DENİZLİ HAVZASI 3-B SİSMİK HIZ YAPISININ JEOLOJİK, TEKTONİK, HİDROTERMAL VE DEPREMSELLİKLE İLİŞKİSİ

Bülent Kaypak[1] ve Gözde Venedik[2]

[1] *Y.Doç.Dr., Jeofizik Müh. Bölümü, Ankara Üniversitesi, Tandoğan*
[2] *Jeofizik Y. Mühendisi, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO), Söğütözü*
Email: kaypak@eng.ankara.edu.tr

ÖZET:

Denizli havzası ve dolayı, jeotermal potansiyel açıdan zengin bir bölge olmasının yanısıra yüksek deprem etkinliği ile de önemli bir yere sahiptir. Bölgede zaman zaman birden başlayan ve kendiliğinden sona eren yüksek sismik etkinlikler gözlenmektedir. Bu tür bir etkinlik 2000 yılının ilk yarısında da gözlenmiş ve bu sismik hareketliliği incelemek amacı ile TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü tarafından bölgeye 28 istasyondan oluşan geçici bir deprem gözlem ağı kurularak 3-29 Eylül 2000 tarihleri arasında yaklaşık bir ay boyunca mikrodeprem kayıtları alınmıştır. Bu süre içerisinde yaklaşık 635 adet deprem kaydedilerek, bunlara ait seçilmiş dalga fazları çözümlemeler için kullanılmıştır.

Çalışmanın temel amacı, bölgede kaydedilen mikrodepremlerin dalga fazı seyahat zamanları kullanılarak yeraltının tomografik yöntemlerle görüntülenmesi ve bunların jeolojik, tektonik, hidrotermal ve depremsellik açısından araştırılmasıdır. Çalışma kapsamında öncelikle mikrodeprem kayıtları yeniden düzenlenerek basit bir hız modeli ile konumlandırma işlemi yapılmıştır. Sonraki aşamada ise yüksek kalitedeki veri seçiminin ardından, 1-B ters çözüm yöntemlerinin uygulanarak, düşey yönde 1-B VP ve VS yapısı hesaplanmıştır. Çalışmanın son bölümünde ise 1-B ters çözüm sonucu bulunan sismik hız yapısının başlangıç modeli olarak kullanılmasıyla, yinelemeli ve eş-zamanlı 3-B tomografik ters çözüm yöntemleri veri üzerine uygulanmıştır.

Tüm tomografik işlemlerin sonucunda, Denizli bölgesinin 3-B sismik hız yapısı 20 km derinliğe kadar hesaplanmış ve jeolojik, tektonik ve hidrotermal sistem ile uyumluluğu saptanmıştır. Özellikle bölgedeki fay sistemleri ve bu sistemin neden olduğu sedimanter havzanın geometrik yapısı ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca, deprem oluşumları ile yüksek VP/VS anomalileri arasında önemli bir ilişki olduğu saptanmıştır. Yeraltının tomografik yöntemlerle görüntülenmesi sismolojik, jeolojik ve tektonik açıdan önemli katkılar sağlamaktadır. Elde edilen hız değerlerinden kayaçlara ait litolojik özelliklerin belirlenmesi, faylanmalardan dolayı kaynaklanan hız farklılıklarının tektonik açıdan incelenmesi ve tüm bunların sismolojik yorumu ile potansiyel deprem bölgelerinin jeolojik karakterlerinin ortaya çıkarılması bilimsel açıdan son derece önemlidir.

ANAHTAR KELİMELER : Denizli havzası, yerel deprem tomografisi, 3-B sismik hız yapısı, depremsellik, jeotermal sistem.

1. GİRİŞ

Batı Anadolu'da Büyük Menderes Grabeni ile Alaşehir Grabeni'nin buluştuğu bir noktada yer alan Denizli havzası ve yakın çevresi, jeotermal açıdan önemli bir potansiyele sahip olmasının yanı sıra yüksek deprem etkinliği gözlenen bir bölge olarak da öne çıkmaktadır. Tarihsel süreç içerisinde zaman zaman yıkıcı depremlerin etkisinde de kaldığı bilinmektedir. Özellikle son yıllarda gözlenen deprem oluşum sıklığı bölge ile ilgili bilimsel araştırmaların sayısında ve çeşitliliğinde bir artışa neden olmuştur.

Tarihsel ve aletsel dönem boyunca farklı büyüklükteki depremlere sahne olmuş, deprem etkiliği bakımından hayli aktif bir bölgede yer alan Denizli havzası ve dolayına ait 1-B ve 3-B yeraltı sismik hız yapısının yerel deprem tomografisi yöntemi ile belirlenmesi ve elde edilen sonuçların bölgenin tektonik, jeolojik, hidrotermal ve depremsellik gibi unsurları ile yorumlanması, bu çalışmanın temel amacını oluşturmaktadır. Tomografik yöntemlerin çoğunda yapılan iş, incelenen bölgenin kesitler halinde 3-B görüntüsünün ortaya çıkarılmasıdır. Böylece bulunmak istenen parametreye göre incelenen cismin ya da bölgenin iç yapısı hakkında önemli bulgular elde edilir. Bir bölge için yeraltı hız yapısının duyarlı bir şekilde belirlenmesi, o bölgedeki jeolojik ve tektonik yapının yerel ölçekten daha büyük ölçeklere doğru yorumlanmasında önemli bilgiler sağlamaktadır. Ayrıca, ileride yapılacak jeofizik ve sismolojik çalışmalar için de önemli bir kaynak niteliği taşımaktadır. Yeraltına ait sismik hız yapısı; kayaç ve mineral tipi, yoğunluk, sıkılık durumu, gözeneklilik, kırılganlık, akışkan içeriği, basınç ve sıcaklık gibi parametreler hakkında da çeşitli bilgiler verebilmektedir. Özellikle tektonizmanın etkili olduğu, farklı jeolojik birimlerin yanal ve düşey hız farklılıkları da kolayca ayırt edilebilmektedir.

2. BÖLGENİN JEOLOJİK, TEKTONİK, HİDROTERMAL VE DEPREMSELLİK ÖZELLİKLERİ

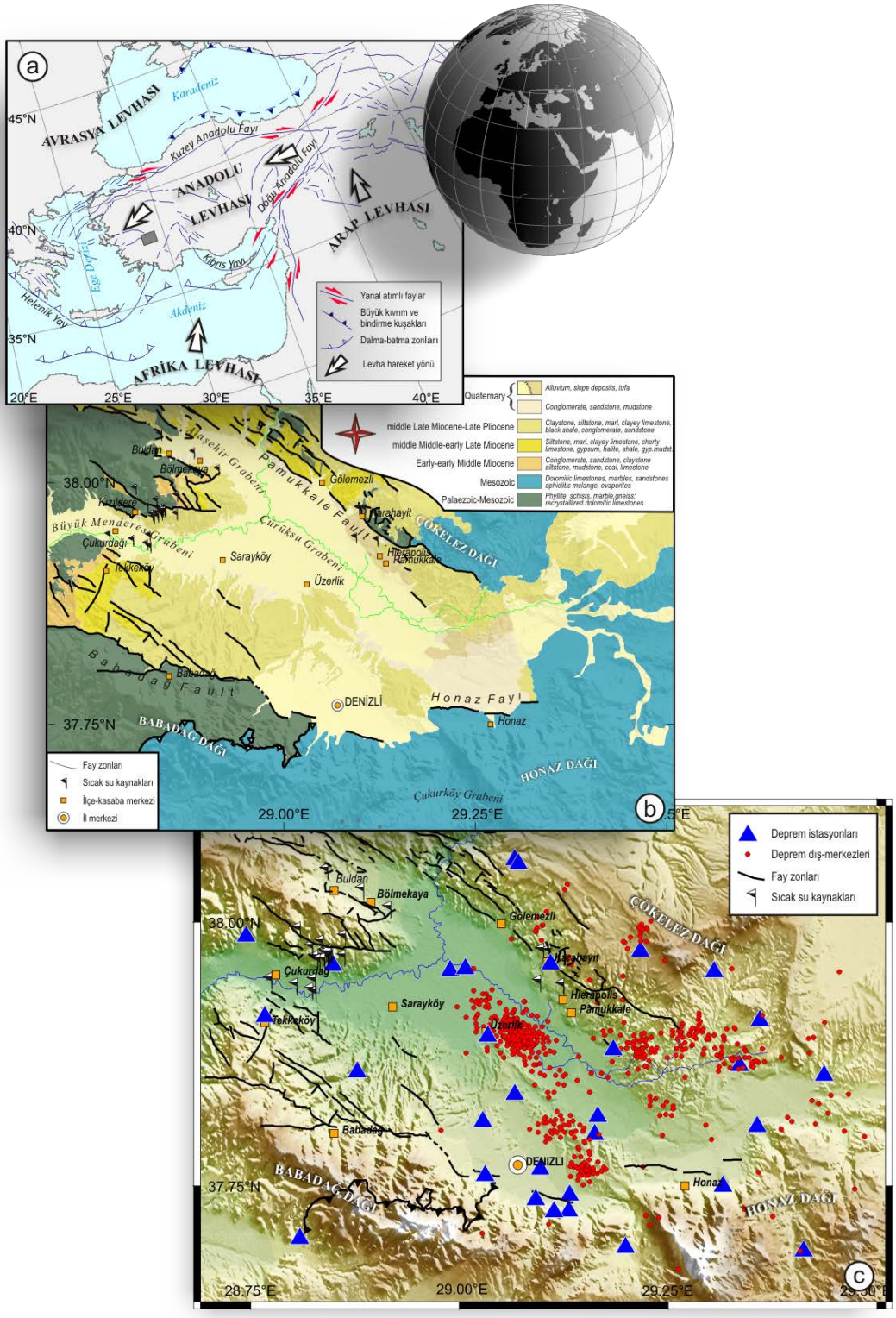
Batı Anadolu'daki K-G yönlü genişleme hareketi, çoğunlukla D-B doğrultulu ve farklı boyutlarda grabenlerin oluşumuna neden olmuştur. Batı Anadolu'nun bu genişlemeli tektonik rejimi sonucu meydana gelmiş ve bölgenin önemli havzalarından biri sayılan Denizli havzası, yaklaşık 50 km uzunluğunda ve 25 km genişliğinde, BKB-DGD doğrultulu asimetrik bir grabendir (Şekil 1). Havzanın güneyi Babadağ ve Honaz dağları, kuzeyi ise Çökelez Dağı ile sınırlandırılmıştır.

2.1. Jeoloji

Denizli havzası, yüksek topografya oluşturan Menderes masifi metamorfiklerinin çevrelediği ve Pliyosen formasyonları ile kaplı bir bölgede yer almaktadır (Özgüler ve diğ., 1984). Bölgedeki jeolojik birimler yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanırlar (Şekil 1): Paleozoyik metamorfikler: Kendi içinde alttan üste doğru gözlü gnays, gnayslı şist, kuvarsit, mikaşist ve mermer birimlerinden oluşan bu kayaçlar tabanı oluştururlar. Pliyosen çökelleri: Tabanı örten karasal ve gölsel bu çökeller konglomera, kumtaşı, kiltaşı, kireçtaşı, marn ve silttaşı ardalanmalarından oluşur. Kuvaterner çökelleri: Alüvyon, yamaç molozu ve hidrotermal bozuşum kayaçları bu çökelleri temsil ederler.

2.2. Tektonik

Pliyosen sonrası yükselen Menderes masifinin yarattığı gerilim ve buna bağlı tektonik rejimin bir sonucu olarak, D-B ve KB-GD doğrultulu normal faylar ve gerilme çatlakları gelişerek bölgenin horst ve graben sistemlerini oluşturmuştur. Denizli havzasının gelişmesinde ve bölgedeki horst-graben sisteminin oluşmasında rol oynayan en önemli faylar, havzanın kuzeyini sınırlayan Pamukkale fayı, güneyini sınırlayan Babadağ fayı ve havzanın doğusunda yer alan yaklaşık D-B doğrultulu Honaz fayıdır (Şekil 1). Bunlar çoğunlukla eğim atımlı normal faylardır. Güneyden kuzeye doğru sıralanan Babadağ horstu, Honazdağ horstu, Çürüksu grabeni, Büyükmenderes grabeni, Buldan horstu, Gediz grabeni, Yenice horstu ve Çökelezdağ horstu bölgedeki başlıca yapılardır. Bölgede volkanik kayaçlar yoktur, fakat faylardan gelen gazların türü, ısı kaynağının magmatik orijinli olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 1. a) Türkiye ve dolayının ana neotektonik unsurları. Büyük oklar, bölgedeki levha hareket yönlerini göstermektedir. **b)** Denizli havzası ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeolojik ve tektonik haritası (Alçiçek ve diğ.,(2007)'den uyarlanmıştır). **c)** TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından 3-29.09.2000 tarihleri arasında bölgeye yerleştirilmiş istasyonlar (üçgenler) ve kaydedilen mikro depremlere ait lokasyonlar (daireler). Kalın çizgiler ana fay zonlarını, siyah-beyaz bayraklar ise mevcut sıcak su noktalarını göstermektedir.

2.3. Hidrotermal

Bölgede masif ve grabenler içerisine giren magma sokulumları, grabenleri sınırlayan faylar ve kırık zonlarında jeotermal enerji sisteminin oluşumuna neden olmuştur. Dolayısı ile Denizli havzasında çok sayıda sıcak su çıkışının olduğu termal alanlar bulunmaktadır. Bunlardan bazıları Tekke, Hamam, Kızıldere, Kamara, Yenice, Gölemezli, Karahayit, Pamukkale ve Bilmekaya'dır (Erees ve diğ., 2007). Bunlar arasında en önemlileri Pamukkale ve Kızıldere jeotermal alanlarıdır. Yüzeye ulaşan sıcaklık, 35 ºC ile 90 ºC arasında değişmektedir. Ayrıca, bölgede, özellikle Kızıldere jeotermal sahası dolaylarında, sıcak su çıkışının yanısıra çok sayıda buhar çıkışının olduğu da bilinmektedir. Erees ve diğ. (2007)'ye göre sıcak sular fayların vadiyi kestiği noktalardan, buhar ise yükselimlerden ve tepelerden gelmektedir.

2.4. Depremsellik

Tarihsel döneme ait depremlerdeki veriler değerlendirildiğinde, günümüzde Pamukkale olarak adlandırılan ve antik dönemde Hierapolis kenti olan Roma dönemlerinde yoğun yerleşimin olduğu şehri etkileyen yıkıcı depremlere ait kayıtlar mevcuttur. Bu verilere göre M.S. 17, M.S. 60, M.S. 300, M.S. 494 ve 700 tarihlerinde meydana gelen depremlerde Pamukkale ve yakın çevresinde büyük hasarlar ve yıkılmalar meydana gelmiştir (Altunel, 2000). 1358 yılında meydana gelen deprem sonucu Pamukkale'de büyük hasar meydana gelmiş ve bunun sonucunda da Pamukkale terk edilmiştir.

Aletsel dönem (1900-günümüz) içerisinde dönem içerisinde bölgeyi etkileyen ve yıkıma neden olan önemli depremler bulunmaktadır. Bunlar arasında aletsel büyüklüğü 6'dan büyük olan 16.03.1926 (Md=6.3) tarihli tek bir deprem bulunmaktadır (Utku, 2009). Özellikle, 1960 yılından önceki deprem kayıtlarının güvenilirliğindeki zayıflık, deprem koordinatlarının ve büyüklüğün kesin olarak tanımlanamamasına neden olmaktadır. Yine 19.07.1933 Çivril (Ms=5.7), 13.06.1965 Honaz (Ms=5.7) ve 11.03.1963 Buldan (Ms=5.2) bölgeyi etkileyen depremler arasındadır. Bu depremlerin dışında 1990 yılında Çameli'de 5.2 büyüklüğünde, 21 Nisan 2000 tarihinde merkez üstü Honaz ilçesi olan 5.2 büyüklüğünde, 23-26 Temmuz 2003 tarihleri arasında Merkez üssü Buldan ilçesi civarında 5.2, 5.0 ve 5.6 büyüklüklerinde depremler meydana gelmiştir. Son olarak 4 Aralık 2009 tarhinde Saraköy dolaylarında mb=5.2 büyüklüğünde bir başka deprem oluşmuştur.

3. VERİ VE YÖNTEM

3.1. Veri

2000 yılının ilk yarısında Denizli ve yakın çevresinde, en büyüğü 5.2 olan, farklı büyüklüklerde bir dizi deprem etkinliği gözlenmiştir. Bölgede meydana gelen deprem etkinliğini gözlemlemek ve diri fayların sismotektonik özelliklerini belirlemek amacı ile TÜBİTAK-MAM YDBAE tarafından bölgeye 24 adet tek bileşen kısa periyodlu (Mark L-28/1D, 4.5 Hz doğal frekanslı) ve 4 adet üç bileşen geniş bantlı (Güralp CMG-40T with 0.033 Hz doğal frekanslı) olmak üzere toplam 28 istasyondan oluşan bir sismik ağ kurularak (Şekil 1) 3-29.09.2000 tarihleri arasında yaklaşık bir ay süre ile kayıtlar alınmıştır.

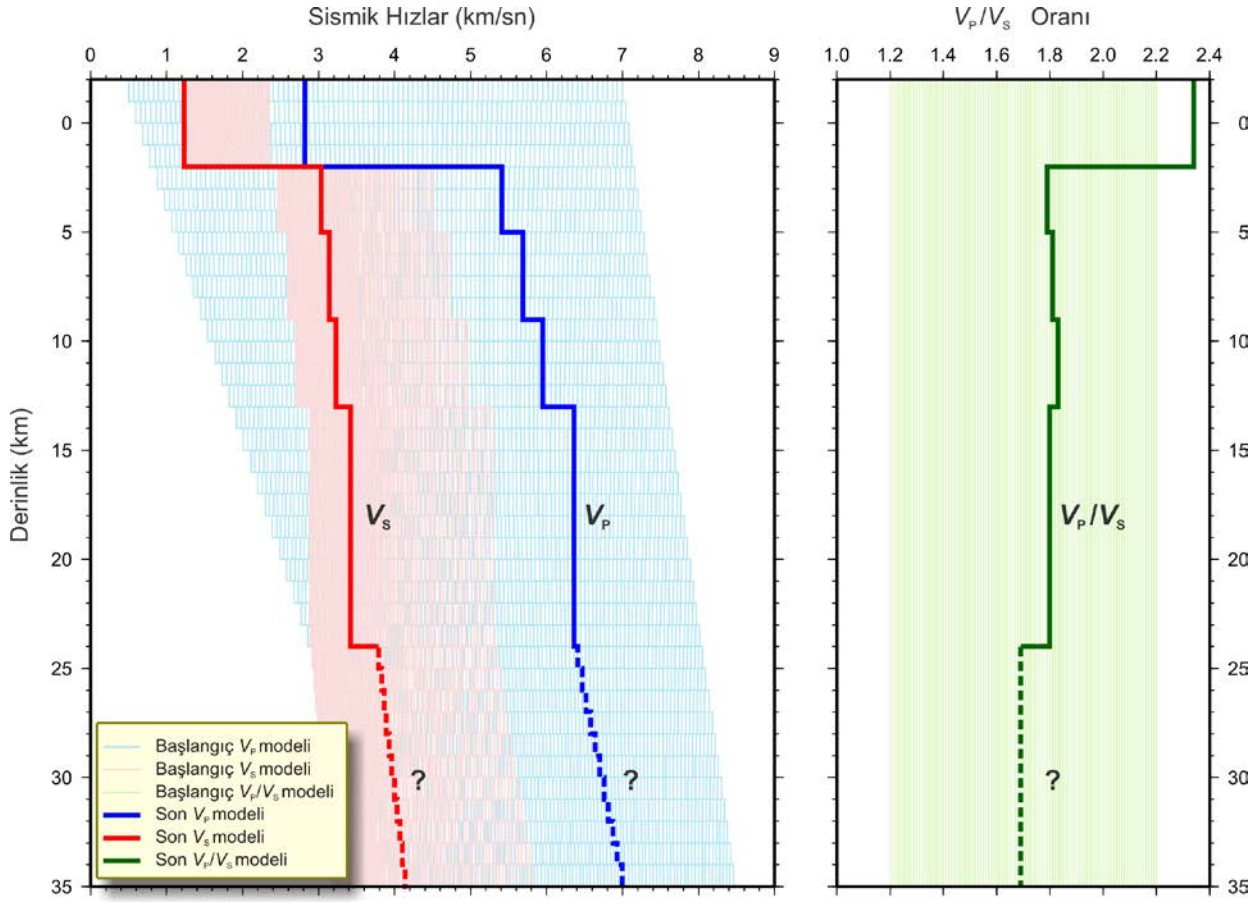
3.2.Yöntem

Bu çalışma kapsamında, Denizli havzası ve dolayına ait sismik hız yapısının belirlenebilmesi için toplanan verilere iki aşamalı ardışık bir yöntem uygulanmıştır. Bu aşamalardan ilki 1-B hız yapısının hesaplanmasında kullanılanılan ters çözüm yöntemi, ikinci aşamada ise hesaplanmış 1-B hız modelinin referans olarak alındığı ve 3-B sismik hız yapısının saptanmasında kullanılan ters çözüm yöntemidir. Ters çözüm yöntemlerinin tümünde amaç; gözlemsel değerler ile bir başlangıç modelinden yola çıkılarak hesaplanan kuramsal değerler arasındaki farkı, eş-zamanlı çözümleme ile en küçük yapmaya çalışmaktır. Eğer kullanılan veri deprem verisi ise bunlara ait gözlemsel ve kuramsal seyahat zamanları arasındaki farkı en aza indirmek, yerel deprem tomografisinin (Local Earthquake Tomography, LET) esasını oluşturmaktadır.

4. BULGULAR VE YORUMLAR

Kaliteli veri seçimi ve sistematik başlangıç modellerinin oluşturulması ile başlanılan 1-B ters sonucunda Denizli havzası ve dolayına ait VP, VS ve VP/VS oranları elde edilmiştir. Verinin izin verdiği ölçüde, yaklaşık 24 km derinliğe kadar, 1-B hız yapısı çözülebilmiş daha derinlere ait hız yapısı ise başlangıç modelinde verilen kestirimsel değerlerde kalmıştır (Şekil 2). Tüm işlemler sonucunda, çözülebilen ilk 24 km derinliğe kadar toplam 5 farklı hız katmanının olduğu saptanmıştır. 1-B ters çözümde, yüzey jeolojisinin çok etkili olduğu, 2.0 km derinliğe kadar olan sığ katmanların hızları düşüktür. Bu derinliklerden 24 km derinliğe kadar olan bölge için daha kararlı hız değerleri elde edilmiştir.

Çalışmanın ikinci aşamasını ve esas amacını oluşturan Denizli havzasının 3-B sismik hız yapısının belirlenmesi çalışmaları, bölgenin daha ayrıntılı ve yanal yöndeki hız değişimlerini de elde etmek amacıyla 1-B sismik hız yapısının elde edilmesinden sonra uygulanan tomografik ters çözüm yöntemlerini kapsamaktadır. 3-B tomografik çözümlerde duyarlılığı saptamak ve ayrıntıdaki farklılıkları yakalayabilmek için iki farklı düğüm noktası aralığına sahip bir model kullanılmıştır. Yapılan yinelemeli ardışık ters çözüm işlemleri sonucu, bölgenin 20 km derinliğe kadar olan sismik hız yapısı (VP ve VP/VS) ve önemli yapısal unsurları ortaya çıkarılmıştır. Yeraltındaki kayaçların yapısal özellikleri, sıvı içerikleri ve süreksizlikler VP ve VS'i önemli ölçüde etkilemektedir. VP'nin uzamsal değişimi kayaç özellikleri ve litolojinin dağılımını yansıtırken, VP/VS değişimleri ise kayaç porozitesi, çatlak yoğunluğu ve sıvı içeriği ile ilişkili olmaktadır (Berge ve Bonner, 2002).

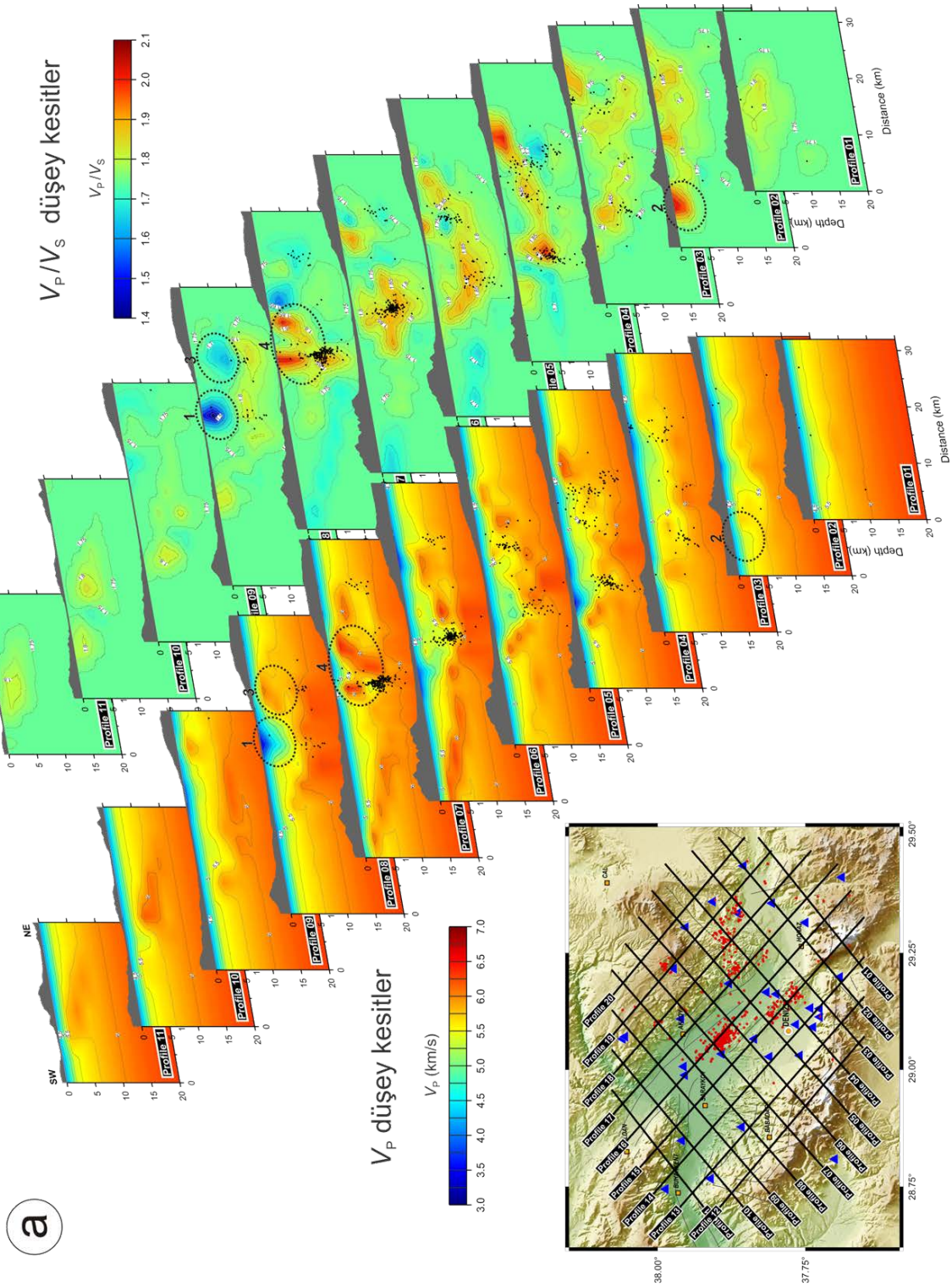


Şekil 2. 1-B ters çözüm için kullanılan başlangıç hız modelleri (ince çizgiler) ve belirli bir yineleme sonrası hesaplanan en son hız modelleri (kalın çizgiler). Başlangıç modelleri, sistematik olarak hesaplanmıştır. Soru işareti ile gösterilen kesikli çizgiler ise hızı belirlenemeyen katmanlara karşılık gelmektedir.

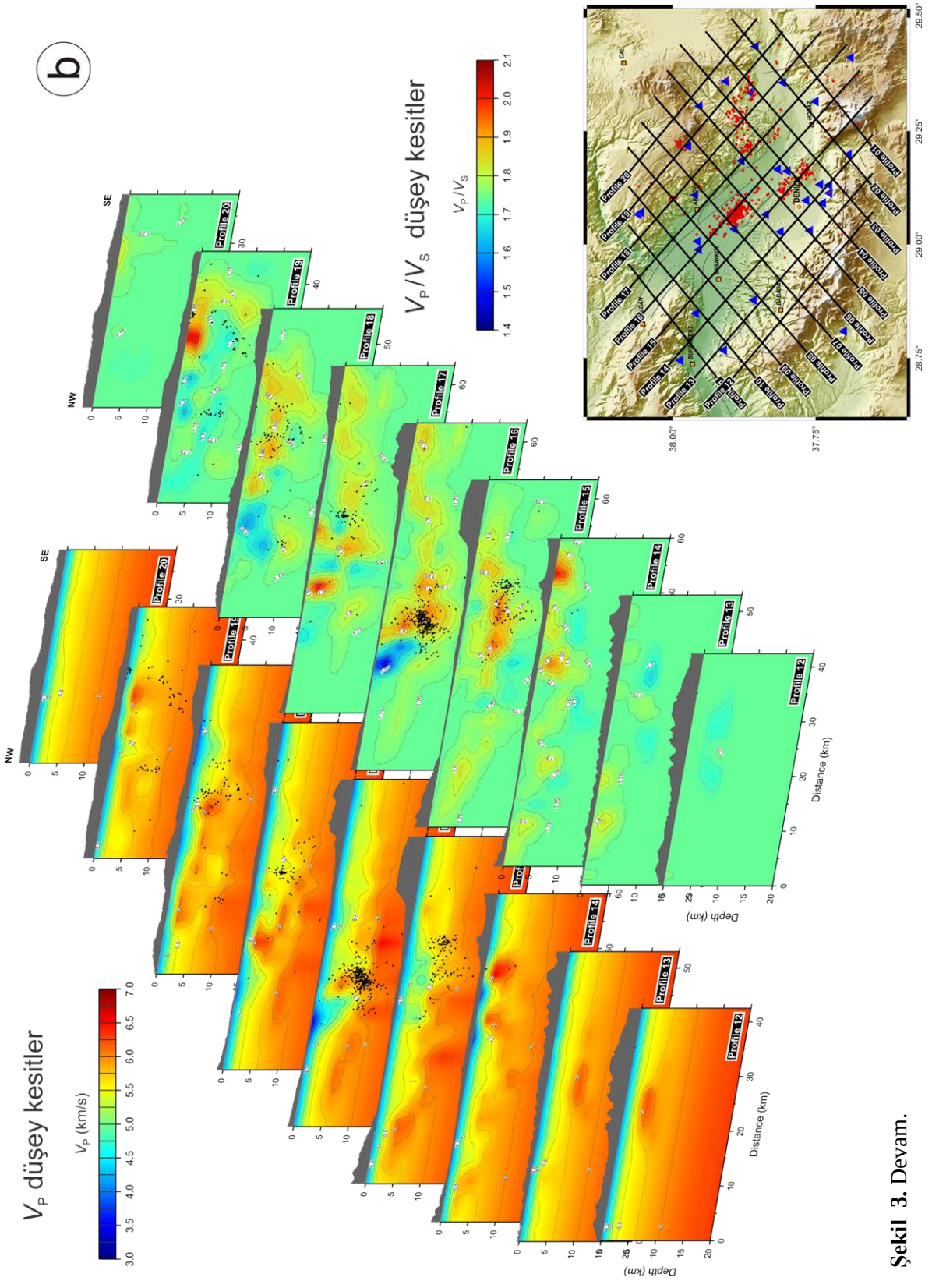
Tomografik sonuçlara göre, Denizli havzası ve dolaylarında farklı hız anomalilerinin varlığı tespit edilmiştir (Şekil 3). En üst katmandan, çözülebilen en derin katmana kadar hesaplanan P- dalga hızları, 3.1 km/sn ile 6.6 km/sn arasında değişmektedir. Havza içerisinde, yüzeye yakın düşük hızlı (VP ≤ 3.5 km/sn) katmanlar çoğunlukla Kuvaterner yaşlı genç çökellere karşılık gelirken, Babadağ, Buldan ve Çökelezdağı yükselimleri altında hızları (VP ≥ 6.0 km/sn) aynı derinlikteki çevre kayaçlara göre çok daha yüksek olan zonlar ise Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı metamorfik birimlere karşılık gelmektedir. Bölgenin elde edilen VP anomalileri değerlendirildiğinde, Denizli havzası altında hızların genellikle düştüğü, havza kenarlarındaki topoğrafik yükseltiler altında ise başlangıç değerlerine göre daha da arttığı gözlenmiştir (Şekil 3). Bununla birlikte havza içerisinde yer yer yüksek hızlı yapılara da rastlanmıştır. Bunlar, havza geometrisi ve oluşumu hakkında önemli bilgiler vermektedir. Özellikle 2 km'den daha derin katmanlarda, bölgenin kuzeydoğusu ile güneybatısına ait havza tabanı derinlikleri ile geometrilerinde farklılıklar olduğu dikkati çekmektedir. Havza tabanı, homejen düzgün bir yapıda olmayıp, bölgenin baskın tektonik rejiminde gelişen fay sistemlerinin ve magmatik sokulumların (yüksek hızlı anomaliler) etkisiyle heterojen bir yapıdadır. 3-B VP düşey kesitlerden, normal faylarla biçimlendirilmiş havza kenarı topoğrafyasındaki eğimin derinlere doğru devam ettiği gözlenmiştir. Bunlar daha çok Babadağ Fayı, Honaz Fayı ve Pamukkale Fayı gibi havza sınırlarındaki faylara ilişkin anomalilerdir ve eğimleri bölgede yapılmış diğer çalışmalarla (Jones ve Westaway, 1991; Seyitoğlu ve Scott, 1992; Westaway, 1993; Alçiçek ve diğ., 2007) saptanan eğim değerleri ile uyumluluk göstermektedir.

3-B VP/VS anomalileri incelendiğinde ise VP anomallerinden çok daha farklı görünüme sahip oldukları saptanmıştır (Şekil 3). 3-B yerel deprem tomografisinde, P- dalga hızındaki değişimler litolojik farklılıklara karşılık gelirken, VP/VS oranındaki değişimler ise kayacın fiziksel özelliklerindeki değişimler ile ilgili olmaktadır. Jeotermal bakımdan aktif bölgelerde gözlenen VP/VS anomalileri, çoğunlukla kayaç dokusuna, poroziteye, gözeneklerdeki sıvı içeriğine, gözenek basıncına, sıcaklığa ve gözenek şekline bağlıdır (Takei, 2002). Denizli havzası ve dolayı için elde edilen 3-B VP/VS anomalilerin çoğunun havza altındaki kayaç özelliklerinin değişim gösterdiği bölgelere karşılık geldiği görülmüştür. Bu bölgeler, Denizli havzası içerisindeki çatlak, kırık sistemlerinin yoğun olduğu alanlardır. Dolayısı ile bu fay zonları, kayacın fiziksel özelliklerinin değiştiği bir çeşit ezilme zonudur. Böyle bir ortam içerisinde sismik hızlar ister istemez değişecektir. Bu değişim, ezilme zonun içerdiği malzeme ile doğrudan ilişkilidir. Eğer, ezilme zonu içerisindeki gözenekler tamamen boş veya herhangi bir gaz içeriyorsa, S- hızında fazla bir değişim olmazken P- dalga hızında çok fazla bir düşüş gözlenecek ve sonuç olarak VP/VS oranı düşecektir. Eğer gözenekler bir sıvı ile dolu ise bu defa tam tersi bir durum söz konusu olacak ve VP/VS oranı artacaktır. Bu durumu etkileyen diğer bir önemli etken de basınçtır. Ezilme zonu içerisindeki malzemenin basınç altındaki değişimi, VP/VS oranını etkileyecektir. Derinlik aralığına, mikro-kırık varlığına, sıvı içeriğine ve ısı değişimlerine bağlı olarak basınçtaki değişimin, VP/VS oranlarının artmasına veya azalmasına neden olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından gözlenmiştir (Nicholson ve Simpson, 1985; Bonner et al., 1998; Patane´ ve diğ., 2002). VP/VS oranı için elde edilen tomografik görüntülerden, yukarıda söz edilen her iki durumun varlığı da tespit edilmiştir. Yani hem düşük hem de yüksek VP/VS anomalileri gözlenmiştir.

Tüm bölge için elde edilen VP/VS oranlarının 1.36 ile 2.09 arasında değiştiği bulunmuştur. Tüm tomografik kesitler incelendiğinde, düşük VP/VS (≤1.65) oranına sahip zonlar havza içerisinde çok yaygın olarak olarak görülmemektedir (Şekil 3). En belirgin anomaliler havza içerisinde, Profil 8 ile Profil 16'nın kesiştiği (Sarayköy ile Akköyü birleştiren hattın orta noktasında) bir bölgede ve ayrıca Profil 7 ile Profil 18'in kesiştiği, Hierapolis antik kentinin bulunduğu bölgeye yakın bir alanda gözlenmektedir (Şekil 3). Hem düşük VP hem de düşük VP/VS oranına çoğunlukla gaz içerikli kayaçlar neden olmaktadır. Bu gaz içeriği buhar ya da karbondioksit (CO_2) halinde bulunabilmektedir (Zandomeneghi ve diğ., 2008; Moretti ve diğ., 2009; Husen ve diğ., 2004; Vanorio ve diğ., 2005; Julian ve diğ., 1996, 1998). Aslında su-buhar dönüşüm mekanizmasının kesme modülünden (shear module) çok sıkıştırılabilirlik üzerinde büyük bir etkisi vardır.



Şekil 3. 3-B ters çözüm sonucu elde edilen VP ve VP/VS modellerinin ait düşey kesitler. Kesitler harita üzerindeki **a)** Denizli havzası boyunca (KB-GD) ve **b)** dik yönlerde (GB-KD) belirlenmiş profiller boyunca alınmıştır. Her bir kesit üzerine düşen depremlerin iç merkez dağılımları siyah dairelerle gösterilmiştir. Kesikli çizgi ile numaralandırılmış alanlar, kesitlerdeki belli başlı anomali tiplerini göstermektedir.



Şekil 3. Devam.

Aslında su-buhar dönüşüm mekanizmasının kesme modülünden (shear module) çok sıkıştırılabilirlik üzerinde büyük bir etkisi vardır. Bu tür zonlarda, VS hızlarında pek bir değişim olmazken VP hızları önemli ölçüde düşmektedir. Dolayısıyla bu tür bölgeler düşük VP ve VP/VS anomalileri vermektedir. Bununa birlikte Denizli havzasında görülen düşük VP/VS anomalileri, CO_2 bakımından doygun zonlarla da ilişkilendirilebilir. Burada CO_2'nin hangi kökenden geldiği son derece önemlidir. Bunun için iki kaynaktan söz edilmektedir. Blavoux ve diğ. (1982), Şimşek ve diğ. (2000), Özler (2000) Pamukkale termal kaynaklarının CO_2 gazında bulunan $\delta^{13}C$ izotop değerlerine göre, CO_2 gazının kökenin karbonatlı kayaçların metamorfizması olabileceğini belirtmiştir. Bununla birlikte Filiz (1984), Ercan ve diğ. (1994), Güner ve Elhatip (1999), Dilsiz (2006) CO_2 gazının kökenin manto kaynaklı olduğunu önermişlerdir. Tomografik kesitlerde kimi düşük VP/VS oranı veren bölgelerde (örneğin Profil 7 ile Profil 18'in kesiştiği bölgede) ise VP'nin normal değerler dolayında bulunduğu gözlenmiştir. Bu tür yerler, Hauksson ve Haase (1997) tarafından kuvarsça zengin ince kıtasal kabuk plakaları olarak karakterize edilmiştir. Havzanın genelinde gözlenen yüksek VP/VS (≥1.85) oranına sahip anomaliler ise suya doygun çatlak ve kırık zonlarına veya yüksek gözenek suyu basıncına karşılık gelmektedir. Bu bölgelerin önemli bir bölümünde VP hızlarının da yüksek olduğu gözlenmiştir. Denizli havzası etrafındaki yükselimler, graben içerisindeki faylar boyunca yüzeye çıkan hidrotermal akışkanın depolandığı hazne kayaçları ve bu hidrotermal sistemi besleyen önemli kaynaklardır (Özler, 2000). Profiller boyunca alınan düşey tomografik kesitlerde (Şekil 3) gözlenen yüksek VP/VS anomalilerinin, bu hidrotermal sistem içerisindeki akışkanın dolaşım yollarına karşılık geldiği şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca, 3-B VP/VS yatay kesitler incelendiğinde, özellikle yüzeye yakın katmanlardaki (<4 km) yüksek VP/VS anomalilerinin, genellikle faylarla sınırlanan havza kenarları boyunca dağılım gösterdiğini görmekteyiz. Bunların bir kısmı (özellikle havzanın kuzey sınırı boyunca olanlar) günümüzde halen kullanılmakta olan termal suların çıkış noktalarına veya yakınlarına rastlamaktadır.

Günümüzde birçok araştırmacı, jeotermal sistem ile depremsellik arasında yakın bir ilişki olduğunu söylemektedir. Denizli havzası ve dolayındaki aktif jeotermal sistemi de bölgenin sismik etkinliğini arttırmada önemli rol oynayan nedenlerden biri olarak sayabiliriz. Havza doğrultusuna dik ve paralel düşey kesitlerden, yüksek VP/VS oranına sahip bölgelerde çok sayıda depremin meydana geldiği görülmektedir. Bu olay, yüzey sularının kırıklar yolu ile derinlere inerek, bölgedeki mağmatik yapının da etkisiyle, basıncının artması ve kayaç dayanımını aşarak sismik etkinliğe yol açması şeklinde açıklanabilir. Tapırdamaz ve diğ. (2009) tarafından 24 Aralık 2008 - 31 Ağustos 2009 tarihleri arasında yapılan son sismolojik gözlem ve çalışmalara göre, Denizli havzası ve dolayının sismik etkinliğinde bir artış olduğu ve depremlerin büyük çoğunluğunun bu çalışma sonucu elde edilen yüksek VP/VS zonlarında oluştuğu sonucuna varılmıştır.

5. SONUÇLAR

Denizli ve havzası dolayında kaydedilen yerel depremler kullanılarak, bölgenin 1-B ve 3-B sismik hız yapısı yaklaşık 20 km derinliğe kadar hesaplanmıştır. 1-B sismik hız modellerine göre bölge 24 km derinliğe kadar 5 katmandan oluşmaktadır. Daha derin bölgeler veri yetersizliğinden dolayı çözülememiştir. 3-B tomografik ters çözüm sonucu her ne kadar 20 km derinliğe kadar çözüm sağlansa da güvenilir sonuçlar, deniz seviyesinden itibaren ilk 15 km derinliğe kadar elde edilebilmiştir. Havza sınırları ve tabanı, VP anomalilerinden kolayca izlenebilmektedir. Yüzeye yakın sığ katmanlardaki (≤ 2 km) düşük VP (≤ 3.5 km/sn) anomalileri, Denizli havzasının Kuvaterner yaşlı sedimanlarına karşılık gelmektedir. Buna karşın yine yüzeye yakın yüksek VP (≥ 6.0 km/sn) zonları ise magmatik kökenli sokulumlar olarak yorumlanmaktadır. Çoğunlukla dağ oluşumlarının hemen altında ve daha derin katmanlarda görülen diğer yüksek hızlı VP anomaliler ise Paleozoik ve Mesozoik yaşlı birimlere karşılık gelmektedir. 3-B tomografik sonuçlara göre bölgede yaygın bir şekilde yüksek VP/VS (≥1.85) anomalileri gözlenmiştir. Daha çok sığ kesimlerde gözlenen bu zonlar, yüksek basınçlı ve suya doygun bölgelere karşılık gelmektedir. Diğer taraftan, VP'nin düşük olduğu zonlara eşlik eden düşük VP/VS (≤1.65) anomalilerinin gözlendiği bölgeler ise CO_2'e doygun zonların varlığını göstermektedir. Tüm tomografik sonuçlara göre bölgenin depremselliğinin hidrotermal sistemle bir ilişki içerisinde olduğu saptanmıştır. Denizli havzasında meydana

gelen depremlerin çoğu yüksek VP/VS zonlarında veya yakınlarında bulunmaktadır. Bu da hidrotermal sistemin tektonikle beraber bölgedeki depremsellikte önemli rol aldığını göstermektedir.

KAYNAKLAR

Alçiçek, H., Varol, B., and Özkul, M. (2007). Sedimentary Facies, Depositional Environments and Palaeogeographic Evolution of The Neogene Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey, *Sedimentary Geology*, 202, 596–637.

Altunel, E. (2000). L'attivita sismica a Hierapolis e nelle zone limitrofe (Hierapolis ve yakın çevresinde tarihsel deprem aktivitesi) Ricerche Archeologiche Turche Nella Vale del Kykos, (Lykos Vadisi Türk Arkeoloji Araştırmaları). Francesco D'Andria and Francesca Silvestrelli (eds.), Universita Di Lecce, Italy, 229-325.

Berge, P.A., and Bonner, B.P. (2002). Seismic velocities contain information about depth, lithology, fluid content and microstructure. In: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, pp. UCRL-JC-144792.

Bonner, B., Roberts, J., Duba, A., and Kasameyer, P. (1998). Laboratory studies of Geysers rock, and impacts on exploration. *Geothermal Annual Program Review for DOE*.

Dilsiz, C. (2006). Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data. *Hydrogeol. J*. 14, 562–572.

Ercan, T., ve Ölmez, E., (1994). Kuzey ve Batı Anadolu'da Sıcak ve Mineralize Sular ile İçerdikleri Gazların Kimyasal ve İzotopik Özellikleri, *TJK Enerji Bülteni*, 1-2.

Erees, F. S., Aytaş, S., Sac, M. M., Yener, G., and Şalk, M. (2007). Radon Concentrations In Thermalwaters Related To Seismic Events Along Faults In The Denizli Basin,Western Turkey, *Radiation Measurements*, 42, 80-86.

Filiz, Ş., (1982). Ege Bölgesindeki Jeotermal Alanların O18, H2, H3, C13 İzotoplarıyla İncelenmesi, Doçentlik Tezi, EÜ. Yer Bilimleri Fakültesi, 95 s, İzmir.

Güner, İ.N., ve Elhatip H. (1999). Pamukkale Yöresi (Denizli) Termal Kaynaklarının Hidrokimyasal ve İzotopik İncelenmesi, *N.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi*, ISSN. 1301-6644, Cilt. 3, Sayı.1, S. 35-47.

Hauksson, E. and Haase, J.S. (1997). Three-dimensional Vp and Vp/Vs velocity models of the Los Angeles basin and central Transverse Ranges, California, *J. Geophys. Res*., 102, 5423-5453.

Husen, S., Smith, R.B., Waite, G.P. (2004). Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomography imaging. *J. Volcan. Geotherm. Res*. 131, 397–410.

Jones M. and Westaway R. (1991). Microseismicity and structure of the Germencik area, western Turkey, *Geophys. J. Int*. 106 293-300.

Julian, B.R., Ross, A. Foulger, G.R. and Evans, J.R. (1996). Three dimensional seismic image of a geothermal reservoir, *Geophys. Res. Lett*., 23(6), 685–688.

Julian, B.R., Pitt, A.R.and Foulger, G.R. (1998). Seismic image of a CO2 reservoir beneath a seismically active volcano, *Geophys. J. Int*., 133, F7–F10.

Moretti, M., De Gori, P., Chiarabba, C. (2009). Earthquake relocation and three-dimensional Vp and Vp/Vs models along the low angle Alto Tiberina Fault (Central Italy): evidence for fluid overpressure, *Geophys. J. Int.*, 176, 3, 833-846.

Nicholson, C., and Simpson, D.W. (1985). Changes in Vp/Vs with depth: implications for appropriate velocity models, improved earthquakes locations and material properties of the upper crust, BSSA, 75, 1105–1123.

Özgüler, M.E. Turgay, M.I. ve Şahin, H. (1984). Denizli Jeotermal Alanlarında Jeofizik Çalışmalar, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 99, 129-142,

Özgür, N., Geochemical Signature of the Kızıldere Geothermal Field, Western Anatolia, Turkey, International Geology Review, 44, 153–163, (2002).

Özler, H. M. (2000). Hydrogeology and hydrochemistry in the Çürüksu (Denizli) hydrothermal field, western Turkey. *Env Geology*, 39(10):1169–1180.

Patane´ , D., Chiarabba, C., Cocina, O., De Gori, P., Moretti, M., and Boschi, E. (2002). Tomographic images and 3D earthquake locations of the seismic swarm preceding the 2001 Mt. Etna eruption: evidence for a dyke intrusion. *Geophys. Res. Lett*. 29, 1497, doi:10.1029/2001GL014391.

Seyitoğlu, G., and Scott, B.C. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geol. Mag*. 129, 239-42.

Şimşek, Ş., (1984). Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice Alanının Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları. Mineral Res. Expl. Direct. Turkey (MTA), Scientific Report No: 7846, p. 85. Ankara, Turkey (in Turkish).

Takei, Y. (2002). Effect of pore geometry on Vp/Vs: from equilibrium geometry to crack, *J. Geophys. Res*. 107, doi:10.1029/2001JB00522.

Tapırdamaz, M. C., Tan, O., Ergintav, S., Yörük, A., Papuccu, Z., İnan, S., İravul, Y., Tüzel, B., Karaaslan, A., Sevim, F., Açıkgöz, C., Tarancıoğlu, A., Tan, E., Göknil, C., Kılıç, T., Zünbül, S., Karakısa, S. ve Kaplan, M., (2009). Denizli Baseni Deprem Aktivitesinin Bölge Tektoniği ile İlişkisinin Araştırılması, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 13. Çalıştayı, Onsekiz Mart Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Çanakkale, 08-11 Ekim.

Utku, M. (2009). Etkinlik ve Yığınsal Etkinlik Dönemlerine Göre Denizli Depremlerinin Analizi, *MTA Dergisi*, 138, 9-34.

Vanorio, T., Virieux, J., Capuano, P., and Russo, G. (2005). Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera, *J. Geophys. Res*., 110, B03201, doi:10.1029/2004JB003102.

Westaway, R. (1993). Neogene Evaluation of the Denizli Region of Western Turkey. *Journal of Structural Geology*. 15, 37-53.

Zandomeneghi, D., Almendros, J., Ibanez, J., Saccorotti, G. (2008). Seismic tomography of Central Sao Miguel, Azores, Phys. Earth Plan. Int., 167, 8–18.