Dokuz Eylül Üniversitesi-Mühendislik Fakültesi
Fen ve Mühendislik Dergisi
Cilt 19 Sayı 55 Ocak 2017

Dokuz Eylul University-Faculty of Engineering
Journal of Science and Engineering
Volume 19 Issue 55 January 2017

DOI: 10.21205/deufmd.*2017195512*

İzmir ve Çevresinin 1-B (Bir-Boyutlu) Sismik Hız Yapısının Belirlenmesi

Çağlar ÖZER[1,2], Orhan POLAT*[1]

[1] Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 35160, İzmir
[2] Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 35160, İzmir

(Alınış / Received: 10.05.2016, Kabul / Accepted: 28.11.2016,
Online Yayınlanma / Published Online: 09.01.2017)

Anahtar Kelimeler
İzmir,
Ege Bölgesi,
1-B sismik hız yapısı,
VELEST

Özet: Bu çalışmanın gerçekleştirilmesindeki temel amaç ve motivasyon, İzmir ve yakın çevresinin ilk defa bir-boyutlu (1-B) kabuk hız yapısını araştırmaktır. Bu amaçla, yerel depremlerin seyahat zamanları kullanılarak 2008-2014 yılları arasında 44 istasyon tarafından kayıt edilen 1723 deprem analiz edilmiştir. Bu veri grubu içerisinden GAP < 200 ve en az 10 P- ve 5 S- faz bilgisine sahip 483 deprem seçilmiş ve 3913 P- ve 3063 S- fazı kullanılmıştır. Deprem derinliklerinin sığ olması sebebiyle kabuk-manto geçişi tespit edilememiştir. İzmir ve çevresi için üst mantoya kadar 4.1 km/sn'den 7.6 km/sn'ye değişen 6 katmanlı sismik hız yapısı belirlenmiştir. Yüzeyde gözlenen, hızları 4.1-4.3 km/sn arasında değişen 2.5 km kalınlığındaki tabaka güncel çökeller ile ilişkilidir. Sismojenik zon olarak belirlenen 9-12 km arasındaki hız geçişi (4.7-6.2 km/sn) üst-alt kabuk süreksizliğini açıkça göstermektedir. Gabro ve okyanusal kayaçlar ile ilişkilendirdiğimiz 12-22 km arasında ~10 km kalınlığındaki tabakaya ait Vp hızlarının 6.2 km/sn ile 7.7 km/sn arasında değiştiği gözlenmiştir.

Determination of 1-D (One-Dimensional) Seismic Velocity Structure of Izmir and Surroundings

Keywords
Izmir,
Aegean Region,
1-D seismic velocity structure,
VELEST

Abstract: Principal aim and motivation of this study is to investigate, for the first time, one-dimensional (1-D) crustal velocity structure of Izmir and surroundings. For his purpose, 1723 earthquakes recorded by 44 stations between 2008-2014 have been analysed using travel times of local earthquakes. We selected 483 earthquakes having at least 10 P-, 5 S- phase readings and GAP≤200. In total, 3913 P- and 3063 S-phases are derived from those criterias. Crust-mantle transition could not be well determined due to the shallow earthquake depth distribution. We have identified six different seismic velocity layers ranging from 4.1 km/s to 7.6 km/s. First layer having 2.5 km thickness and 4.1-4.3 km/s velocity is associated with

Holocene sediments. On the other hand, a clear velocity transition zone located in 9-12 km depths having with 4.7-6.2 km/s, is interpreted as seismogenic zone indicating to the upper-lower crust discontinuty. Vp velocities of another deep layer associated with gabbro and oceanic rocks and located between 12-22 km depths revealing ~10 km thickness, have been observed between 6.2-7.7 km/s.

*Sorumlu yazar: orhan.polat@deu.edu.tr

1. Giriş

Batı Anadolu ve Ege'nin en önemli kentlerinden İzmir, Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK) [1] tarafından yayınlanan güncel adrese dayalı nüfus kayıt sistemi sonuçlarına göre; 77 milyon 695 bin nüfusa sahip Türkiye'de, 4 milyon 113 bin nüfusu ile ülkemizin 3. büyük ilidir ve deprem tehlikesi açısından 1. derece deprem bölgesinde yer almaktadır [2]. Ülke ekonomisine yaptığı katma-değer açısından ayrı yere sahip Ege Bölgesinde meydana gelen deprem konumlarının doğru ve hassas olarak hesaplanması için bir boyutlu 1-B sismik hız yapısı çalışmaları büyük önem arz etmektedir. Bu araştırmada hedeflenen, yeni 1-B sismik hız yapısı modeli ile İzmir ve çevresinde meydana gelen depremlerin konumları daha hassas ve doğru belirlenerek, sismik risk analizleri ve 3-B tomografi çalışmaları daha sağlıklı yapılabilecektir.

Batı Anadolu genelinde yapılan kabuk yapısı çalışmaları incelendiğinde; Kalafat vd. [3], Batı Anadolu'nun tamamını temsil eden P- hızı için 4.5 km/sn'den 8.30 km/sn'ye değişen 3 katmanlı bir model önermiştir. Akçığ [4], gravite yöntemi ile Ege Denizi'nde ortalama kabuk kalınlığının 30 km, Batı Anadolu'da ise 35-40 km'ye kadar ulaştığını öne sürmüştür. Hisarlı ve Orbay [5]; gravite yöntemini kullanarak yapmış olduğu çalışmalarında Ege Denizinde kabuk kalınlığının güneyden kuzeye doğru arttığını ve Ege Denizinin orta kesiminden itibaren Türkiye ve Yunanistan'a doğru kabuğun kalınlaştığını tespit etmiştir. Aydın vd. [6]; İç Ege kabuk yapısının aydınlatılması amacı ile Bouger gravite haritası yardımıyla bölgede ortalama kabuk derinliğinin 33 km olduğu ve doğudan batıya doğru azaldığını gözlemlemiştir. Ayrıca araştırmacılar bölgede meydana gelen depremlerin %98'inin kabukta olduğunu belirtmişlerdir. Yüksel [7]; Bouger gravite anamolileri yardımıyla yapmış olduğu çalışmada, Ege Denizinde 32 km'den başlayarak Anadolu'nun içlerine doğru B-D doğrultusunda 40 km kalınlığa kadar kabuk yapısı tespit etmiştir. Aydın ve Altınoğlu [8]; potansiyel alan ve sismisite verileri yardımıyla Denizli ilinde yaptıkları çalışma sonucu ortalama kabuk kalınlığını 35 km olarak hesaplamıştır. Akyol vd. [9]; Batı Anadolu'da Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz grabenlerini dikine kesen istasyon dağılımı ile kabuk hız yapısını araştırmıştır. Söz konusu çalışmada depremlerin genelde üst kabukta meydana geldiği rapor edilmiştir. Zhu vd. [10]; telesismik yöntemler yardımıyla Menderes Masifinin altındaki alanda kabuk kalınlığının 26-28 km arasındaki bir aralıkta değiştiğini belirtmiştir. Tezel vd. [11]; tomografik yöntemler kullanarak kabuk kalınlığının Batıdan Doğuya 25 km'den 40 km'ye arttığını gözlemiştir. Gönenç vd. [12]; manyetik ve gravite yöntemlerini kullanarak Girit adasının güney kısmında kabuk kalınlığının kuzeye göre arttığını, Ege Denizi içlerinde kabuk kalınlığının adanın güneyine göre daha ince olduğunu belirtmiş, ortalama kabuk yoğunluğunu yüzeyde 2.7 g.cm-3 olarak hesaplamıştır. Tezel vd. [13]; alıcı

fonksiyon analizi çalışmasında Batı Anadolu' da moho derinliğinin 20 ile 30 km arasında değiştiğini vurgulamıştır. Kaypak ve Gökkaya [14]; Denizli ve çevresinde jeotermal alanların tanımlanmasına yönelik 3-B tomografik kesitlerin oluşturulması için 1-B kabuk hız yapısını çalışmış, depremlerin volkanik ve sığ yapıda olması sebebiyle bu alanda 24 km'ye kadar 1-B sismik hız yapısını görüntülemiştir. Salaün vd. [15]; tomografik yöntemler ile 80-200 km arasında bir düşük hız zonunun varlığını ortaya çıkarmıştır. Karabulut vd. [16]; alıcı fonksiyon analizi yöntemi ile yürüttüğü kabuk yapısı çalışmasında; Menderes Masifi altında moho derinliğinin 25 km olduğunu öne sürmüştür.

Yakın dönemde ülkemizde kabuk, litosfer yapılarının süreksizlik dağılımını ve sismik hız yapısını bulmaya yönelik çalışmalar giderek artmaktadır [17-19]. Fichtner vd. [17] alıcı fonksiyon analizi yöntemi ile Aydın ve yakın çevresinde Moho derinliğini 27 km, Fethiye ve çevresinde 21 km olarak tespit etmişlerdir. Delph vd. [18] tomografik yöntemler ile kabuk ve üst mantoyu 50 km derinliğe kadar araştırmış, üst manto S- dalgası hızını ~4.2 kms-1 olarak küresel ortalamadan (~4.46 kms-1) daha düşük olduğunu rapor etmişlerdir. Ayrıca S- dalgası kabuk hızının (~3.4 kms-1) da kıtasal kabuk küresel ortalamanın altında olduğunu belirtmişlerdir. Kind ve diğ. [19] S- alıcı fonksiyon yöntemi ile telesismik depremler kullanarak Türkiye genelinde kabuk yapısını belirlemeye yönelik çalışmasında, kabuk kalınlığının Ege'den (~25 km) Doğu Anadolu'ya (~40 km) doğru arttığını tespit etmişlerdir.

Çalışma alanında birçok sismotektonik çalışma mevcuttur [20-26]. Polat vd. [20] Batı Türkiye depremlerini kullanarak fraktal davranış, sismik hareketsizlik, z- ve Gutenberg-Richter b-parametrelerini hesaplamış ve bu veriler ışığında Çandarlı Körfezi ve Bergama-Zeytindağ Fay Zonu, İzmir Fayı ve Orhanlı Fay Zonu, Buldan ve çevresini olası anomali alanları olarak belirlemişlerdir. Uzel ve Sözbilir [21] Cumaovası çevresinde yürüttükleri çalışmada fay düzlemleri ve deprem odak mekanizma çözümleri yardımıyla bölgedeki transtensiyonal rejimin devam ettiğini belirtmişlerdir. Irmak [22] küçük-orta büyüklükteki depremlerden odak mekanizması çözümlemeleri ile yürüttüğü çalışmada Denizli grabeninin 0.41 mm/yıl açıldığını sismik moment değerinden hesaplamıştır. Tan [23] ~5000 deprem kullanarak yürüttüğü çalışmada deprem aktivitesinin Sığacık-Gerence limanı arasında 40 km uzunluğunda doğrultu atımlı Karaburun sismik zonu ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Gok ve Polat [24] İzmirNET ağı ile kaydedilmiş 1421 deprem verisinden hareketle İzmir ve çevresindeki mikro deprem aktivitesi ve odak mekanizma sonuçlarını yorumlamış ve L şeklindeki deprem aktivitesine dikkat çekmiştir. Tan vd. [25] Samos adası ve Kuşadası çevresinde yürüttükleri çalışmada fay düzlemi çözümleri ve moment tensör çalışmaları, K-G açılmayı ve doğrultu atım bileşeni olan normal fayları destekler sonuçlar göstermiştir. Çevikbilen vd. [26] Sığacık, Kuşadası ve Simav çevresinde yürüttüğü çalışmada genel jeoloji ve tektonik yapı ile uyumlu küçük eğim atımlı bileşeni olan KD-GB yönlü sağ doğrultu atımlı fay mekanizmalarını rapor etmişlerdir. Ayrıca deprem episantırlarının büyük çoğunluğunun Gülbahçe-Karaburun ve Seferihisar fayları ile ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Yapılan literatür taramasından sonra Anadolu bloğunda görülen ortalama kalınlık Güney Anadolu'ya göre Kuzey Anadolu'da daha ince ve Batıdan Doğuya doğru kabuk kalınlığı artmaktadır. Tüm yapılan bu çalışmalar Batı Anadolu'yu temsil eder nitelikte bölgesel ölçekli olup, İzmir ve yakın çevresine özel yüksek

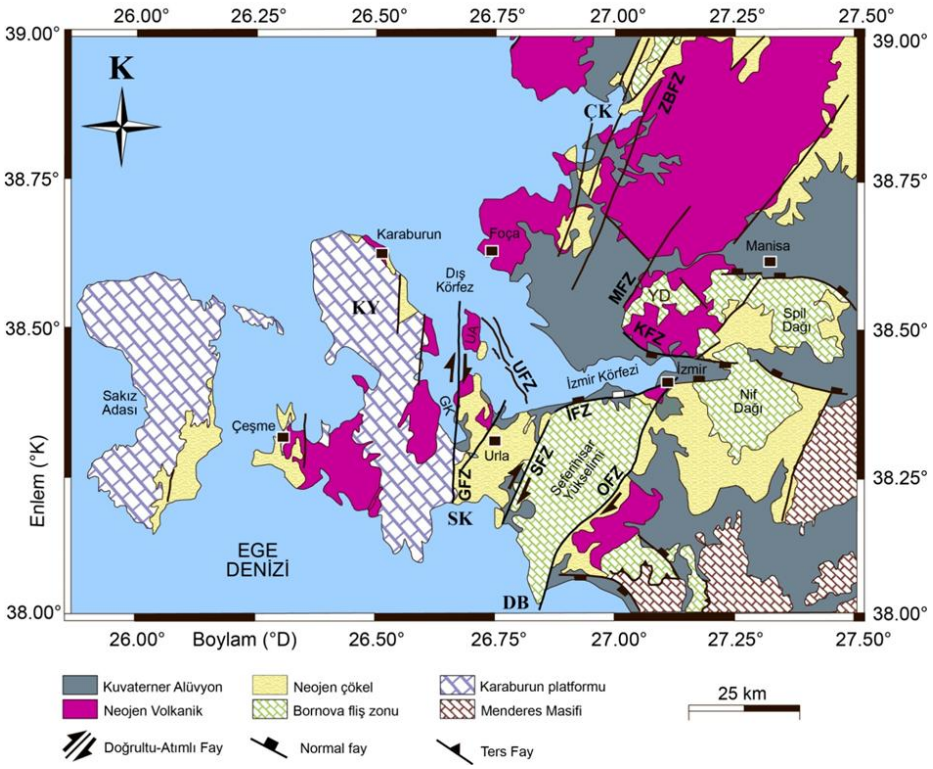
çözünürlüklü 1-B sismik kabuk hız yapısı bulunmamaktadır. Bu durum İzmir ve çevresinde meydana gelen depremlerdeki lokasyon bilgilerinde ve sismisite haritalarında ciddi hatalara sebep olmaktadır.

2. Jeoloji ve Tektonik

Doğu-Batı uzanımlı grabenler ve bu grabenlere bağlı aktif faylarca yönetilen Batı Anadolu'nun oluşumu, yaşı ve evrimi hakkında farklı görüşler mevcuttur [27, 28]. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Zonu arasında kalan Anadolu plakasının batıya yönelimi ile grabenlerin oluşumunu açıklayan 'kaçış modeli' [29-32], grabenlerin oluşumunu Ege yayının güneye doğru göç etmesiyle ve K-G doğrultulu çekme kuvvetiyle açıklayan 'yay gerisi yayılma modeli' [32-37], Neojen dönemde başlayan K-G açılmayı destekleyen 'Orojenik çökme' modelidir. Bu gerilme rejiminin etkisiyle Batı Anadolu'da kıta kabuğunun %50 inceldiği düşünülmektedir [27, 28, 32, 38-42].

Mevcut Türkiye Deprem Tehlikesi Haritasında tamamı birinci derece deprem bölgesinde yer alan İzmir, Batı Anadolu gerilme rejime uygun olarak genelde K-G açılma rejimine sahip olup D-B uzanımlı faylar ile temsil edilmektedir [2]. Tarihsel dönemlerden bu yana yoğun sismisite gösteren bu bölgede farklı tektonik sistemler denetiminde harekete geçmiş fay sistemleri bulunmaktadır (Şekil 1). Bölgede mevcut olan bazı fay zonları olarak; Çandarlı Körfezi (ÇK)'inden Kuzey'e doğru devam eden Zeytindağ-Bergama Fay Zonu (ZBFZ), İzmir Körfezi'nin GD'sunda ~40 km uzunluğunda D-B uzanımlı İzmir Fay Zonu (İFZ), İzmir'in GB'sında Doğanbey Burnu (DB)'ndan başlayan KD-GB uzanımlı ~50-60 km uzunluğa sahip Orhanlı-Tuzla Fay Zonu (OFZ), İzmir'in GB'sında Sığacık Körfezi (SK)'nden başlayıp ~30 km uzunluğunda KD-GB uzanımlı Seferihisar Fay Zonu (SFZ), Karaburun Yarımadasının (KY) doğusunda Gülbahçe Körfezinden (GK) geçen K-G doğrultulu ~15 km uzunluğundaki Gülbahçe Fay Zonu (GFZ), Yamanlar Dağının (YD) batısında KB-GD uzanımlı ~15 km uzunluğundaki Menemen Fay Zonu (MFZ), ~40 km uzunluğundaki Karşıyaka Fay Zonu (KFZ), Uzunada (UA)'nın doğusunda KB-GD uzanımlı Uzunada Fay Zonu (UFZ), düşük açılı sıyrılma fayı olarak nitelendirilen Gediz Grabeni (GG) ve Büyük Menderes Grabeni (BMG) verilebilir [43-45]. Ayrıca Küçük Menderes Grabeni (KMG) Batı Anadolu tektonizmasını açıklarken önemli bir rol üstlenmektedir. Kuzeyinde Alaşehir grabenini güney kısımdan sınırlayan normal faylar ile güneyinde Büyük Menderes Grabenini kuzey kenardan sınırlayan normal faylar, bükülerek dönme modeline uygun olarak senklinal oluşturmuşlardır. Bu senklinalin eksen bölgesinde de Küçük Menderes Grabeni bulunmaktadır [46].

Bu çalışmada incelenen alan 26.0°- 28.2° D boylamları ile 37.8° - 39.2° K enlemleri arasında İzmir ve çevresi ile sınırlandırılmıştır. Çalışma alanındaki jeolojik birimler incelendiğinde; üç farklı tektonik birim dikkat çekmektedir. Bu birimler arasında doğuda olan Menderes masifi, kalın mikaşist ve üzerinde karbonatların başkalaşımıyla meydana gelmiş mermer istifinden oluşmuştur. Batıda; filiş karakterli başka bir tektonik kuşak bulunmaktadır. İzmir ve çevresinde ise; üst kretase yaşlı Bornova melanjı (karmaşığı) bulunmaktadır. Bu melanj; değişik boyut ve biçimlerdeki kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Bölgesel tabanı oluşturan birimler neojen yaşlı sedimanter ve volkanikler ile örtülmüştür. İzmir ve yakın çevresinde ise Bornova karmaşığına ait sedimanlar hakimdir. Ayrıca çalışma alanı jeotermal



Şekil 1. İzmir ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası [54-56]. Kısaltmalar: ÇK: Çandarlı Körfezi, DB: Doğanbey Burnu, GFZ: Gülbahçe Fay Zonu, GK: Gülbahçe Körfezi, İFZ: İzmir Fay Zonu, KY: Karaburun Yarımadası, KFZ: Karşıyaka Fay Zonu, MFZ: Menemen Fay Zonu, OFZ: Orhanlı-Tuzla Fay Zonu, SFZ: Seferihisar Fay Zonu, SK: Sığacık Körfezi, UA: Uzunada, UFZ: Uzunada Fay Zonu, YD: Yamanlar Dağı, ZBFZ: Zeytinburnu-Bergama Fay Zonu.

potansiyel bakımından çok zengindir. Genel olarak incelendiğinde; kent nüfusunun çoğu düzlüklerin olduğu kuvaterner çökellerin üzerinde yoğunlaşmıştır. İzmir'i çevreleyen yüksek kesimler volkanik ve filiş'lerden oluşmaktadır [47-53].

3. Yöntem ve Veri

Deprem lokasyonlarının doğru bir şekilde belirlenebilmesi için bölgeyi temsil eden 1-B sismik hız yapısının bilinmesi çok önemlidir. Farklı hız yapıları ile konumlanan depremlerde lokasyon farklılıkları görülmektedir. Bu sebeple sismisite haritalarında, deprem tehlike analizinde ve en önemlisi tomografi çalışmalarında hız yapısının bölgeyi temsil etmemesi, sonuçlarda ciddi hatalara sebep olmaktadır. Özellikle tomografi çalışmalarında 3-B hız yapısı 1-B hız yapısı bilgileri ile doğrudan ilişkilidir. Bu nedenle 1-B hız yapısındaki belirsizlikler sismolojik veri tabanında hesaplanan tüm değerlendirmelerde hatalı sonuçlar üretmekte ve bilgi kirliliği yaratmaktadır.

Deprem sonucu oluşan sismik dalganın varış zamanı; istasyon konumu, odak konum parametreleri (enlem, boylam, derinlik, oluş zamanı) ve hız yapısının doğrusal olmayan bir işlevidir. Birçok bilinmeyenin olduğu bu ters-çözüm probleminde bilinen sadece istasyon koordinatları ve varış zamanlarıdır.

Bilinmeyen değerler için bazı ön tahminler gereklidir. Bir hız modeli kullanılarak, ışınlar kaynak konumu için kaynak alıcı arası izlenir ve kuramsal varış zamanları hesaplanır. Gözlenen ve kuramsal varış zamanları arasındaki farklar, artık seyahat zamanı, gözlenen ve kuramsal odak ve hız değerleri arasındaki farkların fonksiyonudur. Odak ve model parametrelerinin düzeltmelerini belirleyebilmek için gözlenen seyahat zamanlarının diğer parametreler ile olan ilişkisinin bilinmesi gerekmektedir. Depremin oluş zamanı dışındaki değişkenler ile ilişki doğrusal değildir ve bu sebeple denklemler Taylor serisine açılarak artık seyahat zamanlarıyla odak-hız parametreleri için düzeltmeler uygulanarak doğrusal bir ilişki yaratılır [57].

Bu çalışmada 1-B sismik hız yapısının elde edilmesi için VELEST [58] algoritması kullanılmaktadır. Program, hız modeli ve deprem konumlandırması için tasarlanmış olup, istasyon bilgileri (enlem, boylam, yükseklik), varış zamanı ve başlangıç hız modeli bilgilerini kullanır. Elde edilen sonuçlar bir sonraki işleme başlangıç modeli olarak sunulur. En iyi model elde edilene kadar bu işlem adımlarına devam edilir ve her işlem adımında hız değerleri birbirine yakın katmanlar birleştirilir. Bu işlem adımlarının sonunda elde edilen modele minimum 1-B hız modeli adı verilmiştir [59].

Bu çalışma kapsamında 01.08.2008 ve 31.12.2014 tarihleri arasında İzmir ve yakın çevresinde meydana gelen; İzmirNET Kuvvetli Yer Hareketi [60], Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı-AFAD [61], Uluslararası Sismoloji Merkezi-ISC [62] ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) [63] istasyonları tarafından kaydedilen, GAP, RMS, P, S fazı, vb. dahil herhangi bir kısıtlama uygulanmayan toplam 1723 deprem kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan istasyonlar, depremi kaydeden farklı kurumlar, istasyonlardaki deprem fazı gözlem sayısı değerleri gibi unsurlar göz önüne alındığında en fazla ve en az deprem okumalarının sırasıyla Balçova-BLC ve Karaburun-KRB istasyonları tarafından kaydedildiği gözlenmiştir. Farklı kurumlar tarafından kaydedilen depremler seyahat zamanı bilgileri bir araya getirilerek bölgeyi temsil edecek şekilde tek bir deprem kataloğu oluşturulmuştur. Fakat her istasyonda kaydedilen deprem sayısında farklılık olduğu için ters çözümde güven faktörü diye adlandırabileceğimiz, faz okumaları ile orantılı ağırlık faktörü değerleri kullanılmıştır. Yüksek deprem kaydetme oranına sahip olan ve 2008 yılında kurulan [60] Balçova-BLC istasyonu, bu çalışma kapsamında ağırlık faktörü hesaplamalarında kullanılmak amacıyla merkez istasyon seçilmiştir (Tablo 1). Tüm deprem verileri incelendiğinde büyüklüklerin 6'dan küçük olduğu gözlenmiştir. Depremlerin genelde İzmir Dış Körfez, Sığacık Körfezi, İzmir Faz Zonu (İFZ) doğu ve batı kesimlerinde yoğunlaştığı belirlenmiştir (Şekil 2).

1-B sismik hız yapısının belirlenmesi çalışmalarından; Hypo71 [64] programı ile ham deprem verileri SEISAN programı [65] kullanılarak seyahat zamanları hesaplanmıştır. Bu depremler saha sonra belirli kıstaslara göre seçilmiştir. GAP≤200, en az 10 P, en az 5 S faz okuması olan 483 deprem seçilmiştir. Seçilen depremlere ait toplam 3913 P- ve 3063 S- seyahat zamanlarına ait ışın yolları ve derinlik kesitleri Şekil 3'de gösterilmiştir. Derinlikleri genelde 8 km'ye sabitlenen deprem ışın yollarının dağılımı, çalışmanın sağlıklı yapılması için yeterli koşulu sağlamaktadır.

Tablo 1. Çalışmada kullanılan istasyonların çalışma süresi, katalog, enlem, boylam, yükseklik ve gözlem sayısı değerleri.

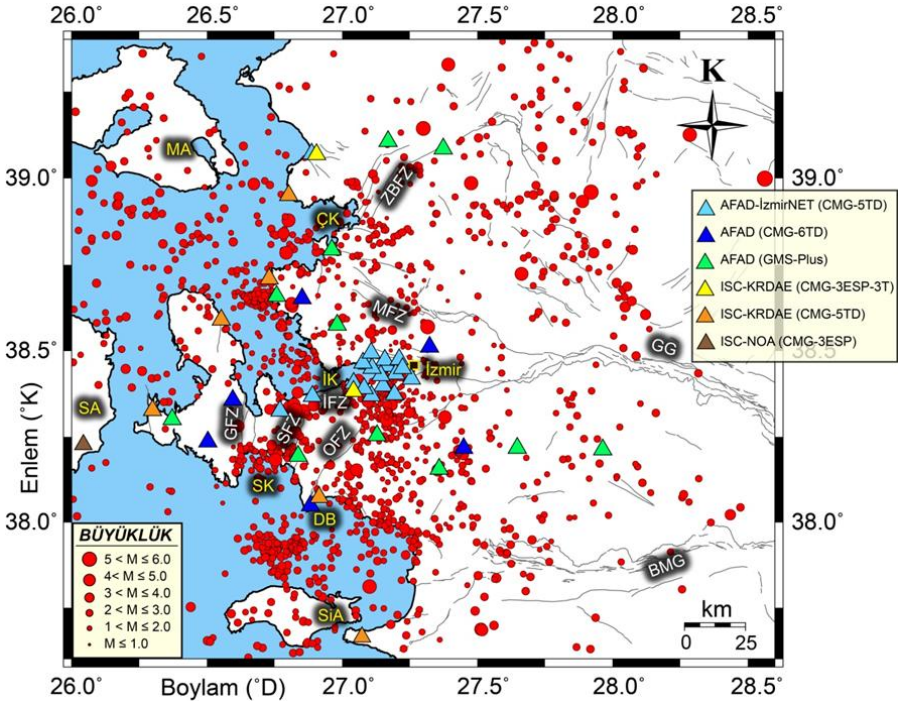
No	Çalışma süresi (ay.yıl)	İstasyon	Katalog	Enlem (°)	Boylam (°)	Yükseklik	Gözlem Sayısı (P+S)
1	08.2008-12.2012	BLC	İzmirNET	38.4090	27.0430	3	1921
2	08.2008-12.2012	PNR	İzmirNET	38.4213	27.2563	76	840
3	08.2008-12.2012	BUC	İzmirNET	38.4018	27.1522	79	898
4	08.2008-12.2012	BYN	İzmirNET	38.4583	27.1670	2	405
5	01.2009-12.2012	BYR	İzmirNET	38.4762	27.1582	197	1354
6	08.2008-12.2012	BOS	İzmirNET	38.4648	27.0940	4	742
7	08.2008-12.2012	GZL	İzmirNET	38.3705	26.8907	17	1393
8	08.2008-12.2012	KYN	İzmirNET	38.3757	27.1935	136	891
9	08.2008-12.2012	KON	İzmirNET	38.4312	27.1435	7	478
10	08.2008-12.2012	KSK	İzmirNET	38.4525	27.1112	10	784
11	08.2008-12.2012	MNV	İzmirNET	38.4780	27.2112	184	1324
12	08.2008-12.2012	MVS	İzmirNET	38.4678	27.0772	1	594
13	08.2008-12.2012	CMD	İzmirNET	38.4357	27.1987	68	632
14	08.2008-12.2012	URL	İzmirNET	38.3282	26.7707	76	1015
15	11.2008-12.2012	YMN	İzmirNET	38.4497	27.1072	64	1042
16	08.2008-12.2012	YSL	İzmirNET	38.3723	27.1083	106	1248
17	12.2008-12.2012	GZLY	İzmirNET	38.3943	27.0822	27	940
18	02.2009-12.2012	DKL	İzmirNET	39.0710	26.8883	3	127
19	08.2008-12.2012	BRN	İzmirNET	38.4530	27.2243	35	622
20	02.2011-10.2011	KRB	AFAD	38.6300	26.5332	30	15
21	01.2014-12.2014	MENM	AFAD	38.5782	26.9795	6	39
22	05.2014-12.2014	KINK	AFAD	39.0882	27.3747	71	62
23	05.2014-12.2014	ODEM	AFAD	38.2157	27.9645	112	34
24	05.2014-12.2014	BYNR	AFAD	38.2202	27.6485	104	73
25	05.2014-12.2014	TRBL	AFAD	38.1590	27.3595	39	84
26	05.2014-12.2014	MEND	AFAD	38.2572	27.1302	127	108
27	05.2014-12.2014	FOCA	AFAD	38.6623	26.7585	328	85
28	05.2014-12.2014	ALAG	AFAD	38.7963	26.9632	17	68
29	05.2014-12.2014	BERG	AFAD	39.1095	27.1707	52	47
30	06.2014-12.2014	SEFR	AFAD	38.1968	26.8383	34	99
31	01.2012-12.2014	ZEY	AFAD	38.2388	26.5033	76	112
32	01.2012-12.2014	URLA	AFAD	38.3602	26.5957	495	340
33	01.2012-12.2014	DGB	AFAD	38.0520	26.8825	22	262
34	03.2012-12.2014	BAG	AFAD	38.6553	26.8518	89	87
35	01.2012-12.2014	YAK	AFAD	38.5150	27.3235	484	145
36	01.2012-12.2014	DUV	AFAD	38.2200	27.4490	246	212
37	04.2012-08.2012	BLCB	ISC-KRDAE	38.3853	27.0420	150	150
38	03.2012-08.2012	CAND	ISC-KRDAE	38.9543	27.0420	158	158

39	03.2012-08.2012	CESE	ISC-KRDAE	38.3306	26.2993	95	22
40	08.2008-08.2012	CHOS	ISC-KRDAE	38.3710	26.1360	854	32
41	02.2012-08.2012	DIKL	ISC-KRDAE	39.0713	26.9054	45	31
42	01.2012-08.2012	FOCM	ISC-KRDAE	38.7130	26.7308	34	37
43	02.2012-08.2012	GMLD	ISC-KRDAE	38.0766	26.7308	10	150
44	01.2012-08.2012	KRBN	ISC-KRDAE	38.5935	26.5537	135	30

Seçilmiş bu veriler, VELEST [58] programı için ilksel deprem gurubunu oluşturmuştur (Şekil 3).

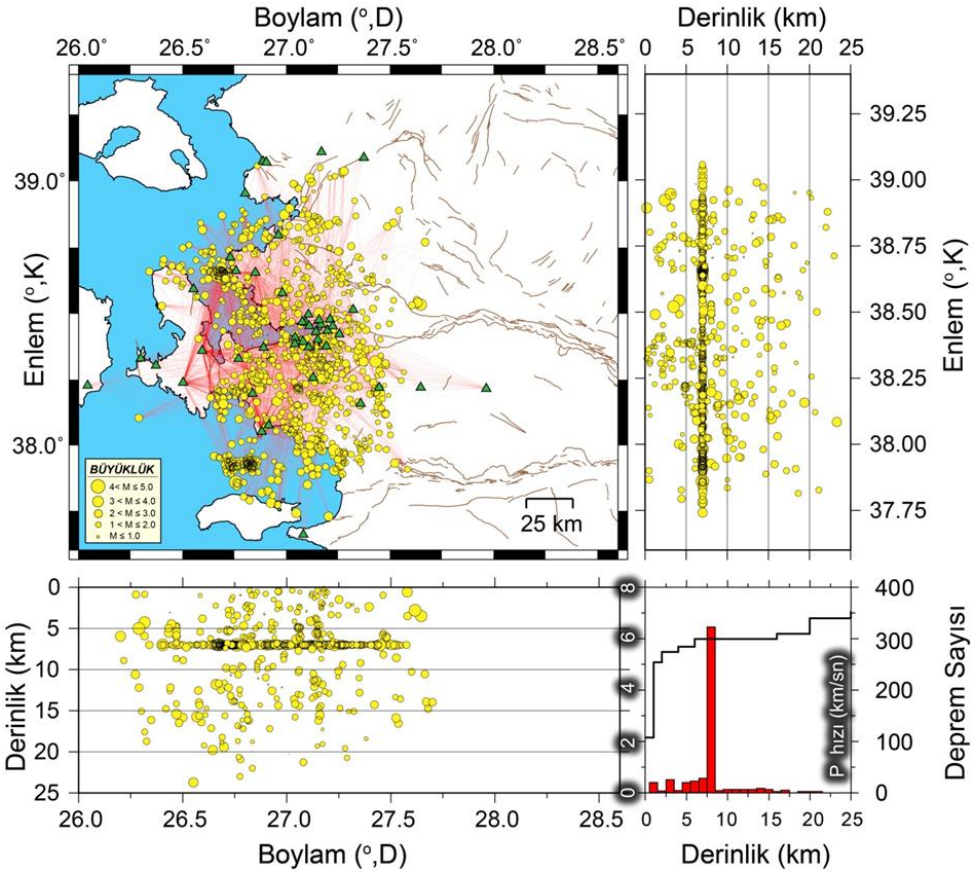
4. İzmir ve Çevresinin 1-B Hız Yapısı

Minimum 1-B hız modelini elde edebilmek için bir başlangıç modeline ihtiyaç vardır. Başlangıç modeli seçilirken bölgede daha önceden yapılmış 1-B sismik hız yapısı çalışmaları, jeofizik çalışmalar (gravite, sismik yansıma vb.) ve jeolojik çalışmalardan faydalanılır. İzmir için sismik hız yapısı çalışmaları irdelendiğinde; bölge civarında hız modelleri vardır fakat yerel anlamda İzmir'i simgeleyen bir modelden öte tüm modeller Batı Anadolu kabuk yapısını simgeleyecek biçimde bölgeseldir. Bu çalışmalardan; Akyol vd. [9] önerdiği altı katmanlı hız modeli 30-



Şekil 2. Bu çalışma kapsamında kullanılan ve herhangi bir kısıtlama uygulanmayan toplam 1723 ham deprem verilerinin dağılımı [45]. Kısaltmalar: BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, İK: İzmir Körfezi, MA: Midilli Adası, SA: Sakız Adası, SiA: Sisam Adası. İstasyon açıklamaları: AFAD: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, ISC: Uluslararası Sismoloji Merkezi, KRDAE: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, NOA: Atina UlusalGözlemevi.

km derinlikteki hızı 7.8 km/sn, Kalafat vd. [3] hesapladıkları hız modelinde 90 km derinlikte hızı 8.30 km/sn, Kaypak ve Gökkaya [14] oluşturdukları altı katmanlı hız modelinde 25 km derinlikte hızı 6.5 km/sn olarak hesaplamışlardır (Şekil 4).

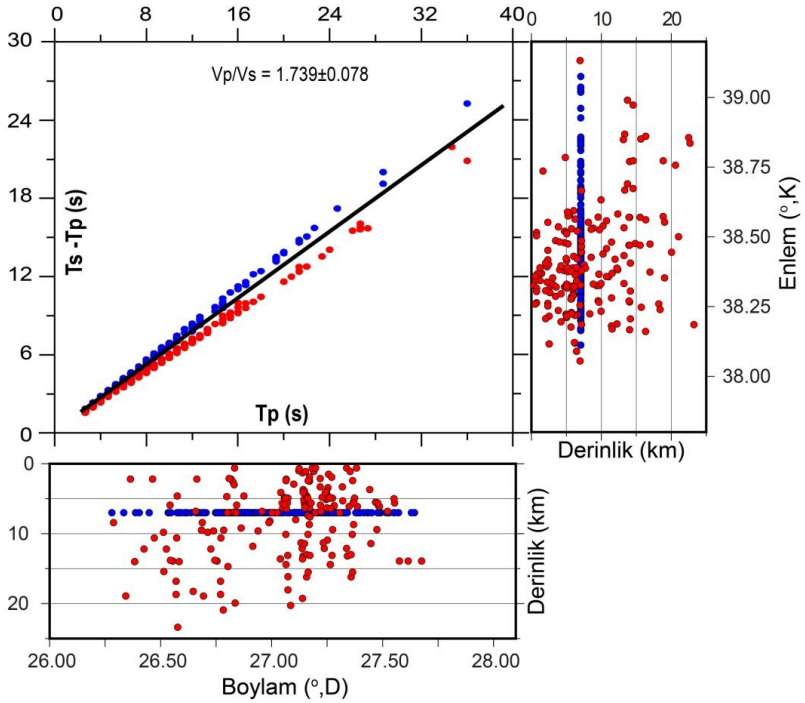


Şekil 3. Seçilen 483 depreme ait ışın yolları ve derinlik dağılımı. Depremlerin çoğu 8 km sabit derinliktedir.

Hız modelleri ile yapılan denemelerde Vs hızına geçiş için Vp/Vs oranları kullanılmıştır. Bu amaçla oluşturulan Wadati diyagramından ortamın Vp/Vs oranı ~1.739 olarak hesaplanmıştır. P ve S dalga fazları arasındaki zaman farkının 4 sn'den daha fazla olduğu uzak depremlerde, doğrusal ilişkinin mesafe arttıkça faz okuma hatalarına bağlı olarak saçıldığı gözlenmiştir (Şekil 5). Ayrıca wadati diyagramındaki iki kola ayrılma beklenen bir durum değildir. Bu olay ayrıntılı olarak araştırılmış ve deprem derinlikleri ile ilişkili olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Derinliklerin sabit olduğu depremlere ait genel eğilim (Şekil 5, mavi noktalar) yüksek Vp/Vs ile ilişkiliyken (≥ ~1.74), bölgenin gerçek derinlik dağılımını simgeleyen lokasyonlar ise (Şekil 5, kırmızı noktalar) düşük Vp/Vs oranı (<~1.74) ile ilintilidir. Bu çalışma kapsamında 100 adet deneme modeli belirlenmiştir. Ancak bu modellerden sadece bir tanesi başlangıç hız modeli olarak seçilmiştir (Şekil 6a). Seçilen modelin, en düşük RMS değerini üreten 83. Model (0.11s) olduğu gözlenmiştir (Şekil 6b). Bu aşamalar

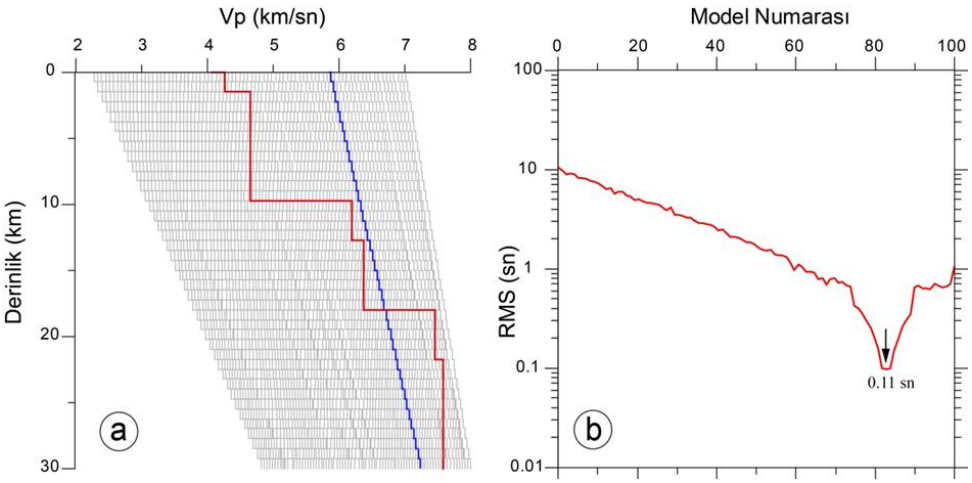
Çalışma	Üst katman derinliği (km)	Vp(km/sn)
Akyol model [9]	0.0 – 1.5	4.73
	1.5 – 3.0	5.06
	3.0 – 5.0	5.84
	5.0 – 15.0	6.00
	15.0 - 21.0	6.25
	21.0 – 29.0	6.43
	29.0 -*	7.80
Kalafat model [3]	0.0	4.50
	5.4	5.91
	31.6	7.80
	89.2	8.30
Kaypak model [14]	-2.0	2.88
	2.0	5.42
	5.0	5.68
	9.0	5.92
	13.0	6.14
	24.0	6.41
	25.0 - *	6.47

Şekil 4. Batı Anadolu'daki 1-B kabuk hız yapısı modelleri (* Katman kalınlığı sonsuz kabul edilmiştir).



Şekil 5. 483 deprem için P- ve S- dalgalarından elde edilen Wadati diyagramı. Saçılmış depremlere ait kırmızı noktalar düşük Vp/Vs oranını (< ~1.74), sabit derinliklileri simgeleyen mavi noktalar ise yüksek Vp/Vs (≥ ~1.74) değerlerini göstermektedir

sonucunda P dalga hızı 5.90 km/sn ile 7.32 km/sn arasında değişen 40 tabakalı bir model başlangıç modeli olarak seçilmiştir (Şekil 6a). Bu modele, eş zam-



Şekil 6. a) Analizlerde kullanılan 100 adet deneme hız modeli (gri), 83.eğriye ait 40 tabakadan oluşan başlangıç hız modeli (mavi) ve bu çalışmada elde edilen final 1-B kabuk hız modeli (kırmızı), b) RMS değerlerinin farklı hız modelleri için değişimi. En düşük RMS oranı (0.11 sn), 40 tabakadan oluşan 83 no'lu başlangıç hız modeli için elde edilmiştir.

anlı yinelemeli ters çözüm işlemi uygulanarak P-dalga hızı 4.06-7.59 km/sn arasında değişen 6 tabakalı final model, bu çalışma kapsamında 'minimum 1-B kabuk hız modeli' olarak belirlenmiştir. Sismojenik zon geçişine ait yüksek hız değişimleri yaklaşık 10 km derinlikte gözlenmiştir (Tablo 2).

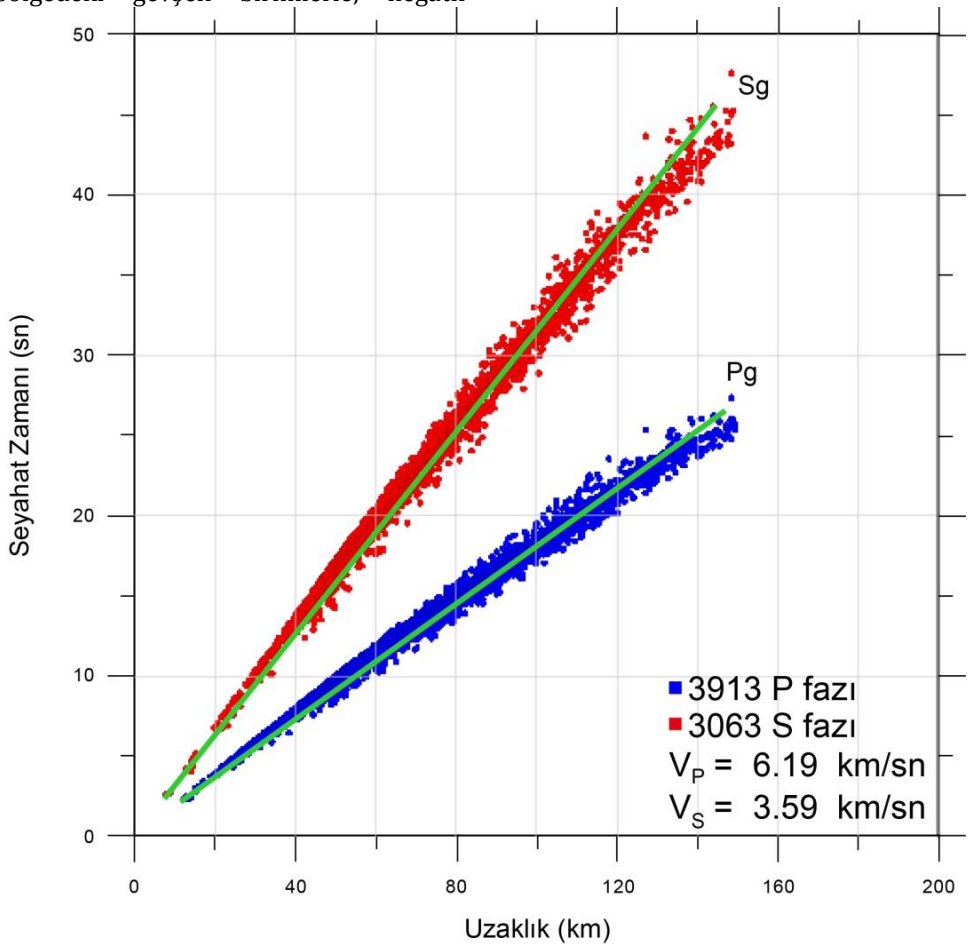
Tablo 2. Final 1-B P- dalgası sismik hız modeli (* Bu derinlikten sonra hesaplanan hızlar algoritmanın hesapladığı yaklaşık değerlerdir).

Derinlik (km)	P Hızı (km/s)
-1.00	4.06
1.50	4.27
9.75	4.66
12.75	6.20
18.00	6.38
21.75*	7.47
30.00	7.59

Ham katalogdaki 1723 deprem içinden seçilen 483 depremin P- ve S-dalgalarının varış zamanı değişimini gözlemlemek amacıyla seyahat zamanı-uzaklık grafikleri incelenmiştir. Şekil 7'de verilen zaman-uzaklık grafiğine göre ortalama hızları; Vp=6.19 km/sn, Vs=3.59 km/sn olarak hesaplanmıştır. Faz okuma hataları, bazı depremlerde S-fazı başlangıcının ayırt edilememesi sebebiyle S- dalgası seyahat zamanı P- ye göre daha geniş bir bantta dağılım gözlenmektedir.

Her deprem için hesaplanan P- fazı artık zamanları ve her bir istasyondaki artık (rezidüel) zaman değişimi Şekil 8'de verilmiştir. Ters çözüm öncesi değerler -0.4-0.4 arasında değişirken, ters çözüm sonrasında bu değerler -0.2-0.2 arasında kümelenecek şekilde iyileşmiştir. Ters çözüm öncesi ve sonrası artık zamanlardaki değişim ve artık zamanların sıfır bandına doğru çekilmesi ters çözümün başarısını göstermektedir (Şekil 8). Bütün istasyonlardaki artık zamanın ortalaması ters çözüm öncesi

0.197 sn iken ters çözüm sonrası bu değer 0.113 sn'ye düşmüştür. İstasyonlardaki pozitif gecikmelerin bölgedeki gevşek birimlerle, negatif değişimlerin ise masif birimlerle ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır [59, 66, 67]. Ters çözüm öncesi gecikme değerleri -0.5



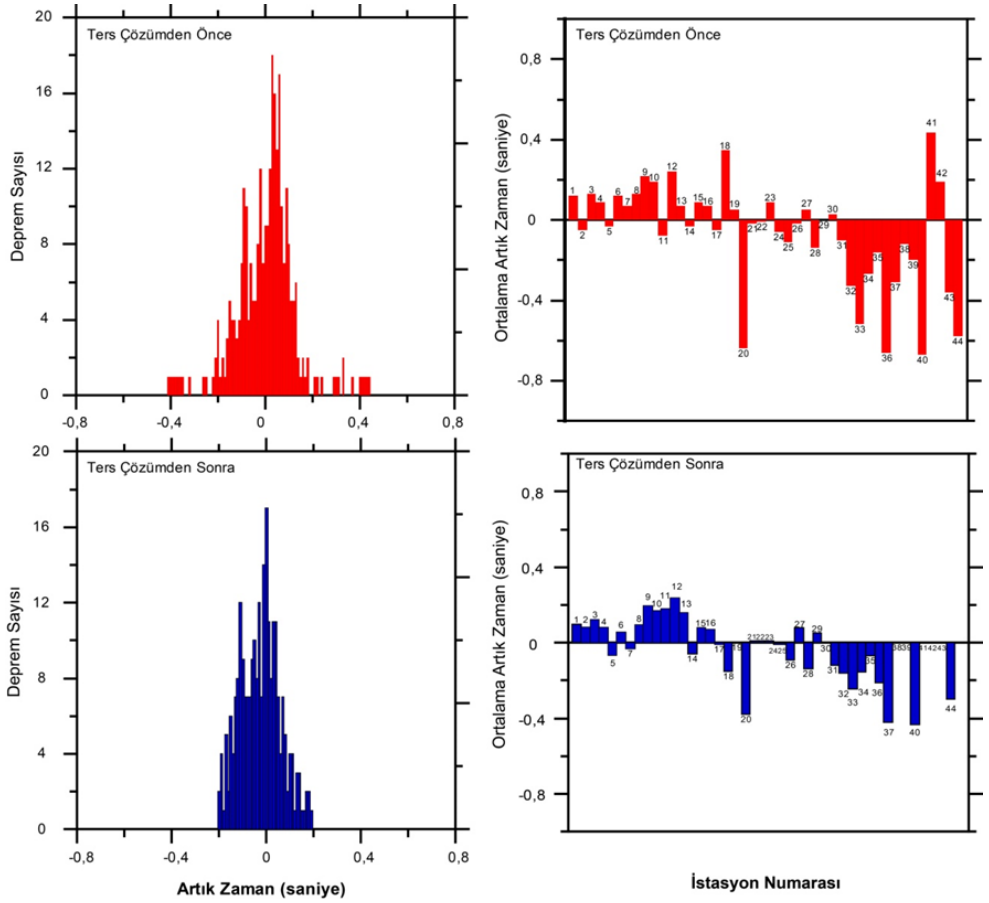
Şekil 7. Seçilmiş depremlerden elde edilen zaman-uzaklık grafiği. Pg ve Sg; granitik tabakalar içinde seyahat eden episantr uzaklıkları yakın olan yerel depremleri simgeleyen doğrudan gelen dalgaları ifade etmektedir.

ile +0.4 arasında iken, ters çözüm sonrasında bu değerler -0.7 ile +0.7 olacak şekilde düzeltilmiştir.

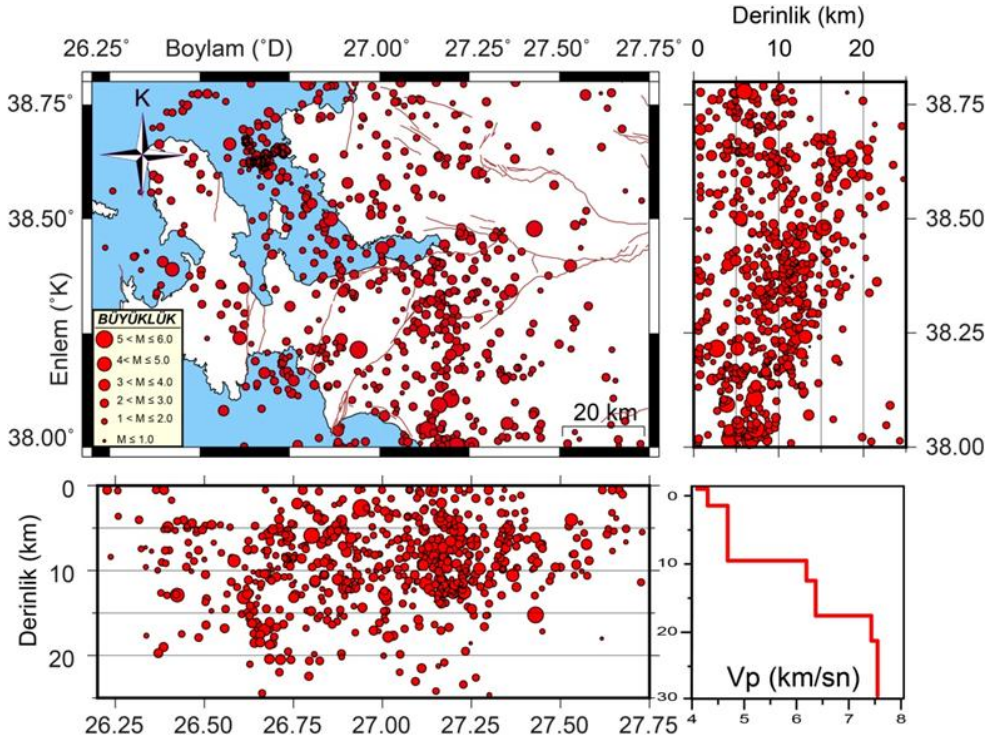
Yeni 1-B sismik hız yapısı ile konumlandırılan 1723 depremin lokasyon ve derinlik dağılımlarındaki iyileşme Şekil 9'da verilmiştir. Yeni lokasyonlarının İzmir Dış Körfez, OFZ, SFZ, GFZ ve UFZ gibi önemli tektonik birimler üzerinde yoğunlaştığı gözlenmiştir. Derinlik kesitleri incelendiğinde depremlerin genellikle 5-15 km arasında meydana geldiği belirlenmiştir.

Ham veriler ile ilksel konumlandırma yapıldığında; enlem-boylam bilgilerinin daha hassas belirlenebilmesi için birçok depremin derinliği sabit 8 km olarak atanmıştır (Şekil 3). VELEST algoritması [58] ile yeniden konumlandırılan depremlerin derinlik dağılımının değiştiği ve deprem üreten etkin zonun 0-20 km arasında olduğu gözlenmiştir (Şekil 9).

P-dalgalarından elde edilen hız modellerinin doğruluğunu anlamak için bazı testler uygulanmıştır (Şekil 10). İlk testte; 1-B P- sismik hız modelinin kararlılığını test etmek için depremlerin konumu değiştirilerek (enlem, boylam, derinlik) yeniden ters çözüm işlemi yapılmış, konumları değiştirilen depremlerin eski konumlarına gelmesi beklenmektedir. Bu amaçla depremler enlem-boylamda rassal olarak 10-15 km, derinlikte ise 3-7 km mertebesinde kaydırılmış, derinlikte düşey kaydırılan depremler için düzeltme faktörü uygulanmıştır. Ters çözüm işleminde 2 farklı faktöre göre hesaplamalar yapılmıştır. İlk testte 1-B sismik hız modeli değişken seçilirken, ikinci testte 1-B sismik hız modeli sabit alınmıştır.

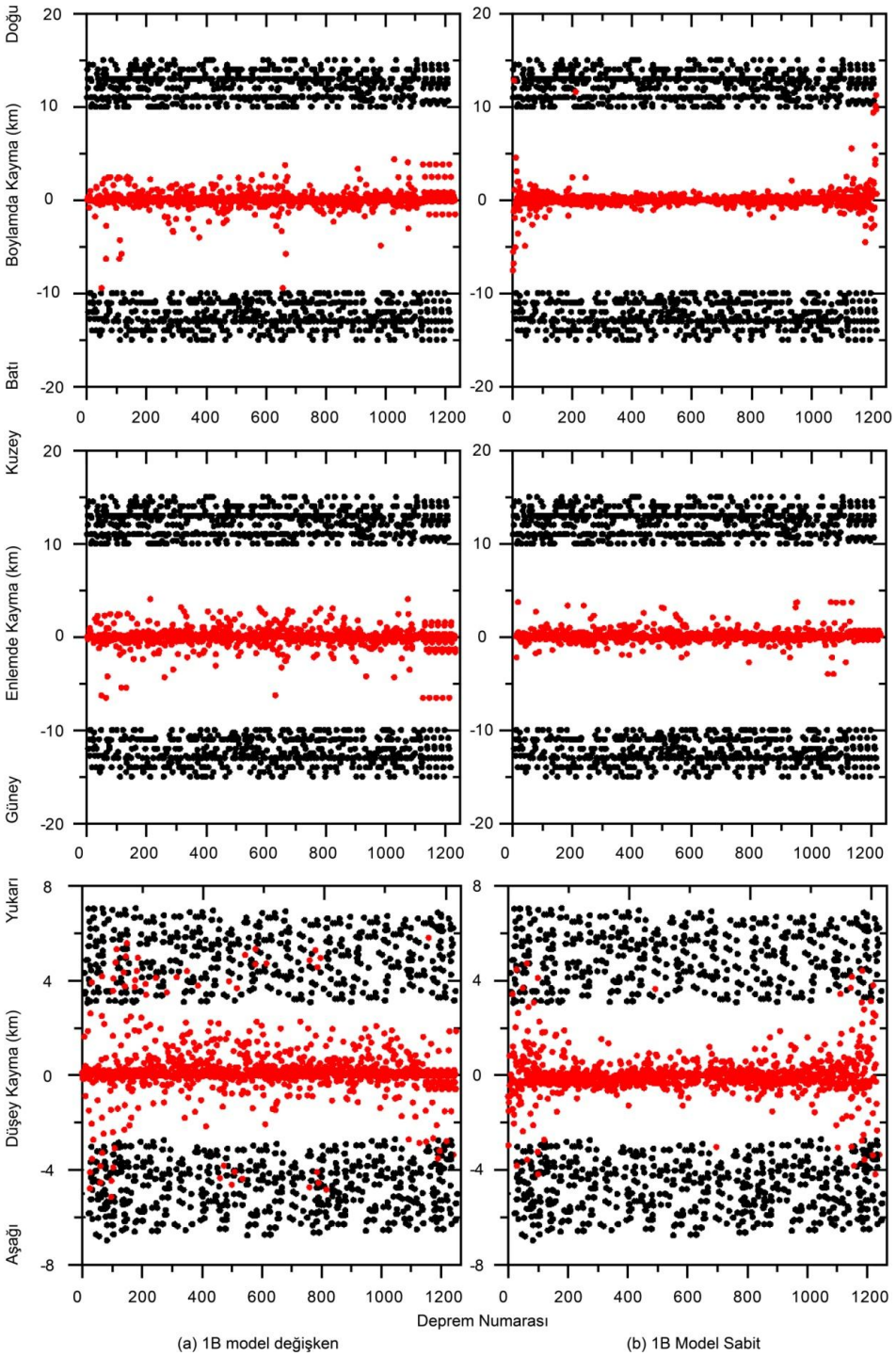


Şekil 8. P-dalga fazı için istasyon gecikmeleri ve ortalama artık zamanlar. Açıklama: Histogram üzerindeki numaralar Tablo 1'de verilen istasyon numaralarını simgelemektedir.



Şekil 9. Yeni hız modeli ile konumlandırılan depremlerin derinlik dağılımları.

Şekil 10'da siyah noktalar depremlerin ilk lokasyonuna göre kayma miktarını gösterirken, kırmızı noktalar ters çözüm sonucu lokasyonların iyileşmesinin bir ölçüsüdür. Enlem, boylam ve derinlik doğrultusunda farklı miktarlarda kaydırılan depremler, enlem ve boylam doğrultusunda maksimum ±4 km hata ile yeniden eski konumlarına dönmüştür. Fakat model derinlikte aynı başarı gözlenememiş, derinlik doğrultusunda bazı depremlerin eski konumlarına dönemediği tespit edilmiştir. Özellikle Ağustos 2008 ile Aralık 2014 tarihlerinde görülen saçılımlar bu depremlerin diğer depremlere göre daha az faz okuması yapılmış olmasından kaynaklanmıştır. Ayrıca saçılan bu depremlerin GAP değerinin yüksek olduğu (180<GAP<200) ve magnitüdünün küçük olduğu tespit edilmiştir. Bu depremlerde iyileştirme yapılamamasının nedeni depremin çok küçük olması ve her istasyonda kaydedilememesidir. Fakat yine de her üç testte hız modelimizin geri yakınsaması tatmin edicidir.



Şekil 10. a) 1-B modelin sabit, b)1-B modelin değişken olduğu kaydırma testi sonuçları. Siyah noktalar depremlerin ilk lokasyonuna göre yapay kayma miktarını simgelerken, kırmızı noktalar ters çözüm gücünü anlamak için yapay olarak kaydırılan depremlerin geri yansıma gücünü göstermektedir. Enlem, boylam ve derinlik doğrultunda yapay olarak kaydırılan depremlerin büyük çoğunluğunun eski konumlarına geri döndüğü açıkça gözlenmektedir.

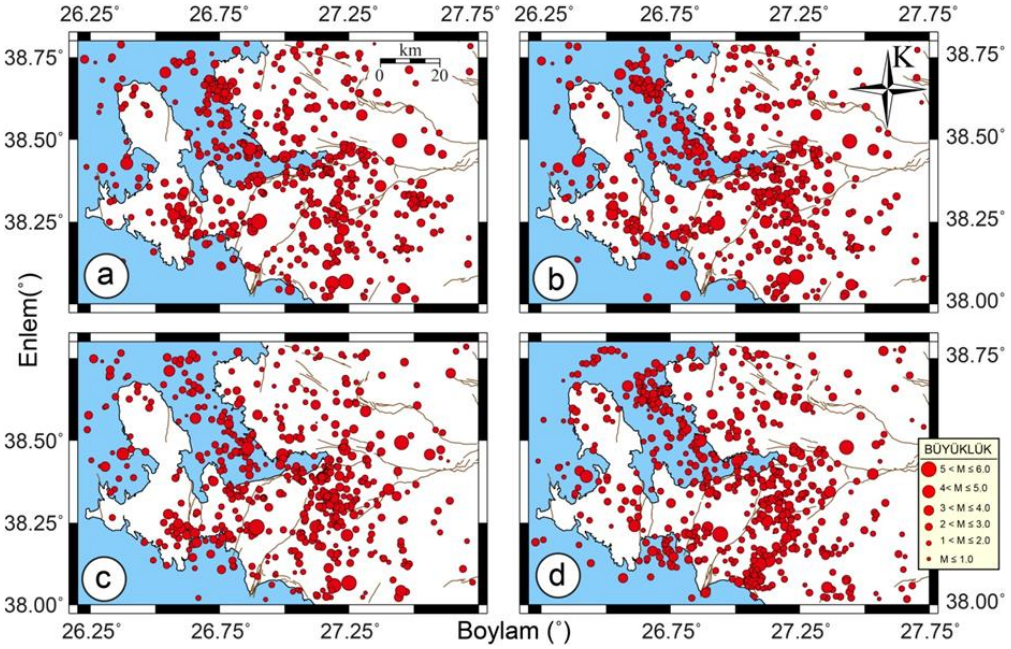
5. Sonuçlar ve Tartışma

İzmirNET [60], AFAD [61], ISC [62] ve KRDAE [63] deprem kataloglarından yararlanarak Ağustos, 2008-Aralık, 2014 tarihleri arasında kayıt edilen 1723 deprem içinden seçilen 483 depremin seyahat zamanı bilgileri kullanılarak üst kabuk 1-B sismik hız yapısını ortaya çıkarmayı hedefleyen bu çalışmada 6 tabakalı 1-B sismik hız yapısı elde edilmiştir. Deprem derinlik dağılımının ilk 20 km'de kümelenmesi sebebiyle, bu derinlikten sonraki tabakalardaki hız değerleri algoritma tarafından üretilmiş yaklaşık değerlerdir. Zaman-uzaklık eğrilerinden bölgeyi temsil eden ortalama hızları Vp=6.19 km/sn ve Vs=3.59 km/sn olarak hesaplanmıştır. Ters çözüm öncesi ve sonrası P-dalgası artık zamanları %50 oranında azaldığı gözlenmiştir.

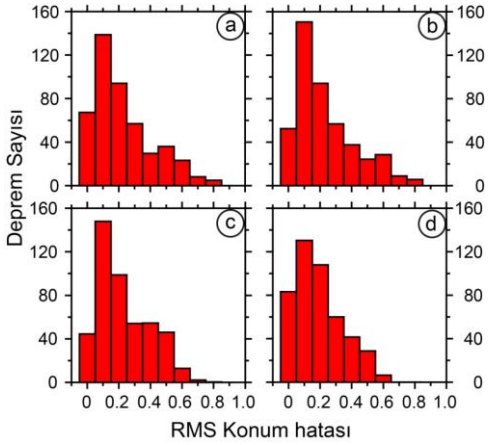
Bölgede daha önce; Akyol vd. [9], Kalafat vd. [3] ve Kaypak ve Gökkaya [14] yapmış olduğu çalışmalarında ürettiği hız yapıları ile bu çalışmada bölgeyi yerel ölçekte temsil ettiği düşünülen yeni hız yapısı ile konumlandırma yapılmış ve farklılıklar irdelenmiştir (Şekil 11). Batı Anadolu ve Isparta büklümünün Kuzeyini temsil eden Akyol modeli [9] (Şekil 11a); Sığacık Körfezi çevresinde ve İzmir Körfezi güneyinde saçılma, OFZ'nun İzmir Körfezine yaklaşan ucunda ise sismik boşluk göstermektedir. Kuzey Batı Anadolu'yu temsil eden Kalafat modeli [3] (Şekil 11b); diğer modellere göre daha az tabakalı ve tekdüze bir modeldir ve zayıflık zonları boyunca özellikle OFZ'nin doğu kesimleri, İFZ boyunca saçılımlar göstermektedir. Denizli yöresinde hidrotermal aktivite ile oluşan deprem fırtınasından elde edilen depremler ile oluşturulmuş Kaypak modeli [14] (Şekil 11c); İzmir Körfezi içindeki tektonik birimlerle uyumu nispeten daha az, ancak karada yer alan tektonik birimler ile uyumu daha fazladır. İzmir bölgesini temsil eden bu çalışmada ise (Şekil 11d);

- Akyol modelindeki [9] OFZ kuzey kesimlerindeki sismik boşluk yerine önemli bir deprem etkinliği olduğu, Sığacık Körfezi ile İzmir Körfezi güney kesimlerinde belirgin bir aktivitenin yer aldığı,
- Kalafat modelindeki [3] zayıflık zonları boyunca saçılımların kümelendiği bölgelerde (OFZ'nin doğusu, SFZ ile OFZ kuzey kesiminde kalan İFZ) sismik etkinliğin olduğu,
- Kaypak modelindeki [14] saçılmış kıyı ötesi sismik aktiviteye ait lokasyonlarda belirgin bir sismik etkinliğin olduğu,

(örneğin; Sığacık Körfezi, İzmir Körfezi, Karaburun yarımadası Kuzeyi) gözlenmiştir. Bunun yanı sıra bu çalışmadan elde edilen modelde; bazı lokasyonlarda diğer mevcut modellerde gözlenmeyecek hassasiyette sismik etkinlik zonları tespit edilmiştir (örneğin; Karaburun yarımadası kuzeyi, Sığacık Körfezi, OFZ doğusunda kalan kesimde KB-GD uzanımlı belirgin çizgisellik). Ayrıca üretilen yeni 1-B sismik hız modelinin doğruluğunu daha iyi anlamak için RMS konum hataları ile Rezidüel değerleri incelenmiştir (Şekil 11-12-13). Akyol [9] modelinde RMS konum hata ortalaması 0.27 s, standart sapması 0.18 olarak hesaplanmıştır. Kalafat modelinde [3] RMS konum hata ortalaması 0.28 s, standart sapması 0.19 civarındadır. Kaypak [14] modelinde RMS konum hata ortalaması 0.26 s, standart sapması 0.15 şeklindedir. Bu çalışmada ise RMS konum hata ortalaması 0.19 s, standart sapması 0.15 ile diğer modellere göre daha iyimserdir (Şekil 12). Deprem konumları ve RMS konum hataları ile Rezidüel değerleri sonuçları da yeni üretilen kabuk hız modelinin, İzmir ve yakın çevresi depremler için daha uyumlu olduğu ve tektonik birimleri daha iyi temsil ettiğini ortaya koymuştur (Şekil 12-13).

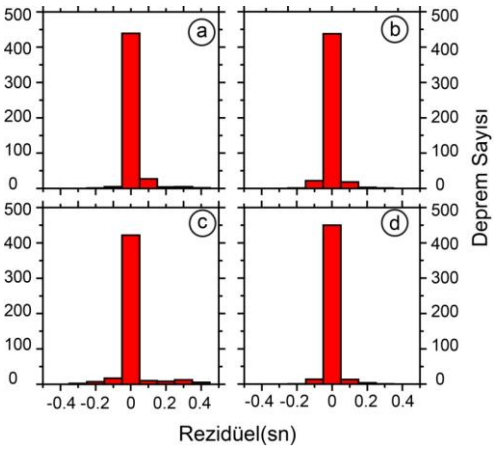


Şekil 11. Akyol (a), Kalafat (b), Kaypak (c) ve bu çalışmada (d) hesaplanan RMS konum hataları.



Şekil 12. Akyol (a), Kalafat (b), Kaypak (c) ve bu çalışmada (d) hesaplanan RMS konum hataları.

Deprem dağılımının sığ kalması ve özellikle seçilen depremlerin (GAP≤200, RMS≤0.15 ve en az 10 P- 5 S- faz okumasına sahip depremler) ilk 15 km'lik alanda sınırlı olması sebebiyle kabuk-manto sınırı hakkında net bilgi elde edilememiştir. Başlangıçta yatay/düşey düzlemde nispeten daha yüksek RMS değerlerine sahip olan mikro depremler yinelemeli ve eş zamanlı ters çözüm yöntemleri ile hataları azaltılmış ve P- dalga hızı 4.06 km/sn ile 7.59 km/sn arasında değişen altı tabakalı model İzmir ve çevresini temsil eden minimum 1-B hız modeli belirlenmiştir. Deprem lokasyonlarının kümelendiği ~10 km derinlikteki hız geçişi sismojenik zon ile ilişkilendirilmiş ve üst-alt kabuk geçişi olarak yorumlanmıştır.



Şekil 13. Akyol (a), Kalafat (b), Kaypak (c) ve bu çalışmada (d) hesaplanan rezidüeller.

Çalışma alanında 6 farklı hız zonu dikkat çekmektedir. En üstte yer alan 2.5 km kalınlığındaki tabaka güncel çökeller ile ilişkili birimlere karşılık gelmektedir. Bir alt katmanda yaklaşık 10 km derinliğe kadar devam eden ve Vp hızı 4.66 km/sn'ye ulaşan birimler bulunmaktadır. Bu tabakanın altında yaklaşık 3 km kalınlığında Vp hızlarının 6.20 km/sn'ye kadar arttığı bir geçiş zonu dikkat çekmektedir. Elde edilen yeni hız yapısı ile konumlandırılan depremlerin derinlik dağılımlarına bakıldığında bu zonda deprem etkinliğinin yoğun olduğu gözlenmiştir. Tüm bu hususlar göz önüne alındığında İzmir ve çevresi için etkin sismojenik zonun ~10 km arasında olduğu söylenebilir. 10-22 km arasındaki derinliklerde sismik hızların 6.38-7.47 km/sn arasında değiştiği gözlenmiştir. Bu yüksek hızlar genelde alt kabuk olarak nitelendirilen, gabro ve okyanusal kayaçlarla ilişkilendirilen Vp hızlarına karşılık gelmektedir. Bu derinlikten sonra hesaplanan değerler algoritmanın ürettiği yaklaşık değerler olduğundan yorumlanamamıştır.

İzmir ve Ege Bölgesi, jeotermal enerji potansiyeli açısından ülkemizin en önemli bölgeleri arasında başı çekmektedir. Bu çalışma kapsamında elde edilen 1-B hız yapısı kullanılarak; özellikle mevcut jeotermal bölgelerde yürütülecek rezervuar geliştirilmesine yada potansiyel jeotermal havzaların 3-Boyutlu rezervuar tayinine yönelik pasif arama (sismolojik tomografi) çalışmalarında önemli bir model teşkil edecektir.

Teşekkür

Bu çalışma, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında doktora eğitimi gören Arş. Gör. Çağlar Özer'in tez çalışmalarının bir bölümünü oluşturmaktadır. Makalenin düzenlenmesine sağladığı katkı ve desteklerinden dolayı sorumlu editörler Petek Sındırgı ve Tolga Gönenç'e teşekkürü bir borç biliriz. Özellikle Wadati diyagramındaki saçılmanın derinlikle ilişkisinin ortaya çıkarılması dahil bir çok konudaki yapıcı eleştirilerinden dolayı makaleyi değerlendiren hakemlere teşekkür ederiz. 1-B hız yapısı hesaplamalarında VELEST [58] algoritması kullanılmıştır. Şekillerin büyük bir kısmı GMT [68] programı kullanılarak hazırlanmıştır. Deprem faz okumaları ve kataloglama işlemleri SEISAN [65] programı yardımıyla yapılmıştır. Bu araştırmaya veri desteği sağlayan T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi (AFAD) Deprem Dairesi Başkanlığına, Uluslararası Sismoloji Merkezi (ISC)'ne, Dokuz Eylül Üniversitesi Sismoloji Laboratuvarına (DEÜ SismoLab) ve BÜ Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'ne teşekkür ederiz. Çalışma alanındaki tektonik birimler MTA Diri Fay haritasından [45] sayısallaştırılmıştır. Bu araştırma, DEÜ-BAP (2016.KB.FEN.013) bilimsel araştırma projesi kapsamında desteklenmiştir.

Kaynakça

[1] Türkiye İstatistik Kurumu (TÜİK), 2015. Adrese Dayalı Nüfus Kayıt Sistemi 2014 yılı Sonuçları 18616 Sayılı Rapor, Ankara.

[2] Bayındırlık ve İskân Bakanlığı (BİB), 1996. Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası, Ankara.

[3] Kalafat, D., Gürbüz, C., Üçer, B. 1987. Batı Türkiye'deki Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, *Turkish Bulletin Earthquake Researches*, Cilt.59, s.43–64.

[4] Akçığ, Z. 1988. Batı Anadolu'nun Yapısal Sorunlarının Gravite Verileri ile İrdelenmesi, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Cilt.31, s.63-70.

[5] Hisarlı, M., Orbay, N. 2000. Bouger Gravite Anomalilerinden Ege Denizi'nin Kabuk Kalınlığının

Belirlenmesi, *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, Cilt.13, No. 1-2, s.119-131.

[6] Aydın, A., Kargı, H., Altınoğlu, F., Sarı, N. 2005. İç Ege Tektoniğinin Mevcut Veri ve Çalışmalarla İrdelenmesi. Deprem Sempozyumu, 23-25 Mart, Kocaeli, s.1267-1272.

[7] Yüksel, F. A. 2005. Batı Anadolu'nun Bouguer Gravite Anomalilerinin Süzgeçlenmesi ve Yer Kabuğu Kalınlık Dağılımının İncelenmesi, *PAÜ Mühendislik Bilimleri Dergisi*, Cilt.11, No.2, s.1-13.

[8] Aydın, A., Altınoğlu, F. 2005. Ege Bölgesinin Kabuk Yapısının Potansiyel Alan ve Sismisite Verileriyle Değerlendirilmesi, Deprem Sempozyumu, 23-25 Mart, Kocaeli, s.86-88.

[9] Akyol, N., Zhu, L., Mitchell, B.J., Sözbilir, H., Kekovalı, K. 2006. Crustal Structure and Local Seismicity in Western Anatolia, *Geophysical Journal International*, Cilt.166, s.1259–1269.

[10] Zhu, L., Akyol, N., Mitchell, B.J., Sözbilir, H. 2006. Seismotectonics of Western Turkey from High Resolution Earthquake Relocations and Moment Tensor Determinations, *Geophysical Research Letters*, Cilt.33, s.1-4.

[11] Tezel, T., Erduran, M., Alptekin, Ö. 2007. Crustal Shear Wave Velocity Structure of Turkey by Surface Wave Dispersion Analysis, *Annals of Geophysics*, Cilt.50, No.2, s.177-190.

[12] Gönenç, T., Akgün, M., Ergün, M. 2009. Girit Bölgesinin İzafi Kabuk Kalınlığı Değişiminin Manyetik ve Serbest Hava Gravite Anomalileri ile İrdelenmesi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, Cilt. 11, No. 31, s.44-56.

[13] Tezel, T., Kaypak, B., Shibutani, T. 2010. Crustal Structure Variation in Western Turkey Inferred from the Receiver Function Analysis, *Tectonophysics*, Cilt.492, s.255-267.

[14] Kaypak, B., Gökkaya, G. 2012. 3-D Imaging of the Upper Crust Beneath the Denizli Geothermal Region by Local Earthquake Tomography, Western Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Cilt.211-212, s.47-60.

[15] Salaun, G., Pedersen, H.A., Paul, A., Farra, V., Karabulut, H., Hatzfeld, D., Papazachos, C., Childs, D.M., Pequegnat, C., SIMBAAD Team, 2012. High-Resolution Surface Wave Tomography Beneath the Aegean-Anatolia Region: Constraints on Upper-Mantle Structure. *Geophysical Journal International*, Cilt. 190, No.1, s.406-420.

[16] Karabulut, H., Paul, A., Ergun, T.A., Hatzfeld, D., Childs, D.M., Aktar, M. 2013. Long Wavelength Undulations of the Seismic Moho Beneath the Strongly Stretched Western Anatolia, *Geophysical Journal International*, Cilt.194, No.1, s.450-464.

[17] Fichtner, A., Trampert, J., Cupillard, P., Saygin, E., Taymaz, T., Capdeville, Y., Villasenor, A. 2013. Multiscale Full Waveform Inversion, *Geophysical Journal International*, Cilt.194, s.534-556.

[18] Delph, J.R., Biryol, C.B., Beck, S.L., Zandt, G., Ward, K.M. 2015. Shear Wave Velocity Structure of the Anatolian Plate: Anomalously Slow Crust in Southwestern Turkey, *Geophysical Journal International*, Cilt.202, s.261-276.

[19] Kind, R., Eken, T., Tilmann, F., Sodoudi, F., Taymaz, T., Bulut, F., Yuan, X., Can, B., Schneider, F. 2015. Thickness of the Lithosphere beneath Turkey and surroundings from S-Receiver Functions, *Solid Earth*, Cilt.6, s.971-984.

[20] Polat, O., Gök, E., Yılmaz, D. 2008. Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey,

Turkish Journal of Earth Sciences, Cilt. 17, s.593-614.

[21] Uzel, B., Sözbilir, H. 2008. A First Record of a Strike-slip Basin in Western Anatolia and Its Tectonic Implication: The Cumaovası Basin, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Cilt.17, s.559-591.

[22] Irmak, T.S. 2013. Focal Mechanisms of Small-moderate Earthquakes in Denizli Graben (SW Turkey), *Earth Planets Space*, Cilt.65, s.943-955.

[23] Tan, O. 2013. The dense Micro-earthquake Activity at the Boundary between the Anatolian and South Aegean microplates, Journal of Geodynamics, Cilt.65, s.199-217.

[24] Gok, E., Polat, O. 2014. An Assessment of the Microseismic Activity and Focal Mechanisms of the Izmir (Smyrna) Area from a New Local Network (IzmirNET), *Tectonophysics*, Cilt. 635, s.154-164.

[25] Tan, O., Papadimitriou, E.E., Pabucçu, Z., Karakostas, V., Yörük, A., Leptokaropoulos, K. A. 2014. Detailed Analysis of Microseismicity in Samos and Kusadasi (Eastern Aegean Sea) Areas, *Acta Geophysica*, Cilt.62, s.1283-1309.

[26] Çevikbilen, S.Y., Taymaz, T., Helvacı, C. 2014. Earthquake Mechanisms in the Gulfs of Gökova, Sığacık, Kuşadası, and the Simav Region (western Turkey): Neotectonics, Seismotectonics and Geodynamic Implications, *Tectonophysics*, Cilt.635, s.100-124.

[27] Çemen, İ., Helvacı, C., Ersoy, E.Y. 2014. Cenozoic Extensional Tectonics in Western and Central Anatolia, Turkey: Introduction, *Tectonophysics*, Cilt.635, No.18, s.1–5.

[28] Emre, T., Sözbilir, H., Gökçen, N. 2006. Kiraz-Beydağ Çevresinin Neojen-Kuvaterner Stratigrafisi, Küçük Menderes Grabeni, Batı Anadolu, *Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü*, Cilt.132, s.1-32.

[29] Dewey, J.F., Şengör, A.M.C. 1979. Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continuum Tectonics in A Convergent Zone, *Geological Society of America Bulletin*, Cilt. 90, s.84–92.

[30] Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, Cilt.75, p.181–241.

[31] Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakınç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F.Y., Barka, A.A., Sarıca, N., Ecevitoğlu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., Aykol, A. 1995. Rift Formation in the Gökova Region, Southwest Anatolia: Implications for the Opening of The Aegean Sea, *Geological Magazine*, Cilt.132, s.637-650.

[32] Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a Synthesis, *Geodinamica Acta*, Cilt.14, p.3-30.

[33] McKenzie, D.P. 1978. Active Tectonics of the Alpine Himalayan Belt: the Aegean Sea and Surrounding Regions, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, Cilt.55, s.217-254.

[34] Le Pichon, X., Angelier, J. 1979. The Aegean Arc and Trench System: A Key To The Neotectonic Evolution of The Eastern Mediterranean Area, *Tectonophysics*, Cilt.60, s.1-42.

[35] Le Pichon, X., Angelier, J. 1981. The Agean Sea, in Philo-sophical Transactions of Royal Society, London, A 300, s.357-372.

[36] Jackson, J.A., Mckenzie, D.P. 1988. The Relationship Between Plate Motions and Seismic Moment Tensors and Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal*, Cilt.93, s.45-73.

[37] Okay, A.İ., Satır, M. 2000. Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey,

Geological Magazine, Cilt.137, s.495-516.

[38] Yılmaz, Y. 1989. An Aproach to the Origin of Young Volcanic Rocks of Western Turkey. In Şengör AMC (ed), Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, s.159-189.

[39] Yılmaz, Y. 1990. Comparison of Young Volcanic Associations of Western and Eastern Anatolia Formed Under a Compressional Regime: a Review, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Cilt.44, s.69-87.

[40] Yılmaz, Y. 1997. Geology of Western Anatolia, in Schlinder C, Fister M P, (Ed.) Active Tectonics of Northwestern Anatolia, The Marmara Poly-Project, Zurich, ETH University Press, Cilt. 3, s.31-53.

[41] Seyitoğlu, G., Scott, B.C. 1992. The Age of the Büyük Menderes Graben (West Turkey) and Its Tectonic Implications, *Geological Magazine*, Cilt.129, s.239-242.

[42] Seyitoğlu, G., Rundle, C.C. 1992. Timing of Cenozoic Extensional Tectonics in West Turkey, *Journal of Geological Society London*, Cilt.149, s.533-538.

[43] İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, 2005. Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü, Rapor No:10754, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı, Ankara.

[44] 1/25000 Ölçekli İzmir Büyükşehir Bütünü Çevre Düzeni Planı Açıklama, 2012. İzmir Büyükşehir Belediyesi İmar ve Şehircilik Dairesi Başkanlığı Nazım Plan Şube Müdürlüğü, İzmir Kalkınma Ajansı Raporu, İzmir.

[45] Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. 1/1.125.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi*.

[46] Seyitoğlu, G., Işık, V. 2015. Batı Anadolu'da Geç Senozoyik Genişleme Tektoniği: Menderes Çekirdek Kompleksinin Yüzeylemesi ve İlişkili Havza Oluşumu, *Maden tetkik ve Arama Dergisi*, Cilt.151, s.49-109.

[47] İzmir Metropolü ile Aliağa ve Menemen İlçelerinde Güvenli Yapı Tasarımı İçin Zeminin Sismik Davranışlarının Modellenmesi, TUBİTAK-KAMAG Proje teklifi (106G159).http://web.deu.edu.tr/daum/1007tanitim.pdf, (Erişim Tarihi: 10.04.2016).

[48] Erdogan, B. 1990. İzmir-Ankara Zonu İle Karaburun Kuşağının Tektonik İlişkisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, Cilt.110, No.1, s1-15.

[49] Okay, A.I. 2008. Geology of Turkey: A synopsis, *Anschnitt*, Cilt.21, s.19-42.

[50] Okay, A.I., İşintek, İ., Altıner, D., Özkan-Altıner, S., Okay, N. 2012. An Olistostrome-Mélange Belt Formed along a Major Suture: Bornova Flysch Zone, Western Turkey. *Tectonophysics*, Cilt. 568-569, s.282-295.

[51] Ersoy, E.Y., Çemen, İ., Helvacı, C., Billor, Z. 2014. Tectono-stratigraphy of the Neogene basins in Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution of the Aegean Extended Region, *Tectonophysics*, Cilt.635, s.33-58.

[52] Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ.H., Hakyemez, H.Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. Türkiye Jeoloji Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını. Ankara Türkiye, (Erişim Tarihi: 10.01.2016).

[53] Erkan, K. 2015. Geothermal Investigations in Western Anatolia Using Equilibrium Temperatures from Shallow borehole, *Solid Earth*, Cilt.6, s.103-113.

[54] Ozer, Ç., Polat, O. 2017. Local earthquake tomography in Izmir

geothermal area, Aegean region of Turkey (submit edildi).

[55] Uzel, B., Sözbilir, B., Özkaymak, C. 2012. Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The Inner Bay of Izmir, Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Cilt. 21, s.439-471.

[56] Coşkun, S., Dondurur, D., Çifçi, G., Aydemir, A., Drahor, M.G. 2016. Natural and anthropogenic submarine morphologies revealed by high resolution acoustic data in the Gulf of Izmir, western Turkey, *Marine and Petroleum Geology*, Cilt.71, s.211-224.

[57] Çıvgın, B. 2010. Ankara ve Dolayının Sismik Hız Yapısı ve Tektonik Deformasyonunun Sismolojik Verilerle Kestirilmesi, Doktora tezi, Ankara: Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, s.198.

[58] Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., Kradolfer, U. 1994. Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography, *Journal of Geophysical Research*, Cilt.99, No.19, s.635-646.

[59] Kaypak, B. 2002. Erzincan Havzası 3-B Hız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi ile Belirlenmesi, Doktora Tezi, İstanbul: İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, s.224.

[60] Polat, O., Ceken, U., Uran, T., Gok, E., Yilmaz, N., Beyhan, M., Koc, N., Arslan, B., Yilmaz, D., Utku, M. 2009. IzmirNet: A Strong-Motion Network in Metropolitan Izmir, Western Anatolia, Turkey, *Seismological Research Letter*, Cilt.80, No.5, s.831-838.

[61] T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı, [www.deprem.gov.tr], Ankara, Türkiye, (Erişim Tarihi: 10.01.2016).

[62] International Seismological Centre, On-line Bulletin, [www.isc.ac.uk], Thatcham, United Kingdom, 2013, (Erişim Tarihi: 10.01.2016).

[63] BÜ Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, İstanbul, Türkiye.

[64] Lee, W.H.K., Lahr, J.C. 1975. HYPO71 (Revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes, U.S. Geological Survey Open File Report, 75-311, s.113.

[65] Havskov, J., Ottemoller, L. 1999. SeisAn Earthquake Analysis Software, *Seismological Research Letter*, Cilt. 70, No. 1, s.532-534.

[66] Çıvgın, B., Kaypak, B. 2012. Ankara ve Dolayında Kabuğun Bir Boyutlu Sismik Hız Yapısı, *Yerbilimleri*, Cilt.33, No. 2, s.131-150.

[67] Kaypak, B., Eyidoğan, H. 2002. Erzincan Havzası ve Dolayının Üst-Kabuk Hız Yapısının Belirlenmesi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi*, Cilt.1, s.107-122.

[68] Wessel, P., Smith, W.H.F. 2004. New Version of the Generic Mapping Tools (GMT), *EOS Transactions*, Cilt. 76, s.123.