yılların ortalarından günümüze kadar bilgisayar teknolojisinin ilerlemesi kaliteli verilerin elde edilebilmesi ve sismik veri miktarının artması sonucunda ‘sismik tomografi yöntemi önemli ilerleme kaydetmiştir. Bu konuda ilk çalışmalar Lee (1976), Aki ve diğ. (1977), Dziewonski ve diğ. (1977) tarafından yürütülmüştür. Lokal deprem tomografi tekniği kabukta meydana gelen tektonik oluşumlarla ilgili yeni bilgiler elde etmemizi sağlar. Büyük depremler daha önce var olan faylar üzerinde meydana gelse de bu fayları tespit edilmesi özellikle yeryüzünde gözlenemeyen fayların belirlenmesi amacıyla önem taşır. Sadece deprem verisi ile hızlar ters çözüm ile elde edilebilir. Deprem verileri kullanılarak yapının belirlenmesinin bir diğer önemi de aktif tektonizmanın belirlenebilmesidir. Lokal deprem tomografi çalışmaları genel olarak aktif fay zonlarında uygulanan bir tekniktir (Eberhart-Philips, 1993).

Bir boyutlu hız ters çözüm problemi hız değişiminin sadece düşey yönde olduğunu kabul ederken üç boyutlu tomografi çalışmalarında hızlar yer içinde düşey ve yanal yönlerde değişir. Sismik tomografi yöntemi, elde edilen gözlemsel verilerden ortamın üç boyutlu hız yapısının bulunması amacıyla uygulanır. Gözlemsel ve kuramsal seyahat zamanı farklarından elde edilen rezidüellerin bir boyutlu hız modeline göre değişimleri hesaplanarak üç boyutlu hız modeli elde edilir. Deprem ve kaynak konumlarının iyi dağılım gösterdiği alanlarda bir boyutlu hız modeli ve lokal seyahat zamanı verileri kullanılarak yerin üç boyutlu hız yapısı elde edilebilir. Bir boyutlu hız modelinden üç boyutlu hız modeline geçişte ışın dağılımının yeterli sayıda olması gerekir. Deprem ve istasyon dağılımının düzensiz olması lokal deprem tomografi tekniğinin başarısını olumsuz yönde etkiler. İstasyon dağılımının yetersiz olması daha az ışın yolu geçişine neden olacağından belirli bölgelerde çözünürlüğün düşmesine neden olur. Bu teknik tıp alanında da tıbbi tomografi yöntemi olarak kullanılmaktadır.

Yeraltı sismik tomografi yöntemi tıbbi tomografiden daha karmaşıktır. Bunun başlıca nedenleri; sismik ışın yollarının doğrusal olmaması, sismik kaynak ve alıcı dağılımının homojen olmaması, sismik kaynak konumlarında olabilecek hatalar, P ve S fazlarında olası okuma hatalarıdır. Lokal deprem tomografi tekniğinde elde edilen sonuçların kalitesi ters çözümde kullanılan kaynak verilerin doğasına göre değişmektedir. Depremler hem sıkışma hem de kesme dalgası enerjisi açığa çıkarmaları nedeniyle mükemmel kaynaklardır. Yapay patlatmalara göre depremlerin kabuksal sismojenik zonlarda meydana gelmeleri kabuk yapısı ile ilgili daha detaylı bilgi elde etmemizi sağlar.

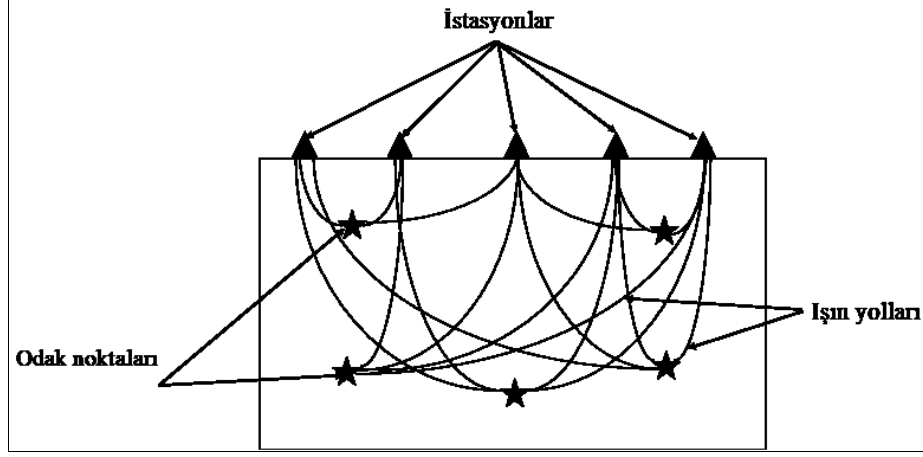
3.1. Seyahat Zamanı Tomografi Yöntemi

Sismolojide gözlemsel P ve S dalgaları varış zamanı verilerinden yer içinin üç boyutlu sismolojik yapısını belirlemek için kullanılan yöntem seyahat zamanı tomografi yöntemi adı verilir. Sismik tomografi çalışmalarında “parametreler” model yapıyı tanımlayan fiziksel özelliklerdir. “Veri” bu parametrelerdeki değişimlere duyarlı gözlemsel veri grubu olarak kabul edilir. Lokal deprem tomografi çalışmalarında parametreler P ve S dalga hızları ile deprem odak konumlarının üç boyutlu dağılımı olarak kabul edilir. Parametre ve veri seti arasındaki ilişki ışın izleme yöntemleri ile belirlenir (Roecker,1993). Seyahat zamanı sismik tomografi yöntemi genel olarak dört adım içerir;

- 1)Yeraltı yapısının modellenmesi (parametreleştirme)
- 2) Işın izleme ve deprem konumlarının belirlenmesi
- 3) Ters çözüm
- 4) Çözünürlük ve hata analizi

3.2. Yeraltı Hız Yapısının Modellenmesi

Yerel deprem tomografi probleminin çözümünde istasyon konumları ve istasyonlarda sismik dalgaların varış zamanları bilinmektedir. Bilinmeyenler ise kaynak konumları (odak derinliği ve dış merkez), oluş zamanları, ışın yolları, yavaşlıklar ve sonrasında sismik hızlardır. Şekil 3.1’de farklı odak derinliklerine göre yayılan ışın yollarının istasyonlara seyahatleri basitleştirilmiş olarak gösterilmiştir.



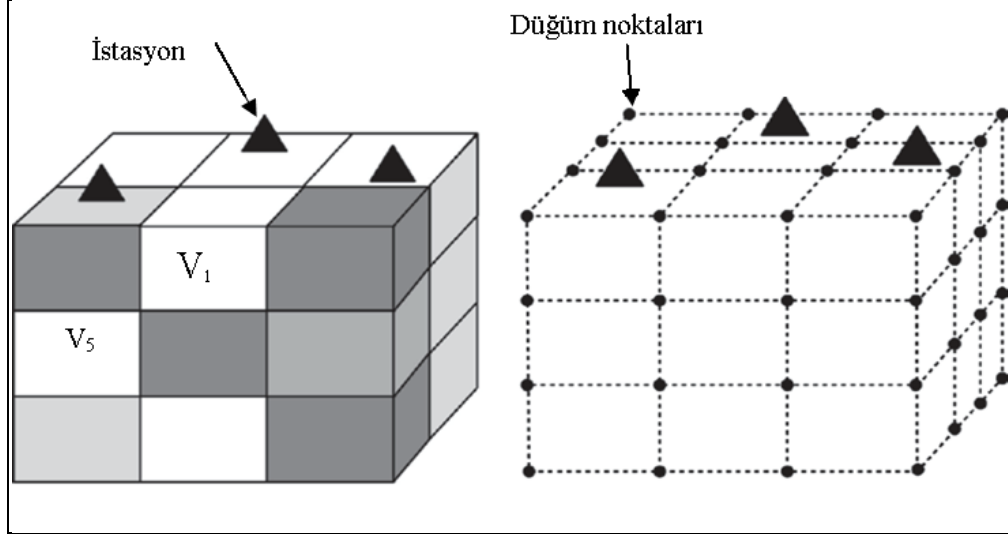
Şekil 3.1. Işın yolları seyahat modeli (Thurber 1993'den değiştirilmiştir)

Sismik istasyonlarda kaydedilen P ve S fazları varış zamanı verileri yerin içyapısının belirlenmesinde birincil fiziksel parametrelerdir. Tomografi teknikleri yerin üç boyutlu modelleme türüne göre farklılıklar göstermektedir. Modelleme, geometrik özelliklerin istasyon dağılımı ve sismik ışın yoğunluğuna bağlı olarak yeraltı hız yapısının parametrik hale getirilmesidir.

Yer içinde farklı boyutlarda ve derinliklerde faylar, düşük hız zonları, süreksizlikler, volkanik alanlar olabileceğinden oluşturulan model yeraltının gerçek yapısından çok yaklaşık bir modeli temsil edebilir. Yeraltı hız yapısının belirlenmesinde farklı yöntemler vardır.

Bunlar “üç boyutlu blok yaklaşımı” ve “üç boyutlu düğüm noktaları” olarak ikiye ayrılır. Üç boyutlu blok yaklaşımı (Aki ve Lee, 1976) ve (Aki ve diğ.,1977) tarafından çok sayıda sabit-hız blokları kullanılarak uygulanmıştır (Şekil 3.2a). Hız değişimleri her blokta sabit kabul edilerek üç boyutlu bloklarla temsil edilir. Ancak yerin değişken yapısını tam temsil edemez.

Üç boyutlu düğüm tekniği ise Thurber (1983) tarafından uygulanmıştır ve Şekil 3.2'de görüldüğü gibidir. Bu teknikte hızlar tüm yönlerde değişir ve düğüm noktaları arasındaki noktalarda doğrusal değer bulma işlemi uygulanır. Bu yöntemin seçilmesinin nedeni hız modelinin daha geniş aralıklarda tahmin edilmesini sağlamasıdır.

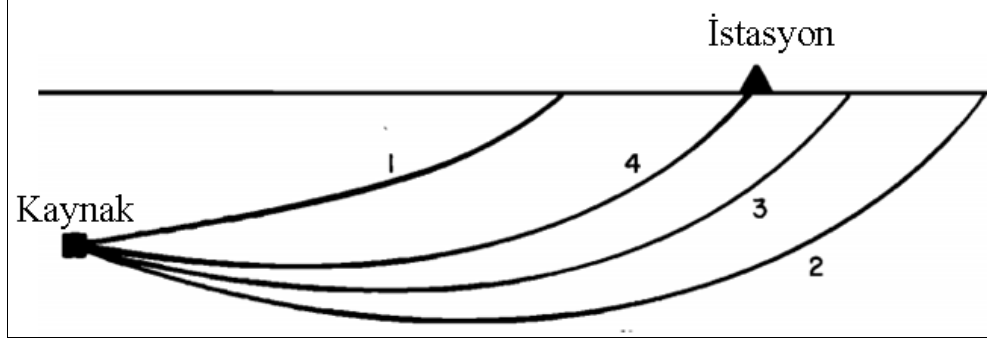


Şekil 3.2. Üç boyutlu blok ve düğüm modelleri (Zhao 2009)

3.3. Işın İzleme

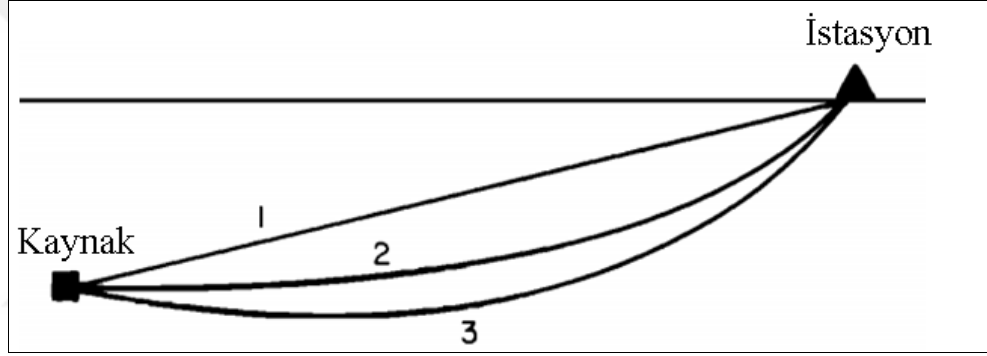
Işın izleme üç boyutlu hız modelinde tüm kaynak-alıcı çiftleri arasında seyahat zamanlarının ve ışın yollarının hesaplanmasıdır. Yerel deprem tomografi yönteminde çözülmesi gereken en önemli problemlerden biridir. Işın yolu ve seyahat zamanları hesabında çok sayıda teknik vardır. Basit yer modelleri için ışın yolu ve seyahat zamanı hesaplamaları daha kolaydır. Yanal yönde değişim gösteren yer modelleri için ışın izleme daha zor ve karmaşıktır. Işın yolu hesaplamalarında kullanılan bu yöntemler genel olarak “tam ışın izleme” ve “yaklaşık ışın izleme” teknikleri olmak üzere ikiye ayrılır.

Hesaplama açısından ışın izleme teknikleri atış, eğme, yaklaşık ve sonlu farklar olarak sınıflara ayrılır. Atış yönteminde başlangıç konumu ve yönü bilinen sabit bir kaynaktan farklı açılarda ışınlar gönderilir ve başlangıç sınır değer problemi ışınlardan biri alıcıya ulaşıncaya kadar yinelemeli ters çözüm ile çözülür (Şekil 3.3). Yöntemin dezavantajı ışın kaynak çıkış açısının belirlenmesi ve o çıkış açısında birden çok ışın yolu hesaplamaktır.



Şekil 3.3. Işın izleme atış yöntemi (Thurber, 1986)

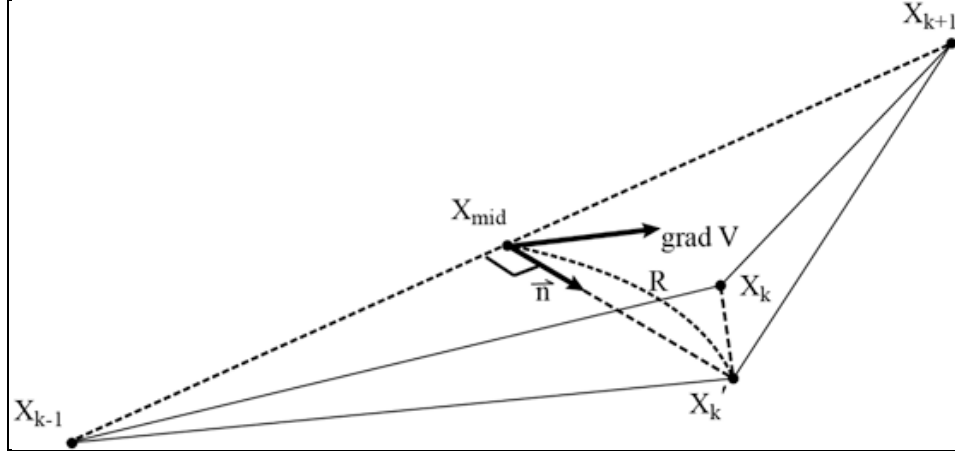
Eğme yönteminde alıcı ve kaynak noktaları birleştirildikten sonra iki nokta arasındaki ışın yolu Fermat prensibine göre en kısa seyahat zamanı sağlanana kadar eğilir. Işın denklemi sonlu farklar tekniği ile çözülür (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Işın izleme eğme yöntemi (Thurber 1986)

(Um ve Thurber, 1987) yaklaşık ışın izleme (ART) tekniğine dayanan yalancı eğme tekniğini üç boyutlu hız modelleri için geliştirdiler. Bu tekniğe göre üç nokta seçilerek başlangıç ışın yolu belirlenir. Oluşturulan başlangıç ışın yolu Fermat prensibi sağlanana kadar esnetilir.

En küçük seyahat zamanına sahip ışın yolu elde edilene kadar eğme işlemi tekrar edilir. Bu üç noktada uygulanan eğme, ışın yolu boyunca tüm noktalar boyunca genişletilir. Bu işlem seyahat zamanı belirli bir sınıra gelene kadar yinelenmeli tekrar edilir (Şekil 3.5)



Şekil 3.5. Yalancı ışın eğme tekniği (Um ve Thurber, 1987).

3.4. Sönümlü En Küçük Kareler Ters Çözüm Yöntemi

Bir sismik istasyon ağı altındaki bölgenin sismik hız yapısı ve deprem odak parametrelerinin belirlenmesi amacıyla kullanılan bir yöntemdir. Yinelemeli ters çözüm problemi düz çözüm (ışın izleme) ve ters çözüm aşamalarından oluşur. Düz çözüm problemi uygun ışın izleme algoritmasının başlangıç deprem odak parametrelerine göre ve yer yapısına göre uygulanarak ışın yollarının, seyahat zamanlarının ve seyahat zamanı rezidüellerinin hesaplanmasıdır.

Ters çözüm problemi daha detaylı yer modeli ve deprem konumlarının elde etmek amacıyla sınır değerler içinde seyahat zamanı türevlerinin değerlendirilmesi ve bunlara ait denklem setinin çözümüdür.

Sönümlü en küçük kareler tekniği ile yinelemeli ters çözümde farklı yaklaşımlar uygulanmıştır. Bu yaklaşımları birbirlerinden ayıran en önemli özellik yeraltı hız modellerinin farklı olmasıdır. Crosson (1976) sabit hız tabakaları kullanırken; Pavlis (1983) bir boyutlu sürekli fonksiyon tekniğini seçmiştir. Aki ve Lee (1976) sabit hıza sahip bloklar yöntemini uygularken Spencer ve Gubbins (1980) az sayıda parametre ile tanımlanan analitik fonksiyon kullanmıştır.

Thurber (1983, 1984) doğrusal enterpolasyonla elde edilen üç boyutlu düğüm yöntemini kullanmıştır. Her bir yaklaşım farklı avantajları olmakla birlikte istasyon dağılımı yoğunluğu, deprem dağılımı, jeolojik yapılar da tekniklerin seçiminde önemli rol oynar.

Tümünde genel olarak şuiki özellik önem taşır; ilki yoğun sismik istasyon dağılımıdır. Yanal yönde hız değişimine sahip yapıların çözünürlük kalitesi istasyonlar arası uzaklığa bağlıdır. İkincisi deprem konum ve derinliklerinin doğru olması ve depreme ait yeterli sayıda faz kaydedilmesi (Thurber, 1986).

3.4.1. Tomografik problem

Yinelemeli ters çözüm için model parametre değişimleri ve sismik dalga varış zamanı rezidüelleri arasında doğrusal denklem şu şekilde ifade edilebilir (Thurber, 1983).

$$r = \Delta t_d + \left(\frac{\partial t}{\partial x_d} \right) \Delta x_d + \left(\frac{\partial t}{\partial y_d} \right) \Delta y_d + \left(\frac{\partial t}{\partial z_d} \right) \Delta z_d + \sum_{n=1}^N \frac{\partial t}{\partial V_n} \Delta V_n \quad (3.1)$$

Δt_d , Δx_d , Δy_d , Δz_d , ΔV_n odak parametreleri (deprem oluş zamanı ve konum) ve hız parametreleri değişimleri, $\partial t / \partial x_d$, $\partial t / \partial y_d$, $\partial t / \partial z_d$ ve $\partial t / \partial V_n$ deprem konumları ve hız parametrelerine göre kısmi türevler (N toplam hız model parametre sayısı). Her bir varış zamanı için bu denklem oluşturulur. (3.1) denkleminde seyahat zamanları yaklaşık ışın izleme yöntemi ile elde edilir.

(x,y,z) noktasında hız değerini hesaplamak amacıyla basit enterpolasyon fonksiyonu kullanılır ve şöyle ifade edilir;

$$V(x,y,z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left[\left(1 - \left| \frac{x-x_i}{x_2-x_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{y-y_j}{y_2-y_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{z-z_k}{z_2-z_1} \right| \right) \right] \quad (3.2)$$

x_i , y_j , ve z_k , (x,y,z) noktası çevresindeki sekiz düğüm noktasına ait koordinatlarıdır.

(3.1) denkleminde kısmi türevler başlangıç hız modeli ve deprem-istasyon arası ışın yolu bilgisi ile hesaplanabilir. Odaksal kısmi türevler geometrik olarak aşağıdaki bağıntı ile ifade edilebilir (Thurber, 1983);

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x_d} \right) = - \frac{1}{V_d} \left(\frac{dx}{ds} \right), \quad \left(\frac{\partial t}{\partial y_d} \right) = - \frac{1}{V_d} \left(\frac{dy}{ds} \right), \quad \left(\frac{\partial t}{\partial z_d} \right) = - \frac{1}{V_d} \left(\frac{dz}{ds} \right) \quad (3.3)$$

V_d : Deprem kaynağındaki hız değeri

s : Işın boyu

dx/ds , dy/ds ve dz/ds odak noktasında ışın yoluna teğet olup ışın yayılma yönünde birim vektör bileşenleridir. (3.3) denkleminde odaksal değişimlerin hız değişimlerinden daha küçük olduğu durumlar için ifade edilebilir.

$$\frac{\partial t}{\partial V_n} = \int_{\text{kaynak}}^{\text{istasyon}} - \left[\frac{1}{V(x, y, z)} \right]^2 \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial V_n} ds \quad (3.4)$$

V_n 'ninci hız parametresidir. Işın yolu boyunca hız parametre türevleri yerine hesaplama açısından kolay olması nedeniyle yavaşlığa göre kısmi türevler hesaplanır.

$$\frac{\partial t}{\partial U_n} = \int_{\text{kaynak}}^{\text{istasyon}} \frac{\partial U(x,y,z)}{\partial U_n} ds \quad (3.5)$$

$U_n = \frac{1}{V_n}$ yavaşlık olup $U(x, y, z) = 1/V(x, y, z)$ ile ifade edilir. (3.5)'de ifade edilen yol integrali ışın yolunun M parçaya bölünmesi ile şu şekilde yazılabilir.

$$\frac{\partial t}{\partial U_n} = \sum_{m=1}^M \frac{\partial U(x_m, y_m, z_m)}{\partial U_n} \Delta S_m \quad (3.6)$$

ΔS_m , m.ışın yolu segmentinin uzunluğu, (x_m, y_m, z_m) orta nokta koordinatlarıdır $\frac{\partial U}{\partial U_n}$ kısmi türevi (3.2) denklemindeki enterpolasyon fonksiyonu kullanılarak hesaplanır (Thurber, 1983).

3.4.2. Ters çözüm

L sayıda bir deprem veri seti için varış zamanı rezidüelleri (3.7) matris formunda şu şekilde ifade edebilir;

$$r_i = H_i \Delta h_i + M_i \Delta m \quad (3.7)$$

$L \times 1$ $L \times 4$ 4×1 $L \times N$ $N \times 1$

r_i , L boyutunda rezidüel vektörü Δh_i ; L boyutunda i.inci depreme ait dört bilinmeyenli odak parametre düzeltme vektörüdür. H_i ; i.inci depremin odak parametrelerinin kısmi türevler matrisi, M_i i.inci depremin hız parametrelerinin kısmi türevler matrisidir. Δm ; N boyutunda hız düzeltme parametre vektörüdür. Matris boyutunun çok büyük olması tekil değer ayrışım tekniğinin kullanımını gerektirir. Bu tekniğe alternatif bir diğer teknik ise parametre ayrışım tekniğidir. Bu teknik parametre ayrışımı, normal denklemler ve sönüm faktörünün birlikte kullanılarak elde edilen matris boyutunun hız model parametre sayısı ile aynı tutulmasıdır (Thurber, 1983). Parametre ayrışımı tekniği ile aşağıdaki özellikte Q_0 matrisi oluşturulur;

$$Q_0^T H_i = 0 \quad (3.8)$$

$(L-4) \times L$ $L \times 4$

Böylece (3.7) denklemini şu şekilde yazabiliriz

$$\begin{matrix} r'_i & = & M'_i & \Delta m \\ (L-4) \times 1 & & (L-4) \times N & N \times 1 \end{matrix} \quad (3.9)$$

M' matrisi M'_i alt matrislerinden oluşsun ve r' vektörü r'_i alt vektörlerinden oluşsun. Deprem veri sayısı arttıkça M' ver' vektör boyutları da artacaktır ve işlemler zorlaşacaktır. Bu problemin giderilmesi amacıyla her deprem için çözüm yapıldığında $(M')^T M'$ matrisi ve $(M')^T r'$ simetrik ve sabit büyüklükte vektör oluşturulur;

$$(M')^T M' = \sum_i M'_i M'_i \quad (3.10)$$

$$(M')^T r' = \sum_i M'_i r'_i$$

Aşağıda oluşturulan normal denklemler sönümlü en küçük kareler tekniği ile çözümlülük ve kovaryans matrisleri de hesaplanarak çözülür (Crosson, 1976a; Aki ve Lee, 1976).

$$\begin{matrix} (M'^T M') & \Delta m & = & (M'^T r') \\ N \times N & N \times 1 & & N \times 1 \end{matrix} \quad (3.11)$$

Son olarak hız parametre değişimleri modele uygulanır ve her deprem konumu yinelemeli adımla yeni modele göre çözülür.

3.5. Çözüm Kalitesinin Belirlenmesi

Tomografik ters çözüm tekniğinde iki türlü çözümlülük söz konusudur. İlki fiziksel çözümlülük olup çözüm elde edilebilecek en küçük blok boyutudur, daha yüksek kalitede görüntü elde etmemizin ölçüsüdür ve deprem dalgası frekansına bağlıdır. İkinci çözüm kalite ölçüsü model çözümlülüğü olup ışın dağılımına bağlıdır. Her bir ışının içinden geçtiği bloktaki dağılımı model çözümlülük kalitesini etkiler. Bloklarda ışın dağılımı analiz edilerek o bloğa ait çözüm kalitesi belirlenebilir. Çözüm kalitesini belirlemek amacıyla iki yöntem vardır; 1) matematiksel yöntemler 2) yapay veri setleri ile yapılan testler. Matematiksel yöntemler; ışın sayısı (KHIT), ağırlıklandırılmış türevsel toplam (DWS), ayrımlılık matrisi (köşegen elemanı (RDE) ve dağılım fonksiyonudur (SPRD)). Bu çözüm kalitesi ışın dağılımına bağlıdır. Işın dağılımı

arttıkça çözüm kalitesi değişir. Yapay veri testleri (dama tahtası, iğnecik modeli ya da farklı yapay modeller).

3.5.1. Matematiksel yöntemler

Çözüm kalitesinde matematiksel yöntemler şu şekilde özetlenebilir; ışın sayısı (KHIT) model içinde yer alan düğüm noktasından ışının geçip geçmemesinin ölçüsü olan sayısal bir değerdir. Işın boyu ve yönü ile ilgili bilgi içermez. Işın sayısı aynı olan düğüm noktalarında ışın kapsama etkisi aynı olmayabilir. Işın sayısı yüksek olan alanlarda çözüm kalitesi yüksektir.

Türevsel ağırlıklar toplamı (DWS) bir düğüm noktasından geçen ışınların boylarının geometrik ağırlıklarının toplamıdır. Işın boyları ile ilgili bilgi içerirken ışın yönleri ile ilgili bilgi içermez. Işın yoğunluğunu ölçer. Işınların düğüm noktaları yakınından geçmeleri halinde yüksek DWS değerleri elde edilir. DWS model parametrelendirmeye bağlıdır. Farklı model parametreleri oluşturulurken homojen ışın dağılımı içeren model seçilmelidir.

Bloklardan geçen ışınların yönelimsel dağılımı çözüm kalitesini etkiler. Işın sayısı ve DWS bu bilgiyi içermez. Bu model çözünürlük matrisi, R ile tanımlanır (Haslinger,1998). Ayrımlılık matrisi, R, oluşturulan modelin gerçeğe ne kadar yakın olduğunu gösteren bir operatördür. R; $m \times m$ boyutunda bir matristir (m: model parametre sayısı). R matrisinin her bir satırı bir model parametresinin diğer tüm model parametrelerine bağımlılığı tanımlar.

Ayrımlılık matrisinin çok sayıda eleman içermesi nedeniyle model parametresi ayrımlılığını belirlemek amacıyla R matrisinin köşegen elemanı olan RDE değeri kullanılır. RDE, bir model parametresinin çözümde bağımsızlık derecesini gösterir. R matrisinin köşegen elemanı 0-1 arasında değişir. 0; çözüm olmaması, 1=mükemmel bağımsız çözüm elde etmektir. RDE değeri seçilen sönüm faktörüne bağlıdır, sönüm faktörü arttıkça RDE değerleri düşecektir. RDE ve DWS değerlerinin birlikte yorumlanması daha güvenilir sonuç elde etmemizi sağlar.

Çözüm kalitesi belirlemek amacıyla kullanılan diğer parametre dağılım fonksiyonudur. Dağılım fonksiyonu ayrımlılık matrisi satırında yer alan bilgiyi tek bir değerle ifade etmektir (Toomey ve Foulger, 1989). Dağılım fonksiyonu Ayrımlılık

matrisinin tüm elemanlarını o satıra karşılık gelen köşegen elemanlarının uzaklıkları ile ağırlıklandırarak toplanmasıyla elde edilir. Düşük ayrımlılık matrisi j.inci satır elemanları S_{kj} , j ve k model parametreleri arası uzaklık D_{kj} olmak üzere, j model parametresine ait dağılım fonksiyonu şu şekilde tanımlanabilir;

$$S_j = \log \left[|S_j|^{-1} \sum_{k=1}^m \frac{S_{kj}}{S_j} D_{jk} \right] \quad (3.12)$$

Dağılım fonksiyonu sönüm faktörüne ve model parametrelerine bağlıdır.

3.5.2. Yapay testler

Tanımlayabildiğimiz bir modelin ne kadar geri kazanıldığını ölçmek için uygulanan bir testtir. Dama tahtası modeli tomografi yönteminde kullanılan en yaygın yapay testlerden biridir (Zhao ve diğ., 1992). Bu modellemede asıl amaç ters çözüm sonrası çözülebilir alanları belirlemektir. Oluşturulan yapay hız modelinde gerçek veri seti ve istasyon dağılımı kullanılarak düz çözüm ile yapay seyahat zamanları elde edilir. Bu verilere gerçeğe daha yakın olması amacıyla Gauss dağılımlı sıfır ortalamalı ve belirli bir standart sapması olan hata miktarları ya da gürültü eklenmektedir. Elde edilen yapay veri seti gerçek verilerle aynı parametrelere sahip ters çözüm uygulanır. Yapay modelin başlangıçta oluşturulan modele benzerliği karşılaştırılır. Dama tahtası modeli belirli büyüklükte birbirini izleyen düşük ve yüksek hız anomalileri içerir. Dama tahtası hız modelinde x- y- ve z- yönlerindeki hız değişimi, iki düğüm noktası arası uzaklıktan daha büyük bir dalga boyuna sahip sinuzoidal dalganın bir fonksiyonu yani periyodik gibi düşünülerek üretilir. Bu model yeraltı hız yapısını temsil etmemekle birlikte bu test modelin çözüm kalitesinin ve sönüm faktörünün belirlenmesi amacıyla kullanılır.

3.6. Vp/Vs Hız Modelinin Hesaplanması

P ve S dalga hız modelleri kabuk ve mantonun fiziksel ve jeolojik özelliklerinin belirlenmesinde önem taşır (Eberhart-Phillips, 1989, 1990). Lokal deprem tomografi yönteminde S fazlarının kullanımı deprem derinliklerinin daha doğru hesaplanması açısından önemlidir. S faz okumaları sayısı P faz okumalarına kıyasla daha kısıtlı olmasına rağmen kullanımı P-fazı ile aynıdır. S hızlarını temsil edecek farklı bir model parametre seti oluşturulur. S varış zamanları P fazlarına ait veri setine, odak ve hız

modeli kısmi türevlere eklenerek hesaplama yapılır. İdeal olan her bir P varış zamanının S gözleminin de olmasıdır. Ancak uygulamada S dalga gözlemleri daha az sayıda ve daha düşük kalitededir. Bu nedenle sadece S hız modelinin hesaplanması daha düşük çözünürlüğe neden olacağından V_p/V_s oranlarını değişimleri incelenir (Eberhart-Philips, 1990). Wadati diyagramları V_p/V_s değişimleri için kullanılır. Üç boyutlu P dalga hız yapısına ait ışın izleme ile S-P zaman farkları geri izdüşüm ile izlenebilir. Eğer V_p/V_s başlangıçta sabit kabul edilirse P ve S dalgalarının ışın yolları aynı kalır ve S-P zaman farkına dt_{ij} dersek bunu şöyle ifade edebiliriz:

$$dt_{ij} = \int_{y_{ol}} [(V_p/V_s) - 1] / V_p ds \quad (3.13)$$

Tahmini S-P zaman farkları dt_{ij}^* üç boyutlu P-dalga hız modeli ve sabit V_p/V_s kullanılarak hesaplanır.

Üç boyutlu düğüm noktalarında S-P zaman rezidüelleri $\Delta t_{ij} = dt_{ij} - dt_{ij}^*$ ile V_p/V_s değişimleri ilişkilendirilerek, V_p ve odak noktaları sabit tutularak V_p/V_s tek adımda ters çözümle hesaplanır. Revize edilen S-dalgası seyahat zamanları da öncelikle ışın yolu için V_s değeri belirlemek amacıyla V_p/V_s düzeltilmesi uygulanarak ve daha sonra beklenen S-P zamanlarının yeniden belirlenmesiyle hesaplanabilir.

4. VAN GÖLÜ VE CİVARININ ÜÇ BOYUTLU HIZ MODELİ

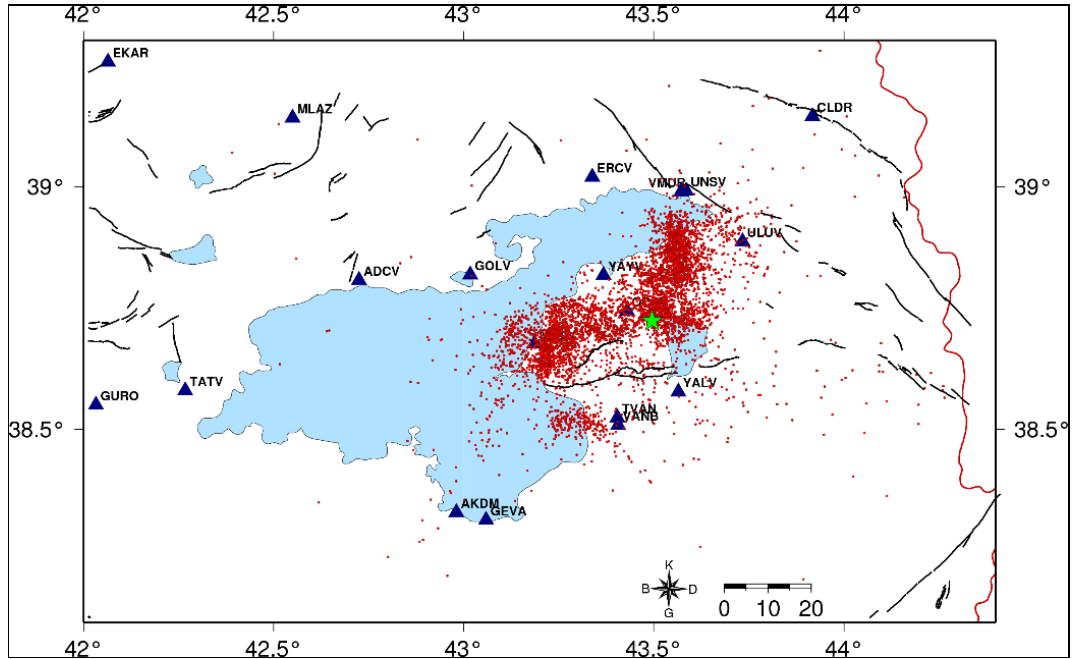
4.1. Vp Hız Modeli Giriş Parametreleri

Tez çalışmasında yeniden konumlandırılan 2011 Van depremi ve artçı depremlerden bir boyutlu Vp ve Vp/Vs hız modelleri elde edilmiştir. Bir boyutlu hız modelinden elde edilen hızlar üç boyutlu hız modelinde başlangıç giriş modeli olarak kullanılmıştır. Van gölü ve civarının üç boyutlu tomografik ters çözüm tekniği ile Vp ve Vp/Vs hız modelleri elde edilmiştir. Çalışmada Simul2000 algoritması (Thurber, 1983) kullanılmıştır. Simul2000 algoritması sönümlü en küçük kareler tekniği ile ters çözüm işlemi yapan bir tomografi yazılımıdır. Sönümlü en küçük kareler ters çözüm tekniğinde, sönüm faktörünün seçimi önem taşır. Sönüm faktörü veri yoğunluğu ve dağılımı, model alanın boyutuna ve düğüm noktaları arası mesafeye göre değişir (Eberhart Phillips, 1986). Bu nedenle aynı veri seti için oluşturulan farklı modellerde de yeni sönüm parametresi belirlenmelidir. Sönüm parametresi sönümlü en küçük kareler çözümünde rezidüel ve model değişim parametrelerini dengeler ve ters çözümün durağan olmasını sağlar. Sönüm faktörü, tek adımlı birden fazla yineleme işleminden oluşan işlem adımı ile elde edilir (Eberhart-Phillips, 1986, 1993]. Üç boyutlu ters çözüm yönteminde önem taşıyan diğer faktör kullanılan ışın izleme tekniğidir. Simul2000 algoritmasında yaklaşık ışın izleme tekniklerinden biri olan yalancı eğme tekniği (Um ve Thurber, 1987) kullanılmaktadır. Sismik tomografi çalışmalarında istasyon ve deprem konumlarının aynı model içinde olması çözüm kalitesi açısından önemlidir. Bu dağılımın homojen olması odak istasyon arası ışın seyahat yollarını izleme açısından önemlidir.

Tez çalışmasında öncelikle çalışma alanına uygun modelleme yapılmıştır. Model parametrelendirme aşamasında kuzey güney doğrultusunda 100 km, doğu batı yönünde 180 km mesafede bir model seçilmiştir (Şekil 4.1). Model alanında yer alan düğüm noktalarına atanan hız değerleri daha önce elde edilen bir boyutlu hız modelinden elde edilmiştir. Çalışma alanında yatay yönde farklı grid aralıklı iki model oluşturulmuştur. İlk model yatay yönde x ve y eksenleri boyunca 10x10 km grid

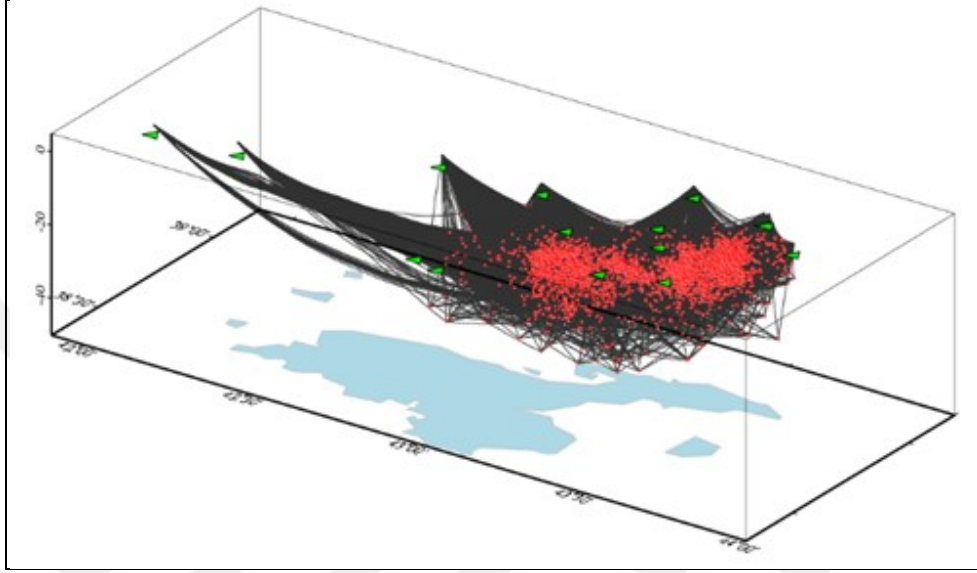
aralıklı, ikinci model x ve y eksenleri boyunca 5x5 km grid aralıklı olup derinlik yönünde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) grid aralıklıdır. Düğüm noktalarının dış alan sınırlarının belirlenmesi amacıyla uzak noktalara (200 km) yüksek hız değerleri verilmiştir. Bu noktalar modelin dış sınırlarıdır, çözüme girmemektedir.

Ters çözüm öncesi gözlemsel veri sayısı, bilinmeyen parametre ve model parametre sayıları hesaplanarak problem aşırı tanımlı ters çözüm problemi olarak tanımlanmıştır. Ters çözüme başlamadan önce model parametrelerinin belirlenmesi amacıyla yapay testler uygulanmıştır. Yapay testler model alanında çözüm gücü yüksek alanların belirlenmesinde ve ters çözümde kullanılacak parametrelerin belirlenmesinde önem taşır. Yapay test olarak dama tahtası modeli seçilmiştir. Çalışmada Vp hız ters çözümü ile üç boyutlu Vp mutlak hız değerleri, Vp hızlarının bir boyutlu başlangıç hız değerine göre yüzdelik değişimleri, ikinci aşamada Vp/Vs mutlak hız değerleri ve başlangıç Wadati diyagramı hız değerlerine göre yüzdelik değişimleri elde edilmiştir. Vp ve Vs modellerinin ışın yolları ve veri kalitesi açısından farklı olması nedeniyle S fazlarının okuma hatası içerme ihtimaline karşı, Vs hız ters çözümü yerine Simul2000 yazılımı ile P ve S zaman farkları kullanılarak Vp/Vs ters çözümü yapılmaktadır. Van Gölü ve civarının üç boyutlu hız analizi sonuçları izleyen alt bölümlerde yer almaktadır.



Şekil 4.1. Ters çözümde kullanılan deprem ve istasyon dağılımı

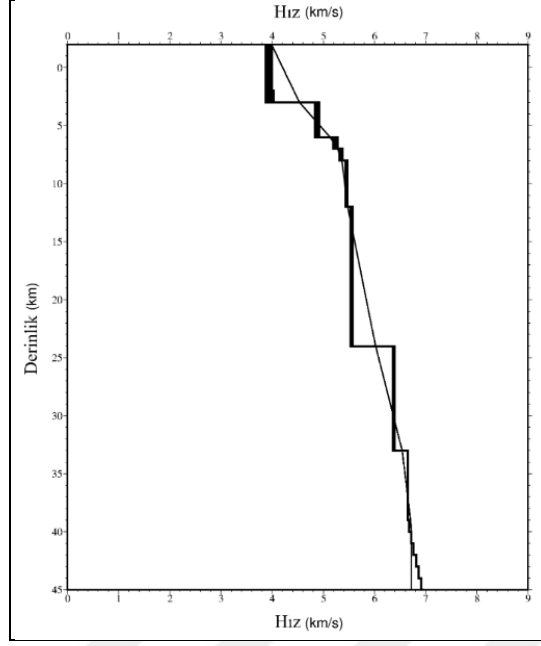
Sismik tomografi çalışmasında deprem ve istasyon dağılımı tomografi çalışması için uygun olan deprem parametreleri iyileştirilerek, yüksek kalitede bir veri seti kullanılmıştır (Şekil 4.1). Bu veri setinden GAP değeri 180°'den küçük, en az 7 P fazı içeren 3422 deprem Vp hız ters çözümü için seçilmiştir. Seçilen verilerin istasyon deprem arası ışın yolları Şekil 4.2'de görülmektedir.



Şekil 4.2. Çalışma alanı ışın yolları dağılımı

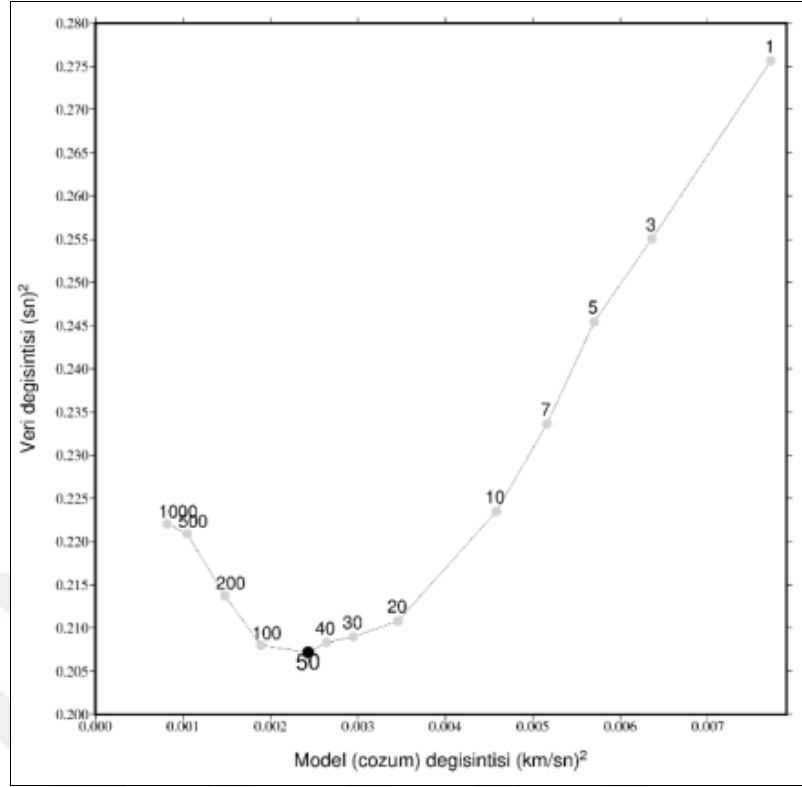
Simul2000 yazılımı dört tür giriş verisine ihtiyaç duyar. Bunlar deprem verisi, hız modeli, kontrol parametreleri dosyası, istasyon konumlarını içeren istasyon dosyasıdır. Modellemede çalışma alanının orta noktası referans noktası kabul edilerek düğüm noktalarının konumları kuzey-güney, doğu-batı yönlerinde ve derinlik boyunca birbirine dik düzlemlerin kesişim noktalarında kalacak şekilde belirlenmiştir. Model içerisinde ele aldığımız bir noktadaki hız değeri bu nokta etrafında yer alan sekiz düğüm noktasına ait hız değerlerinin ağırlıklı ortalamasıdır. Düğüm noktalarına atanan hız değerleri tez çalışması kapsamında belirlenen bir boyutlu minimum hız modelinden hesaplanan ara değerlerden elde edilmiştir (Şekil 4.3).

Tomografik ters çözümde ışın yollarının tekdüze dağılım göstermemiş olması ve modelde tasarlanan düğüm noktalarının eşit aralıklı olmaması nedeniyle sönüm faktörünün belirlenmesi gerekir. Işın dağılımı yoğun olan alanlar daha iyi örneklenirken kenarlarda ışın dağılımının düşük olduğu bölgeler daha az örneklenir.

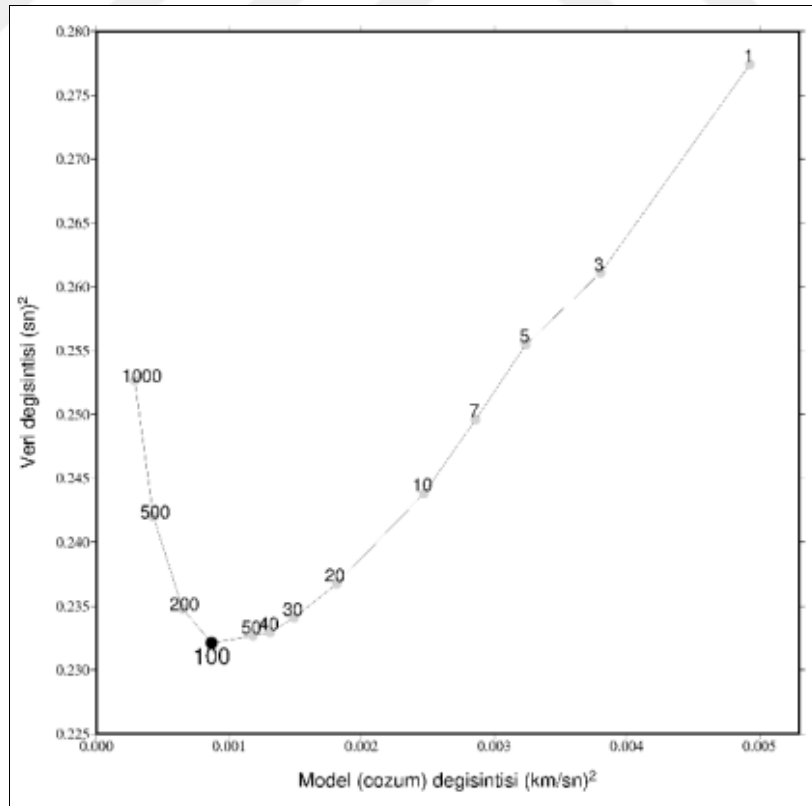


Şekil 4.3. Bir boyutlu hız modeli

Sönüm faktörünün etkisi özellikle zayıf örneklenen düğüm noktalarında önemli bir rol oynar. Düşük sönüm değerleri, yüksek veri değişime sahip karmaşık modellerin elde edilmesini sağlar. Yüksek sönüm değerleri ise veri değişimi daha az, daha yumuşak modellerin elde edilmesini sağlar. Sönüm faktörünün belirlemek amacıyla seyahat zamanı rezidüel (RMS) değerleri ile üç boyutlu hız modeli değişimi eğrisi kullanılır. Bu teknik Eberhart-Phillips (1986) tarafından geliştirilmiştir. Tez çalışmasında en uygun sönüm faktörünü belirlemek amacıyla, farklı sönüm faktörleri denenerek tek yineleme adımından oluşan bir dizi tomografik ters çözüm işlemi yapılmıştır. Bu işlemler sonucunda, her sönüm faktörü için veri RMS değerleri ve model değişim grafikleri elde edilerek en uygun sönüm faktörü belirlenmiştir. Elde edilen hiperbolik eğrinin dönüm noktası, üç boyutlu P- hızı ters çözümü için en uygun sönüm faktörü olarak kabul edilmiştir. Hiperbolün yükselmeye başlaması ters çözümün bu değerden itibaren doğrusal davranmadığı bu nedenle bu değerden daha düşük sönüm faktörü seçmemiz gerektiği anlamına gelir. Ancak tam hiperbolik olmayan eğriler için sönüm faktörü, bu nokta dolaylarına yakın yerlerden seçilmiştir. V_p hızları için model için sönüm faktörü 50, V_p/V_s için sönüm faktörü 100 belirlenmiştir (sırasıyla Şekil 4.4 ve Şekil 4.5)



Şekil 4.4. Vp hız modeli sönüm faktörü



Şekil 4.5. Vp/Vs hız modeli sönüm faktörü

4.2. Yapay Modeller

Üç boyutlu tomografik ters çözüme başlamadan önce çözüm gücünün yüksek olduğu alanları belirlemek, verinin çözüm gücü ve model parametrelerinin çözünürlüğünü belirlemek amacıyla yapay modeller oluşturularak bu modellerle ters çözümde kullanılacak kontrol parametreleri de belirlenmiştir. Yapay model olarak dama tahtası modeli kullanılmıştır. Ters çözüm sonrası dama tahtası modelinde geri kazanımın kaliteli olduğu alanlarda çözünürlük yüksek kabul edilmiştir. Çalışmada 10x10 km grid aralıklı ve 5x5 km grid aralıklı olmak üzere iki model oluşturulmuştur.

Yatay ve düşey yönde 5 km/s homojen hıza sahip model başlangıç modeli olarak kabul edilmiştir. Hız değerlerine eklenen $\pm\%20$ hız değişimi ile en düşük ve en yüksek hız değerleri sırasıyla 4 km/s ve 6 km/s olarak belirlenmiştir (Şekil 4.6). Deprem konumları sabit tutularak elimizdeki bu iki model için yapay seyahat zamanları hesaplanmıştır. Elde edilen seyahat zamanlarına sıfır ortalamalı ve 0.1 s standart sapmaya sahip normal Gauss dağılımlı gürültü eklenmiştir. Veriye uygulanan 0.1 s faz okuma hatası ile gerçeğe yakın bir veri seti oluşturulur. 5 yinleme adımı ile ters çözüm yapılarak dama tahtası modeli geri kazanımı kontrol edilmiştir.

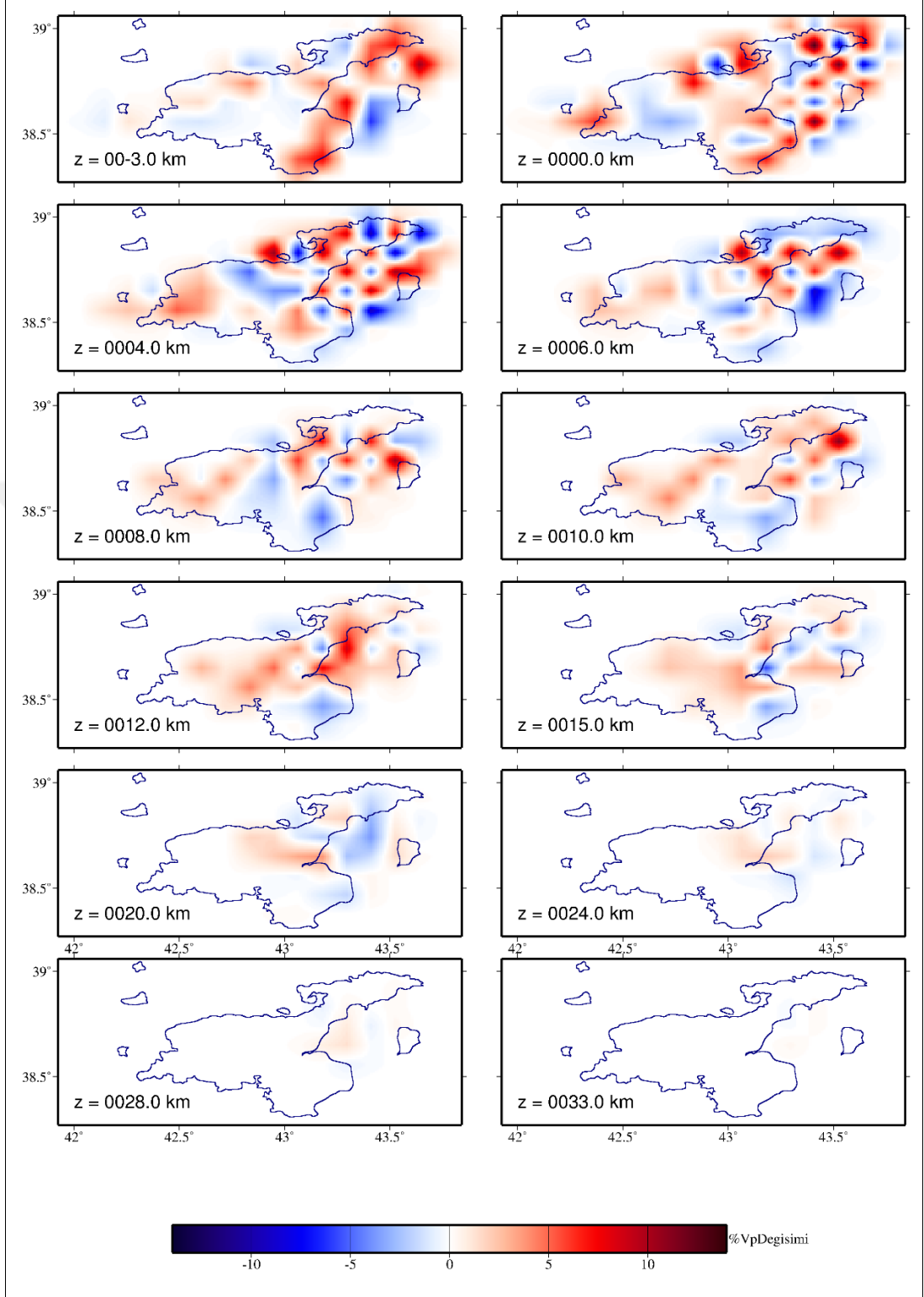
Yapay modellere uygulanan ters çözüm ile seyahat zamanı rezidüelleri ve uzaklık ağırlıklandırma katsayıları belirlenmiştir. Uzaklık ağırlıklandırmaları 100 km'ye kadar olan odak-deprem mesafesi için 1, 200 km'den uzak mesafeler için 0, bu iki uzaklık arasındaki değerler ise doğrusal kabul edilmiştir. Seyahat zamanı rezidüellerine uygulanan ağırlıklandırma değerleri 0.2 s'den küçük değerler için 1.0, 0.2-2 s arası rezidüeller için doğrusal, 2-4 s rezidüel aralığındaki deprem verileri için doğrusal ve 4 s'den büyük rezidüeller için 0 kabul edilmiştir.

Elde edilen ters çözüm sonuçlarına göre (Şekil 4.7)'de 10x10 km grid aralıklı model alanın doğusunda özellikle artçı dağılımın yoğun olduğu bölgede tomografik ters çözüm çözünürlük kalitesi de yüksek elde edilmiştir. Çalışma alanının doğusunda deprem ve istasyon dağılımının homojen olması nedeniyle daha yüksek kalitede çözünürlük elde edilmiştir. Model alanının batısında çözünürlük yanal yönde ve düşey yönde düşmektedir. Bunun nedeni bu bölgede deprem ve istasyon sayısının daha az olmasıdır. Çalışma alanında çözünürlüğün yüksek olduğu alanlarda 20 km derinlikten itibaren çözüm gücü düşmektedir. İlk 4 km derinliğe kadar tüm alanda çözünürlük

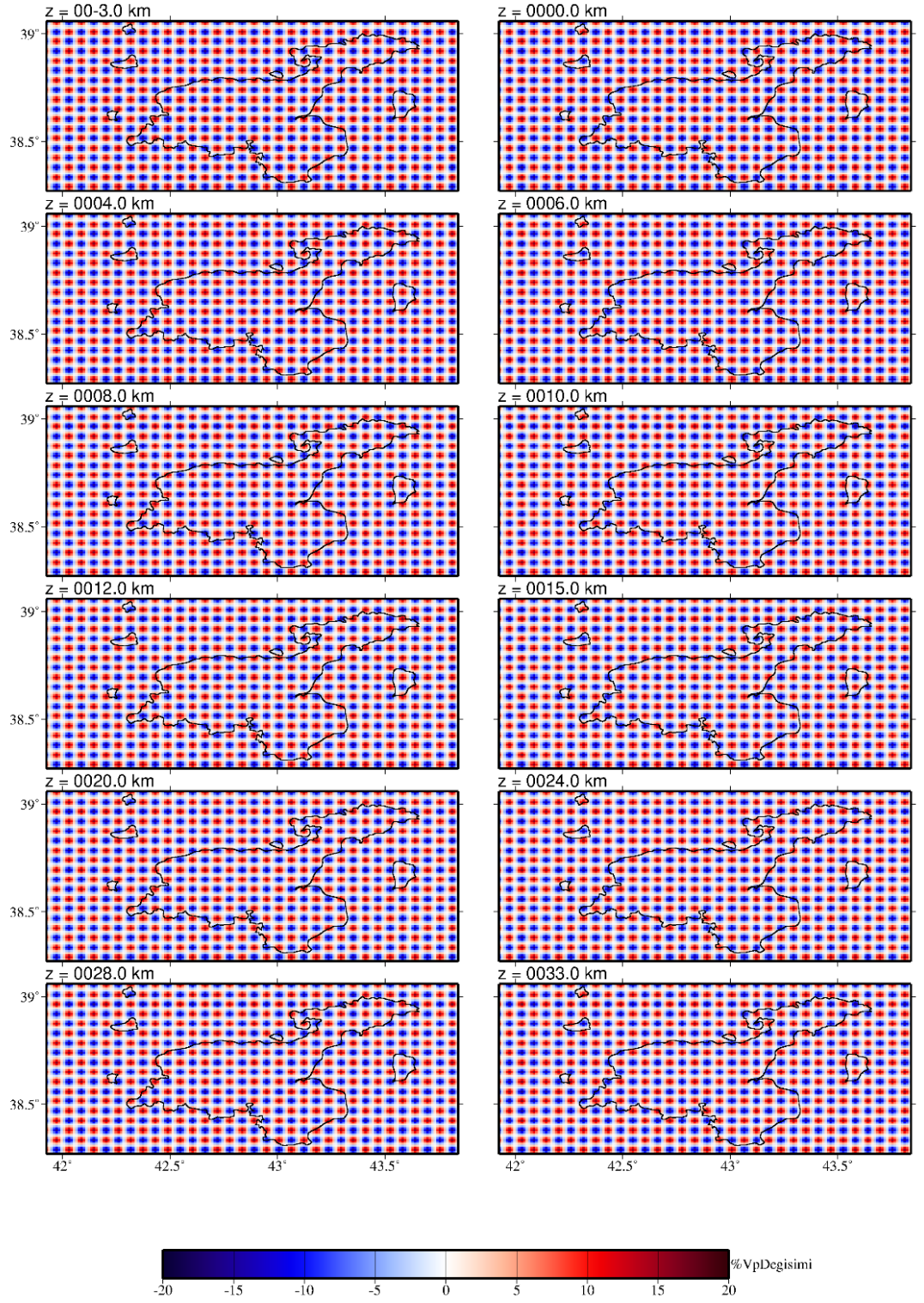
sağlanırken, 6-10 km derinlik aralığında Van depremi ve artçı dağılım bölgesinde çözünürlük daha yüksektir. 12 km den itibaren çözünürlük düşmeye başlar. Dama tahtası modelinde çözüm gücü en fazla 24 km'ye kadar olup, 33 km derinlikte geri kazanım tam olarak sağlanamamıştır.

Şekil 4.8'de 5x5 km'lik düğüm aralığına sahip 5x5 km grid aralıklı modele ait yapay hız modeli görülmektedir. Modelde düğüm noktaları arası uzaklık 5 km kabul edilmiştir. 5x5 km grid aralıklı modelde çalışma alanının orta noktası yani referans noktasının doğusunda daha ayrıntılı ters çözüm sonuçları sağlamıştır (Şekil 4.9). Çalışma alanının batısında çözünürlük genel olarak derinlikle düşmektedir. 5x5 km grid aralıklı modelde derinlikle çözünürlük düşmektedir.

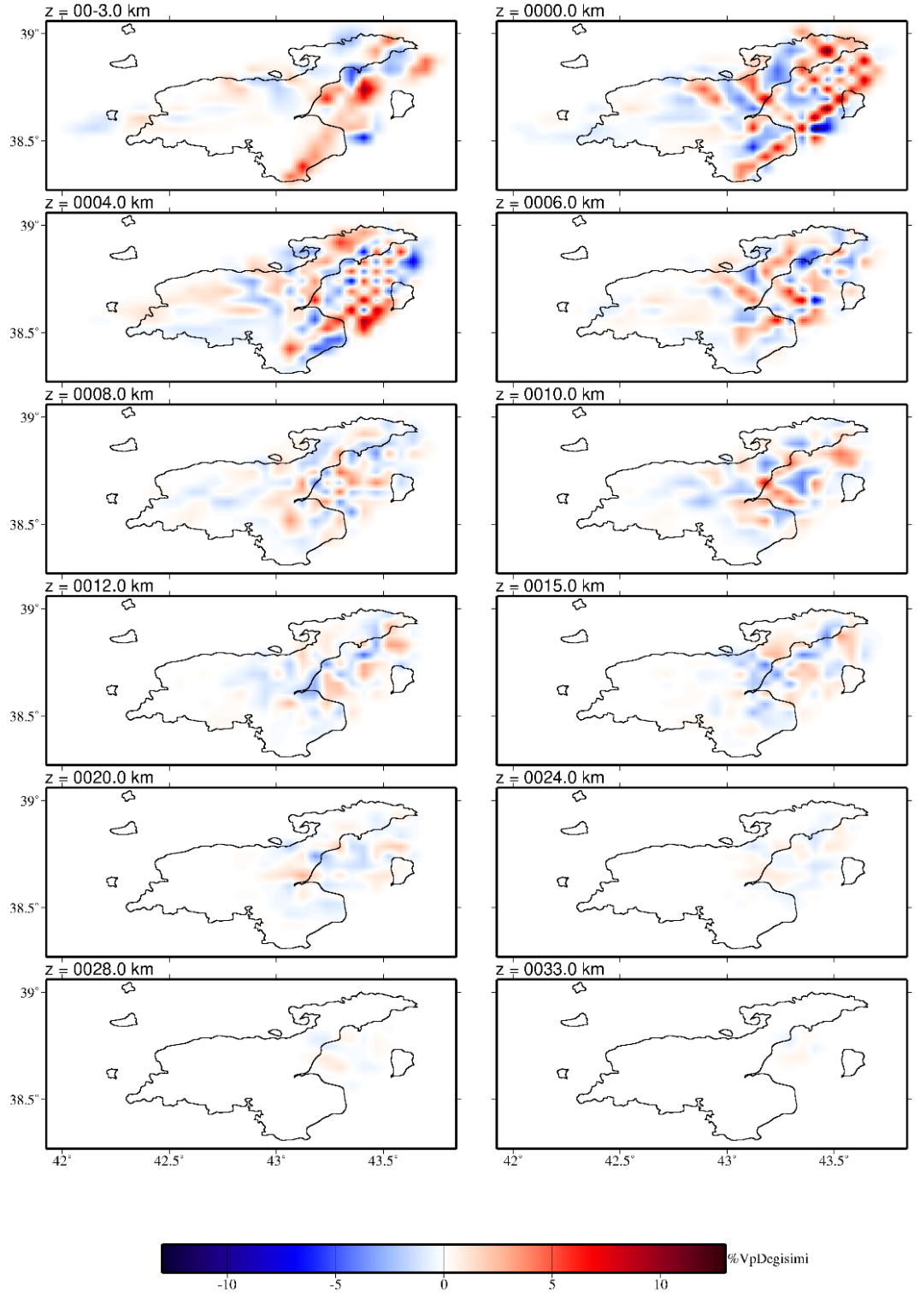
15 km derinlikten itibaren çözüm kalitesi düşmeye başlamıştır. Bu modelde çözümlenen son tabaka 20 km olarak kabul edilebilir. 24 km 28 km ve 33 km derinlik tabakalarında kaliteli geri kazanım sağlanamamıştır. 10x10 km grid aralıklı model geri kazanımı 5x5 km grid aralıklı modele kıyasla yanal yönde daha yüksek çözünürlüğe sahiptir. Detaylı analizde 5x5 km grid aralıklı model sonuçları, geniş bölge analizinde 10x10 km grid aralıklı modele ait ters çözüm sonuçları değerlendirmede dikkate alınabilir.



Şekil 4.7. 10x10 km grid aralıklı model Vp yapay hız ters çözümü sonuçları



Şekil 4.8. 5x5 km grid aralıklı Vp yapay hız modeli



Şekil 4.9. 5x5 grid aralıklı model Vp yapay hız modeli ters çözüm sonuçları

4.3. 10x10 km Grid Aralıklı Vp Hız Modeli Ters Çözümü

Daha önceki adımlarda değerlendirilen deprem verilerinden belirli kriterleri sağlayan çözüm kalitesi yüksek deprem veri seti üç boyutlu ters çözümde kullanılmıştır. Bu veriler GAP değeri 180°'den küçük ve en az 7 istasyonda P fazı içeren 3422 depremden oluşur. Bu depremler 30887 P fazı içerir. Vp hız ters çözümü aşamasında S fazları ters çözüme dahil edilmemiştir.

Ters çözüm öncesi model ve odak parametre sayıları ters çözüm probleminin tanımlanması amacıyla hesaplanmıştır. Yatay yönde 10x10 km grid aralıklı model, düşey yönde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) derinlik aralıklarında olup x, y ve z yönlerinde düğüm (blok) sayısı ($n_x=21$, $n_y=13$, $n_z=14$) 3822 olarak hesaplanmıştır.

Problemden 3822 model bilinmeyen vardır. Odak bilinmeyen ve model bilinmeyen toplamı bilinmeyen sayısıdır. Toplam bilinmeyen parametre sayısı 17237 olarak hesaplanmıştır. Bilinen parametre sayısı (30887) bilinmeyenden (17237) büyük olması nedeniyle problem aşırı tanımlı olup ters çözüm yapılabilir. Tablo 4.1'de model ve odak parametre sayıları özetlenmiştir.

Tablo 4.1. 10x10 km grid aralıklı Vp hız modeli parametre sayıları

| Vp Modeli | Bilinen parametreler | | Bilinmeyen parametreler | | |
|-----------|----------------------|--------|-------------------------|-------|--------|
| | P-Fazı | S-fazı | Model | Odak | Toplam |
| 10x10 | 30887 | ----- | 3822 | 13688 | 17510 |

Düğüm noktaları veya bloklara ait başlangıç bir boyutlu hız değerleri daha önce elde edilen minimum bir-boyutlu hız modelinden elde edilmiştir. Üç boyutlu model giriş hızları bir boyutlu hız modelinden doğrusal enterpolasyon yöntemi ile hesaplanan hız değerleridir. Modellenen derinlikler (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) aralığındadır. Bu derinlikler için kabul edilen başlangıç hız değerleri (3.75, 3.88, 4.75, 5.13, 5.36, 5.45, 5.47, 5.51, 5.70, 6.02, 6.34, 6.54 km/s)'dir.

Simul2000 algoritmasının çalışmasını sağlayan ışın izleme, konum bulma ve ters çözüm işlemlerini etkileyen parametreleri kontrol dosyasındadır. Burada belirlenmesi gereken önemli parametrelerden biri de ışın sayısıdır. Bloklardan geçen ışın sayısı arttıkça model çözüm gücü de artar. Blok içerisinden geçen ışın sayısı için minimum

alt değer 5 olarak kabul edilmiştir. Bunun anlamı içinden 5'ten az sayıda ışın geçen bloklar ters çözümüne katılmayacaktır. Bu parametrenin yanı sıra kontrol dosyasında ters çözüm öncesi tanımlanması gereken diğer önemli parametrelerde ağırlıklandırma parametreleridir. Deprem odak- istasyon konumu başka bir deyişle uzaklığa ve seyahat zamanı verilerine uygulanan iki tür ağırlıklandırma parametresi vardır. Uzaklığa bağlı ağırlıklandırma değerleri 100 km uzaklıkta yer alan depremler için 1, 200 km'den uzak mesafeler için 0, bu iki uzaklık arasındaki değerler ise doğrusal değişim gösteren değerlerle ağırlıklandırılmıştır. Seyahat zamanı rezidüellerine uygulanan ağırlıklandırma 0.2 s seyahat zamanı rezidüellerine 1.0, 0.2-2 s arası rezidüeller için doğrusal, 2-4 s rezidüel aralığına sahip deprem verileri için doğrusal ve 4 s'den büyük rezidüeller için 0 ağırlıklandırma değeri kullanılmıştır.

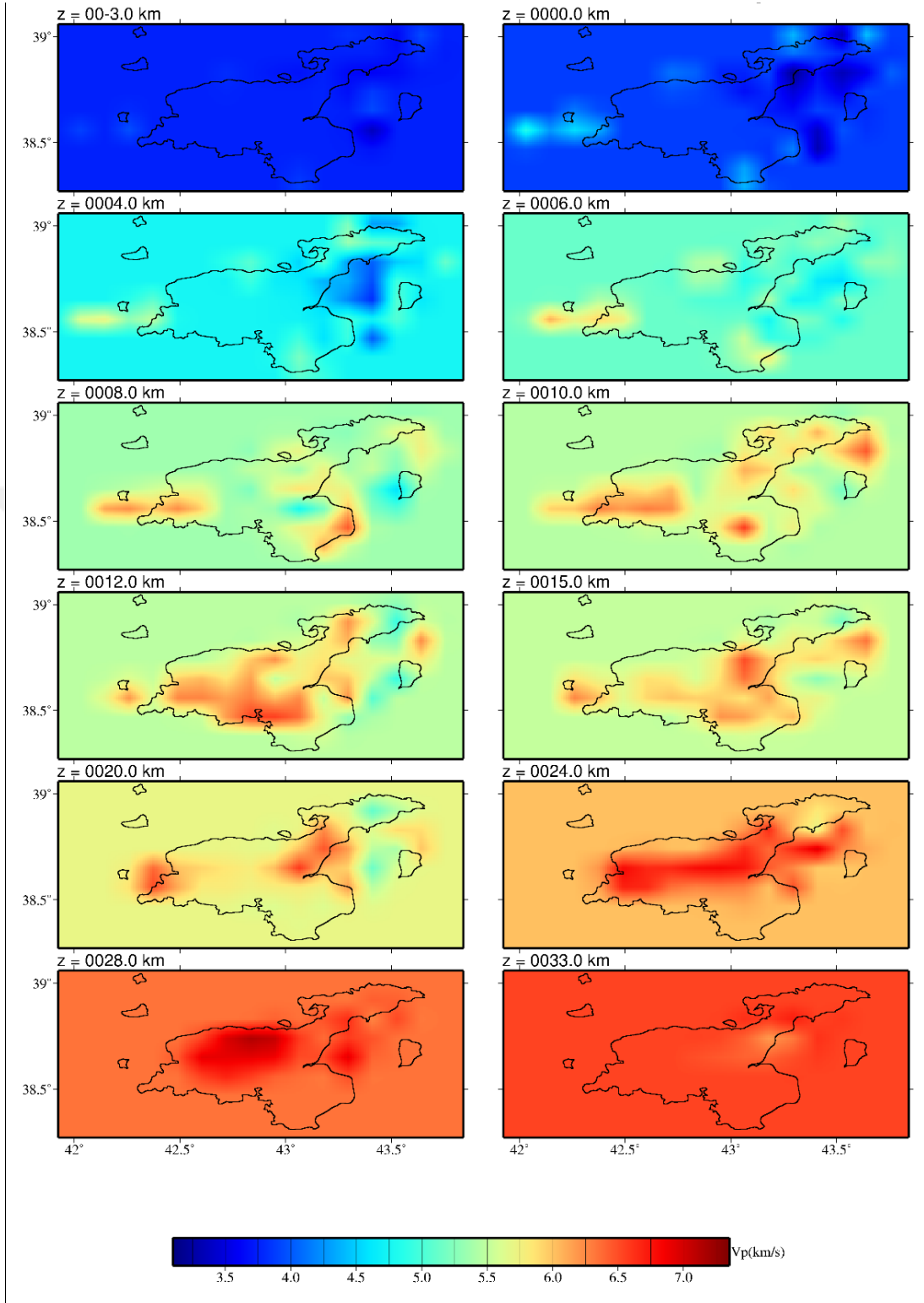
Bir diğer önemli parametre ise sönüm faktörünün belirlenmesidir. Farklı modeller farklı düğüm nokta dağılımına sahiptir bu da ışın yollarında farklılığa neden olur ve sönüm faktörü farklı modeller için yeniden hesaplanmalıdır. Işın yoğunluğu yüksek olan alanlar daha iyi çözüm elde edilmesini sağlar, zayıf alanlarda da çözümün sağlanabilmesi amacıyla sönüm faktörü kullanmamız gerekir. 10x10 km düğüm aralığında ters çözümde üç iterasyon adımıyla sönüm faktörü 50 kabul edilmiştir.

Ters özüm işleminde uygulanan iterasyon adımları kendi içinde iterasyonlardan oluşur. Her biri beş iterasyon adımıyla oluşan üç iterasyon işlemi uygulanmıştır. Birinci iterasyon adımı sonrasında elde edilen yeni hız ve konumlar ikinci iterasyon adımı için giriş verisi olarak kullanılır. Uzaklığa bağlı ağırlıklandırmalar iterasyon adımları boyunca sabit bırakılırken seyahat zamanı rezidüellerine uygulanan ağırlıklandırma ikinci ve üçüncü iterasyon adımlarında yarıya düşürülmüştür. İkinci işlem adımında bu değerler 0.1, 1 ve 2s olarak yarı değere düşürülmüştür. Üçüncü işlem adımında ağırlıklandırmalar 0.05, 0.5 ve 1 olarak alınmıştır. İterasyon adımları RMS değerlerinde gözlenen değişime göre durdurulmuştur. RMS değerlerinde gözlenen değişimin durması elde edilen sonuçların çok farklı olmaması aşamasında iterasyon durdurulur. Çalışma kapsamında üçüncü iterasyonda bu şartlar sağlanmış ve ters çözüm işlemi durdurulmuştur. Elde edilen sonuçlara göre 1.iterasyon sonunda RMS değeri 0.147'den 0.117'ye düşmüştür. 2. iterasyon adımında elde edilen RMS değeri 0.117, 3.iterasyonda 0.078 elde edilmiştir.

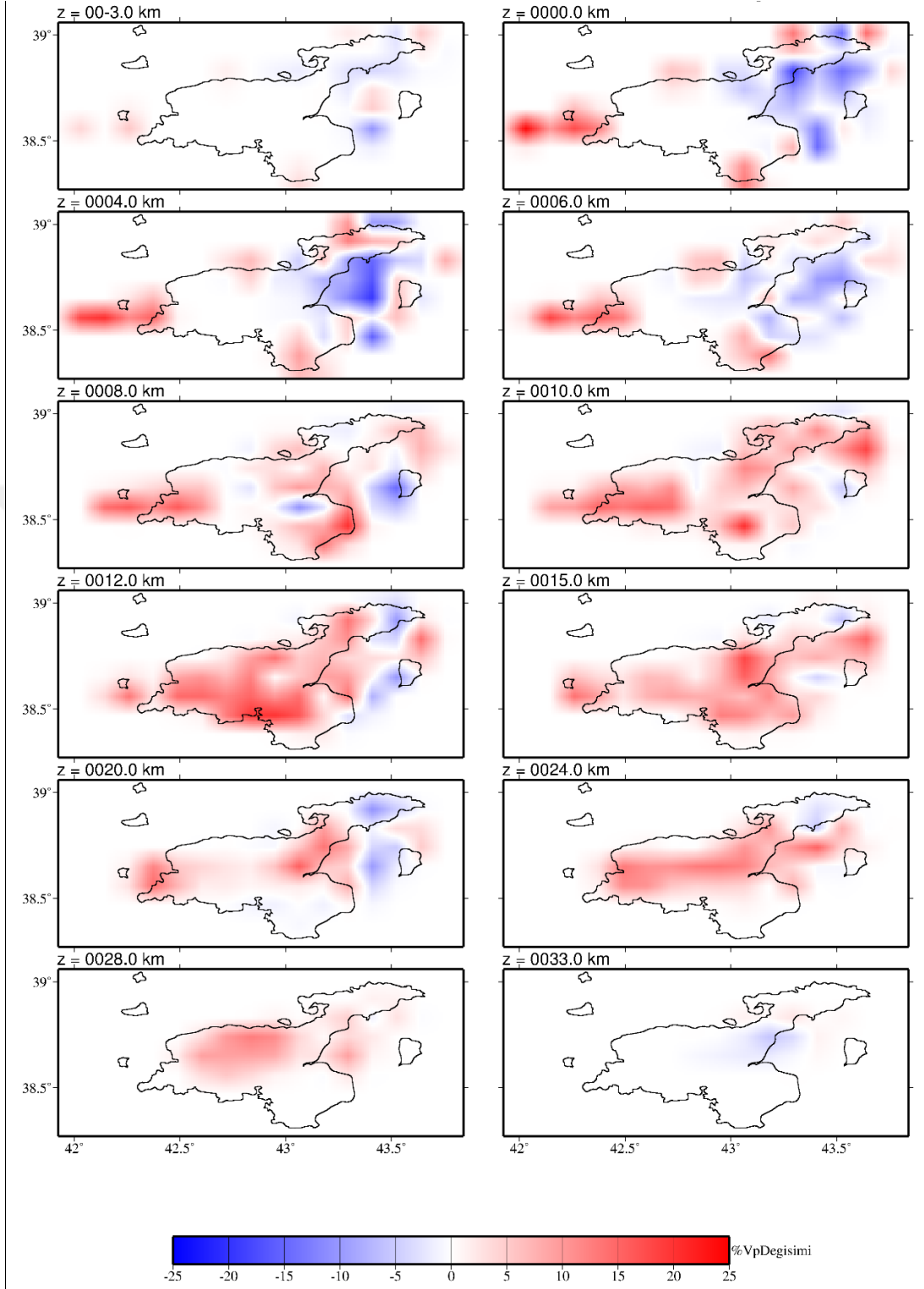
Bu iterasyondan sonra sonuçların çok fazla değişmemesi nedeniyle bu adımda iterasyon sonlandırılmıştır. Ters çözüm sonucunda elde yatay yönde kesitlerde gözlenen mutlak hız değerleri (V_p) Şekil 4.10'da görülmektedir. Çalışma alanında 20 km derinliğe kadar çözüm gücü yüksektir. Bu derinlikten itibaren çözüm gücü zayıflamış 28 km ve 33 km derinliklerde kaliteli bir çözüm elde edilememiştir. (-3) km derinliği bölgenin topoğrafik yükselimini hesaba katmak amacıyla ters çözüme dahil edilmiştir. Van Gölü'nün doğusunda en düşük V_p hızına sahip olup 3.14 km/s'dir. Bu değer genel V_p hızından yüksek olsa da çalışma alanında düşük hız bölgesi olarak görülmektedir. 0-4 km yatay kesitlerde model alanın doğusunda düşük hız bölgeleri batıda yüksek hız alanları yer almaktadır. 4 km kesitinde özellikle deprem anaşok bölgesinde Van gölü ve Erçek gölü arasında en düşük hız zonu lokal alanda görülmektedir. Bu alan jeolojik değişimin yüksek olması, burada sedimanter havza varlığı, faylanmaya bağlı hız farkının başladığı alan olarak yorumlanabilir. Bu derinlikte gözlenen düşük hız bölgesi etrafında yüksek hız alanları zayıf da olsa görülmektedir. Bu alanlar 6 km kesitinde genişleyerek düşük hız bölgesi olarak görülmektedir, mutlak hız değerleri 4 km derinliğe göre daha yüksektir. 8 km derinlik kesitinde gölün güney doğusunda doğu batı uzanımlı düşük hız zonu ve bu zonun ortasında yüksek hız görülmektedir. 8 km derinlik katmanında sismik aktivitenin de oldukça yüksek olduğu deprem dağılım haritasında görülmektedir. Bu derinlikte yatay yönde ani değişim gösteren V_p hız anomalisi bölgedeki yanal yönde değişen yapısal heterojeniteden kaynaklanabilir. Genellikle yanal V_p hız değişimleri faylanma ile ilgilidir ve bölgenin karmaşık tektonik yapısını göstermektedir.

10 km, 12 km ve 15 km yatay derinlik kesitlerinde Van Gölü'nün batısına doğru hız değerleri yükselmektedir. Yüksek V_p hızlarına sahip bölgeler kayaçların yüksek yamulma (strain) enerjisi biriktirme kapasitesine sahiptir. 10 km derinlik kesitinde gölün doğusunda lokal bir düşük hız zonu ve onu çevreleyen yüksek hız bölgesi bölgenin değişen malzeme özelliklerinden kaynaklanmaktadır. Değişen malzeme özellikleri sismojenik zonu etkilemektedir. 12 km derinlikte Van depremi ve yoğun sismik aktivitenin olduğu alanda düşük hız bölgesi KG yönlü uzanım gösterirken DB yönlü yüksek hız ile çevrilidir. Bu durum 8 km derinlik katmanından itibaren bu alanda hem sismojenik zonun hem de deformasyona bağlı hız değişimlerinin bu derinlikte devam ettiğini göstermektedir. 10 km ve 12 km derinlik yatay kesitlerin benzerlik

göstermemesi bu alanda düşey yönlü hız değişiminin göstergesi olarak kabul edilebilir. 15 km ve 20 km derinlik kesitlerinde aynı alanda yüksek ve düşük hız geçişleri gözlenmektedir. 20 km derinlikte yanal yönde düşük hız zonu genişlemiş ve yüksek hız bölgesinden daha net ayrımlılık göstermiştir. Bu durum hız değişimine neden olan faylanmanın daha geniş bir alanda dağılım göstermesi anlamına gelebilir. Yanal hız değişimi ayrımlılığı 20 km'den sonra düşmüştür. Sonuç olarak düşük ve yüksek hız değişimlerinin olduğu alanlarda artçı deprem yoğunluğu gözlenmektedir. Ters çözüm sonucunda gözlenen bir boyutlu hıza göre yüzdelik hız değişimi (%Vp) Şekil 4.11'da görülmektedir. (-3) km, 4 km ve 6 km kesitlerinde model alanın doğusunda hızlar düşüktür, batıda yüzdelik hız değişimleri artmıştır. 8 km derinlik kesitinde alanın doğusunda iki düşük hız zonu arasında kalan yüksek hız bölgesi sismik olarak aktif bir bölgedir. 10 km derinlik kesitinde hız değerleri daha yüksek olup sadece Erçek gölünün batısında lokal düşük hız zonu gözlenmiştir. Sismik aktivitenin yüksek olduğu 12 km derinlik kesitinde gölün doğusunda KG uzanımlı düşük hız zonu ve arada yüksek hız bölgesi gözlenmiştir. Yüksek ve düşük hız zonu geçiş bölgeleri sismik aktivitenin yüksek olduğu alanlara karşılık gelmektedir ve Vp mutlak hız değerleri ile uyumlu sonuçlar elde edilmiştir. Özellikle 12 km ve 20 km kesitlerinde kuzey güney yönlü düşük hız ve doğu batı yönlü yüksek hız anomalileri ana şok etrafındadır. Bu derinlikler faylanma ve deformasyonun en yoğun olduğu alanlar olabilir. 24 km derinlikte düşük hızlar gölün kuzey doğusunda lokal olarak gözlenmektedir. Genel olarak göl içinde hızların arttığı görülmüştür. Bu derinlik sismik aktivitenin oldukça düştüğü alt sınırdır. 33 km derinlikte ters çözüm gücü düşüktür ve sonuçlar güvenilir kabul edilmemiştir. Daha önce yürütülen çalışmalarda büyük tektonik sınırlarının düşük hız anomalilerinin sınırlarında başladığı ya da üst kabukta yüksek hız ve düşük hız geçiş zonlarında yer aldığı gözlenmiştir (Zhao 2010). 10x10 km grid aralıklı modelde elde edilen yüksek hız ve düşük hız geçiş alanları sismik aktivitenin oldukça yoğun olduğu görülmektedir. Bu alanlar sismojenik sınırlar, aktif faylanma ve heterojenitenin yüksek olduğu alanlar olarak kabul edilmektedir.



Şekil 4.10. 10x10 km grid aralıklı model Vp mutlak hızlar



Şekil 4.11. 10x10 km grid aralıklı model Vp yüzdelik hız değişimleri

4.4. 10x10 km Grid Aralıklı Vp Hız Modeli Ters Çözüm Kalitesi

Tomografik ters çözüm doğruluğunun değerlendirilmesi amacıyla 10x10 km grid aralıklı ve 5x5 km grid aralıklı modeller için çözünürlük analizleri yapılmıştır. Burada model parametrelerinin güvenilirliği ve veri setinin çözüm gücünün yüksek ya da düşük olduğu alanların belirlenmesi amaçlanmaktadır. Bu kapsamda (KHIT), (DWS), (RDE) ve (SPRD) değerleri hesaplanmıştır. (KHIT) bir bloktan geçen ışın sayısı olup bu dağılımın en alt sınır değeri 1000 olarak belirlenmiştir. Bu değer üstünde ışın dağılımına sahip alanlar çözüm gücünün yüksek olduğu alanlar olup siyaha yakın bölgelerdir. Bu değer altında kalan alanlar çözüm gücü daha zayıf bölgelerdir ve siyahtan griye doğru daha açık renkte görülmektedir.

Şekil 4.12’de 10x10 km grid aralıklı model için hesaplanan ışın sayısı değerleri farklı derinliklerde yatay düzlemler boyunca görülmektedir. Işın sayısı ilk üç tabakada en yüksek değerde olup derinlikle azalmaktadır. KHIT değeri özellikle ilk 8 km derinlikte 5000’in üzerindedir. 20 km’ den itibaren KHIT değerinin 1000’in altına düşmesi bu tabakadan sonra çözünürlüğün azalması anlamına gelir.

Çözüm kalitesinin belirlenmesi amacıyla hesaplanan bir diğer kriter ise DWS olup, DWS değerleri ışın parçalarının düğüm noktasına olan uzaklıkların geometrik ağırlıklarının toplamıdır. DWS değeri yüksek alanlarda çözüm kalitesi yüksek kabul edilmektedir.

Şekil 4.13’de çalışma alanında elde edilen DWS haritası görülmektedir. DWS için de sınır değeri 1000 olarak kabul edilerek bu değerden daha büyük alanlar güvenilir kabul edilmiştir. 15 km’den itibaren bu alan zayıflamakta ve 1000’in altında düşmektedir. 0-12 km derinlik aralığında DWS değerleri oldukça yüksektir. 24 - 33 km derinlik aralığında oldukça düşmüştür.

Çözüm kalite kriterlerinden bir diğeri ise (RDE) değeridir. Çözünürlük matrisi çok sayıda eleman içerir. Bu değer model parametrelerinin çözümünde parametrelerin bağımsızlığını gösterir. En iyi çözümde RDE değeri 1 olmalıdır.

Şekil 4.14’de RDE değerleri tüm katmanlarda görülmektedir. RDE için alt sınır değer 0.2 kabul edilmiştir. 0.2’den büyük değerler güvenilir kabul edilmektedir.

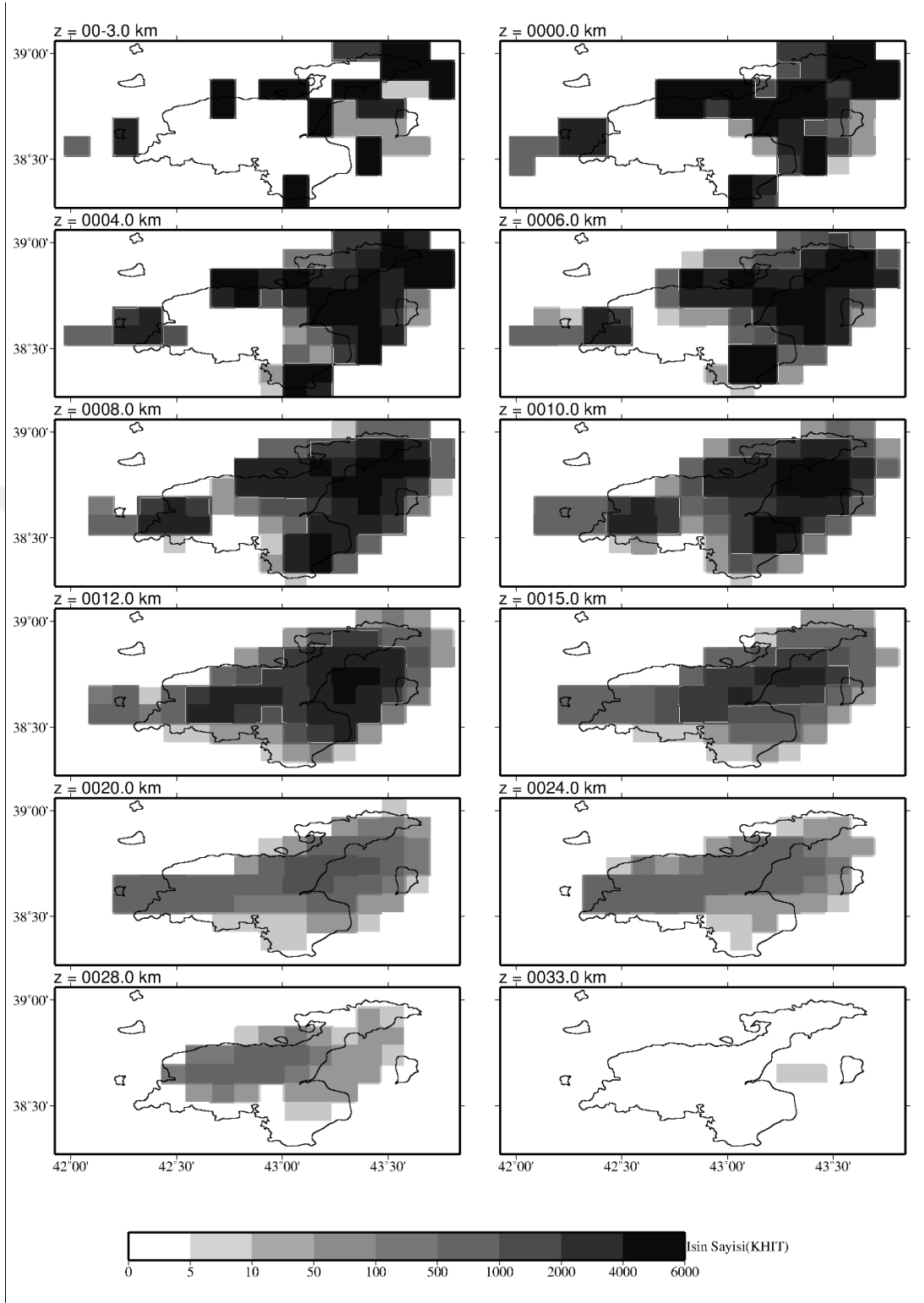
İlk 28 km derinliğe kadar bu değer 0.2'nin üstündedir. En yüksek RDE değerleri 10 km ve 12 km derinliklerde elde edilmiştir. 28-33 km derinliklerde bu değer 0.2'nin altında olması nedeniyle bu derinliklerde çözüm gücü zayıf kabul edilmiştir.

Çözüm kalitesi analizinde elde edilen bir diğer değer de yayılım fonksiyonu (SPRD)'dur. Model parametreleri sayısı çok fazla olması nedeniyle her biri için ayrı ayrı ortalama vektör hesabı yapılamaz, bu nedenle bu bilgiler tek bir ortalama vektörde sıkıştırılarak yayılım fonksiyonu hesaplanır.

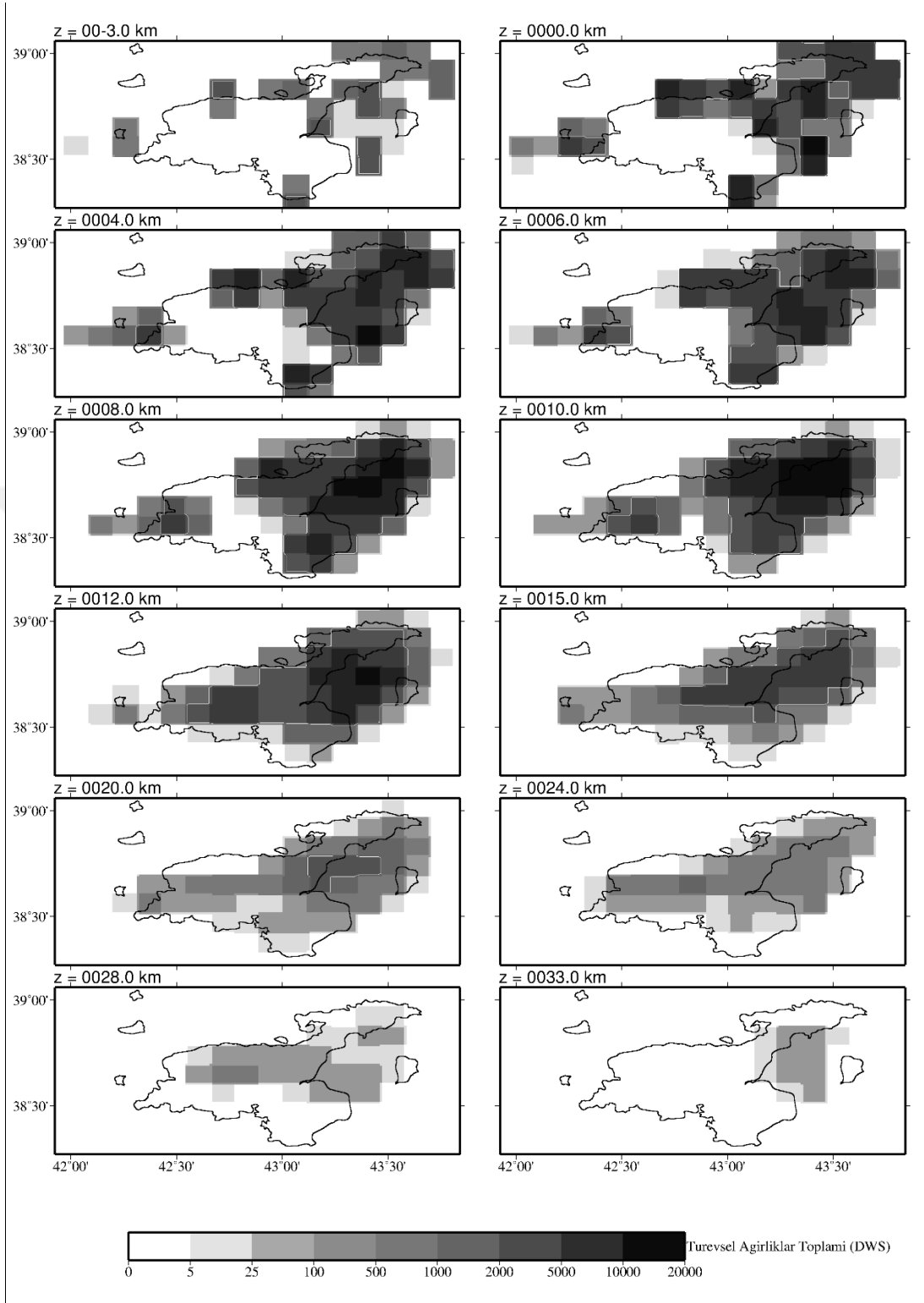
SPRD değerleri düğüm aralığına, sönüm faktörü ve model parametre sayısına bağlıdır. Bu çalışmada $SPRD \leq 1.5$ olan alanlar güvenilir kabul edilmiştir. Şekil 4.15'de bu değere ait farklı tabakalarda değişim görülmektedir. SPRD değerinin bu değerden düşük olması kalitenin yüksek olması anlamına gelir.

Yayılım fonksiyonunun en düşük olduğu tabakalar 8-12 km derinlikler olup buralarda kalite oldukça yüksek kabul edilebilir. 24 km ve 33 km yatay kesitlerde bu değer artmakta ve çözüm kalitesi düşmektedir.

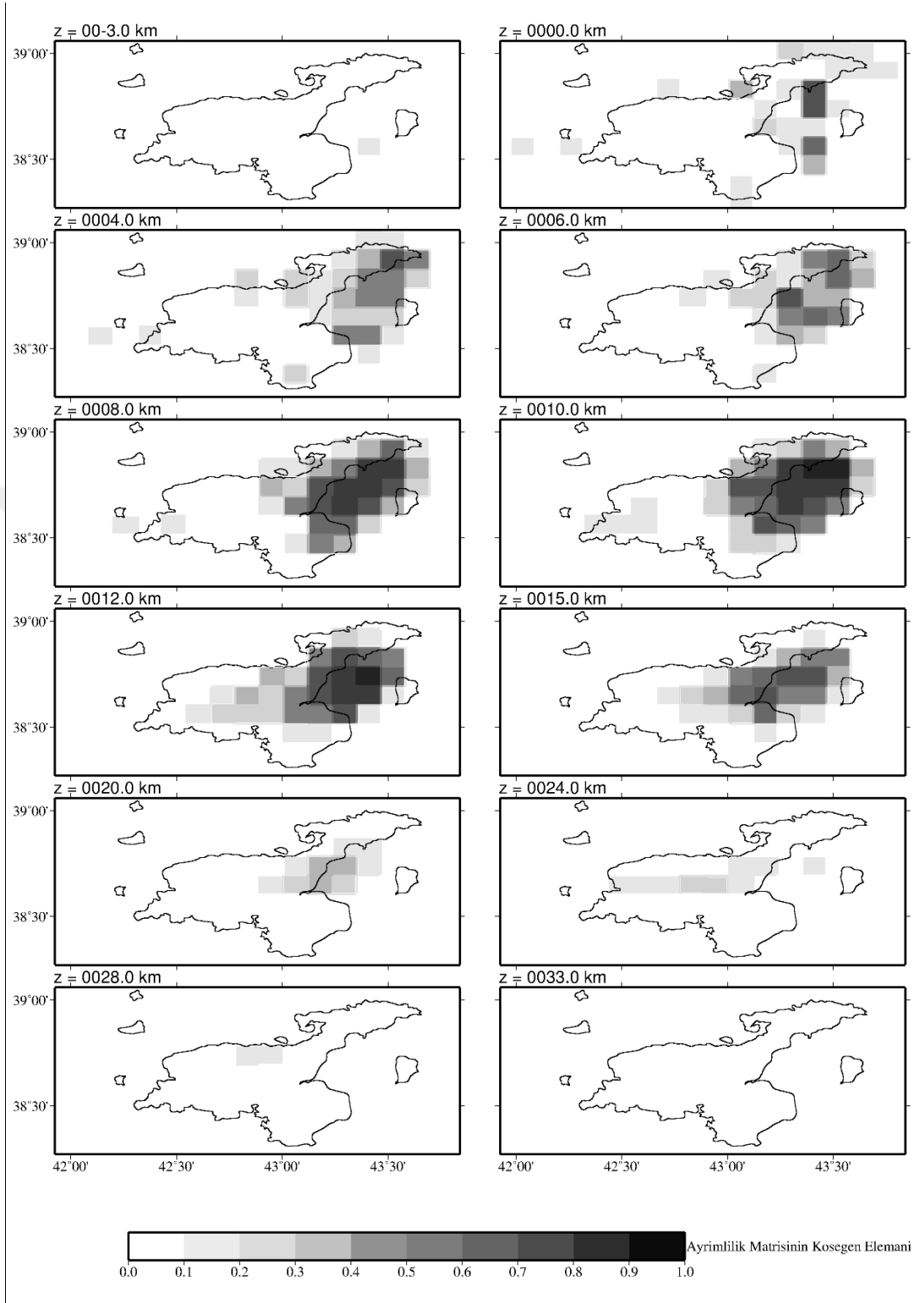
Dağılım değerleri deprem ana şok ve artçı dağılım alanlarında yoğunlaşmıştır. Burada veriler yoğunlaşmaktadır. Van Gölü'nün batısında daha az veri sağlanabilmiştir ancak genel ışın dağılımı Van Gölü'nün ters çözüm ile V_p hız yapısının belirlenmesini sağlayacak kalitededir.



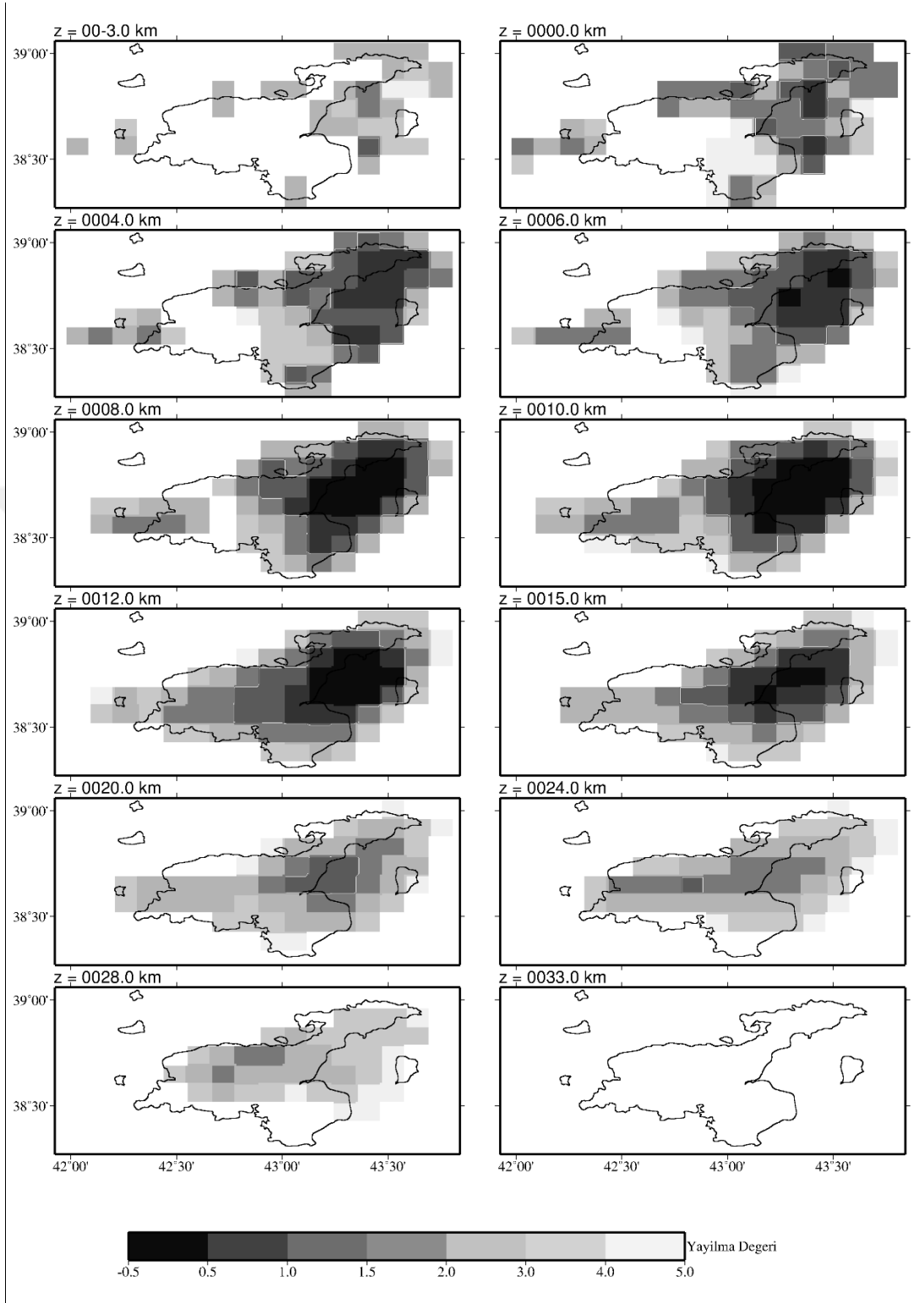
Şekil 4.12. 10x10 km grid aralıklı model Vp (KHIT) dağılımı



Şekil 4.13. 10x10 km grid aralıklı model Vp (DWS) dağılımı



Şekil 4.14. 10x10 km grid aralıklı model Vp (RDE) dağılımı



Şekil 4.15. 10x10 km grid aralıklı model Vp (SPRD) dağılımı

4.5. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp Hızları Ters Çözümü

Bu model 5x5 km'lik düğüm aralığındadır. 10x10 km grid aralıklı modelde kullanılan veri seti kullanılmıştır (Tablo 4.2). Blok boyutunun daha küçük seçilme nedeni daha ayrıntılı hız modeli elde etmek ve 10x10 km grid aralıklı model ile karşılaştırma yapmak ve bu modelde gözlenemeyen alanların varlığını test etmektir.

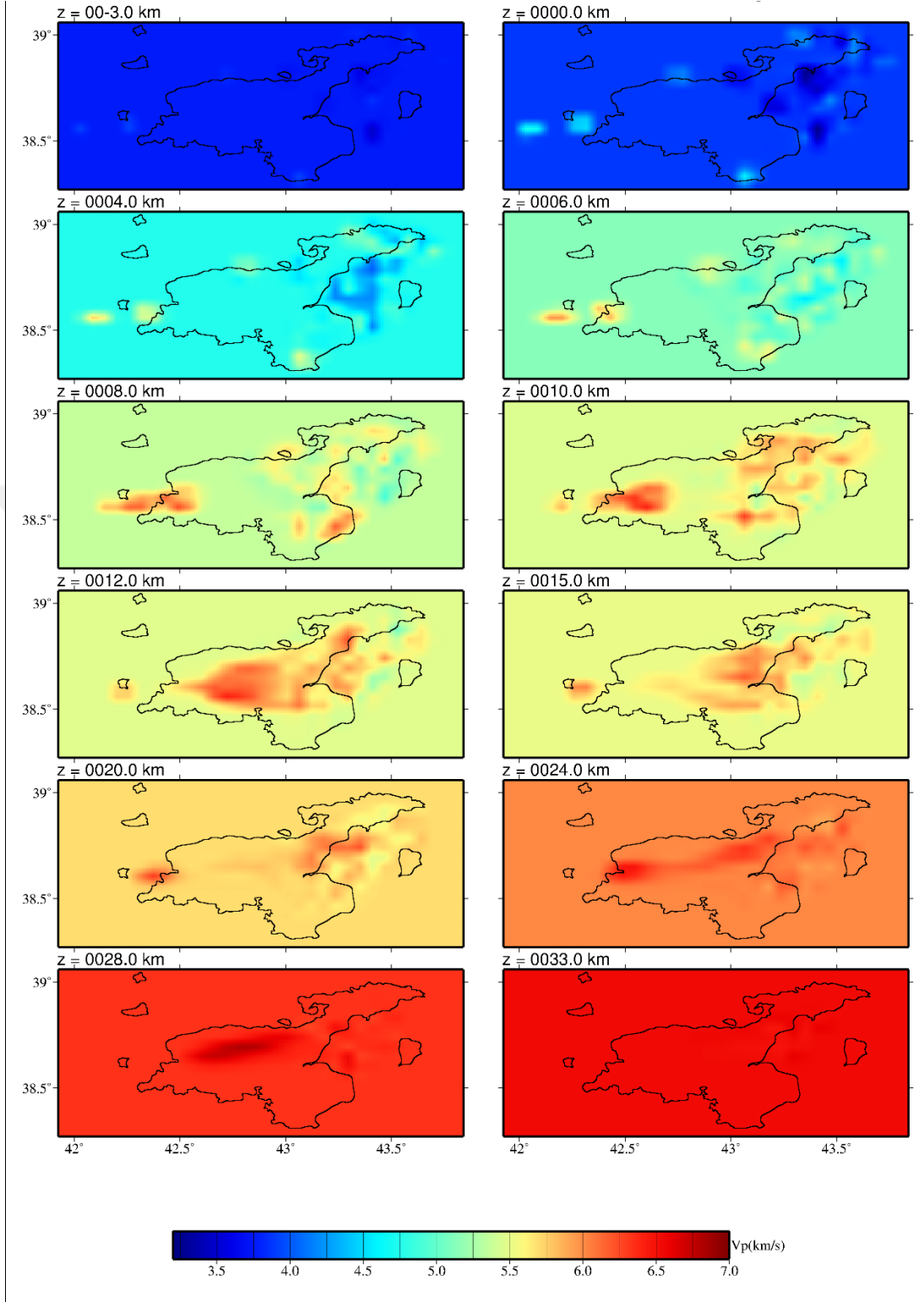
Tablo 4.2. 5x5 km grid aralıklı Vp hız modeli parametre sayıları

| Vp Modeli | Bilinen parametreler | | Bilinmeyen parametreler | | |
|-----------|----------------------|--------|-------------------------|-------|--------|
| | P-Fazı | S-fazı | Model | Odak | Toplam |
| 5x5 | 30887 | ----- | 12558 | 13688 | 26246 |

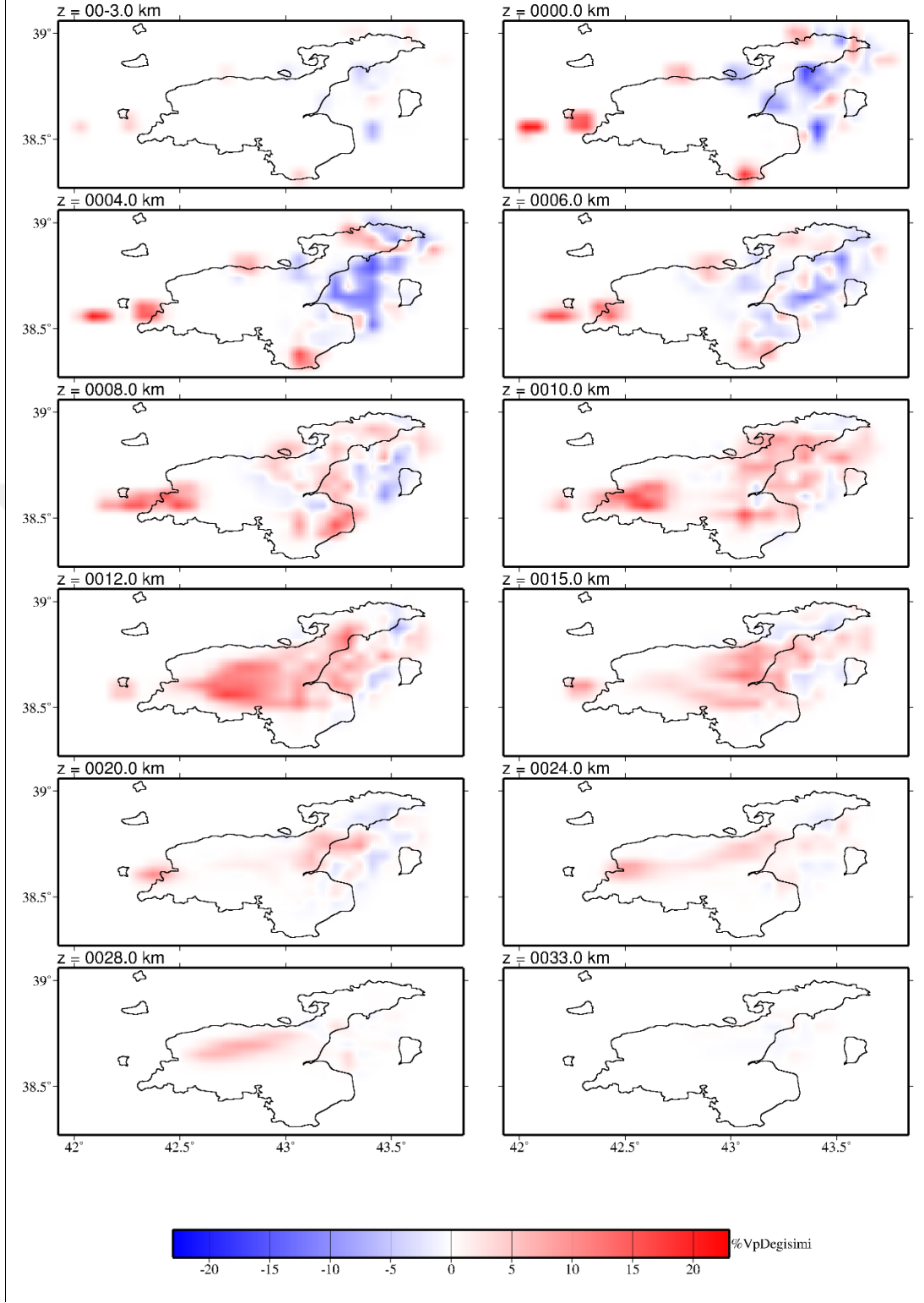
Çalışma alanı yatay yönde 5x5 km, düşey yönde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) derinlik aralığında modellenmiştir. Model boyutu x, y ve z yönlerinde ($n_x=39$, $n_y=23$, $n_z=14$) 12558 blok içermektedir. Modelde kullanılan ışın sayısı alt değeri, deprem odak- istasyon konumu ve seyahat zamanı ağırlıklandırma değerleri 10x10 km blok model ile aynı seçilmiştir. Sönüm faktörü 50 olarak hesaplanmıştır.

Bir önceki modelde olduğu gibi her biri 5 iterasyon adımından oluşan 3 iterasyon yapılmıştır. Birinci yineleme adımında elde edilen RMS değeri 0,164 olup bu değer ikinci iterasyon adımında 0,125'e düşerek %79 değişmiştir, 3. iterasyon adımında RMS değerleri 0,082'e düşerek başlangıç değerine göre %66 değişmiştir. Ters çözüm sonrası farklı derinliklerde elde edilen mutlak hız haritasına göre (Şekil 4.16) hız değişimleri genel olarak 10x10 km grid aralıklı model ile benzer olsa da aynı değildir. İnce modelde elde edilen sonuçlar daha ayrıntılıdır. 4 km derinlikte gölün doğusunda kalan Van depreminin meydana geldiği bölgede düşük hız zonu sismik olarak aktif alan boyunca devam etmektedir. Bu derinlik altından itibaren deprem aktivitesi artmıştır. Bu alan sismojenik zonun üst sınırı olabilir. Bu kesit lokal yüksek hız zonları kuzeyde güneyde ve batıda gözlenmektedir. Bu zonlar 10x10 km grid aralıklı modelde çok net değildir. Sığ derinlikte yüksek hızlar volkanik kayalar veya sismojenik olarak kırılmamış dayanımı daha güçlü alanlar olarak kabul edilebilir. Yüksek hız bölgeleri bu alanlarda malzeme özelliğinin gölün doğusundan farklı olmasının göstergesidir. 6 km derinlik kesiti yüksek oranda sismik aktivitenin gözlemlendiği alan olup gölün doğusunda geniş bir bölgede yayılım göstermiştir. Bu bölge artçı ve ana şok dağılımlarının olduğu alandır. Bu derinlikte 10x10 km grid aralıklı modelde

gözlenmeyen lokal yüksek hız alanları gözlenmektedir. Lokal hız yükselimleri ve düşük hızlar iç içedir ve devamlılık göstermemektedir. Bu dağılım KD-GB yönünde olup artçı dağılım yönü ile aynıdır. Bu alan gölün doğu sınırında göl içine doğru devam etmektedir. Yüksek ve düşük hız değişimi bu derinlikten itibaren heterojen, faylı veya akışkan içeren farklı malzemelerin bu alanda yoğun olarak varlığının göstergesidir. 8 km derinlikte düşük hız bölgesi Erçek gölü ve Van gölü arasında daha geniş bir alanda gözlenirken Van Gölü'nün güneydoğusunda yüksek hız bölgesi iki düşük hız zonu arasında olduğu görülmektedir. 8 km derinlikte farklı bir deformasyon veya faylanma başlamış olabilir. 8 km yatay kesitte gölün batısında yüksek hız zonu gözlenmiştir. Bu alan bölgenin rijiditesinin yüksek olmasından kaynaklanabilir. 10 km yatay kesitte gölün batısında gözlenen yüksek hız devamı görülürken doğuda V_p hız değerleri yükselmiştir. Bunun anlamı bu alanda düşey yönde bir hız değişimi olması ve bölgenin hem yanal hem de düşey yönde heterojen olması anlamındadır. 12 km derinlikte 10 km derinlik kesitinde gözlenen yüksek hızlar bazı KG-GB yönünde düşük hız gösterir. 10 km derinlik kesitinin 2 km alt ve üst sınırları düşük hız tabakaları arasındadır. 8-12 km derinlik aralığında 2 km aralıkla hız değişiminin yüksek olması anlamındadır. Bu alan sismik yoğunluğun en yüksek olduğu alandır. 15 km derinlik kesiti 12 km kesitine benzemektedir aynı alanlarda düşük ve yüksek hızlar görülmektedir. 20 km derinlik kesitinde deprem dağılım bölgesi ve göl içinde sınırlı kalan yüksek ve düşük hız geçiş yer alır. Bu alan 0 km derinlikten itibaren V_p hızlarının düşey ve yanal yönde çok hızlı değişim gösterdiği bir bölge olarak gözlenmiştir. Genel olarak 10x10 km grid aralıklı model ile aynı olsa da özellikle ışın dağılımının yüksek olduğu Van Gölü'nün doğusunda kalan bölgede daha detaylı hız anomalileri elde edilebilmiştir. 5x5 km grid aralıklı model alanından elde edilen bir boyutlu hız modeline göre yüzdeler hız değişim dağılımına bakıldığında 0-4 km kesitlerinde Van depremi ve artçı dağılım bölgesinin düşük hız yüksek hız zonu arasında kaldığı düşük hızların bu alanda daha geniş bir alanda dağılım gösterdiği görülmektedir. 6 km yatay kesitte gölün doğusunda düşük hız alanında yüksek hızlar lokal olarak gözlenmektedir. 8 km derinlikte batıya doğru Van Gölü'nün içlerine doğru hızlar artmakta. 10 km derinlikte yanal hız değişimi oldukça düşük olup genel hız dağılımı yüksektir. 12, 15 ve 20 km derinlikler benzer özellikte olup KD-GB düşük hız nın arasında yüksek hız bölgesi vardır.



Şekil 4.16. 5x5 km grid aralıklı model Vp mutlak hız dağılımı



Şekil 4.17. 5x5 km grid aralıklı model Vp yüzdelik hız değişimleri

4.6. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp Hızları Ters Çözüm Kalitesi

Çözüm kalitesini belirlemek amacıyla bir önceki modelde olduğu gibi ışın sayısı (KHIT), ağırlıklandırılmış türevsel toplam (DWS), ayrımlılık matrisi (köşegen elemanı (RDE) ve dağılım fonksiyonu (SPRD) değerleri farklı derinlikler için elde edilmiştir.

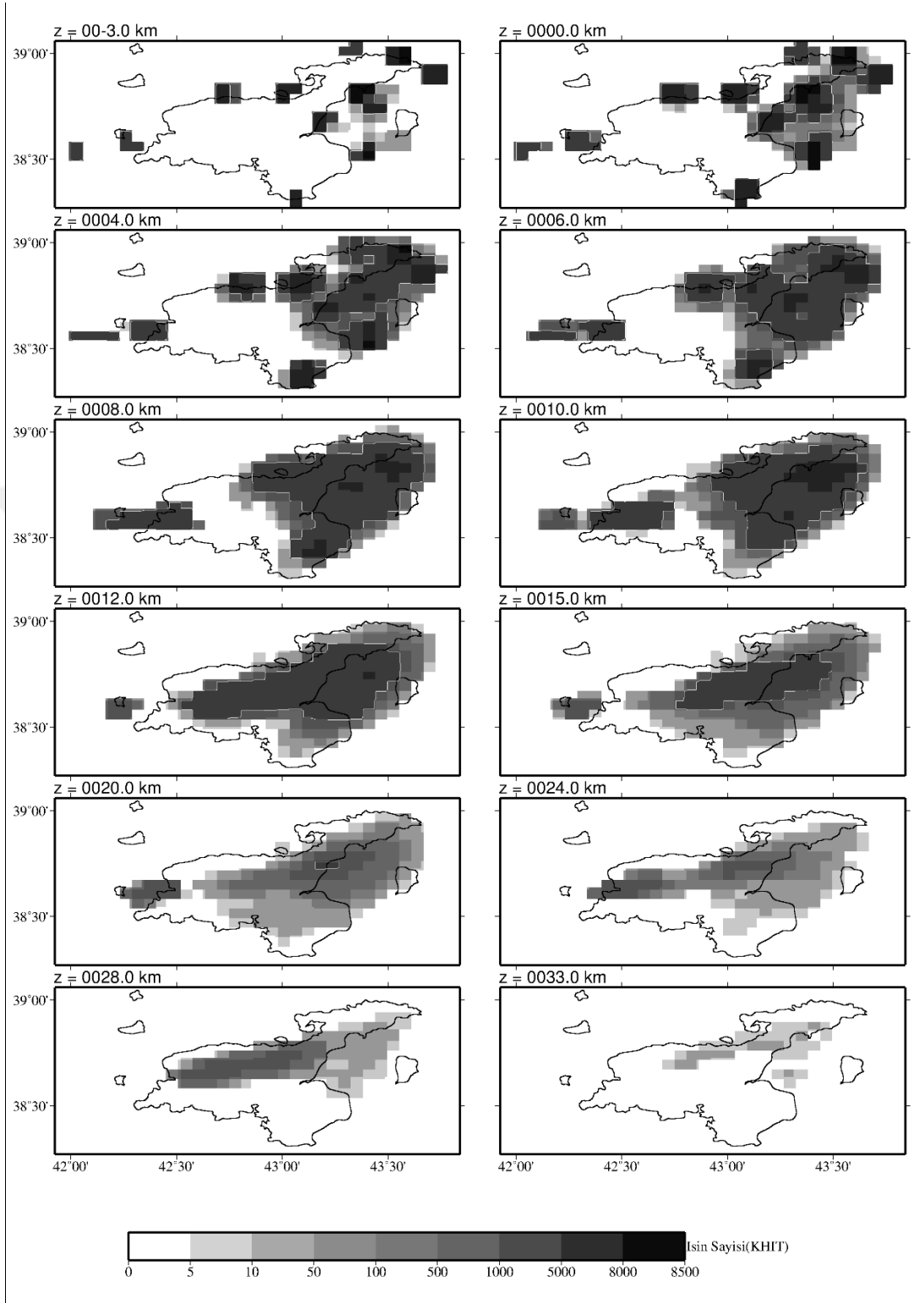
Şekil 4.18’de görüldüğü gibi farklı derinliklere göre ışın sayısı (KHIT) dağılımı haritalanmıştır. Işın sayısı 1000’den yüksek olan tabakalar çözüm gücü yüksek alanlar olarak kabul edilmiştir. Bu modelde (-3)’den itibaren ilk 4 km derinliğe kadar en yüksek değerler gözlenmektedir. Bunun anlamı bu bölgelerde çözüm gücünün yüksek olmasıdır. Derinlikle ışın sayısı giderek azalmaktadır. 20 km derinlikten itibaren ışın sayısı oldukça düşüktür. Bunun anlamı 20 km derinlikten itibaren çözüm kalitesinin azalmasıdır.

Şekil 4.19’da DWS (ağırlıklandırılmış türevsel toplam) değerleri dağılım haritası görülmektedir. En yüksek DWS değerleri 10 km derinlikte gözlenmiştir. Bu derinlikte sismik aktivite oldukça yüksektir. 20 km den itibaren ışın sayısında olduğu gibi DWS değerleri düşmüştür.

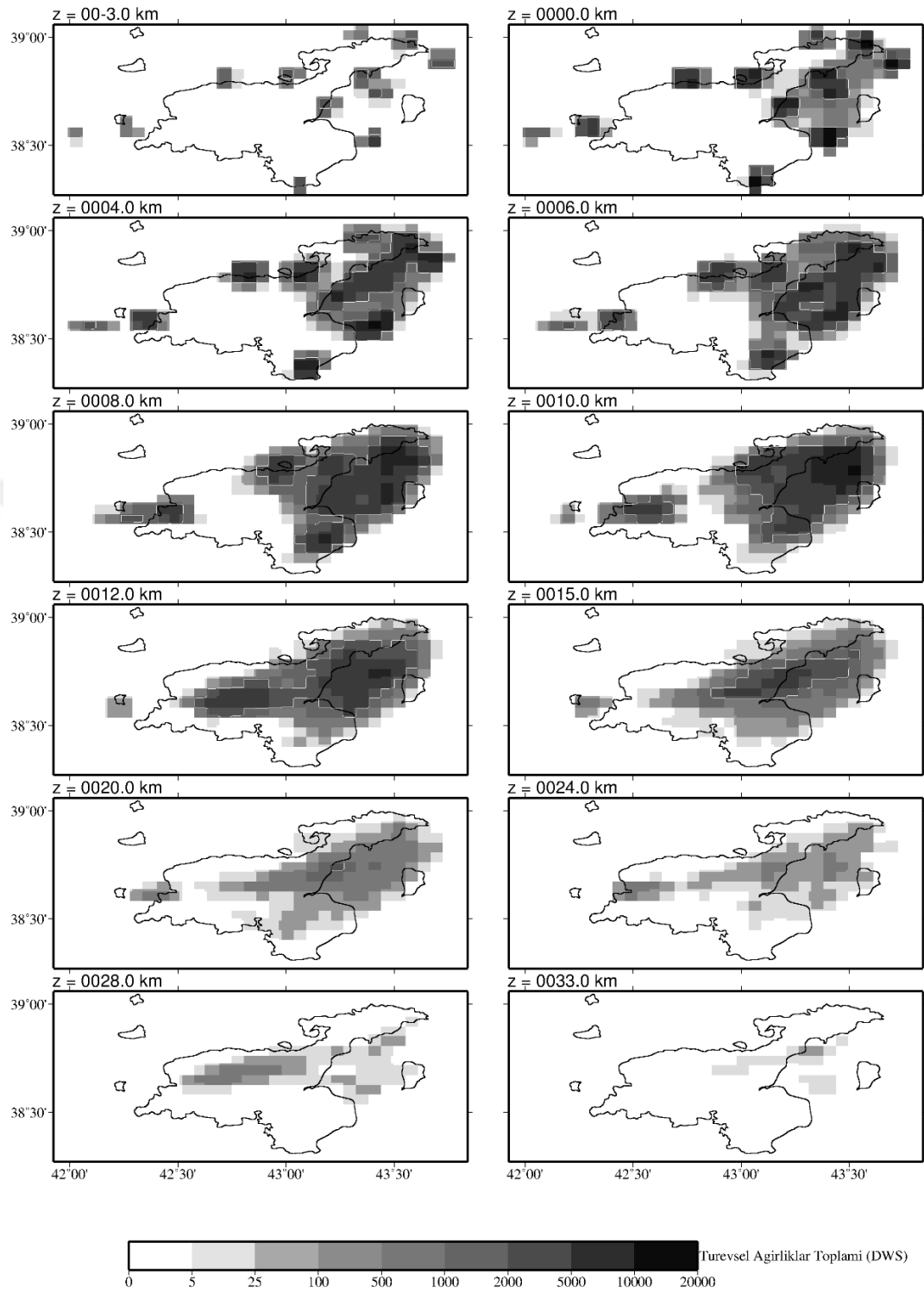
Çözüm analizi değerlendirilmesinde önemli kriterlerden bir diğeri de ayrımlılık matrisinin köşegen elemanı (RDE) değeridir. Şekil 4.20’de RDE değişimi tüm katmanlarda görülmektedir. 0.2’den büyük değerler kaliteli alanlara olarak kabul edilmiştir. En yüksek RDE değeri, DWS ile uyumlu olarak 10km derinlikte elde edilmiştir.

Çözüm kalitesi kriterlerinden yayılım fonksiyonu (SPRD) değerlerine göre (Şekil 4.21) $SPRD \leq 1.5$ olan alanlar güvenilir kabul edilmiştir. İlk 15 km’den itibaren dağılım değeri artmıştır. 20 km’den daha derinlerde 2 ve üzeri olması nedeniyle çözüm kalitesinin düştüğünü göstermektedir.

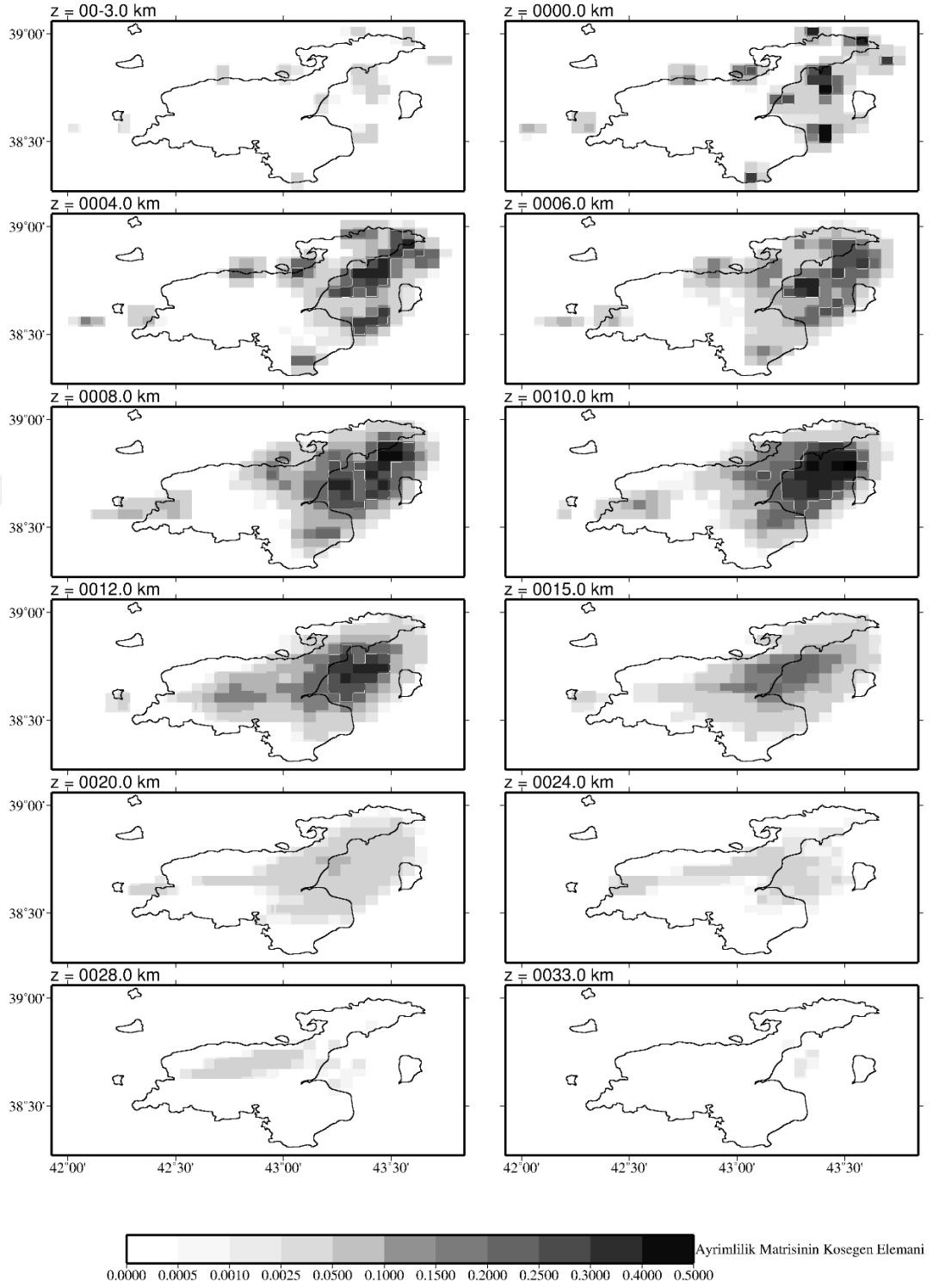
İnce modelde model alanının batısında çözüm gücü oldukça düşük olup deprem dağılımının yüksek olduğu Van Gölü’nün doğusunda çözüm kalite değerleri daha yoğun ve homojen dağılım göstermiştir.



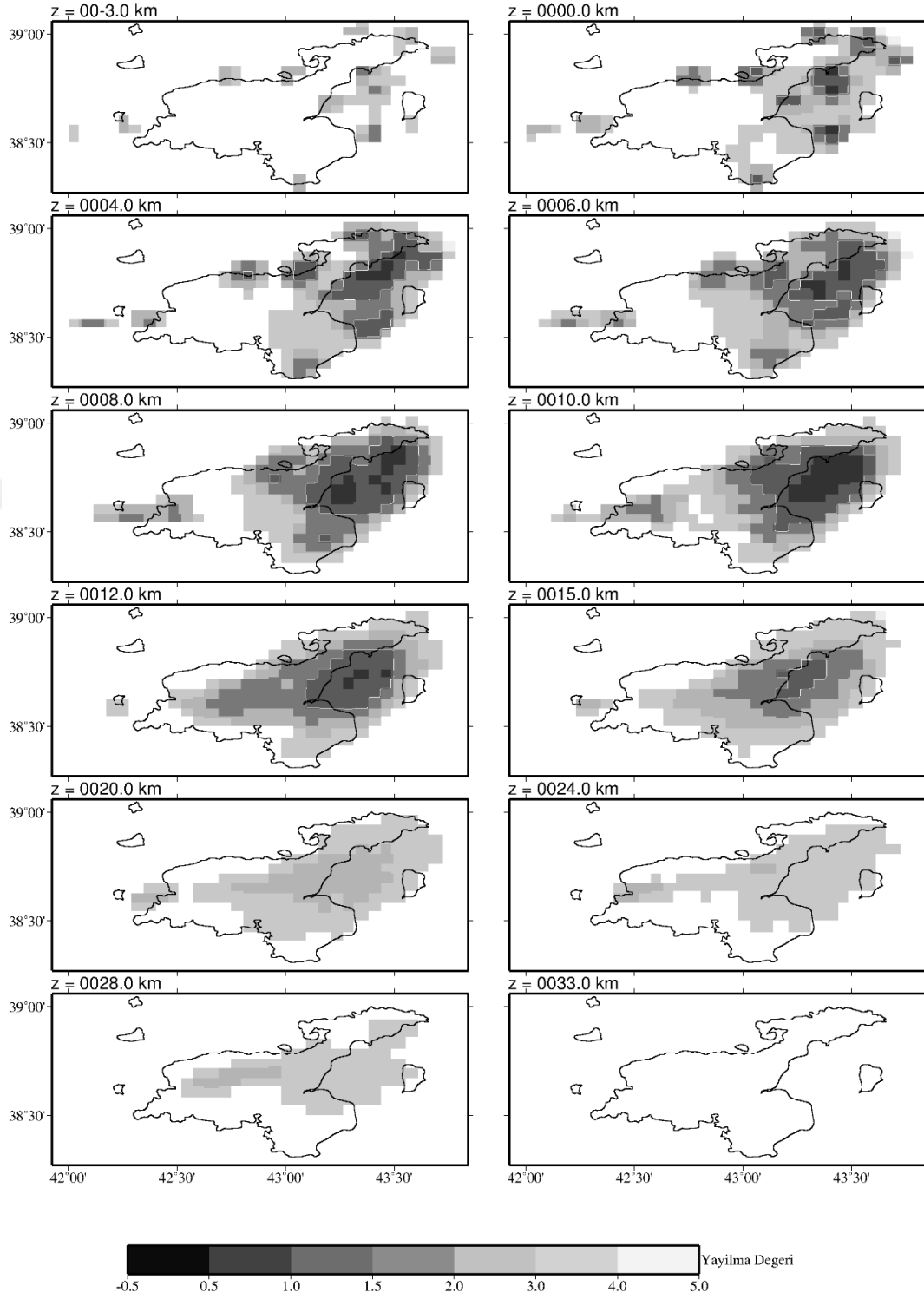
Şekil 4.18. 5x5 km grid aralıklı model Vp (KHIT) dağılımı



Şekil 4.19. 5x5 km grid aralıklı model Vp (DWS) dağılımı



Şekil 4.20. 5x5 km grid aralıklı model V_p (RDE) dağılımı



Şekil 4.21. 5x5 km grid aralıklı model Vp (SPRD) dağılımı

4.7. 10x10 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözümü

Üç boyutlu Vp/Vs oranının belirlenmesi amacıyla farklı bir veri seti seçilmiştir. Bu veri seti GAP değeri 180°'den küçük, en az 7P fazı ve 4S fazı içeren 2481 depremden oluşur. Bu depremlere ait toplam 22851 P- ve 14028 S- faz okuması ters çözüme girmiştir. Vp hız ters çözümü için kullanılan (10x10 km) ve (5x5 km) grid aralıklı modeller Vp/Vs ters çözümü için de kullanılmıştır. Vp/Vs modeli belirlemek amacıyla hem P hem de S fazları ters çözüme dahil edildiği için model parametre sayısı iki katına çıkmıştır. Vp/Vs ters çözümü için Vp başlangıç hız modeli ve sabit Vp/Vs oranı olmalıdır. Vp hız modeli ters çözümünde son iterasyon adımında elde edilen yeni hız modeli ve sabit Vp/Vs hız değerleri (1.73) ile yeni bir model oluşturulur.

Yatay yönde 10x10 km, düşey yönde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) aralıklı blok model x, y ve z yönlerinde (nx=21, ny=13, nz=14) 3822 blok içermektedir. Vp/Vs oranlarının da çözüme katılmasıyla 7644 model bilinmeyişi vardır (Tablo 4.3).

Tablo 4.3. 10x10 km grid aralıklı Vp/Vs hız modeli parametre sayıları

| Vp/Vs Modeli | Bilinen parametreler | | Bilinmeyen parametreler | | |
|--------------|----------------------|--------|-------------------------|------|--------|
| | P-Fazı | S-fazı | Model | Odak | Toplam |
| 10x10 | 22851 | 14028 | 7644 | 9924 | 17568 |

Vp/Vs ters çözümünde kullanılacak sönüm faktörü 100 olarak kabul edilmiştir. Vp/Vs hız modeli belirleme aşamasında, Vp hız modelinin yeniden iterasyona girip tekrar ters çözüme girmemesi amacıyla Vp sönüm faktörü oldukça yüksek (999) seçilmiştir. Blok içerisinden geçen ışın sayısı için bir alt sınır değeri 5 olarak belirlenmiştir. Deprem odak- istasyon konumu ağırlıklandırma değerleri 100km uzaklığa kadar 1, 200 km'den uzak mesafeler için 0, bu iki uzaklık arasındaki değerler ise doğrusal olarak ağırlıklandırılmıştır. Seyahat zamanı rezidüelleri için kullanılan ağırlıklandırma parametreleri ise S faz okumalarında yapılan hata miktarlarının büyük olması nedeniyle Vp seyahat zamanı ağırlıklandırma değerlerinden biraz daha farklı seçilmiştir. Birinci ters çözüm işlem adımında seyahat zamanı rezidüellerine 0.5 s'ye kadar 1.0, 0.5-2 s arası doğrusal, 2-4 s rezidüelleri için doğrusal ve 4 s'den büyük rezidüeller için 0 değeri kullanılmıştır. İkinci işlem adımında bu değerler 0.2, 1 ve 2s olarak yarı değere düşürülmüştür. Üçüncü işlem adımında bu değerler 0.1, 0.5 ve 1'e

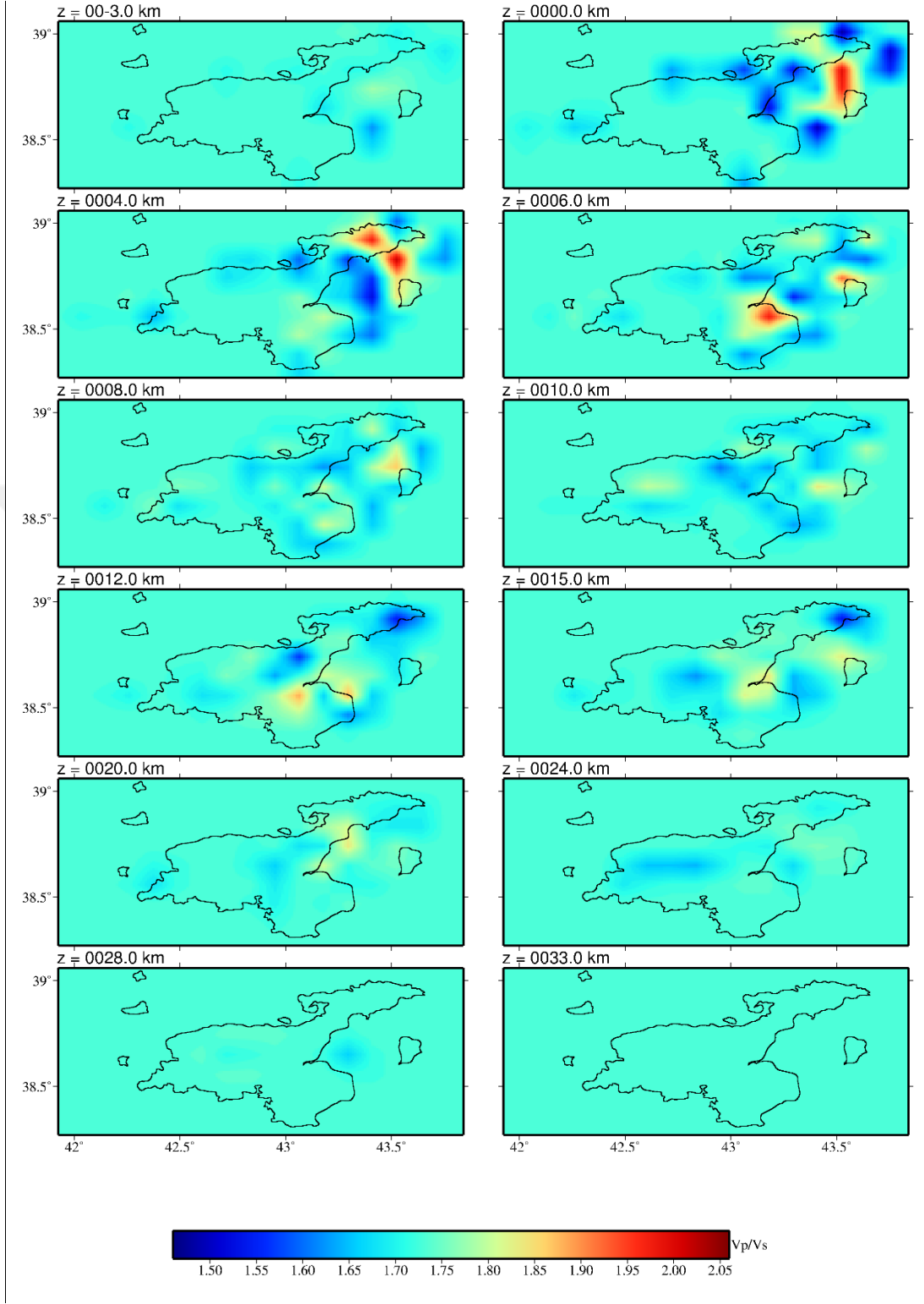
düşürülmüştür. Üç boyutlu Vp/Vs oranının belirlenmesinde elde edilmesi her biri 5 yineleme adımından oluşan 3 yineleme adımı içerir. 1. iterasyon adımında RMS değeri 0.174 olup 2. iterasyon adımında 0.113'e düşmüştür. 3.iterasyon adımında 0.086'ya inmiştir. Bu adımdan sonra RMS değerlerinde önemli bir değişim olmaması nedeniyle 3. Adım sonunda ters çözüm işlem adımları durdurulmuştur.

Ters çözüm sonucunda elde edilen farklı derinlik katmanlarına ait mutlak Vp/Vsdeğerleri Şekil 4.22'te görülmektedir. Vp/Vs oranı bir başka deyişle Poisson oranı kırık yoğunluğu, sıcaklık, buhar, akışkan ya da eriyik malzeme içeriği ile ilgili önemli bilgiler verir. Vp/Vs anomalileri sığ ve derin ortamlarda farklı yorumlanabilmektedir. 5 km derinlikten daha sığ alanlarda gözlenen düşük Vp/Vs anomalileri faylanma ve tektonizma kaynaklı deformasyon anlamına gelmektedir. Sığ derinliklerde yüksek Vp/Vs değerleri gözenekli sedimanter kayalara karşılık gelir ve artan sıvı/akışkan içeriği Vp/Vs değerlerini yükseltir. Derinlerde gözlenen yüksek Vp/Vs anomalileri sismik kırılma sınırı olarak kabul edilebilmektedir. Thurber (1995)' göre Vp/Vs artışı ana şok kırılma bölgesinin durduğu en üst sınır olabilir ve fay kırılma zonu yüksek Vp/Vs ve düşük Vp/Vs sınırları içinde yer alabilir. Vp modellerine göre Vp/Vs modeli daha düşük çözünürlükte elde edilmiştir. 0 km derinlikte Van Gölü'nün kuzey doğusunda lokal yüksek Vp/Vs anomalisi düşük Vp/Vs anomalileri ile çevrilidir. Van Gölü'nün kuzey doğusunda 0 ve 4 km derinlik kesitlerinde sığ derinliklerde gözlenen yüksek Vp/Vs anomalisi gözenekli sedimanter yapı, ya da yüksek gözenek basıncı ve/veya sıvı dolu mikroçatlaklar olabilir. Bu alan volkanik çıkışlara yakın bir bölgedir. 6 km derinlikte yüksek Vp/Vs anomalisi kaybolarak bu bölgenin güneyinde sismik aktivite yönünde KDGB yönlü yüksek Vp/Vs ve düşük Vp/Vs uzanımı görülmektedir. 8 km derinlikte aynı yapı devam ederken 10 km derinlikte düşük Vp/Vs oranı gölün içine doğru gözlenmiştir. Bu alanlar aynı derinlikte Vp hızlarının yüksek olduğu alanlardır. Bu bölgelerde Vs hızını da yüksek kabul edebiliriz. Aynı kesitte gölün doğusunda yüksek Vp/Vs lokal olarak gözlenmektedir. 12 km derinlikte Vp/Vs oranı gölün güneydoğusunda yükselmiştir. Yüksek Vp ve düşük Vp/Vs alanlarının fay zonu artçı dağılım bölgelerinde gözlenmektedir. Van gölü ve artçı dağılım bölgesi bu derinliklerde düşük hız ve yüksek hız geçiş alanları içermektedir. 15 km derinlikte KD-GB yönlü Vp/Vs hız değişimleri görülmektedir ve 20 km derinlikte bu alan kuzeye kaymıştır. Vp/Vs değişimleri de hem yanal hem de

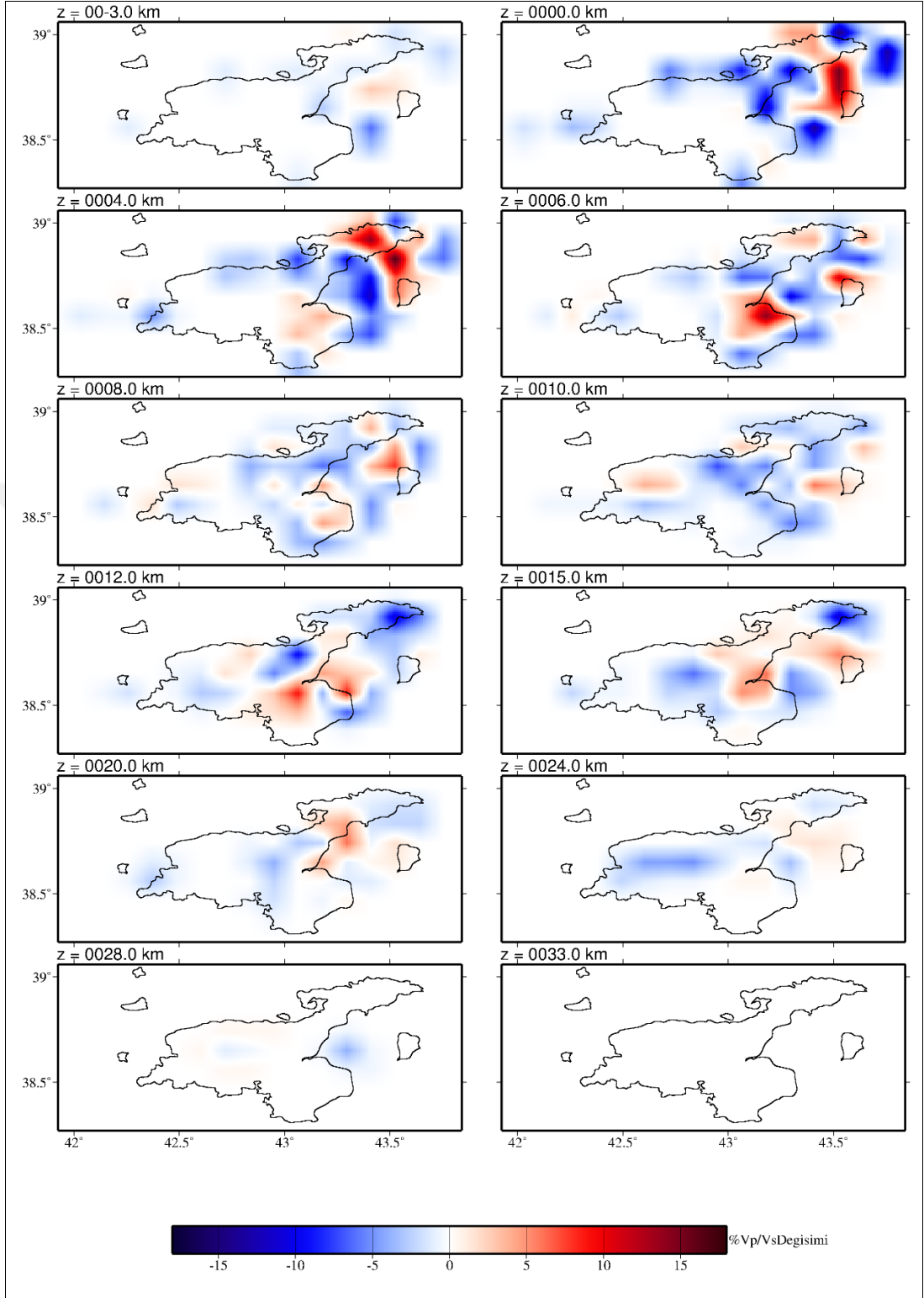
düŖey yönlerde oldukça hızlı değişmektedir. Bu durum bölgenin farklı fay sistemlerinden oluşan oldukça heterojen alan olmasının göstergesidir. 20 km derinlikten sonra çözüm gücü düşmüştür ancak gölün doğusunda V_p/V_s oranı yükselimi gözlenmiştir.

Bir boyutlu başlangıç hızına göre V_p/V_s oranı yüzdelerle değişim modelleri sonuçları Şekil 4.23'te görüldüğü gibidir. İlk 4 km derinlikte yüksek V_p/V_s oranı Van Gölü'nün Kuzeydoğusunda gözlenmektedir. Van depremi ve artçı dağılım bölgesinde düşük hız zonu bu zonun Edremit sınırı tekrar yüksek V_p/V_s dır. Sığ derinliklerde gözlenen düşük V_p/V_s değerleri gözenekli veya sıvı/akışkan içerikli sedimanter alan olarak kabul edilebilir. 6 km derinlikte iki yüksek V_p/V_s anomalisi düşük V_p/V_s anomalisini çevrelemiştir. Bu derinlik katmanı heterojen kırıklı fay içeren bölge olabilir. Aynı anomali 8 km derinlik katmanında devam eder. Bu sonuçlar V_p hız değişimleri ile uyumludur. 10, 12 ve 15 km derinliklerde V_p/V_s ayrımlılığı azalmış olsa da çok kısa mesafede hızların değişimi bölgenin heterojen sismik yapısı ile uyumludur. 12 km derinlikte yüksek V_p/V_s anomalisi Edremit yakınlarına kaymıştır.

Bu bölgede faylanma türü Van depreminin meydana geldiği alandan farklıdır. Farklı derinlikte bir sismojenik zonun göstergesi olabilir. 15 km derinlik kesitinde Van depremi ana şok bölgesinde görülen yüksek V_p/V_s anomalisi düşük V_p/V_s anomalisi ile çevrelenmiştir. Bu alanda sismik aktivite çok yüksektir ve sismojenik zonun bu derinlikte devam ettiği anlamına gelir. 20 km derinlik kesitinde çözünürlük daha zayıf olmasına rağmen V_p/V_s oranı yüksek ve düşük bölgelerden oluşur. 24 km derinlik kesitinde çözünürlük oldukça düşmüştür. 28 ve 33 km derinlik kesitlerinde çözünürlük sağlanamamıştır.



Şekil 4.22. 10x10 km grid aralıklı model Vp/Vs mutlak hız dağılımı



Şekil 4.23. 10x10 km grid aralıklı model Vp/Vs yüzdelik hız değışimleri

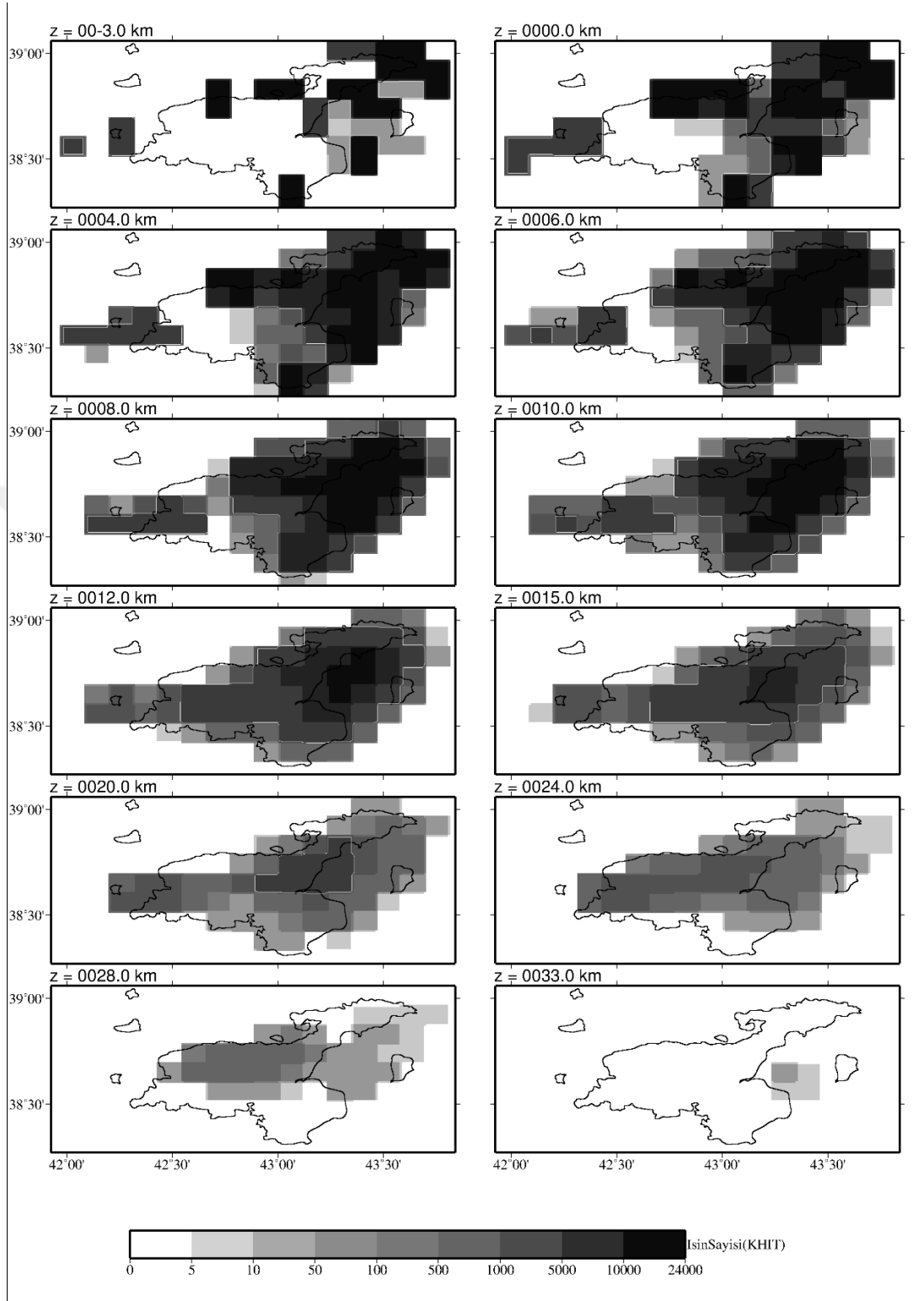
4.8. 10x10 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözüm Kalitesi

Şekil 4.24'de farklı derinliklere göre ışın sayısı (KHIT) değişimi görülmektedir. Işın sayısı dağılım haritasında ışın sayısı ≥ 1000 olan alanlar güvenilir bölge olarak kabul edilmiştir. 0-10 km derinlik aralığında KHIT sayısı oldukça yüksektir. 10 km'den itibaren ışın sayısı düşmektedir. Buna rağmen güvenilir sınır olan 1000 den büyüktür. Özellikle 24 km derinlikte KHIT değerler 1000'in altına inmiştir. Bu derinlikten itibaren ışın sayısı oldukça düşmüştür dolayısıyla çözünürlük azalmıştır. Işın sayısı tek başına kullanıldığı zaman yanlış yorumlara neden olabilmektedir bu nedenle diğer sonuçlarla değerlendirilmelidir.

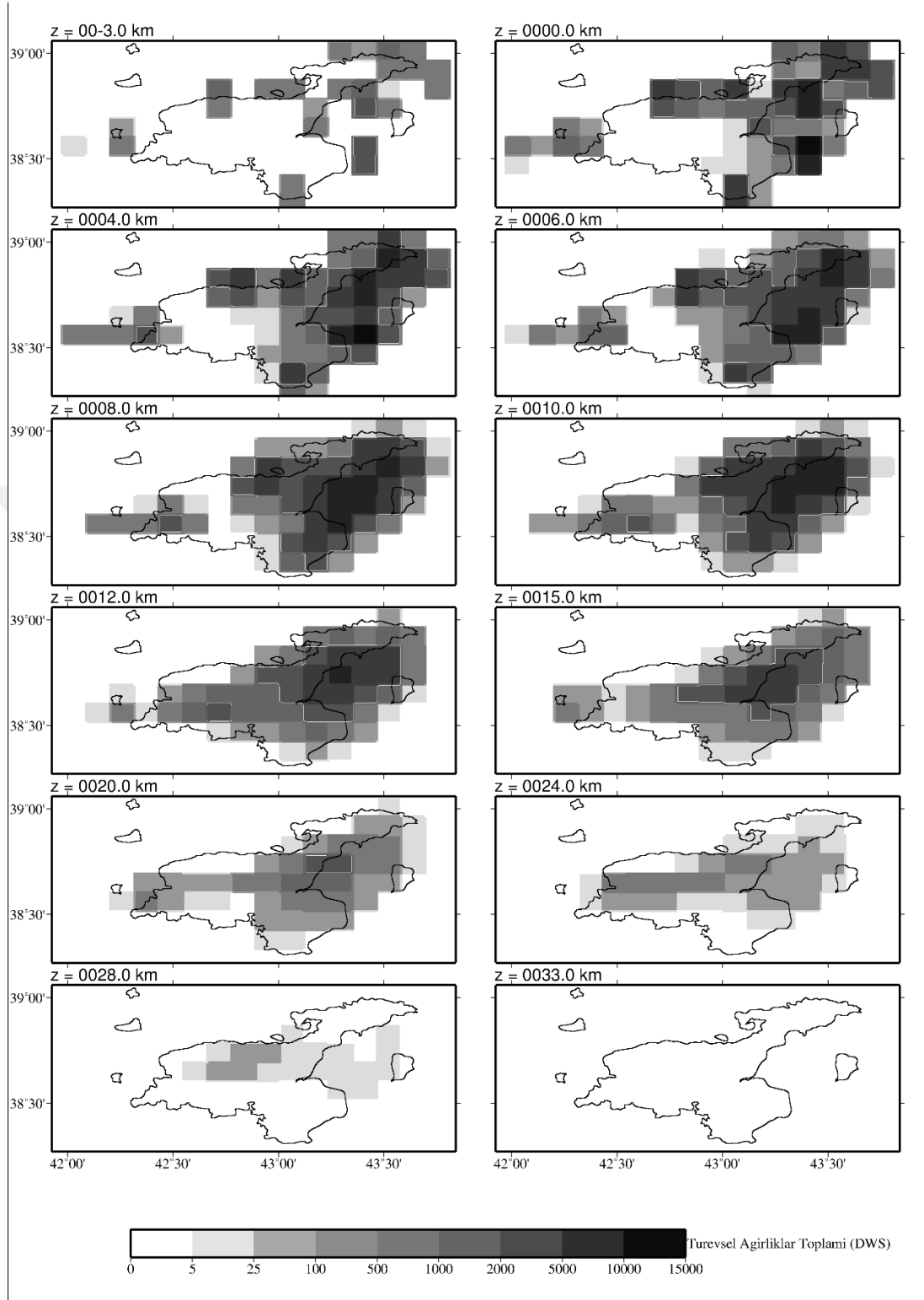
Çözüm kalitesinin belirlenmesi amacıyla hesaplanan bir diğer kriter ise DWS (ağırlıklandırılmış türevsel toplamdır). Şekil 4.25'de ters çözüm sonucu elde edilen DWS haritası görülmektedir. DWS için de sınır değeri 1000 olarak kabul edilerek bu değerden daha küçük alanlar çözüm gücünün düştüğü alanlar olarak kabul edilir. DWS değerleri de KHIT gibi 24 km derinlikten itibaren 1000'in altına düşmüştür. Bu değerlerin homojen dağılım göstermesi çözüm kalitesinin yüksek olması şeklinde yorumlanabilir.

Ayrırlılık matrisinin köşegen elemanı (RDE) değerine baktığımızda 0.2'den büyük değerler güvenilir kabul edilmiştir. Şekil 4.26'da RDE değişimi tüm katmanlarda görülmektedir. İlk 20 km' ye kadar RDE değerleri yüksek iken bu tabakadan itibaren bu değerler düşmektedir. RDE değerleri genel olarak 0-0.66 aralığında değişmiştir. En yüksek RDE değeri 6 km derinlikte gözlenmiştir.

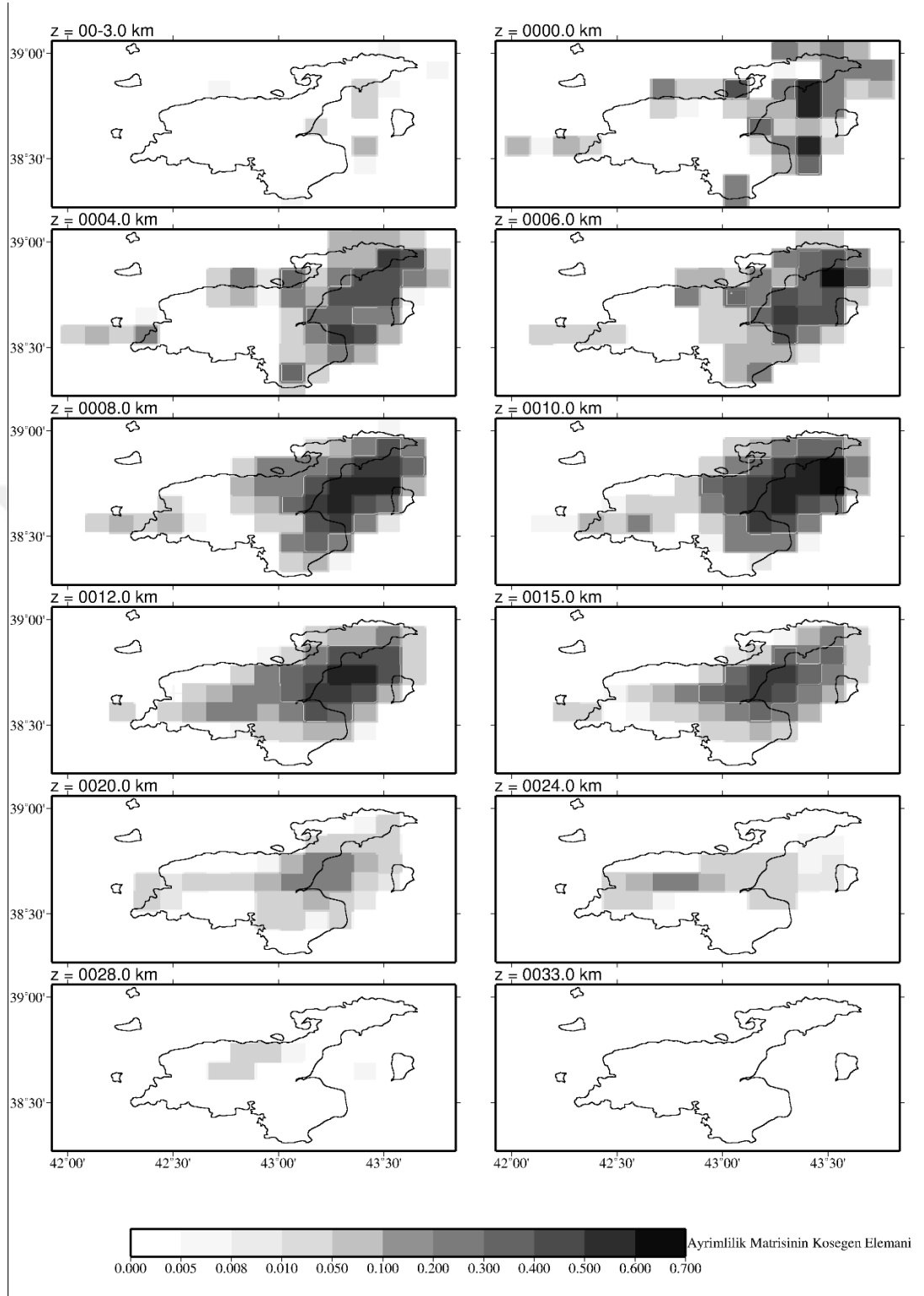
Çözüm kalitesi analizinde elde edilen bir diğer değer yayılım fonksiyonu (SPRD)'dur. Şekil 4.27'de bu değere ait farklı tabakalarda değişim görülmektedir. $SPRD \leq 1.5$ olan alanlar güvenilir sınırdadır kalmıştır. SPRD değerinin düşük olması kalitenin yüksek olması anlamına gelir. 20 km derinlikten itibaren yükselmeye başlamıştır ve güvenilirliği düşmüştür, 24 km derinlikten sonra güvenilirlik sınırından çıkmıştır. Genel olarak çözüm kalitesi ilk 20 km derinliğe kadar yüksek elde edilmiştir.



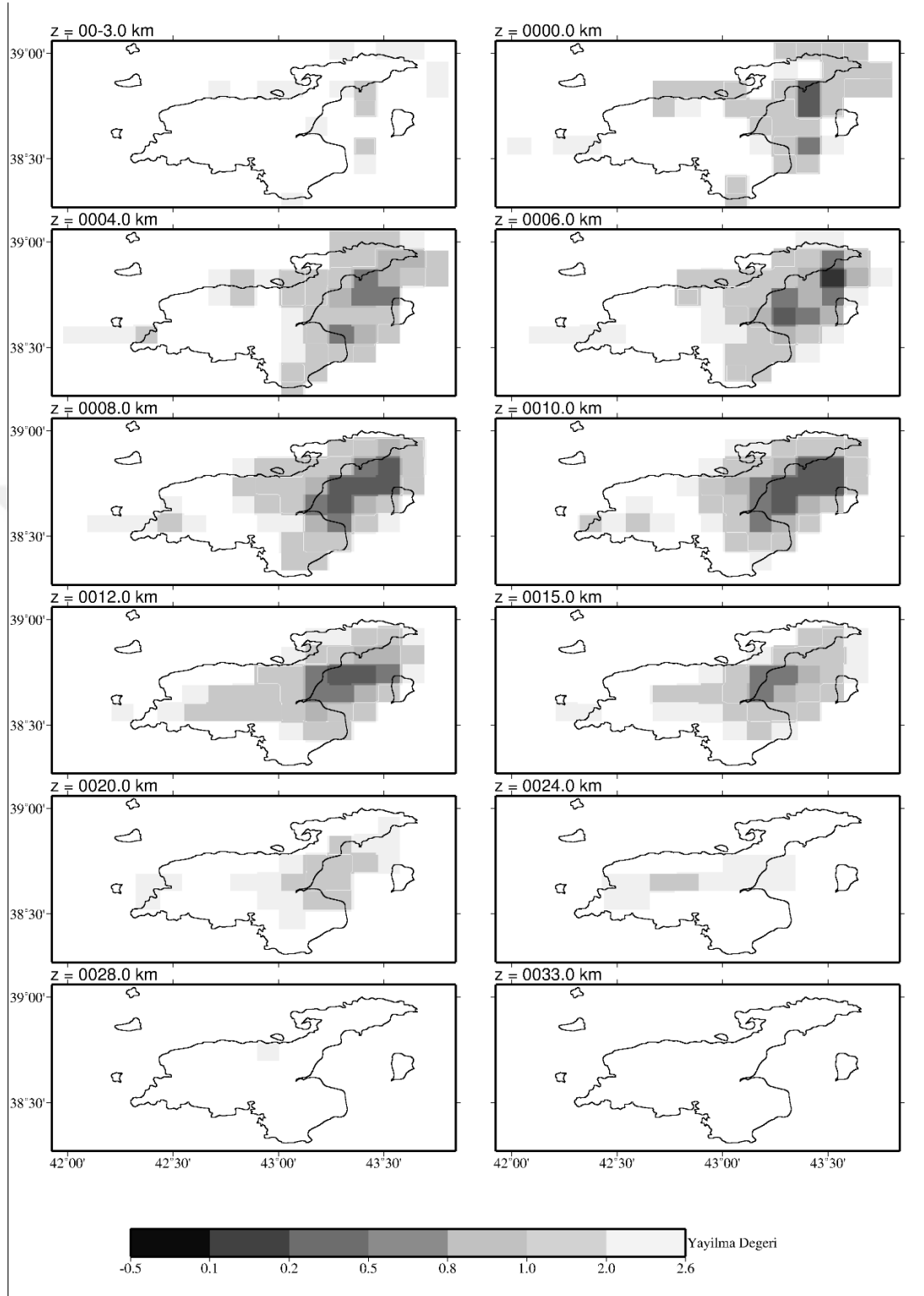
Şekil 4.24. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (KHIT) dağılımı



Şekil 4.25. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (DWS) dağılımı



Şekil 4.26. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (RDE) dağılımı



Şekil 4.27. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s (SPRD) dağılımı

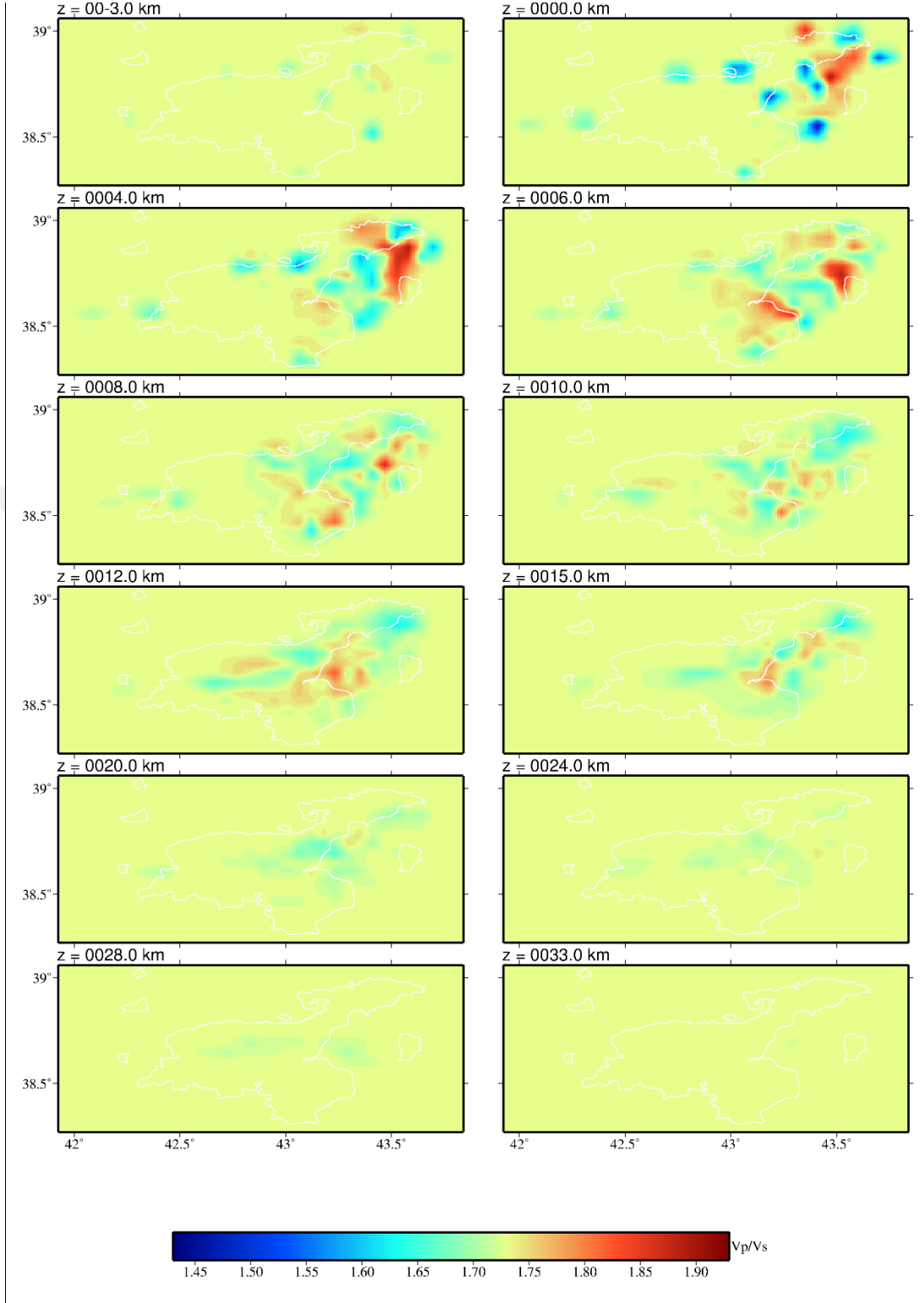
4.9. 5x5 km Grid Aralıklı Model Vp/Vs Hızları Ters Çözümü

Çalışma yatay yönde 5x5 km, düşey yönde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) derinlik aralığında modellenmiştir. Model boyutu x, y ve z yönlerinde ($n_x=39$, $n_y=23$, $n_z=14$) 12558 blok içermektedir. Vp/Vs değerlerinin ters çözüme girmesi sonucu model bilinmeyen parametre sayısı iki katına çıkar (Tablo 4.4). Modelde kullanılan ışın sayısı alt değeri, deprem odak- istasyon konumu ve seyahat zamanı ağırlıklandırma değerleri 10x10 km grid aralıklı model Vp/Vs oranı ile aynı seçilmiştir. Model için sönüm faktörü 100 olarak kabul edilmiştir.

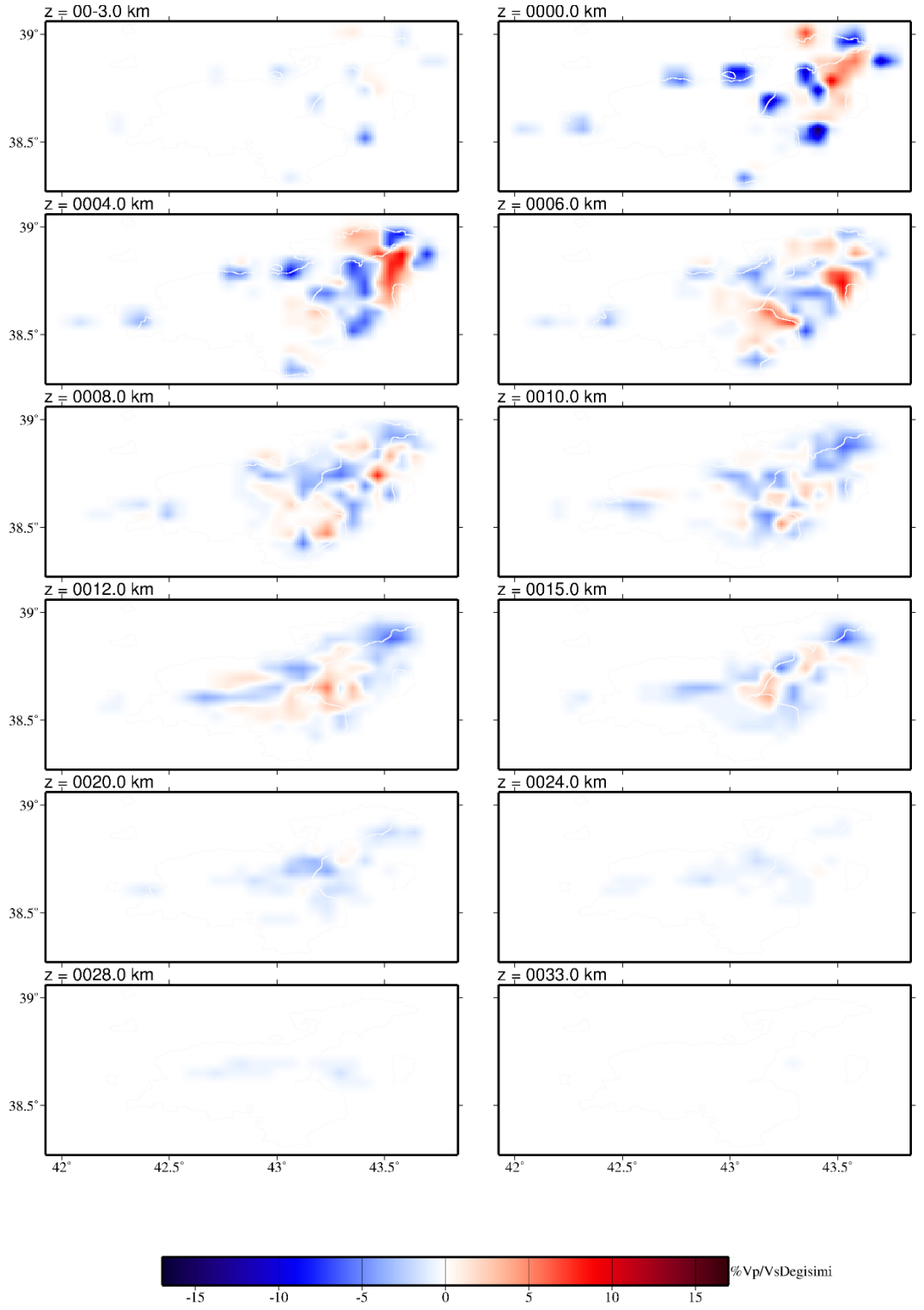
Tablo 4.4. 5x5 km grid aralıklı Vp/Vs hız modeli parametre sayıları

| Vp/Vs Modeli | Bilinen parametreler | | Bilinmeyen parametreler | | |
|--------------|----------------------|--------|-------------------------|------|--------|
| | P-Fazı | S-fazı | Model | Odak | Toplam |
| 5x5 | 22851 | 14028 | 25116 | 9924 | 35040 |

Ters çözüm parametreleri 10x10 km grid aralıklı model Vp/Vs ile aynı kullanılmıştır. Yineleme adımlarında elde edilen RMS değerlerine göre 1. iterasyonda 0.178 olan RMS değerleri son adımda 0.088'e düşmüştür. 5x5 km grid aralıklı modele ait Vp/Vs değerleri 10x10 km grid aralıklı modele kıyasla gölün doğu kesiminde deprem yoğunluğunun yüksek olduğu alanda daha detaylı elde edilmiştir. 0-4 km derinlik aralığında yüksek Vp/Vs oranı bölgenin kuzeydoğusunda gözlenmektedir. Bu alanlar iki düşük Vp/Vs bölgesi arasında kalmıştır. Yüksek Vp/Vs anomalileri sığ bölgelerde yüksek gözenek sıvı içeriği, jeotermal alan ya da faylanma kaynaklı olabilir. Derinlere inildikçe düşük Vp/Vs bölgesi artmaktadır. Bu alanlar Vp hızının yüksek olduğu alanlardır. Yüzdeler hız değişimlerine göre (Şekil 4.28) ilk 6 km derinlikte Van Gölü'nün kuzeydoğusunda yüksek hız düşük hız zonu ani değişmektedir. Bu bölge ana şok ve artçı dağılımın meydana geldiği alandır. 8 km ve 10 km derinlik katmanlarında yüksek ve düşük hız değişimleri çok hızlıdır ve hızlar devamlılık göstermemektedir. 12 km derinlikte yüksek hız zonu Edremit bölgesi civarında artarken 15 km derinlikte ana şok civarında hız değişimleri gözlenmiştir. 20 km derinlikten sonra çözünürlük oldukça zayıflamıştır.



Şekil 4.28. 5x5 km grid aralıklı model Vp/Vs mutlak hızlar



Şekil 4.29. 5x5 km grid aralıklı model Vp/Vs yüzdelik hız değişimleri

4.10. 5x5 km Grid Model Vp/Vs Hızları Ters Çözüm Kalitesi

Çözüm kalitesi belirlemek amacıyla ışın sayısı (KHIT), ağırlıklandırılmış türevsel toplam (DWS), ayrımlılık matrisi (köşegen elemanı (RDE) ve dağılım fonksiyonu (SPRD) değerleri farklı derinlikler için bu model için de elde edilmiştir. Derinlik kesitlerinde ışın sayısı (KHIT) değişimi Şekil 4.30'da ve DWS değerleri Şekil 4.31'de görülmektedir.

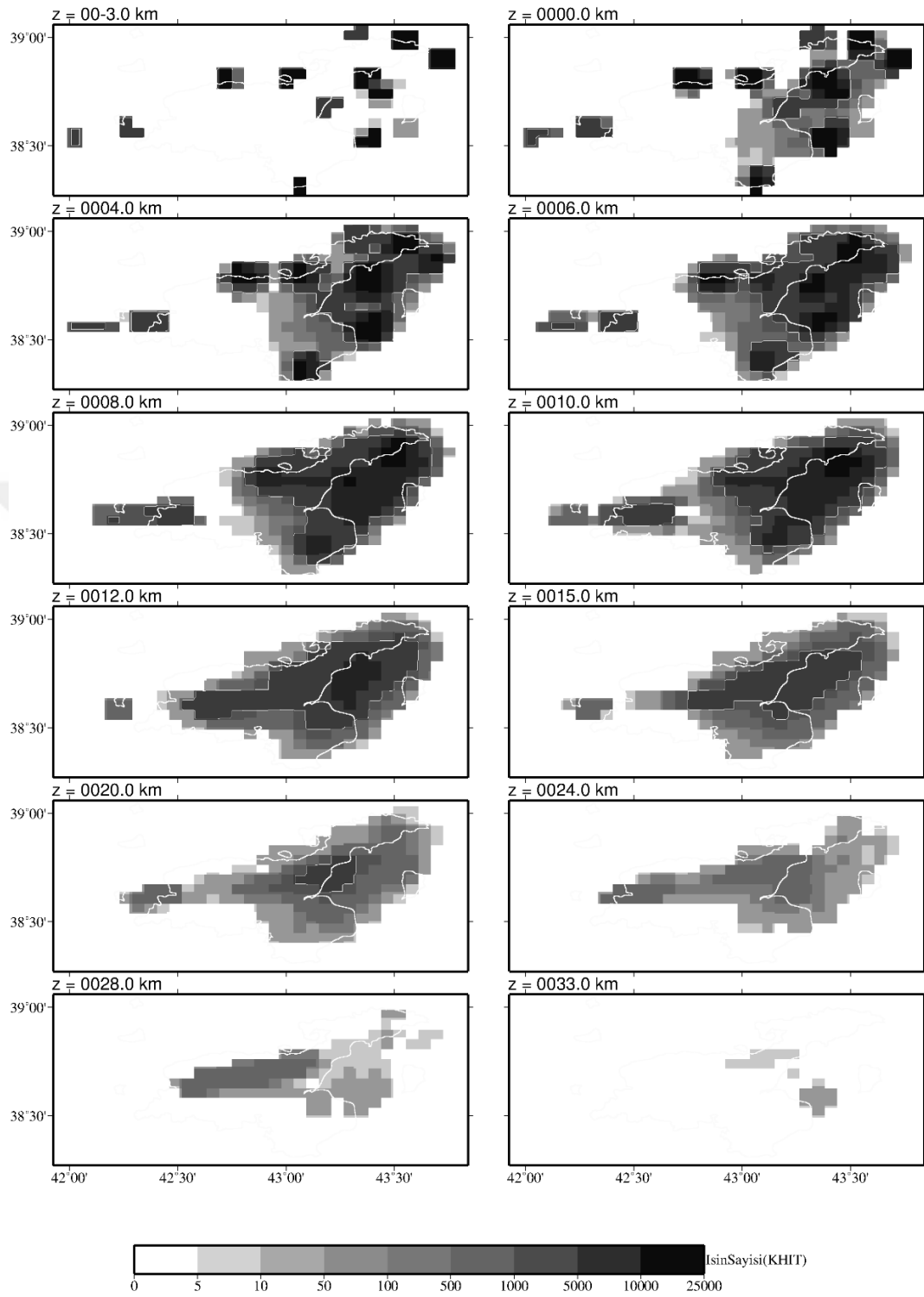
Işın sayısı dağılım haritasında ışın sayısı ≥ 1000 olan alanlar haritalanmıştır. Bu alanlar güvenilir alanlar olarak kabul edilmiştir. 20 km derinlikten itibaren bu alanlar düşey yönde zayıflamıştır. Bunun anlamı 20 km derinlikten itibaren çözüm gücünün azalması olarak yorumlanabilir.

Çözüm kalitesinin belirlenmesi amacıyla hesaplanan DWS (ağırlıklandırılmış türevsel toplam) dağılımı Şekil 4.31'te görüldüğü gibidir. DWS için alt sınır değeri 1000 olarak kabul edilerek bu değerden daha büyük alanlar görüntülenmiştir. 15 km de bu alan 1000'in altında düşmektedir. Bu değer homojen dağılım göstermesi çözüm kalitesinin yüksek olması şeklinde yorumlanabilir.

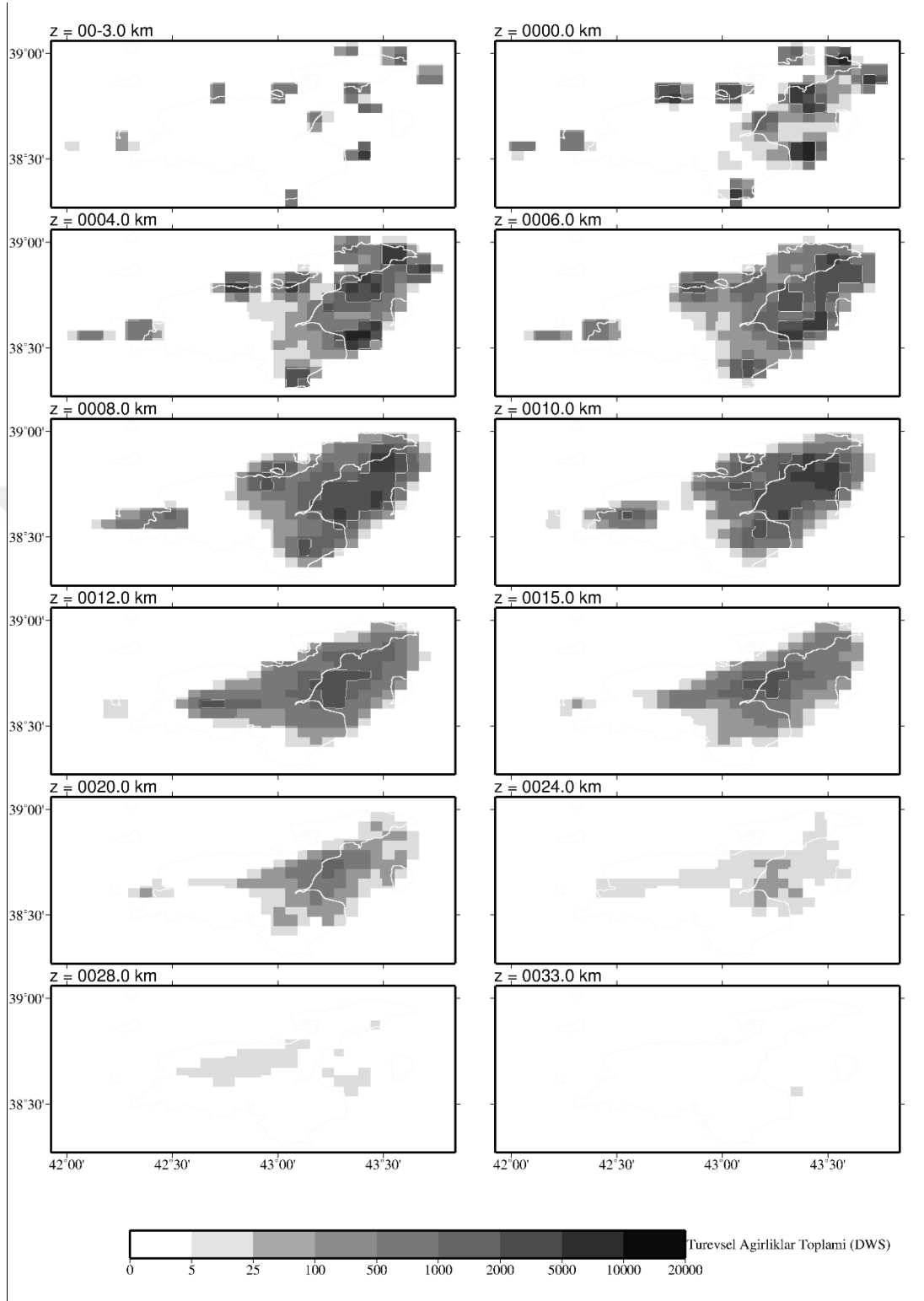
Diğer bir kriter ayrımlılık matrisinin köşegen elemanı (RDE) değeridir. Şekil 4.32'de görülen RDE değişimine göre 0.2'den büyük değerler kaliteli kabul edilmiştir. İlk 15 km ye kadar RDE değerleri yüksek, bu tabakadan itibaren RDE değerlerinde düşüş görülmüştür. RDE değerleri 0-0.88 aralığında değişim gösterir. En yüksek RDE değeri 8 km derinlikte elde edilmiştir.

Çözüm kalitesi analizinde elde yayılım fonksiyonu (SPRD) değerleri Şekil 4.33'te görülmektedir. $SPRD \geq 1.5$ olan alanlar güvenilir sınırdaki kabul edilmiştir. SPRD değerinin düşük olması kalitenin yüksek olması anlamına gelir. İlk 12 km'de bu sınır daha net gözlenmekte bu derinlikten sonra güvenilirlik azalmaktadır.

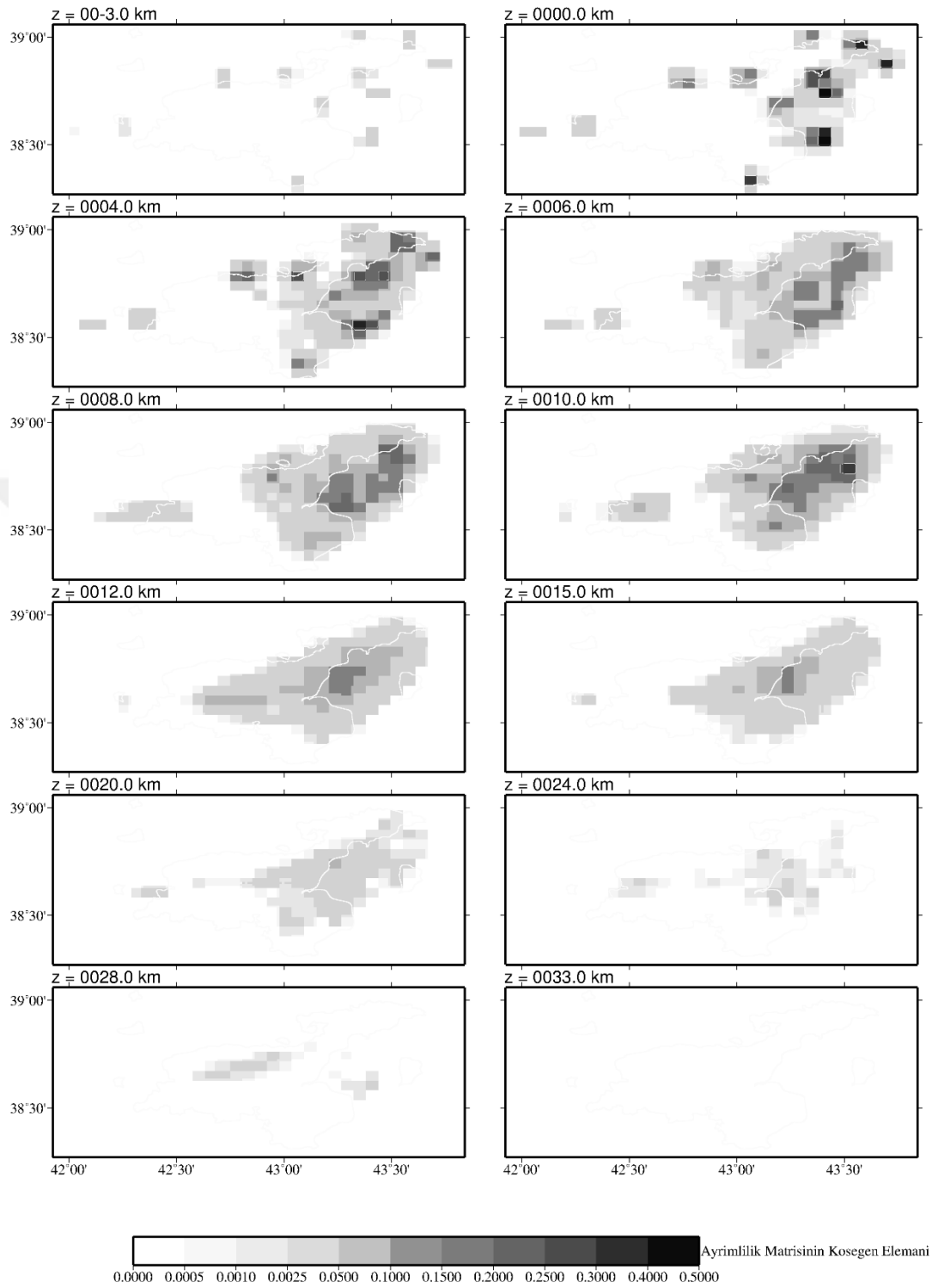
İnce alan modellerinde gölün batısında çözüm gücü azalmıştır. Gölün doğusunda daha yoğun deprem aktivitesinin olması ve alanın daha küçük bloklara ayrılması ile bu alan içinden geçen ışın sayısı da artmıştır.



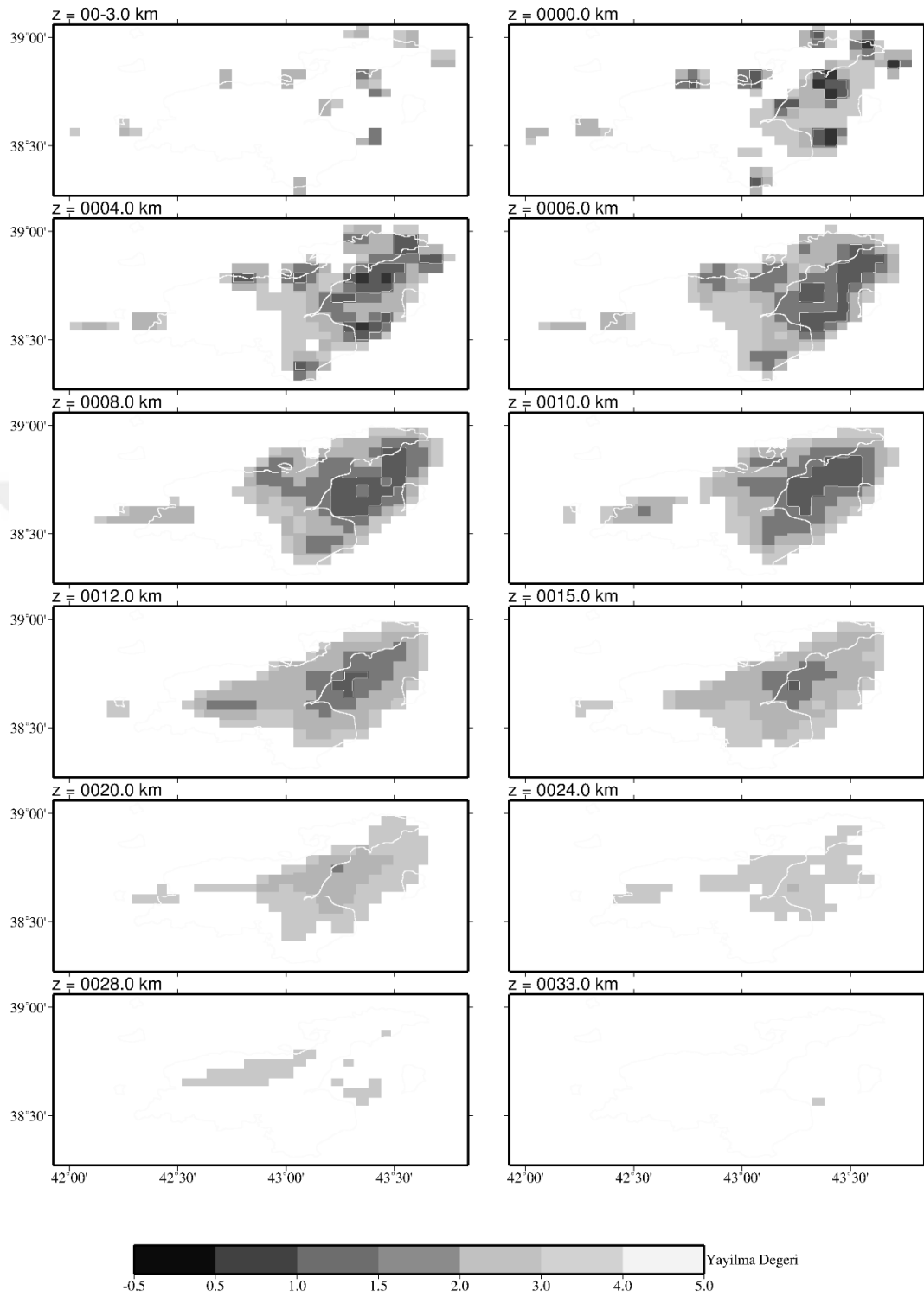
Şekil 4.30. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (KHIT) dağılımı



Şekil 4.31. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (DWS) dağılımı



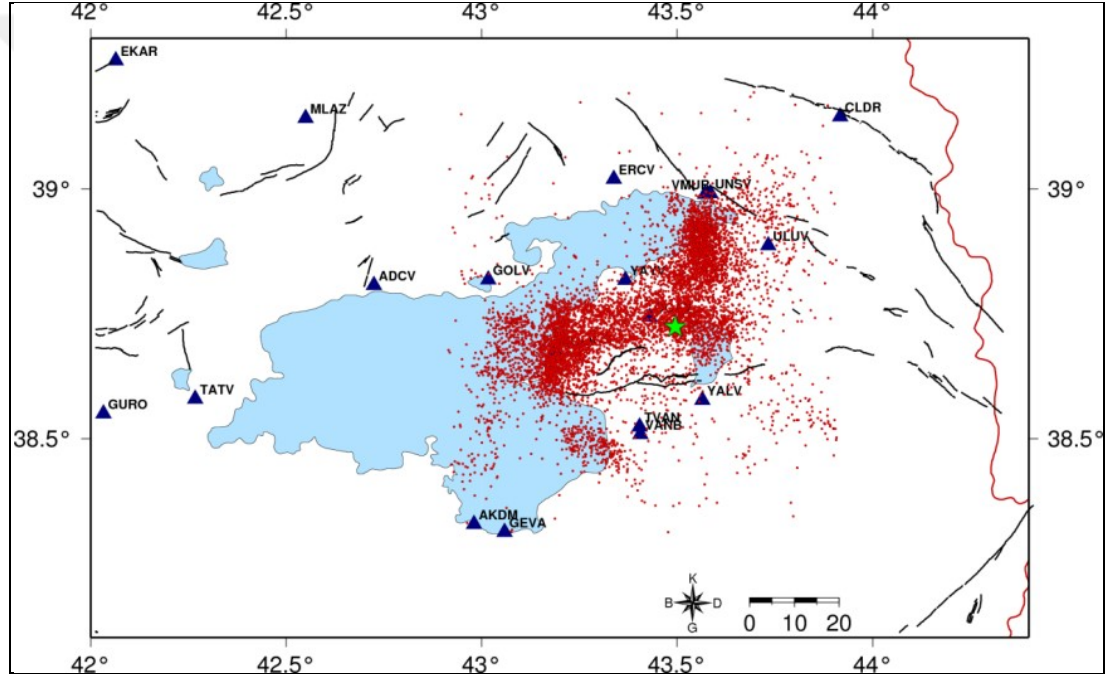
Şekil 4.32. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (RDE) dağılımı



Şekil 4.33. 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s (SPRD) dağılımı

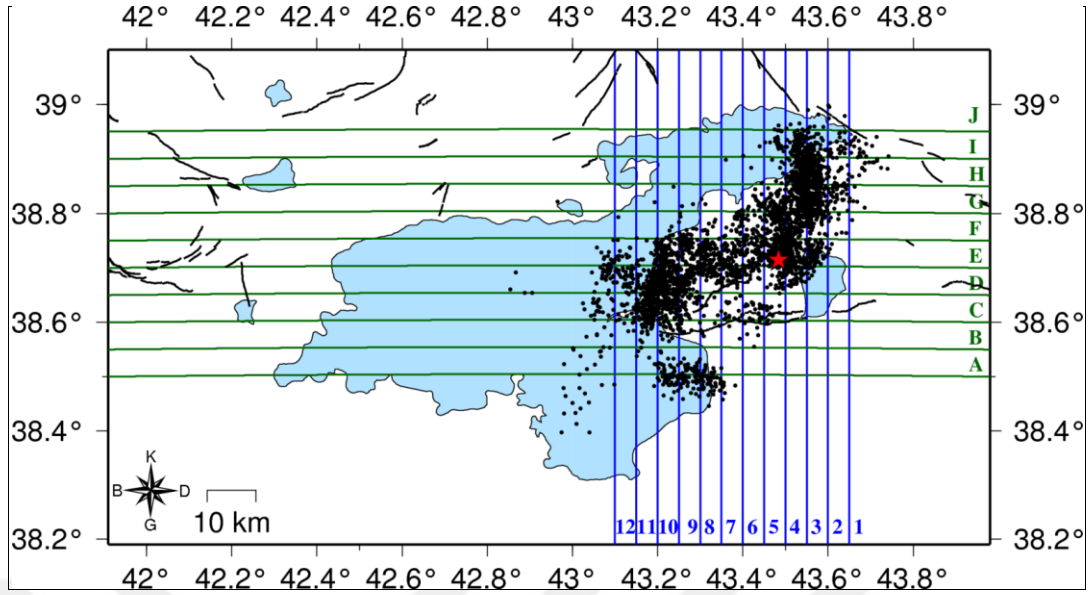
4.11. Tomografik Çözüm Sonrası Depremlerin Yeniden Konumlandırılması

Üç boyutlu tomografik ters çözüm sonucunda elde edilen hız modeliyle yeniden konumlandırılan deprem dağılımı ilk çözüme göre daha fazla ana şok ve artçı dağılım bölgesine yaklaşmıştır. Yeni deprem konumları Şekil 4.34'te gösterilmiştir. Deprem konumlarında dört alanda deprem kümeleri görülmektedir. Bu dağılım dört ana grupta ele alınabilir. 1. bölge Erçek Gölü'nün kuzeybatısından kuzeye doğru olan dağılım, ikinci alan KD-GB yönlü Erçek Gölü ve Van Gölü arasındaki alan, üçüncü bölge KD-GB yönlü Van Gölü'nün doğu kıyısında uzanım gösteren alan, dördüncü bölge ise bu alanın güneyinde kalan kesim olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.34. Ters çözüm sonrası elde edilen deprem dağılımı (Yeşil yıldız ana şok kırmızı daireler artçı deprem dağılımı).

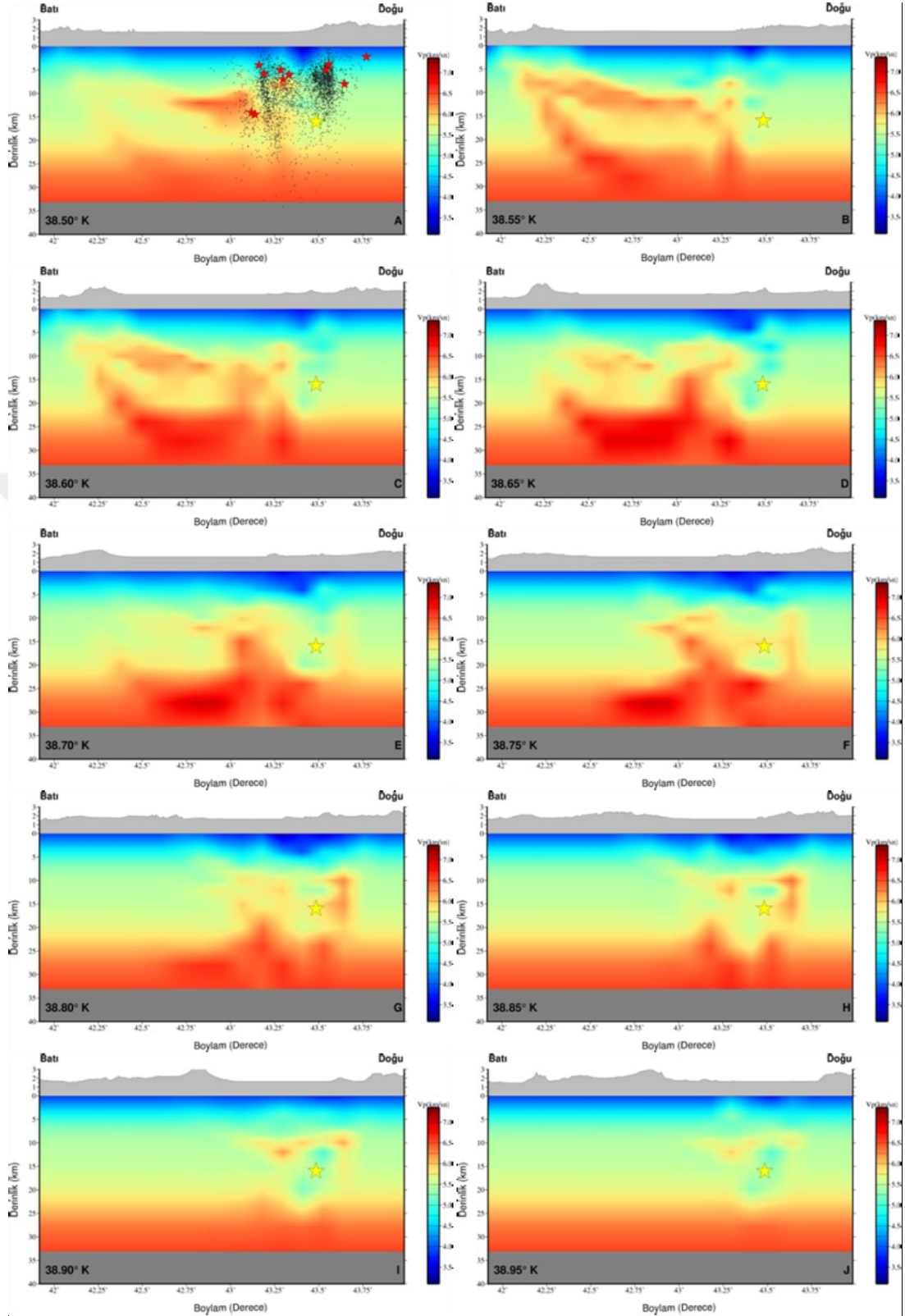
10x10 km grid aralıklı model için elde edilen V_p mutlak hız, bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik değişim ve V_p/V_s hızları için yatay ve düşey yönlü 5 km aralıklarla derinlik kesitleri oluşturulmuştur. Bu kesitlerin konumları Şekil 4.35'te görülmektedir. Kuzey güney yönlü derinlik kesitleri doğudan batıya doğru 1'den 12'ye kadar numaralandırılmıştır. Doğu batı yönlü alınan derinlik kesitleri güneyden kuzeye doğru A'dan J'ye kadar adlandırılmıştır. Yatay ve düşey yönlü kesitler arası uzaklık 5 km'dir. Şekil 4.35'te kırmızı yıldızlar beşten büyük deprem konumlarıdır. Siyah noktalar yeni deprem dağılım haritasıdır.



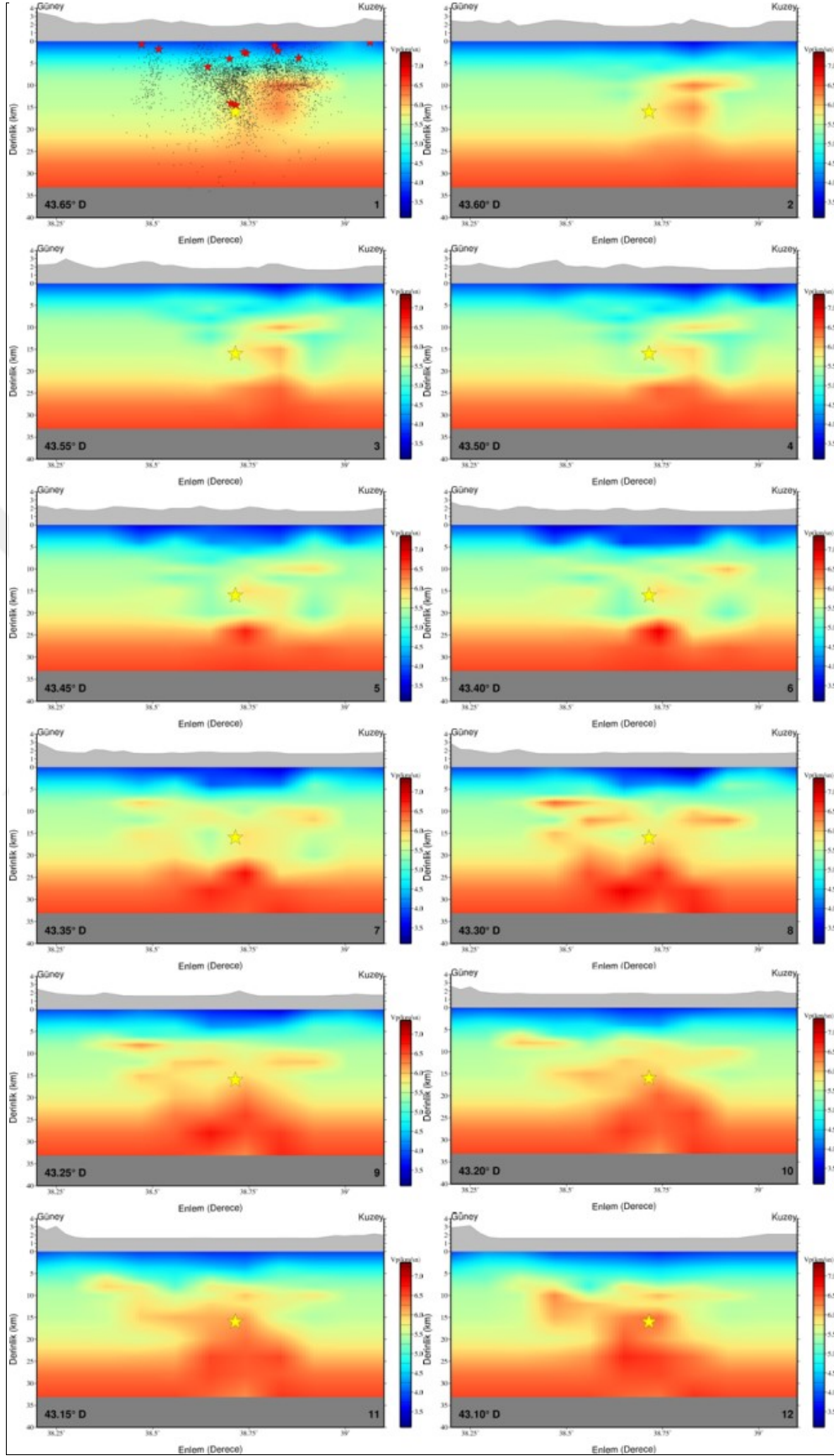
Şekil 4.35. Yatay ve düşey yönlü profil konumları (Kırmızı yıldız 2011 Van depremi, siyah noktalar yeni deprem konumları)

Şekil 4.36'da görülen doğu batı yönlü derinlik kesitlerinde genel olarak üç farklı deprem kümesi gözlenmektedir. Üçüncü deprem kümesi daha küçüktür. Depremlerin derinlik dağılımı 5-20 km aralığında oldukça yoğun olup 20 km' den daha derinlerde deprem sayısı azalmıştır. Bu derinlikten sonra V_p hız değerleri artış göstermiştir. 5-20 km derinlik aralığında V_p hız değerleri homojen olmayıp yanal yönde düşük hız ve yüksek hız değişimleri gözlenmektedir. Van depreminin düşük hız bölgesinde meydana geldiği görülmektedir. 9 Kasım Edremit depremi yüksek hız düşük hız sınırında meydana gelmiştir.

Şekil 4.37'de görüldüğü gibi kuzey güney yönlü derinlik kesitlerine göre deprem kümeleri daha açık görülmektedir. 5-20 km derinlik aralığında yanal ve düşey hız değişimleri gözlenmektedir. Van depreminin meydana geldiği derinlikte yüksek hız düşük hız bölgesi geçişi gözlenmektedir. Artçı dağılım burada 5-16 km derinlik aralığında yoğunlaşmıştır. Doğudan batıya doğru gidildikçe yüksek hız alanları daha sık derinliklerde gözlenmektedir.



Şekil 4.36. 10x10 km grid aralıklı model V_p mutlak hız DB kesitleri (Sarı yıldız ana şok, kırmızı yıldızlar beşten büyük depremler, siyah daireler artçı dağılım)



Şekil 4.37. 10x10 km grid aralıklı model Vp mutlak hız KG kesitleri

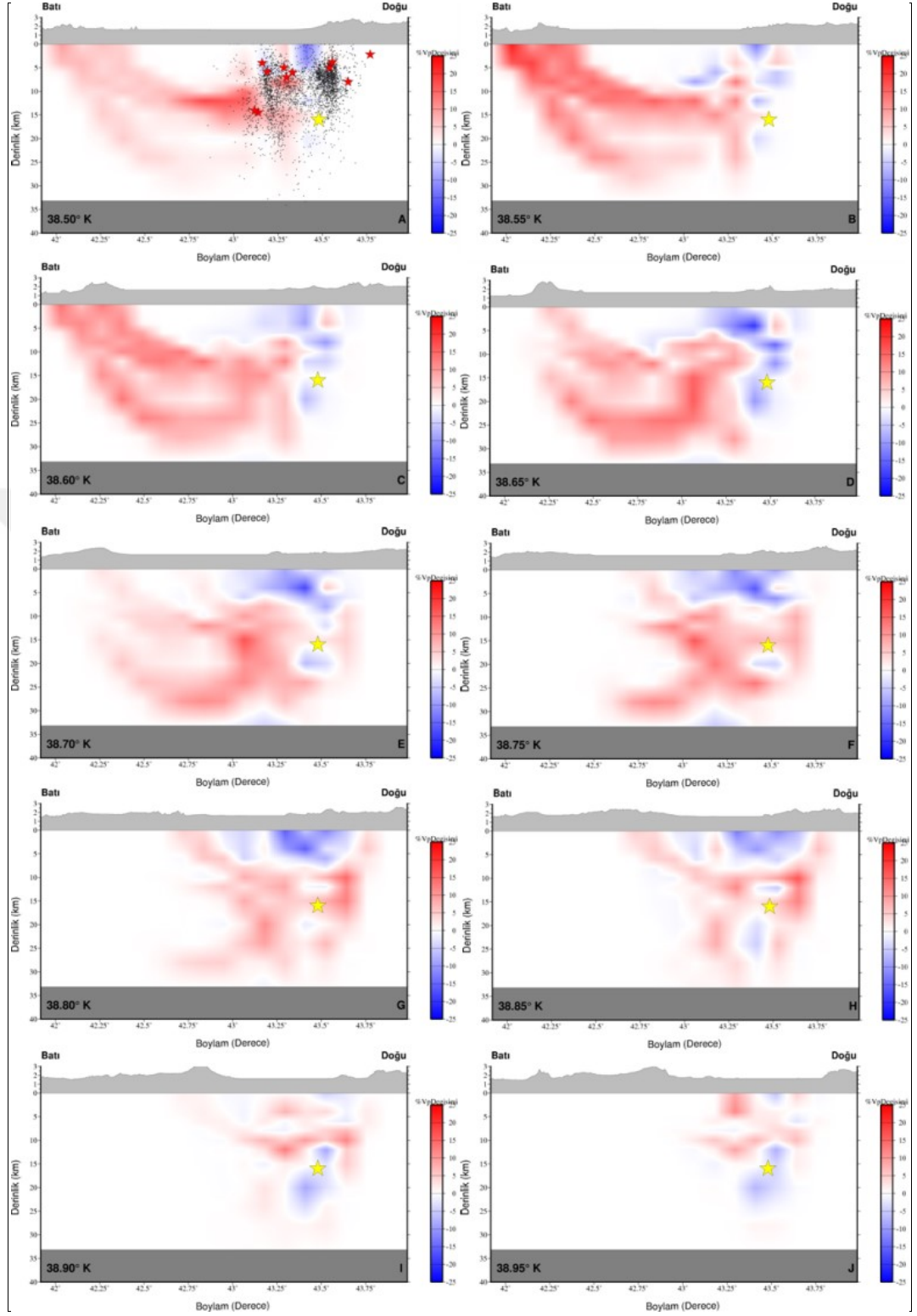
Şekil 4.38’de görüldüğü gibi bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik değişim doğu batı yönlü derinlik haritalarında doğuda kalan iki büyük deprem kümesi düşük hız bölgesi ile sınırlanmıştır. Doğu batı yönlü yanal ve düşey hız değişimleri tüm profillerde gözlenmektedir. E ve F profilleri Van depremi konumunu içine alan profillerdir. Bu profillere göre Van depremin düşük hız yüksek hız sınırında meydana geldiği gözlenmektedir.

Şekil 4.39’da görülen kuzey güney yönlü bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik değişim haritalarında doğudan batıya doğru hızların arttığı yanal hız değişiminin kuzey güney yönlü olduğu gözlenmektedir. 4 ve 5 no’lu profiller Van depremini içeren profillerdir. Elde edilen sonuçlara göre deprem yüksek hız düşük hız geçiş bölgesinde meydana gelmiştir. Batı yönüne doğru sığ derinliklerde daha yüksek hız alanları gözlenmektedir. 3 ve 4 nolu profillerde artçı deprem dağılımının düşük hız bölgesinde yoğunlaştığı görülmektedir.

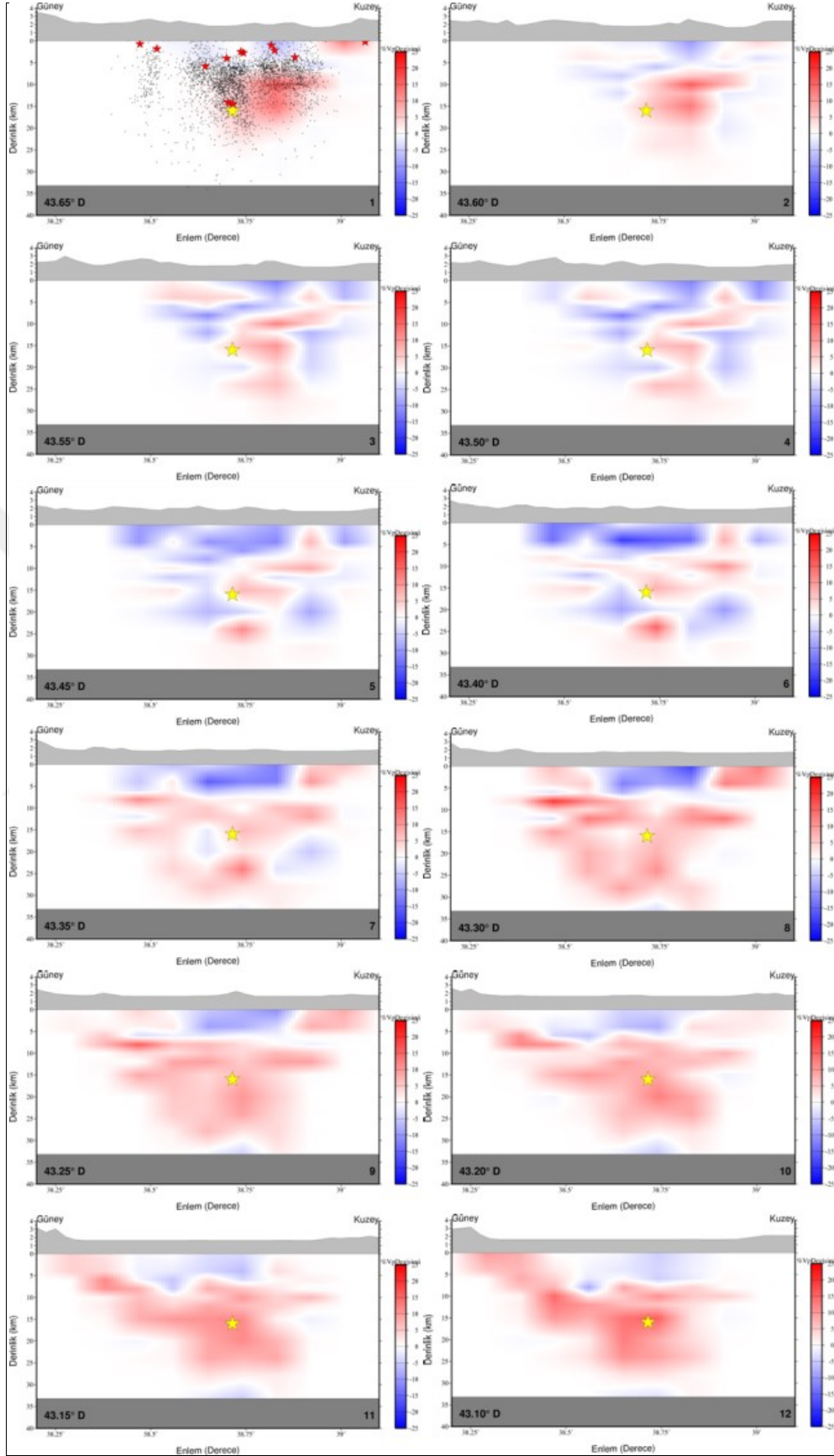
Şekil 4.40’da görülen doğu batı yönlü V_p/V_s değişimlerine göre iki deprem kümesi düşük V_p/V_s ile ayrılmaktadır. Van depreminin meydana geldiği alandan geçen E ve F profillerine göre depremin olduğu bölgede yüzeyde lokal yüksek V_p/V_s anomalisi vardır. Van depreminin batısında kalan deprem kümesi düşey yönde değişim gösteren V_p/V_s anomalileri içermektedir.

Şekil 4.41’de görülen kuzey güney yönlü V_p/V_s değişimlerine göre doğudan batıya gidildikçe yüzeyde V_p/V_s değerleri Van depremini içeren profillerde yüzeyde yüksek V_p/V_s değerleri gözlenmiştir. Bu lokal yüksek V_p/V_s altında düşük V_p/V_s başlamaktadır. Deprem bu değişim altındadır.

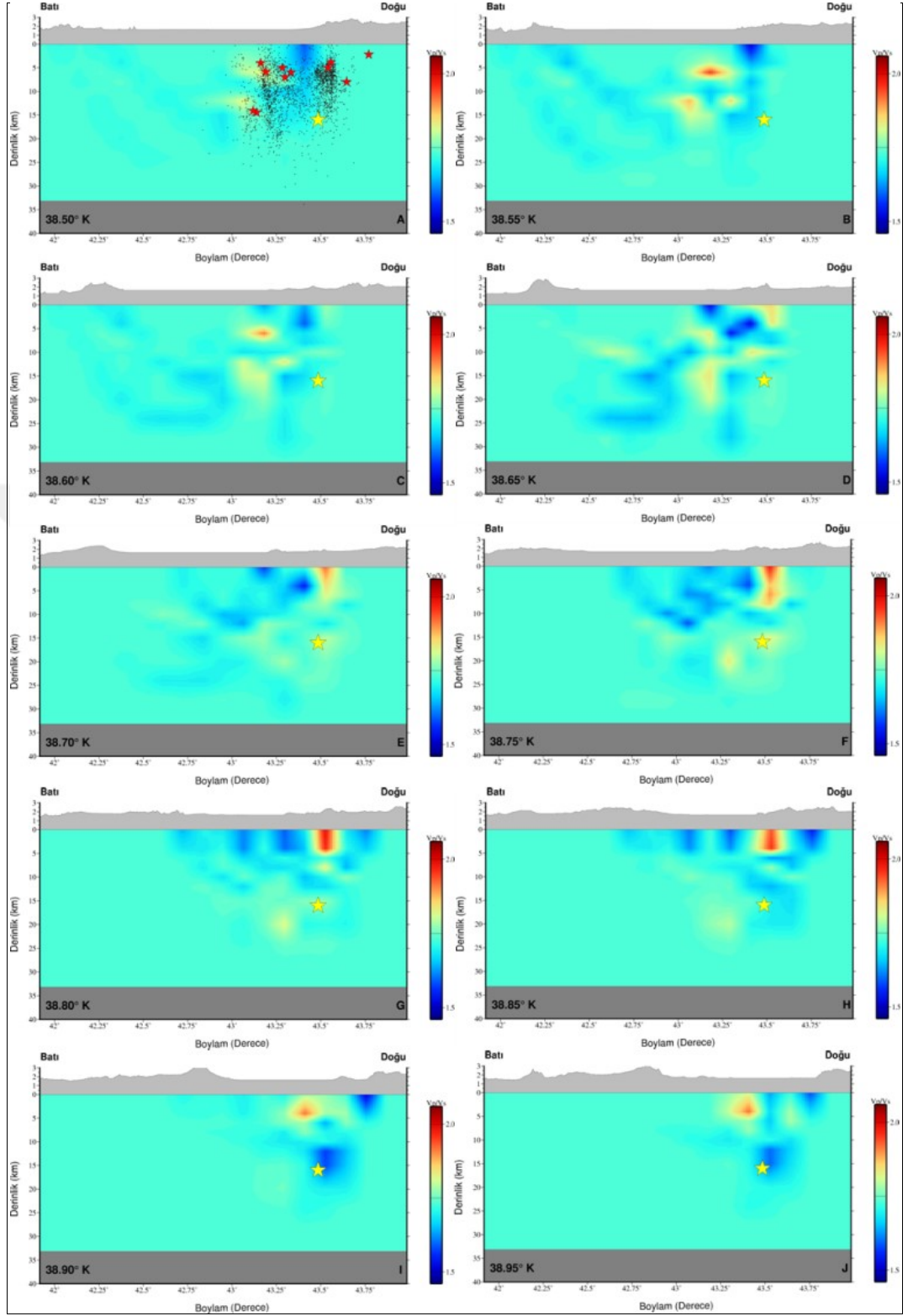
Kesitlerde düşey yönlü V_p/V_s değişimi gözlenmiştir. Düşük hız bölgeleri ve yüksek Poisson oranı (V_p/V_s) anomalilerinin birlikte görüldüğü alanlarda büyük kabuksal deprem aktivitelerinin gözlemlendiği bilinmektedir (Zhao, 2015). Thurber (1995), kırılma zonlarında V_p hızlarının yüksek, V_p/V_s değerlerinin ise yüksek ve düşük değişimler gösteren alanlar olduğuna işaret etmiştir.



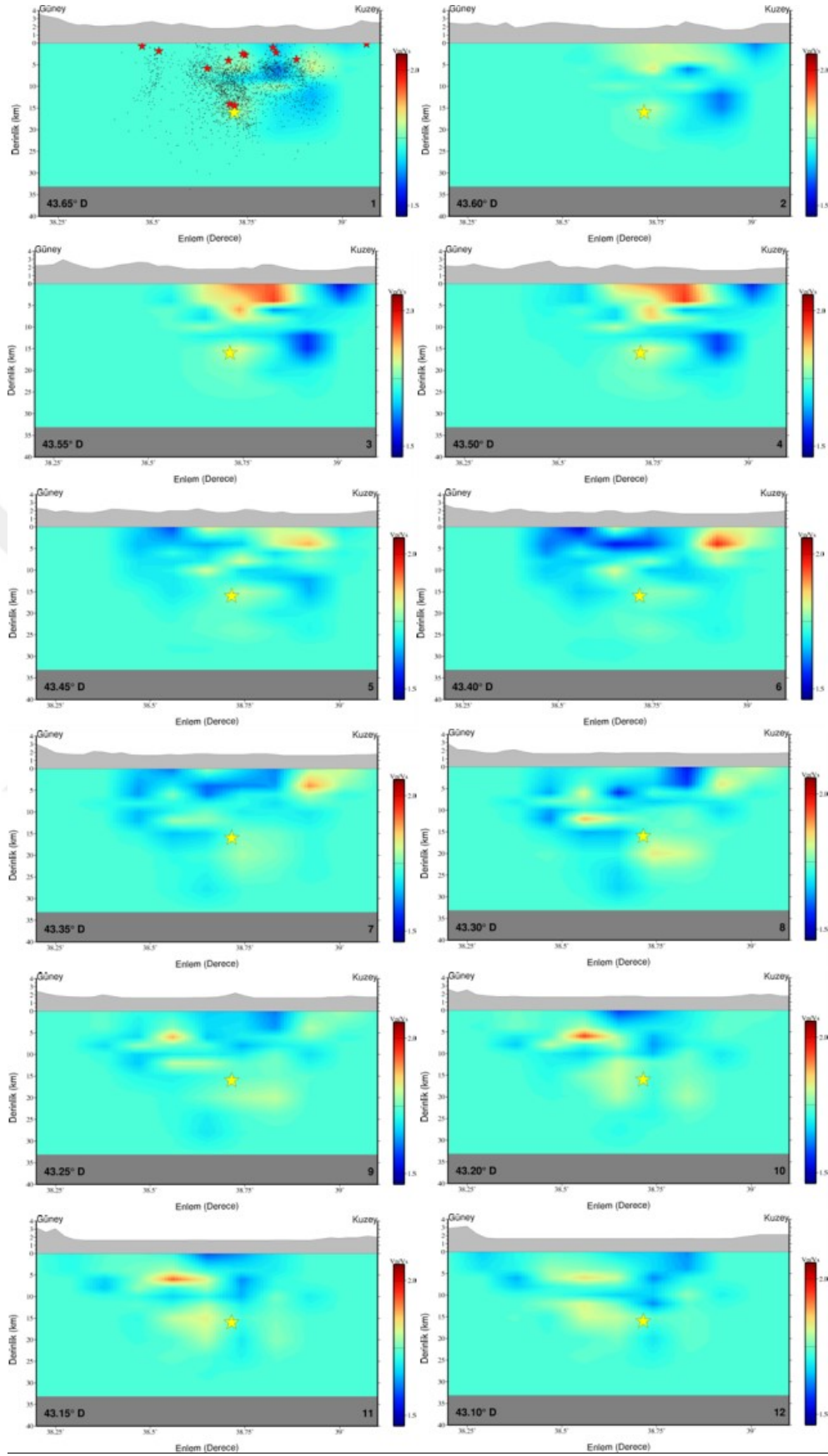
Şekil 4.38. 10x10 km grid aralıklı model V_p hız değişimi DB kesitleri



Şekil 4.39. 10x10 km grid aralıklı model Vp hız değişimi KG kesitleri



Şekil 4.40. 10x10 km grid aralıklı model Vp/Vs mutlak hız DB kesitleri



Şekil 4.41. 10x10 km grid aralıklı model V_p/V_s mutlak hız KG kesitleri

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bir bölgede meydana gelen deprem konumları o bölgenin sismotektonik, sismolojik özelliklerinin araştırılması çalışmalarında büyük önem taşır. Deprem verileri bölgenin sismik, sismotektonik, faylanma, malzeme özelliklerine bağlı değişen yeraltı hız yapısı ile ilgili çok önemli bilgiler sağlar. 23 Ekim 2011 Van depremi sonrası bölge sismolojik çalışmaların yapılabileceği bir laboratuvara dönüşmüştür. Geçmişte Van Gölü ve çevresinde tarihsel ve aletsel dönemlerde çok sayıda yıkıcı depremler meydana gelmiştir. Bölge sıkışma rejimi altında sismotektonik olarak aktif bir bölgedir. Ancak bölgede kurulan sismik istasyon sayısının yetersizliği ve yoğun deprem kayıtlarının olmaması bölgenin sismolojik özelliklerinin detaylı araştırılmasını geciktirmiştir.

Deprem konumları tüm sismolojik çalışmalarda referans alınır ve çalışmalar bu konumlar üzerinden başlatılır. Bu nedenle deprem konumlarının doğruluğu tüm sismoloji çalışmalarının esası ve başlangıç noktasıdır. Deprem konumlarının doğruluğu ise o bölgenin yerel sismik hız modeline bağlıdır. Van Gölü ve civarının sismik hız modeli daha önce farklı yöntemlerle noktasal alanlarda ya da Doğu Anadolu'yu kapsayan geniş çalışmalarla elde edilse de yerel deprem tomografi tekniği bu alanda kullanılamamıştır. En önemli nedenlerden biri de bu tekniğin istasyon-deprem dağılımının homojen olmasını gerektirmesidir. Van depremi sonrası bölgeye kurulan yeni sismik istasyonlar ve bölgede meydana gelen çok sayıda deprem bu sorunu ortadan kaldırmıştır. Sismik tomografi yöntemi sismotektonik olayların açıklanması açısından önem taşır. Deprem kaynak alanında yapısal kabuk heterojen yapısının anlaşılması ile ilgili önemli bilgiler içerir. Sismik tomografi çalışmalarında homojen deprem istasyon dağılımının yanı sıra iyi konumlandırılmış deprem veri seti ve o bölgeye ait bir boyutlu sismik hız modeli gerekmektedir.

Tez çalışması, 23 Ekim 2011 Van depremi artçı depremlerinin konumlarının belirlenmesi, bölgenin bir boyutlu hız yapısının elde edilmesi ve üç boyutlu hız modelinin elde edilmesi olmak üzere üç aşamadan oluşmuştur.

2011-2015 yılları arasında Van depreminin ardından 10 binden fazla deprem kaydedilmiştir. Bölgede AFAD ve KRDAE kurumlarına ait istasyon verileri ve deprem sonrası kurulan yeni istasyon verileri birleştirilerek depremler yeniden konumlandırılmış yeni deprem odak parametreleri (enlem, boylam, derinlik ve büyüklük) belirlenmiştir. Elde edilen sonuçlara göre deprem konumları Van Gölü'nün doğusuna doğru ana şok bölgesine daha yakın alanlara ortalama 3-5 km kayma göstermiştir. Van depremi, Van Fay zonunda bindirme fayına bağlı meydana gelmiştir. Ancak bölgede farklı faylanma mekanizmaları da gözlenmektedir. Bölgede genel deprem dağılımı KD-GB yönelimli olsa da Van depremi kuzeyinde KD-GB, batısında DB yönlü ve Van Gölü doğusunda KD-GB yönlü olmak üzere farklı deprem kümeleri gözlenmektedir. Bunun anlamı depremin tek bir faydan kaynaklanmadığı bölgedeki farklı fayların da deprem sonrası hareket geçmiş olma ihtimalidir. Bu durum deprem dağılımlarının farklı yönlerde geniş bir alanda zonal kümelenme ile dağılım göstermesine neden olmuştur.

Bu tez çalışması kapsamında yeniden konumlandırılan deprem veri seti ile öncelikle bölgenin bir boyutlu V_p ve V_p/V_s hız modelleri elde edilmiştir. Bu aşamada çok sayıda deprem içeren veri setinden kaliteli ve güvenilir veri seti seçilmiştir. GAP değerleri 180° 'den küçük en az 10 P fazı içeren 1193 deprem çalışmasının bir boyutlu P dalga hız (V_p) modelini elde etmek amacıyla VELEST yazılımı ile ters çözüme girmiştir. S dalga hız modelinin tek başına belirlenmesi yerine V_p/V_s oranı modellenmiştir. Bu amaçla GAP değeri 180° 'den küçük en az 10 P fazı ve 5 S fazı içeren 858 deprem V_p/V_s modelinin oluşturulması amacıyla kullanılmıştır. Elde edilen sonuçlara göre çalışma alanında V_p ve V_p/V_s hız modelleri 39 km derinliğe kadar belirlenmiştir. Derinlik tabaka sınırları (-3, 3, 6, 7, 8, 12, 24, 33 ve 39 km) aralığında değişmekte olup bu tabakalara karşılık gelen hızlar (3.88, 4.86, 5.22, 5.34, 5.45, 5.55, 6.38, 6.65, 6.67 km/s) aralığındadır. Özellikle 6, 12 ve 24 km derinlik sınırlarında hız değişimlerinin daha yüksek olduğu gözlenmiştir. 6-12 km derinlik aralığı yoğun deprem dağılımının gözlemlendiği derinliklerdir.

Elde edilen yeni bir boyutlu hız modeli ile depremler yeniden konumlandırılmış, elde edilen sonuçlara göre yeni deprem konumlarının Van depremi ana şok alanına doğru kayma göstermiştir. Elde edilen derinlik dağılımı sonuçlarına göre deprem konumları daha sığ noktalara hareket etmiş ve yatay yönde üç farklı deprem kümesi gözlenmiştir.

Özellikle kuzey güney yönlü derinlik kesitinde bu kümelenmeler daha net ayırt edilmektedir. Derinlik dağılımına göre sismik aktivitenin %70'inin 0-10 km derinlik aralığında, %30'nun 10-20 km derinlik aralığında meydana geldiği gözlenmektedir. Bölgenin ortalama V_p/V_s hız oranı 1.73 olduğu sonucuna varılmıştır. Bu da ortalama V_p/V_s değerine uygundur.

Üçüncü aşamada Simul2000b yazılımı kullanılarak üç boyutlu ters çözüm yöntemi ile bölgenin P dalga hız modeli ve V_p/V_s hız modeli belirlenmiştir. İlk aşamada çözüm kalitesi yüksek, GAP değeri 180° 'den küçük en az 7P fazı içeren 3422 deprem verisi seçilmiştir. V_p hız modeli belirleme aşamasında S faz okumaları çözüme katılmamıştır. Yatay düzlemde 10x10 km ve 5x5 km grid aralıklı, düşey düzlemde (-3, 0, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 24, 28, 33 km) derinlik katmanlarına sahip üç boyutlu iki farklı yeraltı modeli oluşturulmuştur. (-3 km) derinlik katmanı topoğrafyadan kaynaklanır. Çalışma alanının orta noktası referans nokta kabul edilmiştir. 10x10 km grid aralıklı model toplam 3822 blok içerir.

Ters çözüm öncesinde çözüm kalitesi yüksek alanların belirlenebilmesi amacıyla yapay hız modeli oluşturularak gerçek veri seti ve istasyon konumları kullanılarak yapay seyahat zamanları hesaplanmıştır. Bu verilere Gauss dağılımlı sıfır ortalaması %10 (0.1 s) gürültü okuma hatası içermesi amacıyla eklenmiştir. Modelde seçilen homojen hız 5 km/s'dir. 4 km/s ve 6 km/s arasında değişen hıza sahip yapay dama tahtası modeli oluşturulmuştur. Bu model ile gerçek seyahat zamanları ters çözüme girerek başlangıç modeline olan benzerlikler karşılaştırılmıştır. Buna göre geri kazanımın yüksek olduğu ya da yapay dama tahtası modeline benzerliğin yüksek olduğu alanlarda ters çözüm kalitesi yüksek kabul edilmiştir.

10x10 km grid aralıklı model için elde edilen yapay test sonuçlarına göre elde edilen yüzdelik hız değişimlerinin çözüm gücü çalışma alanının doğusunda daha yüksektir. Depremlerin bu alanda yoğunlaşması ve istasyon sayısının bu bölgede daha sık ve fazla olması ışın sayısının daha yüksek olmasına neden olmuştur. 15 km derinliğe kadar model alanında çözünürlük yüksektir. 20 km'de alanın doğusunda çözünürlük düşmüştür ancak kabul edilebilir kalitededir. 24 ve 28 km derinliklerde daha düşük çözünürlük elde edilmiştir. 33 km derinlikte geri kazanım sağlanamamıştır.

5x5 km grid aralıklı modelde yapay testlerde Van Gölü'nün doğusunda kalan alanda 0- 6 km derinlik aralığında geri kazanım yüksek olsa da modelin batısında daha zayıftır. 12-15 km derinlik aralığında hız çözünürlüğü yüksek olsa da hız genlikleri düşmüştür. 20-24 km derinliklerde sadece Van Gölü'nün doğusunda küçük bir alanda düşük genlikli geri kazanım gözlenmiştir. 28 ve 33 km derinliklerde geri kazanım oldukça zayıftır.

Ters çözüm probleminde 3822 blok ve model bilinmeyenleri vardır. Bloklara bir boyutlu hız modelinden lineer enterpolasyon yöntemiyle belirlenen hızlar atanmıştır. Hızlar 3.75-6.54 km/s aralığında değişim gösterir. Bloklardan geçen ışın sayısı alt değeri 5 olarak kabul edilmiştir. Odak-istasyon konumu ağırlıklandırma katsayıları 100 km uzaklığa kadar 1, 200 km'den uzak mesafeler için 0, ikisi arasındaki uzaklıklar için doğrusal 0-1 arasında doğrusal değişim gösterecek şekilde seçilmiştir. Seyahat zamanı rezidüellerine 1. iterasyon adımında uygulanan ağırlıklandırmalarda 0.2 s'den küçük değerler için 1.0, 0.2- 2s arası ve 2-4s arası rezidüeller için doğrusal, 4s'den büyük rezidüeller için 0 ağırlıklandırma değerleri kullanılmıştır. 2. ve 3. iterasyon adımlarında bu değerler yarıya düşürülmüştür. Ters çözümde kullanılan sönüm faktörleri V_p hız modelleri için 50, V_p/V_s için 100 olarak belirlenmiştir. Ters çözümde her adımda beş iterasyon içeren toplam üç iterasyon adımı gerçekleştirilmiştir.

10x10 km grid aralıklı model yatay kesitlerden elde edilen P dalgası mutlak hız (V_p) sonuçlarına göre 20 km derinliğe kadar ters çözüm kalitesi yüksektir. -3 km ile 4 km yatay tabakalarda Van Gölü ile Erçek Gölü arasında deprem dağılımlarının en yüksek olduğu alanlarda lokal düşük hız bölgesi gözlenmiştir. 6 km derinlikte gölün kuzey ve güney ve batıda olmak üzere üç lokal alanda hız yükselimi gözlenirken doğuda düşük hız gözlenmiştir. 8 km yatay derinlik kesitinde gölün güneydoğusunda yüksek hız düşük hız geçişi, gölün batısında lokal yüksek hız zonu gözlenmiştir. 8km de gözlenen düşük hız yüksek hız geçişi faylanma kaynaklı olabilir. 10km derinlik kesitinde hız değerleri göl içinde güney batı ve kuzeyde artmış, Erçek Gölü'nün batısında daha düşük gözlenmiştir. 12 km, 15 km ve 20 km derinliklerde gölün doğusunda kuzey ve güney yönlü iki lokal düşük hız zonu bu zonun batısında yüksek hız görülmektedir. Van depremi yaklaşık 16 km derinlikte meydana gelmiştir. 12-20 km derinlik aralığı depremleri yoğunlaştığı derinlik aralığı olup yanal hız değişim bölgesinin aktif fay zonu olabileceği sonucu elde edilmiştir. 24 km derinlikten itibaren göl içinde yüksek

hız değerleri elde edildiği gözlemlene de yapay modelde geri kazanımın zayıf olması nedeniyle alanla ilgili kesin bir sonuca varılamamıştır.

Çalışma alanında 10x10 km grid aralıklı model doğu batı ve kuzey güney yönlü 5 km aralıklı düşey ve yatay derinlik kesitleri oluşturulmuştur. Düşey kesitler 1'den 12'ye kadar yatay kesitler A-J'ye isimlendirilmiştir.

Elde edilen P dalgası mutlak hız (V_p) sonuçlarına göre yüksek hız zonu 20-25 km derinliktedir. Deprem dağılımının bu bölgede oldukça düşmüştür. Depremler yanal ve düşey hız değişiminin ani değişim iği 5-15 km aralığında yoğunlaşmıştır. 15-20 km derinlikte giderek deprem sayısı azalım göstermiş 25 km de sonlanmıştır. Derinlik kesitlerinde üç farklı deprem kümelenmesi gözlenmiştir. Van depremi ortada kalan küme içindedir. Burası deprem dağılımının en yüksek olduğu alan olup düşey yönde ve yatay yönde düşük hız yüksek hız geçişleri gözlenmiştir. Büyüklüğü beşten büyük depremler çoğu düşük hız zonuun alt sınırında meydana gelmiştir. 1 ve 2 no'lu kuzey güney yönlü kesitlerde 10-20 km derinlik aralığında yanal yönde doğuda yüksek batıda düşük hızlar elde edilmiştir. Van depremi konumu 3 ve 4 no'lu düşey kesitler arasında kalmaktadır. Aynı modele ait doğu batı yönlü kesitlerde Van depremi ana şok E ve F profilleri arasında kalmaktadır. V_p mutlak hız değerleri bu alanda depremin düşük hız yüksek hız zonu arasında oluştuğunu göstermektedir.

Bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik hız değişimleri derinlik kesitleri sonuçlarına göre DB yönlü kesitlerde deprem kümelerinin düşey sınırı özellikle C ve D kesitlerinde düşük hız zonu ile ayrılmıştır. Van depremi DB yönlü profillerde E ve F kesitinde düşük hız yüksek hız değişim nın üst sınırında meydana geldiği gözlenmiştir. Bu derinliğin altında gözlenen yüksek hız nda depremler oldukça azdır. Artçı dağılım ise daha üstte kalan düşük V_p yüksek V_p hız zonu arasında yoğunlaşmıştır. Hız farkı yapısal süreksizliği göstermektedir.

Genel olarak derinlik kesitlerinden elde edilen sonuçlara göre yanal yönde hız değişimlerinin gözlendiği düşük- yüksek hız sınırında derinlikte meydana geldiği görülmüştür. Deprem bu zonda gelse de kırılma 25 km derinliğin altına inmemiştir. Tüm derinlik kesitlerinde hızların 25 km derinlikten itibaren arttığı gözlenmektedir. Kırılmanın sonlandığı 25 km derinlikte hızlar 5.8-6 km/s arasındadır.

10x10 km grid aralıklı model yatay kesitlerden elde edilen bir boyutlu hız modeline göre yüzdelik hız değişimleri sonuçlarına göre (-3) km, 4 km ve 6 km yatay derinlik kesitlerinde Van Gölü doğusunda hızlar düşük anomaliler gösterirken batısında yükselim göstermiştir. 8 km derinlik kesitinde gölün doğusunda iki düşük hız zonu arasında kalan yüksek hız bölgesi sismik olarak aktif bir bölgedir. 10 km derinlik kesitinde hız değerleri daha yüksek olup sadece Erçek gölünün batısında lokal düşük hız zonu gözlenmiştir. 12 km derinlik kesitinde gölün doğusunda gözlenen düşük hız zonu kuzey güney uzanımlı olup arada yüksek hız bölgesi yer almaktadır. Bu derinlik de sismik aktivitenin oldukça yoğun olduğu bir derinliktir. Burada 8 km kesitine kıyasla daha düşük hız zonu hem de kuzey güney uzanım göstermiştir. Farklı bir fay zonuna ait olduğu sonucuna varılmıştır. 15 km derinlik kesitinde hız değişimleri daha düşük olmakla birlikte gölün doğusunda 12 km derinlik kesiti ile aynı yönelimli ancak genliği daha düşük bir zonu gözlenmiştir. Batıda bu alana kıyasla daha yüksek hız bölgesi gözlenmektedir. 20 km derinlik katmanında 12 km derinlik katmanı ile hemen hemen aynı anomali gözlenmiştir. Bu derinlikte çözüm gücü gölün batısında daha düşüktür ancak hız değerlerinin batıda daha yüksek olduğu gözlenmektedir.

Yatay tabakalı ortamda 10x10 km ve 5x5 km grid aralıklı model alanları için hesaplanan (V_p/V_s) değişim anomalilerine göre 10x10 km grid aralıklı model sonuçları gölün batısında daha yüksek çözünürlüklü elde edilirken 5x5 km grid aralıklı model V_p/V_s sonuçları sadece çalışma alanının doğusunda elde edilmiştir. İnce modelde daha hassas V_p/V_s değerleri gözlenebilmektedir ancak batısı ile ilgili yorum yapılamamaktadır. Alanda düşey ve yanal yönde sığ derinliklerde V_p/V_s değerleri hızla değişim göstermiştir. Sığ derinliklerde yüksek V_p/V_s oranı gözenekli sıvı veya akışkan içerikli yüksek V_p/V_s anomalileri ve çevreleyen düşük V_p/V_s anomalileri gözlenmiştir. Bu anomalilerin çok yakın olması bölgenin tektonik deformasyon geçirmiş olması faylı yapısı ile ilgili olabilir. Yüksek V_p/V_s gözlenen bölge aynı zamanda volkanik alandır volkanik alanlarda da yüzeye yakın derinliklerde yüksek V_p/V_s anomalisi gözlenebilir. Derinlere inildikçe gözlenen yüksek V_p/V_s anomalileri geniş bir alanda olmayıp düşük V_p/V_s bölgeleri arasında dağılım göstermiştir. Bu anomaliler sismik aktivitenin yüksek olduğu alanlarda gözlenmiştir. Bu nedenle faylanma, sismojenik zon ve kırıklı sistemle ilgili olduğu düşünülmektedir.

Vp/Vs değişimlerinin derinlik kesitleri sonuçlarına göre KG yönlü özellikle 4 ve 5 nolu derinlik kesitlerine göre Van depremi kuzeyinde düşük Vp/Vs'nin güneyinde kalan yüksek Vp/Vs içinde meydana gelmiştir. Vp/Vs oranının derinlikle düşmesi artan faylanma ve çatlaklar nedeniyledir. Derinlik kesitlerinde ilk 5 km derinliğe kadar gözlenen yüksek Vp/Vs değerleri yüzey jeolojisi ve suya/akışkana doygun alanların göstergesidir. Derinlere inildikçe Vp/Vs heterojendir. Bunun en önemli nedeni faylanma boyunca meydana gelen deformasyondur. Artçı dağılım ve beşten büyük depremler bu alanlarda dağılım göstermektedir. DB yönlü Vp/Vs derinlik kesitlerinde E-F profilleri ana şok nı kapsamaktadır. Burada yüksek Vp/Vs içinde depremin meydana geldiği ve bu n düşük Vp/Vs ile sınırlandığı gözlenmiştir. Yanal Vp/Vs değişimi faylanmaya bağlıdır.

Vp hız modelleri Vp/Vs hız modellerine göre daha kaliteli elde edilebilmektedir. Vs dalga hızı yerine Vp/Vs dalga hızı hesaplanmıştır. Bunun en önemli nedeni S faz okumalarının P dalgasından sonra gelmesi ve P dalga kodasında olması nedeniyle daha yüksek okuma hatası yapılabilmesidir. Vp/Vs modelleri Vs hız modellerine göre daha durağan ve güvenilir yorum yapılabilmesini sağlar.

Vp ve Vp/Vs anomalilerinin yanal ve düşey değişimleri bize yapısal heterojenite ile ilgili bilgi vermektedir ve iki bölge arasındaki yapısal farkları gösterir. Van Gölü ve civarında bu değişimler özellikle ana şok ve artçı dağılım bölgesinde gözlenmiştir.

Vp/Vs anomalileri bölgenin litolojik özellikleri ile ilgili önemli bilgiler vermektedir. Bu oran kırık/çatlak yoğunluğu sıcaklık akışkan ya da ergime içeriği ile ilgili de önemli bilgiler verir. Derinlik ve yatay kesitlerinde kısa mesafelerde gözlenen ani düşey ve yatay hız değişimleri bölgenin deformasyona uğramış yapısının en önemli göstergesidir. Bölgede ani hız değişimleri bölgenin tektonik yapısının heterojen olduğunu göstermektedir.

Çözüm kalitesi analizleri tüm modelleri için yapılmıştır. Işın sayısı (KHIT) alt sınır değeri 1000 kabul edilmiştir. Çözüm kalitesinin belirlenmesi amacıyla hesaplanan bir diğer kriter ise DWS (ağırlıklandırılmış türevsel toplamdır). DWS için de sınır değeri 1000 olarak kabul edilerek bu değerden daha küçük alanlar çözüm gücünün düştüğü alanlar olarak kabul edilmiştir. Bir diğer parametre ise ayrırlılık matrisi köşegen elemanı (RDE) olup 0.2'den büyük değerler güvenilir kabul edilmiştir.

Çözüm kalitesi analizinde yayılım fonksiyonu (SPRD) için sınır değer 1.5 kabul edilmiştir. $SPRD \leq 1.5$ olan alanlar güvenilir sınırdadır kalmıştır. SPRD değerinin düşük olduğu alanlar yüksek kaliteli bölgeler olarak kabul edilmiştir. Genel olarak modellerde 20 km derinliğe kadar tüm değerler kaliteli çözüm gücünün varlığını göstermiştir. İnce modellerde çalışma alanının batısında çözüm gücü zayıf doğuda daha yüksek olmakla birlikte 5x5 km grid aralıklı modellerde daha detaylı hız modelleri elde edilmiştir. İnce modellerde derinlikle hız genlik düşümü daha yüksek olmuştur.

Van gölü ve çevresinde yürütülen lokal sismik tomografi yöntemi sonuçlarına göre bölgenin özellikle sismojenik zon sınırlarında yanal ve düşey yönlü hız değişimleri gözlenmiştir. Hız değişimleri malzeme özelliklerine bağlı olarak değişir. Yüksek düşük hız değişimlerinin olduğu alanlarda yoğun sismik aktivite gözlenmiştir. Sismojenik zonda yüksek hızlı alanlar yüksek yamulma enerjisi biriktirme kapasitesine sahiptir. Yüksek hız bölgeleri daha kırılmalı sismik olarak aktif alanları temsil eder. Derinlerde gözlenen yüksek hızlar kırılmaya neden olmamaktadır, bunun en önemli nedeni artan sıcaklık etkisidir. Derinlik kesitlerine göre sismojenik zon 5-15 km aralığında gözlenmiştir. Ancak 20 km derinliğe kadar deprem aktivitesi devam etmekte bu derinlikte hızlar artış göstermekte ve sismisite düşmektedir. Düşük ve yüksek hız değişimlerinin olduğu alanlarda artçı şok dağılımlarının oldukça yoğun olduğu gözlenmiştir.

Doğu Anadolu bölgesi çarpışma kuşağında yer almaktadır. Bu kuşaklarda gözlenen tomografik sonuçlar oldukça karmaşık olabilir. Bu alanlarda sürekli ya da kırıklı okyanusla litosfer parçaları olabilir ve bu yapılara genellikle yüksek hız gösterirler. Çalışmada gözlenen V_p hızları ve V_p/V_s değerlerinin yüksek ve düşük değişimler gösterdiği alanlar kırılma zonlarıdır. Bu alanlarda gözlenen düşük hızlar sıcak bölgelere karşılık gelebilmektedir. Van Gölü ve civarında yürütülen önceki çalışmalarda bu bölgede genel olarak düşük hızlar belirlenmiştir. Ancak bu çalışmalar genellikle Van gölü batısı veya kuzeyini içine alan çalışmalar olup Van Gölü'nü içeren lokal çalışmalar değildir. Tez çalışması kapsamında göl içinde gözlenen yüksek V_p hız anomalileri bölgenin sismik aktivite üretecek kırılmalı bir alan olduğu sonucunu vermektedir. 5 km'den düşük derinliklerde gözlenen düşük V_p/V_s değerleri faylanma nedeniyle meydana gelen kırılmalar deformasyonlar ve sedimanter alanlar olabilir.

Elde edilen sonuçlara göre Van depreminin düşük hız anomali sınırlarında, beşten büyük depremlerin ve artçı dağılımların üst kabukta yüksek hız düşük hız geçiş zonlarında meydana geldiğini görülmüştür.

Sismojenik zonlar farklı yapısal sınırlardan kaynaklanır ve bu sınırlar sismik tomografi tekniği ile belirlenebilir. Fay zonları ve civarına ait kayaç malzeme özellikleri depreme neden olan fayları kontrol eder, bu nedenle V_p hız modelleri fay sınırlarının belirlenmesinde önem taşır. V_p hız modelleri uzun süreli deprem tahmin yöntemi olarak kullanılabilir. Yeraltında sismik hız değişimleri pek çok faktöre bağlıdır. Bu faktörler faylanma ve heterojen yapıların yanı sıra kimyasal değişimler, sıvı içeriği ve akışkan basınçlarıdır. Bir deformasyonda bu faktörler deprem öncesi ve sonrasında farklılık gösterebilir. Bu nedenle sismik aktivitesi yüksek alanlarda deprem öncesi ve sonrası belirli aralıklarla yerel sismik tomografi yöntemi uygulanarak bu alanlarda hız değişimlerinin izlenmesi depremlerin uzun süreli tahmin yöntemlerine katkı sağlayabilir.

KAYNAKLAR

Aki K., Lee W. H. K., Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 1976, **81**, 4381-4399.

Aki K., Christofferson A., Husebye E.S., Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 1977, **82**, 277–296.

Al-Lazki A., Seber D., Sandvol E., Turkelli N., Mohamad R., Barazangi M., Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian Plateau (Eastern Turkey) and the surrounding regions. *Geophys Res Lett*, 2003, **30**, 8043.

Ambraseys N., 2009. Earthquakes in the Mediterranean and Middle East. Cambridge University Press, New York.

Angus D., Wilson D., Sandvol E., Ni J.F., Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophys J Int*, 2006, **166**, 1335-1346.

Ateş A., Bilim F., Büyüksaraç A., Aydemir A., Bektaş O., Aslan Y., Crustal structure of Turkey from aeromagnetic, gravity and deep seismic reflection data. *Surv Geophys*, 2012, **33**, 869-885.

Bakırcı T., Yoshizawa K., Özer M.F., Three-dimensional S-wave structure of the upper mantle beneath Turkey from surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 2012, **190**, 1058–1076.

Biryol C.B, Beck S.L., Zandt G., Özacar A.A., Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 2011, **184**, 1037–1057.

Çınar H., Alkan H., Crustal S-wave structure around the Lake Van region (eastern Turkey) from interstation Rayleigh wave phase velocity analysis, *Turkish J Earth Sci.*, 2017, **26**, 73-90.

Delph J.R., Biryol C.B., Beck S.L., Zandt G., Ward K.M., Shear wave velocity structure of the Anatolian Plate: anomalously slow crust in southwestern Turkey, *Geophys. J. Int.* 2015a, **202**, (1), 261–276.

Delph J.R., Zandt G., Beck S.L., A new approach to obtaining a 3D shear wave velocity model of the crust and upper mantle: an application to eastern Turkey, *Tectonophysics*, 2015b, **665**, 92–100.

Doğan B., and Karakaş A., Geometry of co-seismic surface ruptures and tectonic meaning of the 23 October 2011 M w 7.1 Van earthquake (East Anatolian Region, Turkey), *Journal of Structural Geology*, 2013, **46**, 99-114.

Eberhart-Philips D., Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges for inversion of local earthquakes arrival times, *Bull.Seismol. Soc. Am.*, 1986, **76**, 1025-1052.

Eberhart-Phillips, D., Local earthquake tomography: earthquake source regions, Editors: Iyer H.M., *Seismic Tomography Theory and Practice*, 1st edition., Chapman ve Hall, London, 613-643, 1993.

Emre Ö., Duman T.Y., Özalp S., Elmaci H., 2011. 23 Ekim 2011 Van Depremi saha gözlemleri ve kaynak faya ilişkin ön değerlendirmeler. MTA, *General Directorate of Mineral Research*, Ankara, Turkey

Ergin K., Güçlü U., Uz Z., 1967. Türkiye ve civarının Deprem Kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar). İTÜ, Faculty of Mining, *Supply of Physics Publishing*, İstanbul, Turkey (in Turkish).

Göğüş O.H., Pysklywec R.N., Mantle lithosphere delamination driving plateau uplift and synconvergent extension in eastern Anatolia, *Geology*, 2008, **36** (9), 723–726.

Gök R., Türkelli N., Sandvol E., Seber D., Barazangi M., Regional wave propagation in Turkey and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, 2000, **27**, (3), 429–432.

Gök R., Sandvol E., Türkelli N., Seber D., Barazangi M., Sn attenuation in the Anatolian and Iranian plateau and surrounding regions. *Geophys Res Lett*, 2003, **30**, (24), 8042.

Gök R., Pasyanos M.E., Zor E., Lithospheric structure of the continent–continent collision zone: eastern Turkey, *Geophys. J. Int.*, 2007, **169**, 1079–1088.

Gökcalp, H., Tomographic imaging of the seismic structure beneath the east Anatolian Plateau, eastern Turkey, *Pure and Applied Geophysics*, 2012, **169**, 1749–1776.

Hampton, M.R. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red sea, *Tectonics*, 1987, **6**, 687-705.

Kalafat D., Gürbüz C., Üçer S. B., Batı Türkiye'de kabuk ve üst manto yapısının araştırılması, *Deprem Araştırma Bülteni*, 1987, **59**, 43-64.

Kalafat D., Kekovalı K., Akkoyunlu F., Ögütçü, Z., Source mechanism and Stress Analysis of 23 October 2011 Van Earthquake (Mw= 7.1) and Aftershocks, *Journal of seismology*, 2014, **18**,(3), 371-384.

Karnik, V., Seismicity of the European Area, Part 1-2, Academia Praha, 1968-1971

Ketin İ., Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **20**, 2, 79-85, (1977).

Keskin M., Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction - accretion complex: An alternative model for collision - related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**, (24), 8046.

Keskin M., Eastern Anatolia: A hotspot in a collision zone without a mantle plume, *Geological Society of America Special Papers*, 2007, **430**, 693-722.

Kissling E., Geotomography with Local Earthquake Data., *Reviews of Geophysics*, 1988, **26**, 659-698.

Kissling E., Ellsworth, W.L., Ebehart-Phillips, D. ve Kradolfer, U., Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 19635-19646.

Koçyiğit A., New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey. *J. Asian Earth Sci.* 2013, **62**, 586–605.

Lee W. H. K., Lahr J.C., HYPO71: A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes, *U. S. Geological Survey*, Open File Report 72-224,1-100, 1972.

Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A., Lipp, A. Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey, *Nature*, 1991, **349**, 605-608.

Koulakov I., High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data: *Journal of Geophysical Research*, 2011, **116**, B04301.

Laske, G. and Masters, G., A Global Digital Map of Sediment Thickness, *EOS Trans. AGU*, 78, F483, 1997.

Lei J., Zhao D., Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under eastern Turkey: *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, **257**, 14–28.

Mahatsente, R., Önal, G., Çemen, I., Lithospheric structure and the isostatic state of Eastern Anatolia: Insight from gravity data modelling, *Lithosphere*, 2018, 10 (2), pp. 279-290.

Özacar A.A., Zandt G., Gilbert H., Beck S.L., Seismic images of crustal variations beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from teleseismic receiver functions, *Geological Society*, 2010b, London, Special Publications, **340**, 485–496.

Özacar A.A., Gilbert H., Zandt G., Upper mantle discontinuity structure beneath the East Anatolian Plateau (Turkey) from receiver functions: *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, **269**, 427–435.

Özalp S., Aydemir B. S., Olgun Ş., Şimşek B., Elmacı H., Evren M., Emre Ö., Aydın M. B., Kurtuluş O., Öcal F., Van Gölü (Edremit Körfezi) Kuvaterner Çökellerinde Tektonik Deformasyonlar, *Doğu Anadolu, Türkiye, Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 2016, **153**, 45–62.

Pavlis G.L., Booker J.R., A study of importance of nonlinearity in the inversion of earthquake arrival time data for velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**, 5047-5055.

Pamukçu A. O., Akçığ Z., Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust, *Pure and Applied Geophysics*, 2011, 168, **5**, 901-917.

Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z., LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth: *Journal of Geophysical Research–Solid Earth*, 2014, **119**, 2153–2173.

Pınar, N., Lahn, E., 1952. Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği, No.6, Ankara

Pınar A., Honkura Y., Kuge K., Matsushima M., Sezgin N., Yılmaz M., Ögütçü, Z., Source Mechanism of the 2000 November 15 Lake Van Earthquake (M w= 5.6) in Eastern Turkey and Its Seismotectonic Implications. *Geophysical Journal International*, 2007, **170**(2), 749-763.

Salaün G., Pedersen H.A., Paul A., Farra V., Karabulut H., Hatzfeld D., Papazachos C., Childs D.M., Pequegnat C., High-resolution surface wave tomography beneath the Aegean-Anatolia region: Constraints on upper-mantle structure: *Geophysical Journal International*, 2012, **190**, 406–420

Soysal H., Sipahioğlu S., Kolçak D., Altınok Y., 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katalogu. TUBITAK, Project, Ankara, Turkey.

Spencer C., Gubbins D., Travel time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in lateral varying media, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, **63**, 95-116.

Şaroğlu F., Güner Y., Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1981, **24**, 239-50.

Şaroğlu F., Yılmaz Y., Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri, *Journal of Mineral Research and Exploration* 1986, **107**, 73–94

Şengör A.M.C., Özeren M. S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A.D., Kayan I., Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, *Earth-Science Reviews*, 2008, **90**, (1), 1-48.

Şengör A.M.C., Kidd W. S. F., Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 1979, **55**, (3-4), 361-376.

Şengör A.M.C., Yılmaz, Y. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, 1981, **75**, 181-241.

Şengör A.M.C., 1985. Türkiye'nin Tektonik Tarihinin Yapısal Sınıflaması. *Ketin Simpozyumu, TJK*, Ankara, 37-61.

Şengör A. M. C., Özeren S, Genç T., Zor E. EastAnatolian high plateau as a mantle supported, N–S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30** (24), 8045.

Şengör A.M.C., Özeren M. S., Keskin M., Sakıncı M., Özbakır A.D, Kayan I. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens, *Earth-Science Reviews*, 2008, **90**, **1**, 1-48.

Tezel T., Shibutani T., Kaypak B., Crustal thickness of Turkey determined by receiverfunction: *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, **75**, 36–45.

Toksöz M. N., Arpat E., Şaroğlu F., East Anatolian earthquake of 24 November 1976, *Nature*, 1977, **270**, 423–425.

Um J.,Thurber C., A fast algorithm for two point ray tracing., *Bull.Seismol. Soc. Am.*,1987, **77**, 792-986.

Thurber C.H., Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyota Lake area, central California., *J. Geophys. Res.*,1983, **88**, 8226-8236.

Thurber C.H., Local Earthquake Tomography: velocities and Vp/Vs theory, Editors: Iyer H.M., *Seismic Tomography Theory and Practice*, 1st edition., Chapman ve Hall, London, 563-583, 1993.

Toomey D. R. Foulger G.R.,Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano complex, Iceland. *J. Geophys.Res.*,1989, **94**, 17497-17510.

Utkucu M., 23 October 2011 Van, Eastern Anatolia, earthquake (Mw 7.1) and Seismotectonics of Lake Van Area, *Journal of seismology*, 2013, **17**(2), 783-805.

Zhao D., Hasegawa A., Horiuchi S., Tomographic imaging of P and Swave velocity structure beneath Northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*,1992, **97**, (B13), 19909-19928.

Zhao D., *Multiscale Seismic Tomography*, 1st ed., Springer, Japan, 2015.

Zor E., Sandvol E., Gürbüz C., Türkelli N., Seber D.,Barazangi M., The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**,**24**, 8044.

Yılmaz M., ZSacWin Hızlı Deprem Çözümleme ve Arşivleme Sistemi Kullanım Klavuzu v1.0, *Boğaziçi Üniversitesi*, BAP projesi 5725, 1-20, 2012.

Yılmaz Y., Şaroğlu F., Güner Y., Initiation of the neomagmatism in east Anatolia, *Tectonophysics*, 1987, **134**, 177–199.

Vanacore E.A., Taymaz T., Saygın E., Moho structure of the Anatolian Plate from receiver function analysis, *Geophysical Journal International*, 2013, **193**, (1), 329–337,

Warren L.M., Beck S.L., Biryol C.B., Zandt G., Özacar A.A., Yang Y., Crustal velocity structure of central and eastern Turkey from ambient noise tomography: *Geophysical Journal International*, 2013,194,1941–1954.

Wessel P., Smith W. H., Free software helps map and display data, *Eos Trans. AGU*, 1991, **72**(441), 445-446.



KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER

Doğan B., Erkal T., Irmak T.S., Kalafat D., Karakaş A., **Akkoyunlu M. F.**, Kekovalı K., Van Gölü Havzası'ndaki Kuvaterner Yaşlı Çökel Stratigrafisinin Depolanma Süreçlerini Etkileyen Faktörler, 7. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, "TURQUA39" İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, Türkiye, 8-11 Mayıs 2016.

Irmak T. S., Doğan B., Erkal T., Karakaş A., Çalık G., Gül Ü., **Akkoyunlu M. F.**, Kekovalı K., Seismological and Structural Features of November 9th, 2011 (Mw=5.6) Edremit-Van Earthquake, *Humboldt Kolleg, Advances in Earthquake Seismology and Geodynamic Modeling*, Istanbul Technical University, İstanbul, Turkey, 10 – 12 March 2016.

Akkoyunlu M.F., Kaypak B., Kalafat D., Barış Ş. Determination of One Dimensional (1-D) Crustal Velocity Model of Lake Van Region and Surroundings. 5. *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 10-12 June 2015.

Akkoyunlu M.F., Kalafat D., Güneş Y., Barış Ş., The Relocation of 23 October 2011 Van Earthquake and its Aftershocks. 5. *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 10-12, June 2015.

Kalafat D., Kekovalı K., Pınar A., **Akkoyunlu M.F.**, The January 8, 2013 (Mw=5.7) and May 24, 2014 (Mw=6.8) North Aegean Earthquakes and Their Afterschock Distributions. 5. *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 10-12 June 2015.

Kaypak B., **Akkoyunlu M.F.**, Kalafat D., Barış Ş., Van Gölü ve Çevresinin Bir Boyutlu (1-B) Kabuk Hız Modelinin Belirlenmesi. 3. *Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, Türkiye, 14-16 Ekim 2015.

Kalafat D., Kekovalı K., **Akkoyunlu F.**, Ögütçü Z., Source mechanism and Stress Analysis of 23 October 2011 Van Earthquake (Mw= 7.1) and Aftershocks, *Journal of seismology*, 2014, **18**,(3), 371-384.

Akkoyunlu M.F., Sismoloji (çeviri), 1.baskı, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara, 2013.

Bayrak Y.,Yadav R.B.S., Kalafat D., Tsapanos T.M., Çınar H., Singh A.P., Bayrak E., Yılmaz Ş., **Öcal F.**, Koravos G., Seismogenesis and earthquake triggering during the Van (Turkey) 2011 seismic sequence, *Tectonophysics*, 2013, **601**, 163-176.

Kalafat D., Suvarıklı M., Ögütçü Z. Kekovalı K., **Akkoyunlu M.F.**, Güneş Y., Pınar A., Moment Tensor Inversion of Recent Local Moderate sized Van Earthquakes Seismicity and Active Tectonics of the Van region; Eastern Turkey, *AGU Fall Meeting*, San Francisco, U.S.A., 2013.

Kalafat D., Kekovalı K., Ögütçü Z., Güneş Y., **Öcal M. F.**, Pınar A., Tunç B., An Overview of Seismotectonic Properties of Eastern Anatolia, *JPGU International Sysposium*, Makuhari Messe, Chiba, Japan, May 19-24, 2013.

Kalafat D., Ögütçü Z., Güneş Y., **Akkoyunlu M.F.**, Kekovalı K., Doğu Anadolu Bölgesinin Sismotektonik Özelliklerinin Güncel Veriler ile Değerlendirilmesi. *The 20th International Geophysical Congress & Exhibition of Turkey*, Antalya, Turkey, 2013.

Kalafat D., K. Kekovalı, Z. Ögütçü, Y. Güneş, **M.F. Öcal**, Pınar A., Tunç B., Doğu Anadolu Bölgesinin Özelliklerine Toplu bir Bakış, 66. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, *66th Geological Congress of Turkey*, ODTÜ Kültür ve Kongre Merkezi, Ankara, Türkiye, 1-5 Nisan 2013.

Kalafat D., Polat R., Poyraz S. A. , Kekovalı K., **Akkoyunlu M.F.**, 19 May 2011 Simav Earthquake Sequence : Western Turkey, *33rd General Assembly of the European Seismological Commission EGU General Assembly*, Moscow, Russia, August 19-24 2012.

Kalafat D., Suvarıklı M., Ögütçü Z., Kekovalı K., Yılmaz M., **Öcal M. F.**, Güneş Y., A recent example of continent-continent collision: October 23, 2011 Van Earthquake (Mw:7.2): Southeastern Turkey, *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco, California, USA, 3-7 Aralık 2012

Akkoyunlu M. F., Kalafat D., Samut D., Güneş Y., 11 Ağustos 2012 Kuzeybatı İran Depremlerinin Sismotektonik Açından Değerlendirilmesi, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 16. Çalıştayı*, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul, Türkiye, 18-19 Ekim 2012.

Kalafat D., Kekovalı K., Suvarıklı M., Cambaz D., Poyraz S. A., Tunç B., Yılmaz M., Görgün E., Küsmezer A., Ögütçü Z., Güneş Y., Kara M., Kılıç K., Çomoğlu M., Deniz P., **Öcal M.F.**, Kepekçi D., Tunç S., Çok Ö., Gül M., Horasan G., Gülen L., Seismotectonic Investigation of Karlıova Triple Junction (KTJ) and the Surrounding Area: Eastern Turkey, *AGU Fall Meeting*, California, USA, 5-9 December 2011.

Kalafat D., Suvarıklı M., Ögütçü Z., Horasan G., Gülen L., Kekovalı K., Tunç B., Cambaz D., Yılmaz M., Görgün E., Poyraz S. A., Küsmezer A., Güneş Y., Kara M., Kılıç K., Çomoğlu M., Deniz P., **Akkoyunlu M.F.**, Kepekçi D., Tunç S., Çok Ö., Gül M., Erzincan-Bingöl-Elazığ Arasında Kalan Bölgenin Sismotektoniğinin İncelenmesi, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 15. Çalıştayı*, Çukurova Üniversitesi, Adana, Türkiye, 19-22 Ekim 2011.

Kalafat D., Kekovalı K., Ögütçü Z., Güneş Y., Yılmaz M., Kara M., Görgün E., Çomoğlu M., Poyraz S. A., Deniz P., **Öcal M.F.**, Samut D., Kılıç K., Küsmezer A., Suvarıklı M., Gül M., Çok Ö., Monitoring of the Micro-seismic Activity along the Salt Lake Fault Zone: Central Anatolia, *American Geophysical Union Fall Meeting*, San Francisco, USA, 2010.

Kalafat D., Poyraz S.A., Samut D., Kürçer A., Gökten Y. E., Kekovalı K., Ögütçü Z., Güneş Y., Yılmaz M., Kılıç K., Kara M., Çomoğlu M., Görgün E., Deniz P., **Öcal**

M.F., Küsmezer A., Suvarıklı M., Gül M., Çok Ö., Tuz Gölü (İç Anadolu) Bölgesinin Mikro Depremselliğinin İzlenmesi, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu 14. Çalıştayı*, Adıyaman, Türkiye, 2010.

Kalafat D., Öğütçü Z., Güneş Y., Kekovalı K., Yılmaz M., Görgün E., Kara M., Kılıç K., Deniz P., Çomoğlu M., Berberoğlu M., Berberoğlu A., Poyraz S. A., Bekler F. N., Küsmezer A., Gümüş H., Kepekçi D., Gül M., Polat R., Çok Ö., **Öcal M. F.**, Investigation of Seismicity and Seismotectonic features of Salt Lake and surroundings, Central Anatolia Region, *International Earthquake Symposium*, Kocaeli, Turkey, 17-19 August 2009.

Kalafat D., Öğütçü Z., Güneş Y., Kekovalı K., Yılmaz M., Kara M., Kılıç K., Deniz P., Çomoglu M., Berberoğlu M., Berberoğlu A., Altuncu Poyraz S., Bekler F.N., Küsmezer A., Gümüş H., Kepekçi D., Gül M., Polat R., Çok Ö., **Öcal M.F.**, Görgün E., Gülen L., Tuz Gölü ve Civarının Sismotektonik Özelliklerinin İncelenmesi, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu ATAG 13. Çalıştayı*, Çanakkale, Türkiye, 8-11 Ekim 2009.

Öcal M.F., Kalafat D., Demircioğlu M.B., Erdik M., Hancılar U., Kamer Y., Sesetyan K., Tüzün C., Yenidoğan C., Zülfikar A.C., ELER© Yazılımıyla Yakın Geçmişte Türkiye’de Meydana Gelen Depremlerin Tahmini Yer Sarsıntısı Haritalarının Oluşturulması, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu ATAG 13. Çalıştayı* Çanakkale, Türkiye, 8-11 Ekim 2009.

Fisseha M., Kasmi A., Ndiath A., **Öcal M.F.**, Sitnikov K., Brachet N., Coyne J., Smooth Re-Introduction Of Infrasonud Data Analysis Into Operations at the International Data Centre: Procedures, Analysis and Results, *European Geophysical Union*, Vienna, Austria, April 2008.

Öcal M.F., Ndiath A., Fisseha M., Kasmi A., Sitnikov K., Turyomurugyendo G., Brachet N., Coyne J., Smooth Introduction of Infrasonud Data into the IDC Reviewed Event Bulletin – Part II: Analysis and Results, *Infrasonud Technology Workshop* Tokyo, Japan, November 2007.

Brachet N., Ndiath A., **Öcal M.F.**, Contribution of Infrasonud Data at the International Data Centre, *European Geophysical Union*, Vienna, Austria, April 2007.

Brachet N., Ndiath A., Fisseha M., **Öcal M.F.**, Sitnikov K., Turyomurugyendo G., Technical Report Infrasonud Processing at the IDC, Report of the Infrasonud Team Activities in 2005. *International Data Center Technical Note*, CTBTO PTS/IDC Vienna, Austria, 2006.

Ndiath A., **Öcal M.F.**, Fisseha M., Turyomurugyendo G., Sitnikov K., Brachet N., Coyne J., Recent Experiences of IDC Analysts Reviewing Infrasonud Data, *ITW Fairbanks*, Alaska, September, 2006.

ÖZGEÇMİŞ

3 Ocak 1974 yılında Yozgat'ta doğdu. Orta ve lise eğitimini Yozgat Anadolu Lisesi'nde tamamladı. 1991- 1995 yılları arasında İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik mühendisliği bölümünde eğitim gördü ve bölüm birincisi olarak mezun oldu. İTÜ Jeofizik mühendisliği bölümünde yüksek lisans derslerini tamamladı.

1997-2001 yılları arasında Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'ne bağlı Belbaşı Sismik Araştırma İstasyonunda görev yaptı. 2001 yılında Ankara Üniversitesi Jeofizik mühendisliği bölümünde yüksek lisans eğitimini tamamladı. 2000 yılında merkezi Viyana'da olan Nükleer Denemelerin Kapsamlı Yasaklanması Organizasyonu'nda (CTBTO-Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization) 6 ay süren sismik, hidroakustik ve infrases veri analizi kursuna katıldı. 2001-2008 yılları arasında Nükleer Denemelerin Kapsamlı Yasaklanması Organizasyonu'nda hidroakustik ve infrases veri analisti olarak görev yaptı.

2008 yılında merkezi Ankara'da bulunan Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü jeofizik dairesi sismik araştırmalar bölümünde jeofizik mühendisi olarak 9 ay görev yaptı. 2009 yılından bugüne kadar Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'ne bağlı Bölgesel Tsunami ve Deprem İzleme Merkezi'nde sismolog olarak görev yapmaktadır. Ekin ve İlder'in annesidir.