



İsparta yerleşim alanı kuzey kesiminin sığ S-Dalgası kesitinin çıkarılmasında Kırınım-Mikrotitreşim Tekniğinin (ReMi) kullanılması

Use of Refraction-Microtremor Technique (ReMi) of shallow S-wave truncation of the northern edge of Isparta urban area

Zakir KANBUR¹, Muhittin GÖRMÜŞ², Süveyla KANBUR²

¹ Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İSPARTA

² Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İSPARTA

Geliş (received) : 11 Nisan (April) 2008

Kabul (accepted) : 21 Temmuz (July) 2008

ÖZ

Sismik Kırılma-Mikrotitreşim (ReMi) tekniği, yüzeye yakın tabakalara ait ortalama makaslama dalgası hız yapısını elde etmek için geliştirilmiş bir yöntemdir. Bu yöntem, Isparta'nın kuzeyinde, temelde yer alan Üst Kretase yaşlı karbonatlar, Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılılar ile Pliyo-Kuvaterner yaşlı daha genç çökeller arasındaki yapının ortaya konması amacıyla kullanılmıştır. Pliyo-Kuvaterner yükseltisini yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda kesen bir profil boyunca toplam 15 noktada ReMi verisi elde edilmiştir. Bu veriler, derinliğe ve makaslama dalgası hızına dönüştürülerek profil boyunca ana kaya topoğrafyası ve ana kayaya kadar mevcut tabaka derinlikleri ile hızları belirlenmiştir. Hızlar ve derinlikler dikkate alınarak olası faylanma noktaları saptanmıştır. Arazi ve ReMi verileri, yaklaşık BKB ve KB-GD doğrultulu olası eğim atımlı normal fayların Pliyo-Kuvaterner yükseltisinin oluşumunda etkili olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, bu çalışmayla ReMi tekniği kullanılarak yüzeye yakın ana kaya ve güncel yapıların kolayca ortaya konabileceği gösterilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Isparta havzası, makaslama dalga hızı, Rayleigh dalgası dispersiyonu, sismik-kırılma mikrotitreşim tekniği.

ABSTRACT

The refraction-microtremor (ReMi) technique has been recently developed to obtain near subsurface average shear-wave velocity. The technique is used in this study for the purpose of delineating the subsurface structure between the Upper Cretaceous carbonates, Paleocene-Eocene clastics and the Plio-Quaternary sediments. ReMi data along a profile at the edge of the northernmost Isparta Basin were collected at 15 sites and converted to velocity and depth section. In addition to the basement topography, the subsurface layers and their depths, and velocities were determined. By considering depth and the corresponding velocity along the profile, possible fault location was interpreted. The field and ReMi data obtained suggest that the Pli-Quaternary topography is controlled by possible WNW and NW-SE normal fault systems. In conclusion, this study shows that the ReMi technique may also be useful method for delineating near surface bedrock topography and involving structure such as fault in addition to shear-wave velocity information.

Keywords: Isparta basin, shear-wave velocity, Rayleigh wave dispersion, refraction microtremor technique.

GİRİŞ

Çökel havzalarda ana kaya topoğrafyası ve bunları örten çökellerin neo-tektonik yapılarının belirlenmesi, özellikle deprem bölgelerinde önemli konulardan biridir. Jeofizikte sismik, gravite vb. gibi değişik birçok teknik bu amaçla kullanılmaktadır. Bu tekniklerin amaç, zaman, fiyat ve yer uygunluğu gibi kısıtlamaları göz önüne alındığında, en ekonomik olan yöntemin seçilmesinin önemi ortaya çıkmaktadır.

Son yıllarda geliştirilen kırılma-mikrotitreşim (ReMi) tekniği (Louie, 2001), 30 m ortalama S dalgası hızı (V_{s30}) ve yeterli açılımla 100 m derinliğe kadar tabaka kalınlıklarının ve hızlarının belirlenmesi için kullanılmaktadır. Oldukça kolay ve ekonomik görünen bu teknik, bilinen kırılma sismiği cihazı ve çevresel gürültünün sismik kaynak olarak kullanılmasıyla yer altındaki tabaka kalınlıkları ve makaslama dalga hızlarının belirlenmesine dayanır. Gerek log verileriyle, gerekse aynı amaçla geliştirilen diğer tekniklerle yapılan karşılaştırmalar, ReMi tekniğinin iyi sonuçlar verdiğini göstermektedir (Louie, 2001; Scott vd., 2004; Thelen vd., 2005; Richwalski vd., 2007; Anderson vd., 2007; Chávez-García vd., 2007).

Saha ve çevresi ile Isparta Büklümü kuzeyinde, bugüne kadar çok sayıda tektonik ve stratigrafik amaçlı araştırmalar gerçekleştirilmiştir (Gutnic vd., 1979; Koçyiğit, 1983 ve 1984; Karaman vd., 1988; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995; Yağmurlu vd., 1997; Poisson vd., 2003a ve 2003b; Robertson vd., 2003; Alçiçek vd., 2005). Buna karşın, temel kayalar ile bunları örten genç çökeller arasındaki yapıyı jeofizik yöntemleri kullanarak değerlendiren bir araştırmaya rastlanmamıştır. Bu çalışma, ReMi tekniğini kullanarak ilk kez bir sahada ana kaya ile bunları örten çökeller arasındaki yapıyı ortaya koymak amacını taşımaktadır. Elde edilen sonuçların, özellikle güncel tektonik hatların belirlenmesine katkı sağlaması hedeflenmiştir.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİK KONUMU

Çalışma sahasındaki stratigrafik amaçlı çalışmalarda (Gutnic ve Poisson, 1970; Gutnic, 1977; Gutnic vd., 1979; Yalçınkaya, 1989; Akbulut, 1980; Sariz, 1985; Karaman vd., 1988; Kara-

man, 1990; Karaman, 1994; Görmüş ve Özkul, 1995), temelde Üst Kretase yaşlı otokton Söbüdağ kireçtaşı biriminin yer aldığını belirtilmektedir. Temel kayaları, Paleojen yaşlı kırıntılı çökeller örtmektedir. Sahada Pliyosen-Kuvaterner yaşlı birimler olarak Gölcük volkanikleri ve güncel çökeller gözlenmektedir. Saha ile ilgili stratigrafik ve tektonik bilgiler aşağıda özetlenmiştir.

Üst Kretase karbonatları: Sahada Üst Kretase; kalın, masif tabakalı Söbüdağ kireçtaşı ve plaketli, ince-orta tabakalı Senirce kireçtaşı ile temsil edilir. Sığ denizel karakterli kireçtaşları olan Söbüdağ kireçtaşının Davras kireçtaşlarının üst kesimlerine karşılık geldiği belirtilmektedir (Görmüş ve Özkul, 1995). Üst Kretase yaşlı karbonatlar açık denizel özellikte Senirce kireçtaşı (Çiğdemtepe kireçtaşı) ile sonlanırlar.

Paleojen kırıntılıları: Koçtepe ve Isparta formasyonu olarak bilinen kırıntılı çökeller Üst Kretase yaşlı karbonatları uyumsuz olarak örter (Karaman vd. 1988). Bu ilişkiyi farklı şekillerde yorumlayan çalışmalar da bulunmaktadır. Açık denizel karakterli bu kırıntılı kayalar kumtaşı, kilitaşı, marn ve çakıltası aralanmalarından oluşmaktadır. Paleojen'in temelini daha ince kırıntılı kayalar oluştururken, üste doğru ritmik aralanmalı kırıntılıların yaygın olduğu gözlenir.

Gölcük volkanikleri: Çünür Tepe çevresinde gözlenen trakiandezitik ve volkanokırıntılı çökeller, temeldeki kayaları keserek çıkan Pliyo-Kuvaterner yaşlı kayaları temsil ederler.

Pliyo-Kuvaterner çökelleri: Sahada, etek ve ova çökelleri olmak üzere iki farklı çökel alanı bulunmaktadır (Görmüş vd., 2003).

Isparta Büklümü veya Isparta üçgeni gibi adlarla bilinen batı Toros kesimi, tektonik açıdan da Geç Miyosen öncesinde sıkışma (Likya, Antalya ve Beyşehir-Hoyran Nap sistemlerinin gelişimi), Geç Miyosen-günümüz zaman aralığında açılma rejimlerinin (Göller yöresinin göl grabenlerini ve dağ yükselimleri) ve deprenselliğin etkin olarak yaşandığı bir bölgedir. Miyosen öncesinde bir sıkışma tektoniğinin ve bindirmelerin gerçekleştiği Isparta çevresinde bölgenin, doğu kesimde Beyşehir-Hoyran napları, batıda Likya napları ve orta kesimde ise Antalya naplarının etkisinde kaldığı bilinmektedir (Koçyiğit, 1983 ve 1984;

Şenel, 1984 ve 1997; Robertson, 1993; Robertson, 2000; Glover ve Robertson, 1998; Temiz vd., 2001; Poisson vd., 2003a ve 2003b; Şentürk ve Yağmurlu, 2003). Geç Miyosen sonrası-günümüz aralığında ise, bir sıkışma fazı ile keşilmiş iki ayrı genişleme döneminin varlığından, bunlardan sonuncusunun da Pliyo-Kuvaterner yaşlı neotektonik dönemde geliştiğinden söz edilmekte olup, oluşan göllerin birer graben havzası olduğu belirtilmektedir (Koçyiğit, 1983, 1984, 2003 ve 2005; Koçyiğit ve Özacar, 2003; Koçyiğit ve Deveci, 2007; Yağmurlu vd., 1997; Poisson vd., 2003a ve 2003b; Robertson vd., 2003; Yağmurlu, 2000). Bu genişlemenin D-B (Eğirdir, Kovada fayları), KB-GD (Burdur fayları), KD-GB (Aksu fayı, Beyşehir fayları) ve K-G (Acıgöl fayları) olduğu düşünülürse, farklı yönlerdeki gerilmelerin neo-tektonik dönemde etkin olduğu gözlenir. Benzer şekilde, volkanik dayk gelişimleri de (Pliyo-Kuvaterner yaşlı Gölcük volkanikleri ile ilişkili) dikkate alındığında farklı yönlerde çekme gerilmeleri ile bükümün şekillendirildiği görülür. Antalya'nın kuzeyinde bulunan Harmançık, Şuhut, Dombayova, Gölcük-Isparta, Eğirdir-Kovada, Tavas ve Antalya çöküntülerinin doğu ve batı kenarını sıralayan fay takımları K-G gidişli olup, bu fayların kinematik analizi ve neden olduğu depremlerin odak mekanizması çözümleri, faylar boyunca güncel genişlemenin D-B yönünde olduğunu göstermektedir (Koçyiğit, 2000). Glover ve Robertson (1998), Aksu havzası ve Kovada grabenini çevreleyen ve Eğirdir gölünde birleşen bir iç Isparta açısının varlığından da söz etmektedirler. Isparta Ovası, Isparta açısının kuzey merkezi civarlarında yer almaktadır. KD gidişli Burdur Fay Zonu; Isparta üçgenininin batı kenarını, KB gidişli Akşehir Fay Zonu ise doğu kısmını oluşturur (Koçyiğit ve Özacar, 2003).

Çalışma sahasında önceden belirlenmiş olan Söbüdağ fayı yaklaşık K-G gidişli olup Söbüdağ yükselimini kontrol etmektedir (Karaman vd., 1988; Görmüş ve Özkul, 1995). "V Kuralı" ve kesen-kesilen birimler dikkate alındığında, Söbüdağ fayı düşeye yakın eğim atımlı bir fay olarak yorumlanmaktadır. Süleyman Demirel Üniversitesi Kampüsü'nden (Şekil 1) batıya doğru Isparta-Çimento Fabrikası çevresine kadar yaklaşık 5-6 km uzanan bu fayın doğu kesimlerine Paleojen kırıntılılarına rastlanmaktadır.

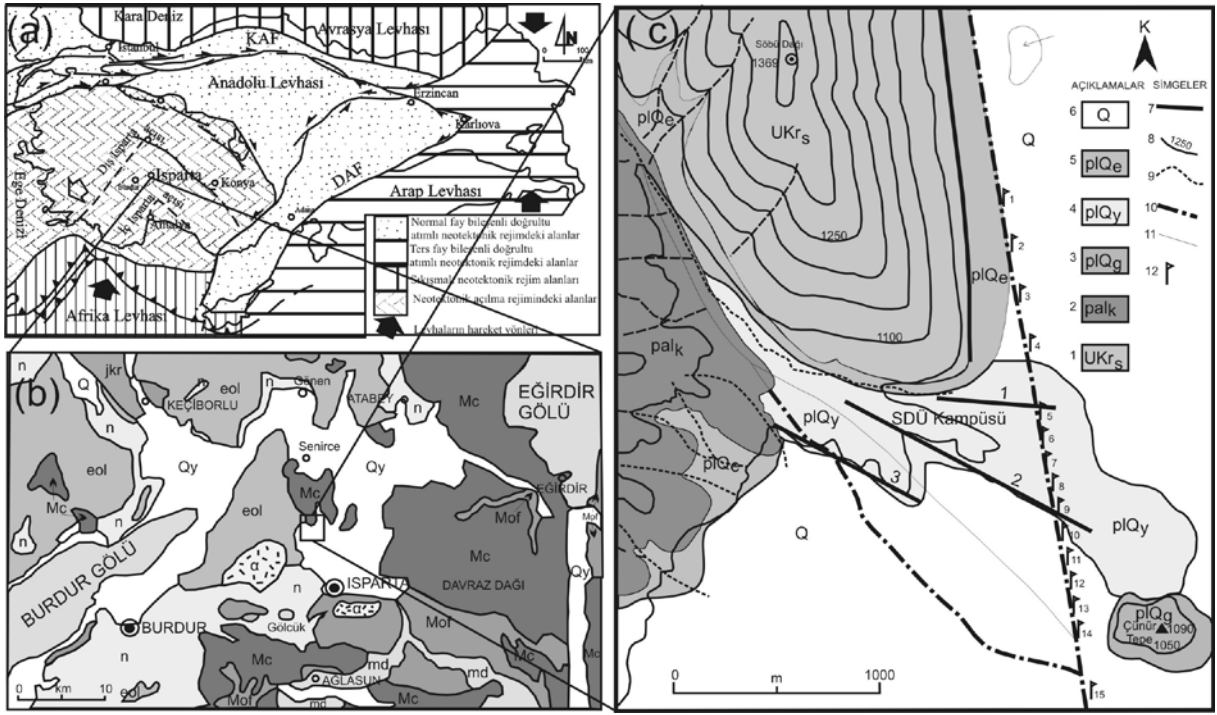
YÖNTEM

Bu çalışmada, yüzeye yakın ana kaya topografyası ve tabakaların yapısal özelliklerinin belirlenmesi için ReMi tekniği kullanılmıştır. ReMi tekniği, neotektonik dönemde Batı Anadolu genişleme rejimi içerisinde şekillenen Isparta grabeninin kuzey kenarında Söbüdağ kireçtaşı ile ova çökelleri arasında kalan ve yamaç düğüntüleri ile alüvyal yelpazenin oluşturduğu bir yükselti üzerinde uygulanmıştır (Şekil 1). Çalışmada, belirlenen alanda 100 m derinliğe kadar olan yapıların derinlikleri ve hızlarının elde edilmesi için temel olarak V_{s30} olarak bilinen 30 m derinlik ortalama S- dalgası hız bilgisi için Louie (2001) tarafından geliştirilen ReMi tekniği kullanılmıştır. Teknik, temel olarak iki ilkeye dayanır. Birincisi trafikten, ya da başka nedenlerden kaynaklanan çevresel gürültülerin standart sismik kırılma ekipmanı kullanılarak belirli bir zaman süresince çizgisel olarak kaydedilmesidir. Çalışmada 4.5-14 Hz düşey jeofonlar kullanılmıştır. Kullanılan jeofonların doğal frekansı derinlik penetrasyonunun jeofon frekansı ile ters orantılı olması nedeniyle hedef derinliğe bağlıdır. Ayrıca, x ve t boyutları, hedeflenen derinliğe göre değişmektedir. V_{s30} için 100-150 m açılım yeterli iken, 100 m derinlik için 250-300 m açılım uygundur. İkinci ilke ise, veri kaydının yavaşlama (hızın tersi)-frekans (p,f) dönüşümünün yapılmasıdır. Bu yolla Rayleigh dalgası diğer dalgalardan ayrılır ve görünür hıza karşı gerçek faz hızı saptanır.

S-dalgası hız bilgisinin elde edilmesi temel olarak 4 adımdan oluşmaktadır. Birinci adımda aşağıda verilen ifadeyle, düşey partikül hızının $p-\tau$ dönüşümü yapılmaktadır (Thorson ve Claret, 1985).

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum A(x = jdx, t = idt = \tau + px) \quad (1)$$

$p-\tau$ dönüşümü, çeşitli x noktalarında aynı anda ölçülmüş izlerden oluşan bir sismik kayıt $A(x,t)$ boyunca çizgi entegrali olarak tanımlanmaktadır. Yavaşlama $p = dt / dx$ ile tanımlanır ve x doğrultusundaki eğimi verir. x ve t Δx ve Δt şeklinde (1) nolu eşitlikte gösterildiği gibi, ayrıklandırılır ve integral bu ayrık değerlerin toplamından oluşur. Dönüşümde ortaya çıkan eğim-



Şekil 1. (a) İnceleme sahasının yer bulduru haritası (Koçyiğit ve Özacar, 2003'den değiştirilerek hazırlanmıştır), (b) 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Pamir ve Erentöz, 1963'den değiştirilmiştir; Q: Kuvaterner, karasal, ayrılmamış, Qy: Holosen yeni alüvyon, n: Neojen, karasal, ayrılmamış, α : Andezit, spilit, porfirite, md: Miyosen, denizel, ayrılmamış, eol: Eosen-Oligosen, Mc: Mesozoyik-Tersiyer (geniş kapsamlı seri), Mof: Mesozoyik (ofiyolitli seri), Ekseriya Kretase, jkr: Jura-Kretase ve (c) çalışma sahası ve çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (1. UKrs. Üst Kretase karbonatları -Söbüdağ kireçtaşı, 2. palk. Paleojen kırıntılı çökelleri-Kayıköy formasyonu., 3. plQ_g. Pliyo-Kuvaterner Gölçük volkanikleri, 4. plQ_y. Pliyo-Kuvaterner alüvyal yelpaze, 5. plQ_e. Pliyo-Kuvaterner etek döküntüleri, 6. Q. Ova çökelleri, 7. Eğim atımlı faylar, 8. Düzceç eğrileri, 9. Vadi, 10. Asfalt yol, 11. Tali yol, 12. ReMi ölçü noktaları).

Figure 1. (a) Location map of the study area, (b) geological map of the area with a scale of 1/500,000 (modified from Pamir and Erentöz, 1963; Q: Quaternary, terrestrial, undifferentiated, Qy: Holocene alluvium, n: Neogene, terrestrial, undifferentiated, α : Andesite, spilit, porfirite, md: Miocene, marine, undifferentiated, eol: eocene-oligocene, Mc: Mesozoic-Tertiary (comprehensive serie), Mof: Mesozoic (ophiolitic serie), mainly Cretaceous, jkr: Jurassic-Cretaceous, and c) simplified geological map of the study area and its surroundings, 1. UKrs. Upper Cretaceous carbonates-Söbüdağ limestone, 2. palk. Paleogene clastics-Kayıköy formation, 3. plQ_g. Plio-Quaternary aged Gölçük Volcanics, 4. plQ_y. Plio-Quaternary aluvial fan, 5. plQ_e. Plio-Quaternary slope deposits, 6. Q. Quaternary plain deposits, 7. Faults, 8. Elevation contours, 9. Valley, 10. Asphalt road, 11. Road, 12. ReMi survey points).

ler boyunca belirlenen τ değerine karşı gelen x değerlerinden p değeri belirlenir. Eğimi veren doğru boyunca her izdeki genliklerin toplamı, belirlenen τ ve p çiftine karşılık gelecektir ki bu faz hızını verir.

İkinci adım veri, $p-\tau$ ortamından $p-f$ ortamına McMechan ve Yedlin (1981)'in gösterdikleri gibi Fourier dönüşümünden oluşmaktadır.

$$F(p, f = mdf) = \sum A(p, \tau = kdt) e^{i2\pi m k d f} \quad (2)$$

Bu dönüşümü izleyen üçüncü adımda, Louie (2001) tarafından gösterildiği gibi, güç spektrumu alınır. Güç spektrumu $F(p, f)$ ile bunun karmaşık eşleniğinden oluşur.

$$S(p, f) = F(p, f) \cdot F(p, f) \quad (3)$$

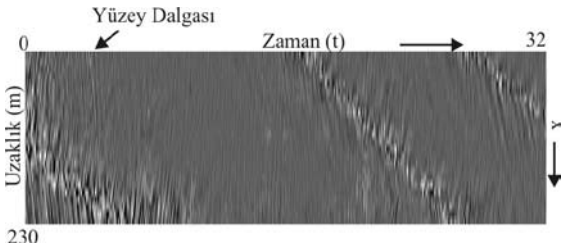
Bu şekilde alıcı profili boyunca $p-\tau$ çiftinin düz ve ters yöndeki dönüşümlerinin toplamı alınır.

$$S(|p|, f) = F(p, f) + F(-p, f) : S_{toplum}(|p|, f) = (\sum S(p, f)) \quad (4)$$

Böylece her iki yöndeki yavaşlık değerlerinin tek bir $|p|$ ekseninde toplanması sağlanır ve toplam, $S(|p|, f) |p|, f$ uzayında elde edilmiş olur. Bu dönüşümlerin arka arkaya uygulanması sonucunda uzaklık-zaman (x, t) ortamında bulunan sismik kayıt hızının tersi olan yavaşlama ve frekans (p, f) ortamına dönüştürülmüş olur.

ARAZİ UYGULAMASI

Kuramsal olarak anlatılan yöntem, uygulamada da veri toplama, veri işlem ve ters-çözüm olmak üzere, üç aşamadan oluşmaktadır. Veri toplama aşamasında bu çalışmada 24 kanallı sismograf ve 4.5 Hz'lik jeofonlar kullanılmıştır. Çalışma alanında arazi koşullarının izin verdiği ölçüde belirlenen yükseltiyi kapsayacak şekilde ölçü noktaları belirlenmiştir. İlk dört ve son ölçü aralıkları 250 m alınırken, esas değişim beklendiği diğer ölçü noktaları 125 m ile aralıklandırılarak yaklaşık 2300 m boyunca toplam 15 noktada ReMi verisi elde edilmiştir. 100 m araştırma derinliği hedef alındığından, ReMi verisi bu hedef derinliğine göre düzenlenmiştir. Buna göre 10 m kanal aralığı, 2 ms örnekleme aralığı ile 32 s kayıtlar elde edilmiştir. Her bir araştırma

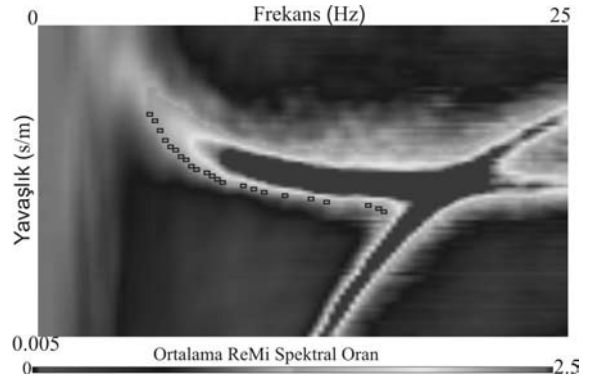


Şekil 2. 1 nolu ölçüm noktasında alınan tipik ReMi verisi.

Figure 2. Typical ReMi data collected from the the first point.

noktasında 7-10 kayıt elde edilerek ReMi spektral oranının yükseltilmesi hedeflenmiştir. Şekil 2, bir numaralı ölçü noktasından elde edilen ReMi verisini göstermektedir.

İkinci aşamada zaman uzaklık (x, t) ortamında elde edilen verilerin τ - p dönüşümü yapılarak güç spektrumları elde edilmiştir. Her araştırma noktasında kaydedilen bütün verilerin güç

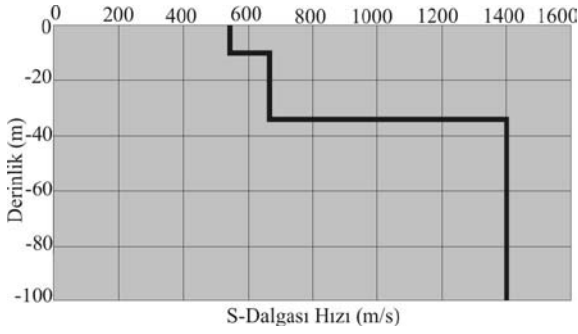


Şekil 3. Şekil 2'de gösterilen gürültü kaydının güç spektrumu.

Figure 3. Power spectrum of the data shown in Figure 2.

spektrumları incelenmiş, üst üste yığılarak ortalamaları alınmış ve veri kalitesi artırılmıştır. Şekil 3 birleştirilmiş güç spektrumunu göstermektedir. Spektrum üzerinde, uyumlu faza karşılık gelen güç spektrumu değerleri büyük olacaktır. Bunlar işaretlenerek, periyot (frekans) ile faz hızının veya hızın tersi olan yavaşlık değişimi elde edilebilir. Şekil 3'te, içi boş siyah kutular şeklinde işaretlenen değerlere karşılık gelen frekans-yavaşlık çifti kullanılarak, periyot bağımlı faz hızı eğrisi (Şekil 3'te içi boş kutucuklarla) elde edilmiştir.

ReMi ölçülerinden elde edilen güç spektrumundan gösterildiği gibi, elde edilen dispersiyon eğrisine uyan kuramsal verinin hesaplanması gerekir. Kuramsal verinin hesaplanmasında, yeraltının elastik tabakalardan oluştuğu varsayımıyla, her bir tabaka sismik S-dalgası hızı (VS), P-dalgası hızı (VP), yoğunluk (ρ) ve tabaka kalınlığı (h) olmak üzere dört parametre ile temsil edilmiştir. Rayleigh dalga hızı, daha çok tabaka kalınlığı ve S-dalga hızına bağımlı olduğundan, ters-çözüm işleminde sadece bu iki parametre kullanılabilir. Ölçülen ve kuramsal frekans bağımlı faz hızı eğrilerinin çakışmasını sağlayan tabaka parametreleri, deneme-yanılma veya ters-çözüm yöntemleri ile hesaplanır. Şekil 4'te, profilin ilk ölçü noktasından elde edilen ReMi verisinin dönüştürülmesiyle elde edilen VS ve derinlik bilgisi verilmiştir. Bu sonuç, Şekil 3'te içi boş kutucuklarla gösterilen dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal dispersiyon eğrisinden elde edilmiştir.



Şekil 4. Şekil 3'te içi boş kutucuklarla gösterilen pik dispersiyon eğrisine karşı gelen kuramsal dispersiyon eğrisinden elde edilen V_s hızları ve derinlikleri (V_s modellemesi 3 tabaka için yapılmıştır).

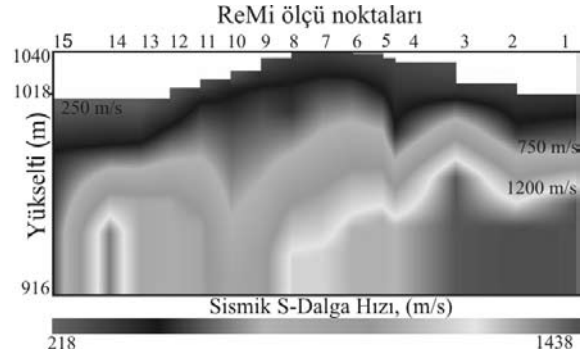
Figure 4. V_s velocity and depths obtained from theoretical dispersion curve corresponding to peak dispersion curve shown by empty box in Figure 3. (V_s is modelled for 3 layers).

BULGULAR

Çalışma alanında yaklaşık 2.5 km'lik bir profil boyunca 15 ölçü noktasında (bkz. Şekil 1c) elde edilen ReMi verisi tek tek işlenerek hız-derinlik ortamına dönüştürülmüş ve tek boyutlu bu bilgiler birleştirilerek iki boyutlu hız-derinlik kesiti elde edilmiştir (Şekil 5). Kesit yatayda 2300 m uzaklığı düşeyde 100 m'yi göstermektedir. Şekil incelendiğinde, düşey yönde 3 farklı ana hız ortamı göze çarpmaktadır. Kesit, düşey ve yanal yöndeki hız değişimleri göz önüne alınarak yorumlanmıştır (Şekil 6). ReMi kesitinden elde edilen temel hızlar ve arazi gözlemleri birleştirilerek çalışma alanına ilişkin jeolojik yorum aşağıdaki gibi özetlenmiştir.

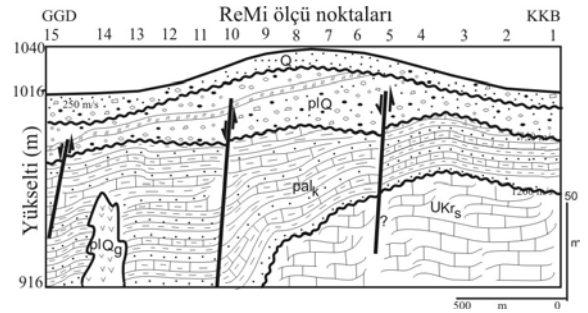
Üst Kretase karbonatları, Toroslarda Beydağları kireçtaşı olarak bilinen otokton istifeye aittirler. Karbonatlar, ReMi kesitinde (bkz. Şekil 5 ve 6) sismik makaslama hızı 1200 m/s ve daha büyük hızlara karşı gelmektedir. Kesitte bu birim, kuzeyde yaklaşık 50 m derinlikten başlayarak güneye doğru derinleşerek 9. ve 10. ölçü noktaları civarlarında ani bir derinlikle kaybolmakta ve yerini daha genç birimlere bırakmaktadır.

Paleojen kırıntılıları, ReMi kesitinde Üst Kretase karbonatlarının hemen üstünde 750-1200 m/s aralığında sismik kesme hızına sahip kaya birimleri olarak yorumlanmıştır.



Şekil 5. Hız-derinlik ortamına dönüştürülmüş toplam 15 ReMi verisinin birleştirilmesiyle elde edilmiş iki boyutlu hız-derinlik kesiti.

Figure 5. 2D depth-velocity section obtained by adding 15 ReMi data converted to depth-velocity sections.



Şekil 6. Şekil 5'deki ReMi verileri dikkate alınarak çıkarılmış enine jeoloji kesiti (UKr_s: Üst Kretase karbonatları, pal_k: Paleojen kırıntılı çökelleri, PIQ_g: Gölçük volkanikleri, PIQ_k: Pliyo-Kuvaterner çökelleri, Q: Etek ve ova çökelleri).

Figure 6. Geological cross-section obtained from the ReMi data in Figure 5 (UKr_s: Upper Cretaceous carbonates, pal_k: Paleogene clastics, PIQ_g: Gölçük volcanics, PIQ_k: Pliyo-Quaternary sediments, Q: Slope and plain deposits).

Gölçük volkanikleri, ReMi kesitinin sonuna doğru ova çökelleri altında makaslama dalgası hızı Üst Kretase karbonatları hızına yakın hız değerlerine ulaşmaktadır. 13. ve 14. ölçü noktaları civarında yaklaşık 60 m derinlikte ortaya çıkıp kısa mesafelerde kaybolan bu yapı bir dayk görünümündedir.

Pliyo-Kuvaterner çökelleri; etek alanı, vadi ağzlarında gelişen yelpaze görümlü, düşük eğimli alüvyal yelpaze çökeller ile belirgin bir geometri içermeyen yamaç döküntülerini kapsar. Graben

alanları ise daha az eğimli, rüzgar vb. çökelleri içeren kesimlerdir. Söbüdağ etekleri ile Çünür Tepe arasındaki çökellerin eski bir alüvyal yelpaze ile yeni gelişen ikincil ve üçüncül yelpazeler şeklinde olduğu düşünülmektedir. Yamaç döküntüleri Söbüdağ eteğinde gelişmiştir. Sismik makaslama dalgası hızları alüvyal yelpaze çökellerinde 350-550 m/s aralığında ortaya çıkmaktadır. Ova çökelleri ise, üniversite yerleşkesinin güney kesimlerde gözlenir ve sismik makaslama dalgası 220-350 m/s aralığındadır (bkz. Şekil 1 ve 5).

JEOLJİK YAPILAR

ReMi verisi ve saha gözlemleri dikkate alındığında, alüvyal yelpazelerin içerisinde gelişmiş üç adet eğim atımlı fay belirlenmiştir (bkz. Şekil 1 ve 6). İlk eğim atımlı fayın Söbüdağ eteğinde geliştiği düşünülür. Bu fay yaklaşık D-B gidişli olup, arazi verisine rastlanılmamıştır. ReMi tekniği ile elde edilen yeraltı görüntüsünde bu fayın dağ ve etek arasında gelişmiş bir fay olması olasıdır.

Yelpaze içerisinde gelişen ikinci fay, KB-GD gidişlidir. Söbüdağ eteğinde, Süleyman Demirel Üniversitesi Yerleşkesi ile Isparta Ovası arasındaki belirgin bir şekilde gözlenen morfolojik yüksekliğin bu fay ile kontrol edildiği anlaşılmaktadır. Her ne kadar bir kısım dolgu malzemesi ile yelpaze üzerinde düzleştirmeler gerçekleştirilmişse de, bu yükselti oluşumunun belki de Pliyosen sonlarında başlayan ve bir vadi ağzında sel, akma gibi süreçlerle buraya çökelen sedimanlar olduğu görülür. Doğu ve batı yerleşkelerinin arasında ise, alüvyal yelpaze çökelleri, 1-2 m kalınlıkta yataya yakın tuf ara tabakalarını da içerir. Çalışma alanında bulunan binaların yapım aşamasında açılmış yol yarmasında 1-2 m atımla tuf tabakasının ovaya doğru çöktüğü de önceki arazi çalışmalarında gözlenmiştir. ReMi tekniği ile elde edilen görüntüde de ikinci fay belirgin bir şekilde izlenmektedir.

Üçüncü eğim atımlı fayın yelpazenin en güney kısmında ova-yelpaze yüksekliğini kontrol eden fay olarak geliştiği görülmektedir. Bu kesimlerde Eosen yaşlı kırıntılı çökellerin yelpaze çökellerinin altında bulunduğu gözlenmiştir. Fay KB-GD gidişlidir. Sonuçta, topoğrafik veriler, çökel-

zellikleri, arazi gözlemleri ve ReMi tekniği bulguları, Isparta Ovası ile Üniversite Yerleşkesinin yükseltisi farklılığının eğim atımlı faylar ile kontrol edildiğini göstermektedir

SONUÇLAR

ReMi yöntemi, Isparta'nın kuzeyinde temelde yer alan daha yaşlı (karbonatlar, kırıntılılar) ile daha genç çökeller (Pliyo-Kuvaterner yaşlı neotektonik graben dolgusu) arasındaki yapıyı ortaya koymak amacıyla kullanılmıştır. ReMi kesitinde gözlenen farklı hız bilgileri, Üst Kretase yaşlı karbonatlar, Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılılar, Gölcük volkaniklerine ait dayk oluşumları ve Pliyo-Kuvaterner çökellerinin ayırımını açık bir şekilde ortaya koymuştur. Pliyo-Kuvaterner çökellerinin ana kaya üzerindeki yaklaşık kalınlığının, 20 ile 40 m arasında değiştiği belirlenmiştir. Ayrıca, saha ve ReMi verilerinden elde edilen bilgilerden, yaklaşık BKB ve KB-GD doğrultulu eğim atımlı normal fayların, Pliyo-Kuvaterner horstunun oluşumunda etkili olduğu sonucuna varılmıştır. Bu çalışmayla, ReMi tekniğinin yüze yakın kayaların ayırımının yapılabilmesinde ve güncel neo-tektonik yapıların yapısal özelliklerinin ortaya konmasında yararlı sonuçlar verilebileceği gösterilmiştir.

KAYNAKLAR

- Akbulut, A., 1980. Eğirdir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler-Isparta) yöresindeki Batı Torosların jeolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 23 (1), 1-9.
- Alçiçek, M.C., Kazancı, N., and Özkul, M., 2005. Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Cameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. Sedimentary Geology, 173, 409-431.
- Anderson, N., Thitimakorn, T., Ismail, A., and Hoffman, D., 2007. A comparison of four geophysical methods for determining the shear wave velocity of soils. Environmental and Engineering Geoscience, 13 (1), 11-23.
- Chávez-García, F.J., Domínguez, T., Rodríguez, M., and Pérez, F., 2007. Site effects in a volcanic environment: A comparison

- between HVSR and array techniques at Colima, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(2), 591-604.
- Glover, C., and Robertson, A., 1998. Role of regional extensional and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. *Journal of the Geological Society*, 15, 365-388.
- Görmüş, M. ve Özkul, M. 1995. Gönen-Atabey (Isparta) ve Aglasun (Burdur) arasındaki bölgenin stratigrafisi. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 1, 43-64.
- Görmüş, M., Caran, Ş., Başayığıt, L., Çoban, H., Hilal, H.A., Uysal, K. ve Şenol, H., 2003. Eğirdir-Senirkent-Senirce (Isparta) arasındaki Pliyo-Kuvaterner sedimanları ve Landsat 7 ETM+ görüntülerinde yorumu. *Süleyman Demirel Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, Özel sayı, 7 (2)*, 57-72.
- Gutnic, M., 1977. *Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie. Principal resultats, extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Université du Paris-sud Orsay*, p. 130.
- Gutnic M. et Poisson A., 1970. Un dispositif remarquable des chaînes tauriques dans le sud de la courbure d'Isparta (Turquie meridion bale). *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris 270*, 672-675.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. et Dumont, J.F., 1979. *Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). Memoires Société Géologique de France, Paris137-1*, p. 1412.
- Karaman, M.E., 1990. Isparta güneyinin temel jeolojik özellikleri, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 33, 57-67.
- Karaman, M.E., 1994. Isparta-Burdur arasının jeolojisi ve tektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 119-134.
- Karaman, M.E., Meriç, E. ve Tansel, İ., 1988. Çünür (Isparta) dolaylarında Kretase-Tersiyer geçişi. *Akdeniz Üniversitesi, Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 4, 80-100.
- Koçyiğit, A., 1983. Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının tektoniği. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 26 (1), 1-10.
- Koçyiğit, A., 1984. Tectono-stratigraphic characteristics of Hoyran Lake region (Isparta Bend). *Proceedings of the International Symposium of Geology of Taurus Belt*, O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu (eds.), MTA, Ankara, 53-68.
- Koçyiğit, A., 2000. Ege bölgesinin aktif tektoniği. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BAD-SEM) Bildiriler Kitabı*, İzmir, 30-38.
- Koçyiğit, A., 2003. Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği. *Türkiye Petrol Jeologları Bülteni Özel Sayı, 5*, 1-24.
- Koçyiğit, A., 2005. Denizli Graben-Horst System and the eastern limit of the West Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta 18*, 167-208.
- Koçyiğit, A., and Özacar, A., 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and seismic data. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 12, 67-90.
- Koçyiğit, A., and Deveci, Ş., 2007. A N-S-trending active extensional structure, the Şuhut (Afyon) graben: Commencement age of the extensional neotectonic period in the Isparta Angle, SW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 16, 391-416.
- Louie, J.N., 2001. Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 347-364.
- McMechan, G.A., and Yedlin, M.J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- Pamir, H.N. ve Erentöz, C., 1968. 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Konya

- Paftası, http://www.mta.gov.tr/v1.0/haritalar/jeoloji_haritalari/lejand/konyalejand.html, Erişim tarihi: 10.07.2008.
- Poisson, A., Wernli, R., Sagular, E.K., and Temiz, H., 2003a. New data concerning the age of the Aksu Thrust in the South of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, 311-327.
- Poisson, A., Yağmurlu, F., Bozcu, M., and Şentürk, M., 2003b. New insights on the tectonic setting and evolution around the apex of the Isparta Angle (SW Turkey). *Geological Journal*, 38, 257-282.
- Richwalski, S.W., Picazzo, M., Parolai, M., Milkereit, C., Baliva, F., Albarello, D., Roy-Chowdhury, K., and Zschau, H., J., 2007. Rayleigh wave dispersion curves from seismological and engineering-geotechnical methods: a comparison at the Bornheim test site (Germany). *Journal of Geophysical. Engineering*, 4, 349-361.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. L.E., Frostick, and R.J., Steel (eds.), *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Oxford, International, Blackwell, 20, 415-465.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in the southern Turkey. *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, E. Bozkurt, J.A. Winchester, and J.D.A. Piper (eds.), Special Publication of Geological Society, London, 20, 97-138.
- Robertson, A.H.F., Poisson, A., and Akıncı, Ö., 2003. Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. *Geological Journal*, 38, 195-234.
- Sarız, K., 1985. Keçiborlu kükürt yataklarının oluşumu ve yörenin jeolojisi. Doktora Tezi, Anadolu Üniversitesi (yayımlanmamış).
- Scott, J.B., Clark, M., Rennie, T., Pancha, A., Park, H., and Louie, J.N., 2004. A shallow shear-wave velocity transect across the Reno, Nevada area basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2222-2228.
- Şenel, M., 1984. Discussion on the Antalya nappes. *Proceedings of the International Symposium on Geology of Taurus Belt*, O., Tekeli, and M.C. Göncüoğlu (eds.), MTA, Ankara, 41-51.
- Şenel, M., 1997. 1:250.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları No: 4, Isparta paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara.
- Şentürk, M. ve Yağmurlu, F., 2003. Acıgöl ve Burdur Gölü arasındaki bölgenin jeolojik ve sismotektonik özellikleri. *SDÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, Özel Sayı 7(2), 11-24.
- Temiz, H., Poisson, A., and Anrieux, J., 2001. The Plio-Quaternary extensional system of the western side of the Isparta Angle in SW Turkey. 4th International Symposium on Eastern Mediterranean. *Geology, Isparta, Turkey*, Abstracts, pp. 125-129.
- Thelen, W.A., Clark, M., Lopez, C.T., Loughner, C., Park, H., Scott, J.B., Smith, S.B., Greschke, B., and Louie, J.N., 2005. A transect of 200 shallow shear velocity profiles across the Los Angeles Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96 (3), 1055-1067.
- Thorson, J.R. and Claerbout, J.F., 1985. Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion. *Geophysics*, 50, 2727-2741.

Yağmurlu, F., 2000. Burdur fayının sismotektonik özellikleri. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, İzmir, Bildiriler Kitabı, 143-152.

Yağmurlu, F., Savaşçın, Y., and Ergun, M., 1997. Relation of alkaline volcanism and acti-

ve tectonism within the evolution of the Isparta Angle, SW Turkey. *Journal of Geology*, 15, 717-728.

Yalçınkaya, S., 1989. Isparta-Aglasun (Burdur) dolaylarının jeolojisi. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul (yayımlanmamış).