

İstanbul
Üniversitesi



Istanbul
University

İstanbul

yerbilimleri

dergisi

Istanbul Earth Sciences Review

cilt / volume 29, sayı / no.1
2018

İstanbul yerbilimleri dergisi = Istanbul earth sciences review.-- İstanbul : İstanbul
Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, 1983-

c.: resim, şekil, tablo; 27 cm.

Yılda iki sayı.

ISSN 1012-3741

Elektronik ortamda da yayınlanmaktadır:

<http://dergipark.gov.tr/iuyerbilim>

1. JEOLojİ – SÜRELİ YAYINLAR. 2. JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ.

Baskı-Cilt

Hamdioğulları İç ve Dış Ticaret A.Ş.
Zübeyde Hanım Mh., Elif Sk., No.7/197
Altındağ / Ankara - Türkiye
Telefon / Phone: +90 (312) 342 08 00
Faks / Fax: +90 (312) 342 08 01
Sertifika No: 35188

İstanbul
Üniversitesi



Istanbul
University

İstanbul

yerbilimleri

dergisi

Istanbul Earth Sciences Review

Yazı Kurulu / Editorial Board

Başkan / Editor in Chief

Timur Ustaömer

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34320, Avcılar, İstanbul

Tel: +90 212 4737070-17885 (dahili), Fax: +90 212 4738180; e-mail: timur@istanbul.edu.tr

Başkan Yardımcıları / Associate Editors

Mustafa Kemal Tuncer, tuncermk@istanbul.edu.tr

Aleattin Kılıç, alaettin@istanbul.edu.tr

Üyeler / Members

Mehmet Keskin, keskin@istanbul.edu.tr

Ali Elmas, alielmas@istanbul.edu.tr

Ümit Özer, uozer@istanbul.edu.tr

e-dergi / e-journal

Fatma Şişman Tükel

Danışma Kurulu / Advisory Board

ACARKAN, Neşet/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
ALDANMAZ, Ercan/ *Kocaeli Üniversitesi*
ALTINER, Demir/ *Orta Doğu Teknik Üniversitesi*
AKYÜZ, H. Serdar/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
BAŞOKUR, A. Tuğrul/ *Ankara Üniversitesi*
BAYDEMİR, Niyazi/ *İstanbul Üniversitesi*
BOZKURT, Erdin/ *Orta Doğu Teknik Üniversitesi*
ÇAKIN, Oya Yazıcı/ *Kocaeli Üniversitesi*
ÇELİK, Ö. Faruk/ *Kocaeli Üniversitesi*
DRAHOR, Mahmut/ *Dokuz Eylül Üniversitesi*
ESENLİ, Fahri/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
GENÇ, Ş. Can/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
GÖNCÜOĞLU, Cemal/ *Orta Doğu Teknik Üniversitesi*
GÜLEN, Levent/ *Sakarya Üniversitesi*
GÜRER, Ö. Feyzi/ *Kocaeli Üniversitesi*
HELVACI, Cahit/ *Dokuz Eylül Üniversitesi*
KADIOĞLU, Yusuf Kaan/ *Ankara Üniversitesi*
KARAGÜZEL, Remzi/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
KARSLI, Orhan/ *RTE Üniversitesi*
KORAL, Hayrettin/ *İstanbul Üniversitesi*

KUŞÇU, Gonca/ *Muğla S.K. Üniversitesi*
OKAY, Aral/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
ORBAY, N/ *İstanbul Üniversitesi*
ÖNGEN, İzver/ *İstanbul Üniversitesi*
ÖZEL, A. Oğuz/ *İstanbul Üniversitesi*
ÖZGÜL, Necdet/ *Geomar*
PARLAK, Osman/ *Çukurova Üniversitesi*
PINAR, Ali/ *Boğaziçi Üniversitesi*
ROBERTSON, Alastair/ *Edinburgh Üniversitesi*
SAĞIROĞLU Ahmet/ *Fırat Üniversitesi*
SEYİTOĞLU, Gürol/ *Ankara Üniversitesi*
SİRKECİ, A. Ali/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
ŞİMŞEK, Şakir/ *Hacettepe Üniversitesi*
TOPUZ, Gültekin/ *İstanbul Teknik Üniversitesi*
TUĞRUL, Atiye/ *İstanbul Üniversitesi*
ULUSAY, Reşat/ *Hacettepe Üniversitesi*
YALÇIN, M. Namık/ *İstanbul Üniversitesi*
YENİYOL, Mefail/ *İstanbul Üniversitesi*
YILMAZ, Yücel/ *Kadir Has Üniversitesi*
ZULAUF, Gernold/ *Frankfurt Üniversitesi*

İÇİNDEKİLER
CONTENTS

Yeliz İŞCAN, Neslihan OCAKOĞLU, A. Oğuz ÖZEL

Sismik Yansıma Verilerinde Yığma Öncesi Derinlik Göçü Uygulamaları: Güney Karadeniz Şelf Alanı
Prestack Depth Migration Applications in Seismic Reflection Data: Southern Black Sea Shelf.....1

Sercan KAYIN, Turgay İŞSEVEN

Van Gölü Kuzeyindeki Pliyosen Volkaniklerinin Paleomanyetizması
Paleomagnetism of the Pliocene Volcanics North of the Lake Van11

Nigar Gözde OKUT-TOKSOY, Emin DEMİRBAĞ

Alaşehir Grabeni'nde Sismik Yansıma Modellemesi
Seismic Reflection Modelling in Alaşehir Graben31

Yalçın ÖZTÜRK, Gonca ÖRGÜLÜ

Akaike Bilgi Kriteri Yöntemi ile P- ve S-Dalgası Varış Zamanlarının Kestirimi
Automatic Phase Picking Using Akaike Information Criteria (AIC)45

SİSMİK YANSIMA VERİLERİNDE YIĞMA ÖNCESİ DERİNLİK GÖÇÜ UYGULAMALARI: GÜNEY KARADENİZ ŞELF ALANI

PRESTACK DEPTH MIGRATION APPLICATIONS IN SEISMIC REFLECTION DATA: SOUTHERN BLACK SEA SHELF

Yeliz İşcan^{1*}, Neslihan Ocakoğlu², A. Oğuz Özel¹

¹*Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Mühendislik Fakültesi, İstanbul Üniversitesi, Avcılar, 34850 İstanbul*

²*Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Maden Fakültesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Ayazağa Kampüsü,
Maslak, 34469 İstanbul*

Email: yeliziscan@gmail.com

Yayına Geliş (Received): 30.05.2018, Yayına Kabul (Accepted): 17.07.2018

*Sorumlu yazar/Corresponding author: yeliziscan@gmail.com

Öz

Bu çalışmada güney Karadeniz şelf alanından alınan çok kanallı bir sismik yansima hattına, yığma öncesi Kirchoff metodu ile derinlik göçü (PSDM) uygulanmıştır. Ham veriler PSDM uygulaması öncesi, atış gruplarındaki gürültülü izlerden, direk ve kırılma varışlarından, alçak ve yüksek frekanslı gürültülerden arındırılmıştır. Ortak derinlik noktası (CDP) gruplarında baskın olan tekrarlı yansımalar, yüzey bağımlı tekrarlı yansımaların giderilmesi (SRMA) tekniği ile bastırılarak verilerin sinyal/gürültü (S/G) oranı iyileştirilmiştir. PSDM uygulamasında başlangıç hızı için zaman ortamında üretilen hız fonksiyonları derinlik ortamı ara hızlarına dönüştürülmüştür. CDP gruplarında derine doğru tüm seviyelerin yatay hale getirilmesi için yinelemeli işlemler serisi uygulanmıştır. Her yinelemede; kalıntı kayma düzeltmesi, ara tabakaların işaretlenmesi, grid tomografi ile ara hız modelinin güncellenmesi ve yığma öncesi PSDM uygulaması adımları uygulanmıştır. Yansima seviyeleri mümkün mertebe yatay hale getirildiğinde yineleme işlemine son verilerek, göç işlemi uygulanmış final sismik derinlik kesiti üretilmiştir. Derinlik kesiti Cide'nin doğu açıklarında deniz tabanından itibaren yaklaşık 2.5 km kalınlığında 4 farklı sismik ünitelerden oluşan çökel istifin varlığını ortaya koymuştur. Sahada sırt-havza yapıları, kıvrımlar ve faylar görülmüştür. Derinlik göç kesiti, zaman ortamı göç kesiti ile karşılaştırıldığında kesitin derinlik ortamında çözünürlüğünün artmış olduğu görülmüştür. Bu çalışma, PSDM yönteminin karmaşık jeolojik yapılarda yansımaların gerçek yerlerine taşınmasında başarılı sonuçlar ürettiğini göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Yığma öncesi derinlik göçü, Sismik yansima, Güney Karadeniz şelfi.

Abstract

In this study, prestack depth migration (PSDM) with Kirchoff method were performed on multi-channel seismic reflection data from southern Black Sea shelf. The seismic noises with low and high frequencies were eliminated by editing, muting and filtering on the raw data before PSDM application. The dominant seafloor multiples on common-depth-point (CDP) gathers were attenuated by using SRMA technique. Thus, the signal/noise (S/N) ratio has been increased. The velocity function produced in time domain was transferred into depth domain to have the initial interval depth velocities for PSDM. Then, a series of iterative processes such as residual moveout correction, picking interlayers, updating the velocity section by using grid tomography and PSDM was applied to CDP gathers to flatten all reflection horizons through the depth. The iterations has been ended when all the seismic reflections were flattened as much as possible and final depth migrated seismic section was produced. The depth section revealed the presence of a sedimentary sequence of four different seismic units with a thickness of about 2.5 km in the eastern

offshore of Cide. In addition, the ridge-basin structures, folds and faults were observed. The correlation between depth migrated and time migrated seismic sections indicates that the resolution has been increased in depth domain. Thus, this study point out that PSDM produced successful results to move the reflections into their true positions in complex geological structures.

Key words: Prestack depth migration, Seismic reflection, Southern Black Sea Shelf.

GİRİŞ

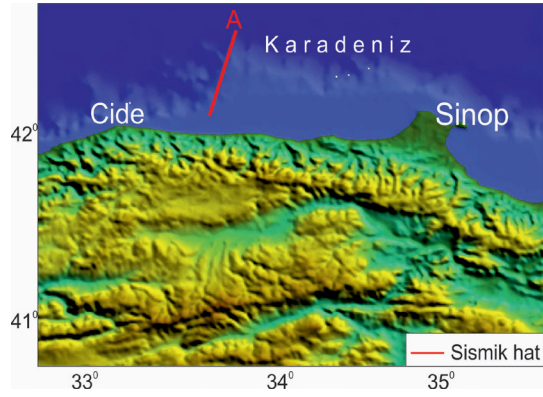
Sismik Göç işlemi yer içinde bir noktadan yansıyan ve kayıt edilen bir sinyalin gerçek yansıdığı noktaya taşınma işlemidir. Bu işlem 1920'lerden günümüze sismik yansıma verilerine yığma öncesi ve yığma sonrası uygulanmaktadır (Sheriff ve Geldart, 1995).

Yığma işlemi ile sismik yansıma atış verilerinden yola çıkılarak bir grup ön veri işleminden sonra yeraltının ilk kez sıfır ofsetli yansıma kesitine bir yaklaşım sağlanır. Sonraki aşamada yığma kesitindeki yansımalar ve saçılmalar gerçek yerlerine taşınması için sismik göç işlemi uygulanır. Sismik işlemlerde yeraltı homojen, izotrop, yatay tabakalı bir modeldir ve sismik hız yanal yönde dikkate değer bir değişim göstermez. Eğer yeraltında yanal yönde hız çok değişken veya karmaşık jeolojik yapılar mevcut ise (tuz domları, faylanmalar, bindirmeler ve kıvrımlar gibi) yığma sonrası göç işlemi çok başarılı olmayacaktır. Sadece eğim değişimi ile hız analizi sonucu elde edilen NMO hızları ortamı doğru temsil etmeyecek ve yanlış ara hızlar kullanılarak yapılan sismik göç işleminde derinlikler hatalı hesaplanacaktır ve sonuçta veri gerçek yansıdığı noktaya taşınmayacaktır.

Sözü edilen karmaşık yeraltı yapıları için yığma öncesi derinlik dönüşümü çözünürlüğü daha yüksek yeraltı kesitleri üretecektir. Diğer göç yöntemlerine göre pahalı ve uzun süreli bir yöntem olan bu işlem ile göç uygulanmamış bir yığma kesit gibi herhangi bir ara ürün elde edilmeden yeraltının derinlik kesiti hesaplanır. Yığma öncesi derinlik dönüşümünde (PSDM) hız fonksiyonu oldukça önemlidir.

Bu çalışmada yığma öncesi Kirchoff derinlik göç tekniği kullanılmıştır (Schneider, 1978; Gray and May, 1994; Bevc, 1997). Uygulama sahası olarak güney Karadeniz şelfinde Cide'nin doğu açıklarından çok kanallı bir sismik yansıma hattı seçilmiştir (Şekil 1). Şelf alanında jeolojik olarak oldukça yaşlı kayaçların (zaman içerisinde çok fazla deformasyona ve değişime maruz kalmış) ve yapısal olarak karmaşık bir tektonizmanın (faylı ve kıvrımlı) varlığı önceki çalışmalarla ortaya konmuştur (İşcan, 2018; İşcan vd., 2018). Bu sebeple sahada

seçilen hatta yığma öncesi göç işlemi uygulanarak yeraltının derinlik ortamındaki görüntüsüne yüksek çözünürlüklü bir yaklaşım sağlanması amaçlanmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanı. Morfoloji haritası GEBCO verisinden üretilmiştir.

Figure 1. Study area. Morphology map was produced by GEBCO data.

SİSMİK YANSIMA VERİSİ

Yığma öncesi derinlik dönüşü için kullanılan çok kanallı sismik yansıma hattı Türkiye Petrolleri tarafından 1991 yılında İnebolu açıklarında toplanmıştır. Çok kanallı sismik yansıma verileri 240 kanallı, 2 msn örnekleme aralığı ile, 7 sn dinlenerek toplanmıştır. Veri toplamada alıcı derinliği 10 m, kaynak derinliği 7 m, atış aralığı 30 m, alıcı aralığı 15 m, minimum ofset 160 m, maksimum ofset 3725 m olarak seçilmiştir. Atış verilerden elde edilen ortak orta nokta (CDP) verileri 60 katlamalıdır.

SİSMİK YANSIMA VERİLERİNİN İŞLENMESİ

Çok kanallı sismik yansıma verisine uygulanan yığma öncesi derinlik dönüşümü İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü 'Nezihi Canitez Veri-İşlem Laboratuvarı'nda Paradigm firması 'Geodepth' yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

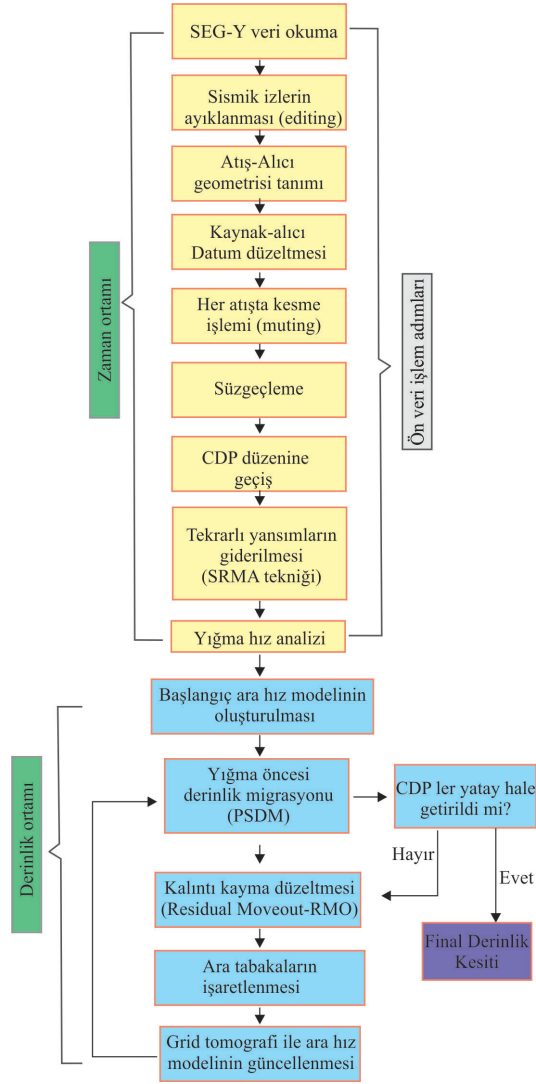
Bu çalışmada Kirchoff tekniği ile yığma öncesi derinlik göçü (PSDM) gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem yanal ve düşey anlamda hız değişimlerinin

belirgin olduğu karmaşık yapılarda 90° eğimlere kadar yansımaların doğru yerlerine taşınmasında başarılı sonuçlar vermektedir. Kirchoff göç tekniği, skaler dalga denkleminin integral çözümüne dayanmaktadır ve saçılma toplama yöntemini kullanmaktadır (Scheider, 1978; Yılmaz, 1987). Veri üzerinde saçılma hiperbolü boyunca genlikler toplanarak tek bir noktaya (apex) atanır. Yığma öncesi uygulamada her izdeki veri yarım daire yüzeyi boyunca göç ile taşınıp ve üst üste toplanarak, yakın ve uzak ofsetlerdeki olaylar gerçek yerlerine taşınır.

PSDM uygulamalarında ortama ait en doğru başlangıç hızı ile veri işleme geçmek yönteminin başarısız en önemli etkidir. Başlangıç ortam ara hızları idealde sondajlardan alınan sonik loglardan veya kuyu kontrol atışlarından elde edilir. Ancak bu verinin bulunmaması durumunda başlangıç hızı rutin veri işlem aşamalarından geçirilmiş veriye uygulanan yığma hız analizinden sağlanır. PSDM yönteminde başlangıç hız modeli her yinelemede güncellenerek yeraltına ait en doğru hız kesiti elde edilir.

PSDM ÖNCESİ ÖN VERİ İŞLEM ADIMLARI

Bu çalışmada PSDM uygulaması öncesi verinin sinyal/gürültü oranını iyileştirmek için bazı ön veri işlem adımları uygulanmıştır (Şekil 2). Ham veri grubu (Şekil 3a) ilk aşamada gürültülü izlerden ayıklanmıştır. Daha sonra hattın geometrisi tanımlanmış ve belirli derinliklerden çekilen kaynak ve alıcılar için datum düzeltmesi yapılmıştır. Atış gruplarında istenmeyen varışlar olarak görülen direk gelişler ve kırılmalar kesilmiştir. Daha sonra verilere band geçişi (Köşe frekansları; $F1=6$ Hz $F2=12$ Hz $F3=70$ Hz $F4=90$ Hz) 'Hamming' yumuşatma operatörü ile trapezoidal filtre uygulanmıştır. Verinin Nyquist frekansı $FN=250$ Hz, frekans bandı 5-120 Hz, hakim frekans ise yaklaşık 40 Hz'ler civarındadır. Filtreleme ile yüksek ve düşük frekanslı gürültüler veriden uzaklaştırılmıştır (Şekil 3b). Bu işlemten sonra atış veri topluluklarından, aynı noktadan yansımış sinyallerin bir araya getirilerek toplandığı ortak derinlik noktası (CDP) veri düzenine geçilmiştir.



Şekil 2. Yığma öncesi derinlik göç işlemi akış şeması. Figure 2. PSDM data processing flow chart.

Sismik verideki en önemli gürültü şelfin iç kesiminde sığ deniz tabanı ve hemen onun altındaki sedimanlardan kaynaklanan kuvvetli tekrarlı yansımalarıdır. Bu tekrarlı yansımalar başarılı bir PSDM için yüzey bağımlı tekrarlı yansımaların giderilmesi (SRMA) yöntemi ile veriden mümkün mertebe uzaklaştırılmıştır.

SRMA Yöntemi İle Tekrarlı Yansımaların Giderilmesi

Günümüzde SRMA yöntemi tekrarlı yansımaların bastırılmasında kullanılan en etkili yöntemlerden biridir (Verschuur, 1991 ve 1992).

Yöntemde kaynak ve alıcının aynı lokasyonda olduğu kabul edilir (sıfır ofset yaklaşım). Birincil yansımalar ve tekrarlı yansımalar arasındaki (moveout differences) eğim farklılıklarına ve tabakalar hakkında hız, kalınlık vb. ön bilgilere gerek duymaz. Tekrarlı yansımalar sismik veriden önkestirilir. Önkestirim operatörü frekans ortamında Taylor serisine açılarak hesaplanmaktadır. Buna göre operatör;

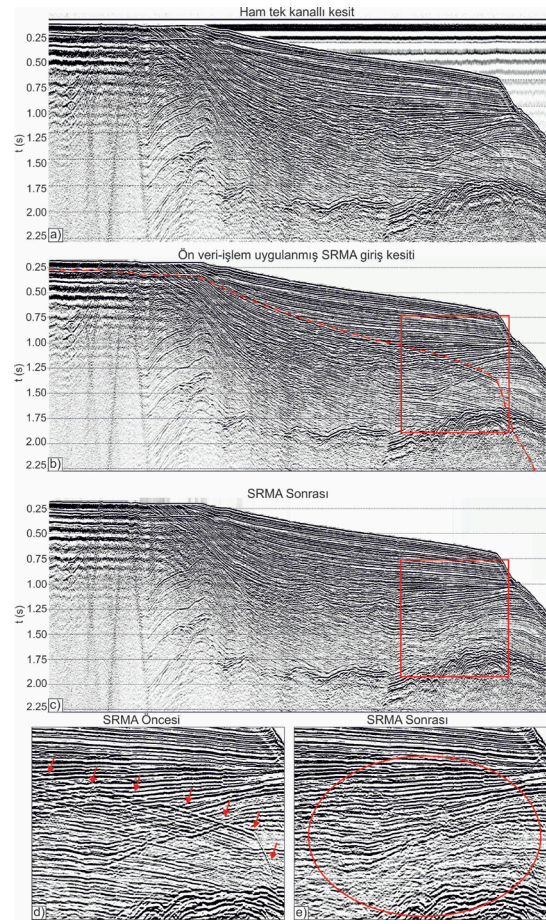
$$P_0 = P - \left(\frac{R}{S(w)}\right) [P]^2 + \left(\frac{R}{S(w)}\right)^2 [P]^3 - \left(\frac{R}{S(w)}\right)^3 [P]^4 + \dots \quad (1)$$

$$= T_0 + T_1 + T_2 + T_3 + \dots$$

şeklinindedir. Bağntı (1)'de, P_0 tekrarlı yansımalar bastırılmış veriyi, P sismik veriyi (CDP veri grubu), R yansıma katsayısını, $S(w)$ kaynak dalgacığını temsil eder. Birinci bağntı sadeleştirildiğinde elde edilen ikinci bağntıda T_0 sismik veriyi, T_1 ve artan değerleri ise birincil tekrarlı yansımadan başlayarak ikincil, üçüncül ve daha sonraki tekrarlı yansımaları göstermektedir. Denklemdaki birinci tekrarlı yansıma sismik verinin özilişkisinden hesaplanmaktadır.

Uygulamada SRMA yöntemi iki aşamadan oluşmaktadır. İlk aşamada tekrarlı yansımalar CDP verilerinden deniz tabanını temsil eden birincil yansımanın varış zamanına eşit olacak şekilde derine doğru önkestirilerek modellenir. Kestirilen ilk tekrarlı yansımanın genliği ve dalga şekli birincil yansımadan farklıdır. Genlikler birincil, ikincil, üçüncül ve sonraki tekrarlı yansımaların sayısı ile sistematik bir şekilde azalırken, polarite her tekrarlı yansımada terslenir. İkinci aşamada önkestirilen tekrarlı yansımaları içeren model veri grubu, gerçek veri grubundan çıkarılır. Bu işlem sonucunda, tekrarlı yansılardan mümkün mertebe temizlenmiş, birincil yansımaları içeren sismik veri elde edilir.

SRMA ile tekrarlı yansımaların giderildiği CDP gruplarından elde edilen tek kanallı sismik kesit SRMA öncesi tek kanallı sismik kesit ile kıyaslanmıştır. Şekil 3b'de kırmızı kesikli çizgi ile gösterilen deniz tabanı ve onun altındaki sedimanlardan gelen tekrarlı yansımalar serisi, Şekil 3c'de SRMA yöntemi uygulamasından sonra başarılı bir şekilde bastırılmıştır.



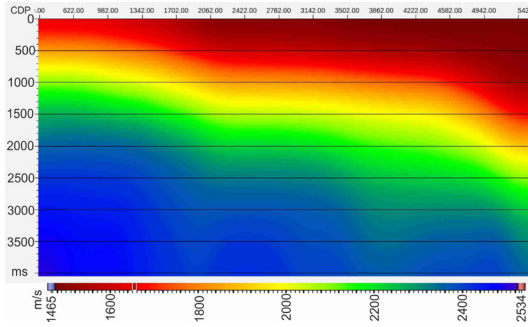
Şekil 3. a) Ham tek kanallı sismik kesit b) SRMA yöntemi uygulaması öncesi ve c) SRMA yöntemi uygulaması sonrası tek kanallı sismik kesit. d) Kare ile gösterilen alanın SRMA öncesi ve e) SRMA sonrası yakınlaştırılmış görüntüleri. Kırmızı oklarla gösterilen tekrarlı yansıma paketi SRMA sonrası ortadan kaldırılmıştır (kırmızı dairesel alan).

Figure 3. a) Single channel raw seismic section b) Single channel seismic section before and c) after SRMA method. d) Zoomed images before SRMA and e) after SRMA of the area shown with the square. The multiples with red-arrows were eliminated after SRMA (red circular area).

Uygulama sonrası verinin sinyal/gürültü oranı yükseltilecek çözünürlük artırılmıştır. Özellikle deniz tabanının yataydan derine doğru eğimlendiği alanda ayrımlılık artarak tabakalardan gelen birincil varışlara ait yansıma yüzeyleri daha belirgin hale gelmiş ve devamlılıkları takip edilebilmiştir. Öte yandan deniz tabanının yatay olduğu sığ sularda tekrarlı yansımalarla örtülmüş olan eğimli birincil yansımalar istenilen ölçüde ortaya çıkarılamamıştır.

PSDM UYGULAMASI

Ön veri işlem adımları ile mümkün merteye gü-rültülerden arındırılan CDP verisine zaman ortamı yığma hız analizi uygulanmıştır. Elde edilen zaman ortamı RMS hız kesiti derinlik ortamı ara hızlarına dönüştürülerek PSDM için ilksel hız kesiti oluşturulmuştur (Şekil 4). Yöntemin başarısı bu ilksel hız bilgisine oldukça bağlıdır. Bu nedenle hatta ait en ideal hız fonksiyonlarının kullanılması önemlidir. İlksel hızlar 1465-2534 m/s aralığında seçilmiştir.



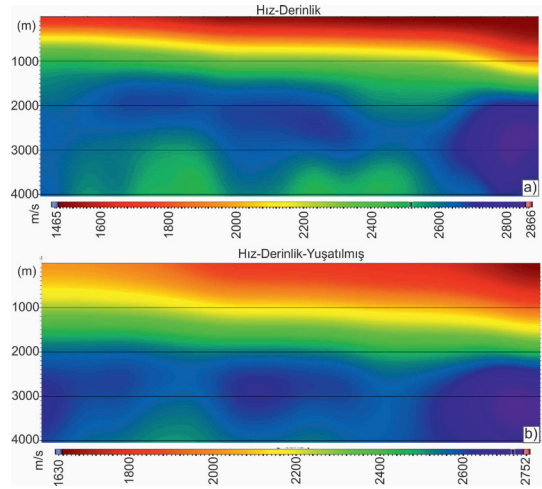
Şekil 4. Zaman ortamı RMS hız kesiti.
Figure 4. Time domain RMS velocity section.

Zaman ortamında RMS hız fonksiyonu derinlik ortamı ara hızlarına Dix denklemi ile (bağıntı 2) dönüştürülür (Şekil 5 a). Daha sonra hızlar kayan ortalama metodu ile yumuşatılır (Şekil 5 b). Kayan ortalama kullanılan pencere boyu denemeler sonucunda 200/200 (örnek/iz sayısı) olarak belirlenmiştir.

$$V_{int_i}^2 = (V_i^2 t_i - V_{i-1}^2 t_{i-1}) / (t_i - t_{i-1}) \quad (2)$$

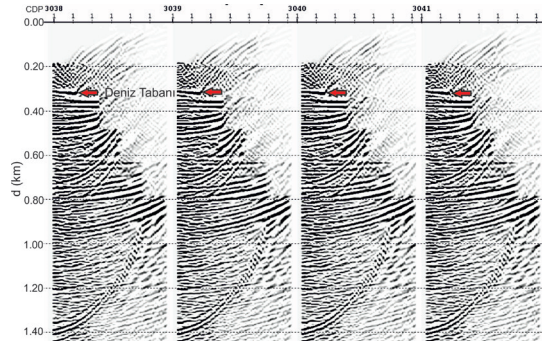
2 no'lu denklemde, V_{int} ara hızı, V RMS hızını, t varış zamanını, i ise tabaka sayısını göstermektedir.

PSDM uygulamasında yinelemeler yapılırken ilk tabakayı temsil eden su kolonunun ara hızı sabit tutulmuştur. Bu nedenle su kolonunun hızını tespit etmek için veriye çeşitli (1415 m/s, 1450 m/s, 1500 m/s vb.) sabit hız fonksiyonları ile PSDM uygulanmıştır. Bu uygulama sonucunda deniz tabanına ait yansımaları yatay hale getiren su hızının 1415 m/s olduğu görülmüştür (Şekil 6).

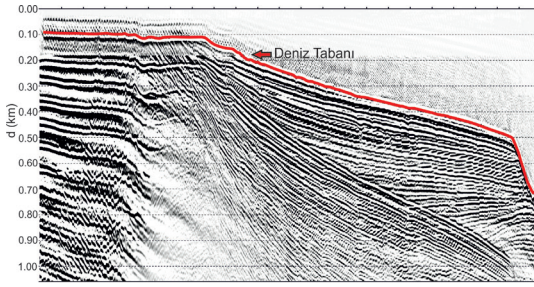


Şekil 5. a) RMS hızlarından dönüştürülen derinlik ortamı ara hız kesiti b) Yumuşatılmış derinlik ortamı hız kesiti.
Figure 5. a) Interval velocity section in depth domain calculated by RMS velocities in time domain. b) Smoothed interval velocity section in depth domain.

Daha sonra PSDM sonucu çıkan sismik kesit üzerinde deniz tabanı işaretlenmiştir (Şekil 7). İlksel hız kesitinde işaretlenen deniz tabanına kadar olan hızlar sabit 1415 m/s olarak alınmıştır (Şekil 8). Bu hız kesiti PSDM uygulamasının ilksel hız kesitidir ve bu kesit kullanılarak ilk derinlik kesiti elde edilir.

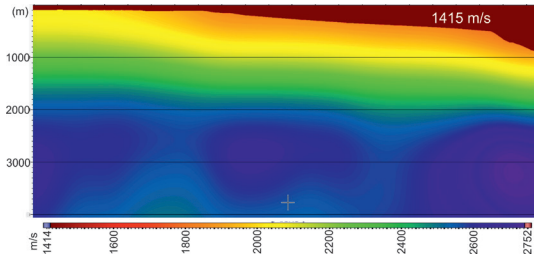


Şekil 6. Sabit su hızı (1415 m/s) ile PSDM uygulaması sonucu örnek CDP grupları.
Figure 6. CDP gathers after PSDM with constant water velocity (1415 m/s).



Şekil 7. Sabit su hızı (1415 m/s) ile PSDM uygulaması sonucu elde edilen derinlik kesiti.

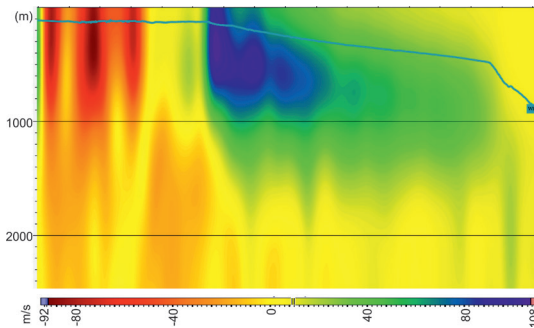
Figure 7. Depth section with constant water velocity (1415 m/s) after PSDM.



Şekil 8. Derinlik ortamında ilksel ara hız kesiti.

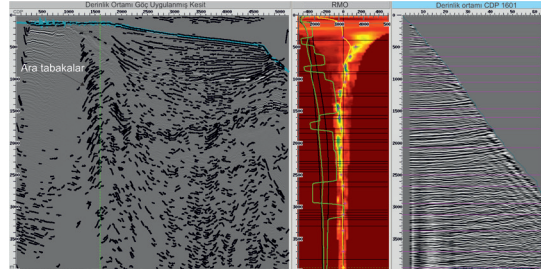
Figure 8. Primary interval velocity section in depth domain.

Bu aşamadan sonra ilksel hız modeli ile PSDM uygulaması sonucu elde edilen CDP'lere kalıntı kayma düzeltmesi (RMO-Residual Moveout) yapılmıştır. Seçilen düzeltme değerleri ile RMO kesiti oluşturulmuştur (Şekil 9). Daha sonra ilksel derinlik kesiti üzerinde otomatik olarak ara tabakalar piklenmiştir (Şekil 10). RMO kesiti ve ara tabakalar birlikte kullanılarak grid tomografi metodu ile hız kesiti güncellenmiştir.



Şekil 9. Normal Kayma Düzeltmesi (RMO) kesiti.

Figure 9. Residual Moveout Corection (RMO) section.



Şekil 10. Normal Kayma Düzeltmesi uygulaması ve ara tabakaların işaretlenmesi.

Figure 10. Residual Moveout correction and picking the interlayers.

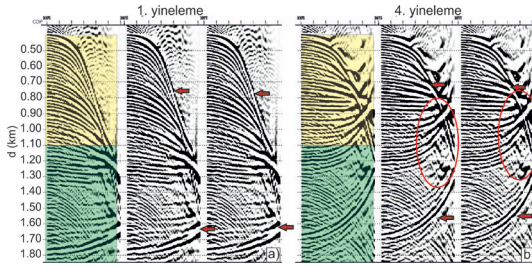
Grid tomografi metodu basit anlamda bir ışın izleme yöntemidir. Bu yöntemde ışın sismik izdir. Her sismik iz için hata değeri (3) bağıntısı ile hesaplanır. Bu bağıntıda Δt hata değeri ve Δt_i ise iz boyunca kümülatif hatadır. Grid tomografiye girdi olarak ara tabakalar ve RMO değerleri verilir.

$$\Delta t = \sum \Delta t_i \quad (3)$$

Sonuç olarak güncellenmiş hız kesiti elde edilir. Bu işleme CDP'lerdeki tüm yansımalar yatay hale gelene kadar yinelemeli olarak devam edilir ve sonuç olarak yeraltını temsil eden en doğru hız modeli elde edilmiş olur. Ancak uygulamada izler her zaman tam anlamıyla yatay hale getirilemeyebilir.

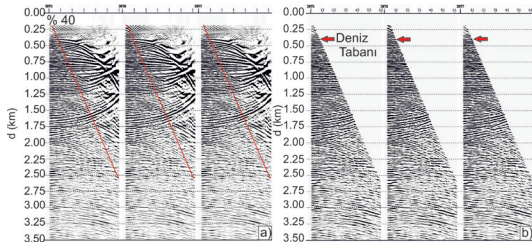
Bu çalışmada kullanılan verideki tekrarlı yansımalar tamamen giderilemediği için hızın güncellenmesinde soruna yol açmıştır. Şekil 11 incelendiğinde yaklaşık 1.10 km derinliklere kadar olan kısmın yinelemeler sonucu ilk yinelemeye göre daha yatay hale geldiği görülmektedir. Ancak, bu derinliğin altında bulunan baskın tekrarlı yansıma birincil yansımaların yatay hale gelmesine engel olmakta hatta ilk yinelemeye oranla yataylanmanın bozulmasına neden olmaktadır (Yaklaşık 1.6 km derinlikteki yansıma yüzeyleri, Şekil 11). Bu nedenle yinelemelerde daha ileriye gidilmeyip 4. yinelemedeki hız modeli final hız kesiti olarak kabul edilmiştir. Bu işlem sonucu uzak ofsetlerde oluşan gerilmiş yansıma seviyeleri %40 oranında yapılan kesme işlemiyle CDP'lerden atılmıştır (Şekil 12).

Son aşamada elde edilen nihai hız modeli ile yağma öncesi derinlik göçü uygulanmış ve final sismik kesit elde edilmiştir (Şekil 13).



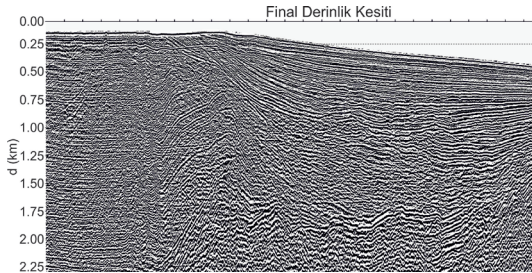
Şekil 11. a) 1. yineleme sonucu PSDM uygulanmış örnek CDP verileri b) 4. yineleme sonucu PSDM uygulanmış örnek CDP verileri.

Figure 11. a) CDP gathers after 1st iteration of PSDM b) CDP gathers after 4th iteration of PSDM.



Şekil 12. Kesme işlemi uygulaması.

Figure 12. Mute application.



Şekil 13. Yığma öncesi derinlik göçü uygulanmış final sismik kesit.

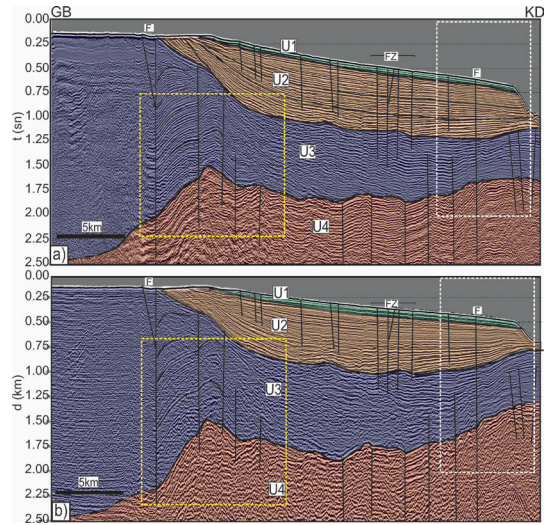
Figure 13. The final depth migrated seismic section after PSDM.

SONUÇLAR

PSDM işlemi sonucunda elde edilen yığma öncesi derinlik ortamı sismik yansıma kesiti stratigrafik ve yapısal olarak yorumlanmıştır. Sonuçlar önceki çalışmalarla (İşcan, 2018) gösterilen hattın yığma sonrası zaman ortamı göç kesiti ile kıyaslanmıştır (Şekil 14). Zaman ortamı göç kesitinde tekrarlı yansımaların bastırılması için yığma sonrası önkestim ters süzgeçlemesi uygulanmıştır.

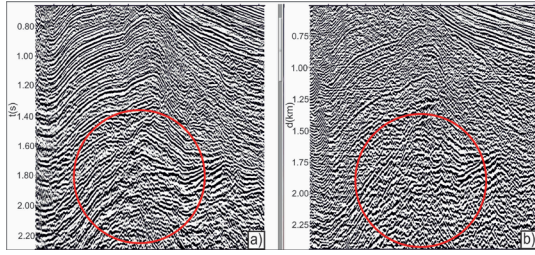
Zaman ortamı sismik göç kesiti ile derinlik ortamı sismik göç kesiti arasında belirgin farklılık-

lar mevcuttur. PSDM ile yeraltı kesitine en doğru yaklaşım sağlanmıştır. Cide'nin doğu açıklarını temsil eden derinlik kesitinde stratigrafik olarak deniz tabanından itibaren yaklaşık 2.5 km kalınlığında dört farklı sismik ünitelerden oluşan çökel istifin depolandığı görülmüştür (İşcan, 2018; İşcan vd., 2018). Bu ünitelerden zaman ortamı göç kesitinde en altta yer alan ünitenin üst yüzey sırt-havza geometrisinin, derinlik ortamında daralan sırt ve genişleyen havza şeklinde devamlı olarak takip edildiği görülmüştür (Şekil 14 ve Şekil 15). Şelfin sonu ve şelf yamacı üzerindeki eğimli çökeller, eğim yukarı ve içeriye doğru taşınmıştır (Şekil 16). Öte yandan, şelfin eğimlenmeye başladığı deniz tabanı altındaki çökellerin sonlanmaları, SRMA uygulamasının sığlardaki bozucu etkisinden dolayı iyi takip edilememiştir. Yapısal anlamda dik açılı faylar derine doğru derinlik kesitinde daha net olarak takip edilebilmiştir. Fayların yaklaşık 90° eğimli olmasından dolayı PSDM uygulaması fayların eğimlerini etkilememiştir. Zaman kesitinde derinlerde hızdan oluşan hatalar mümkün mertebe giderilerek yansıma yüzeyleri daha belirgin ve takip edilebilir hale getirilmiştir. Bu durum kesitin derinlere doğru çözünürlüğünü arttırmıştır (Şekil 14).



Şekil 14. a) Yığma sonrası sismik göç uygulanmış yorumlu zaman kesiti b) Yığma öncesi sismik göç uygulanmış yorumlu derinlik kesiti. F: Fay, FZ: Fay zonu, U: Sismik Ünite.

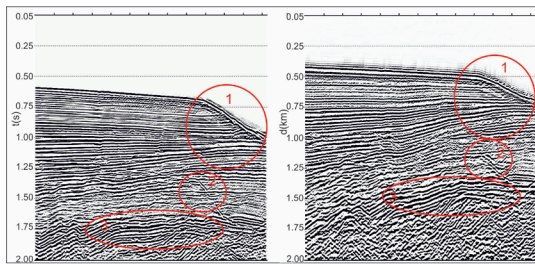
Figure 14. a) The interpreted time migrated seismic section after stack. b) The interpreted depth migrated seismic section before stack. F: Fault, FZ: Fault Zone, U: Seismic Unit.



Şekil 15. Yakınlaştırılmış a) zaman ortamı b) derinlik ortamı sismik göç kesitleri. Kırmızı daireler PSDM sonrası verinin çözünürlüğündeki artışı göstermektedir. Lokasyon Şekil 14’de sarı dikdörtgenler ile gösterilmektedir.

Figure 15. The zoomed migrated sections a) in time domain b) in depth domain. The red circles indicate the increase of the resolution after PSDM. The locations indicated in Figure 14 with yellow rectangles.

Hattın GB’sında ise deniz tabanında yüzeleşmiş olan oldukça deforme olmuş yaşlı kayaların yetersiz sismik hız bilgisi, PSDM uygulamasının bu alandaki başarısını düşürmüştür. Bu sahada varolan faylı kıvrım ekseninin GB’sında kalan açılı yansıma yüzeyleri iyileştirilememiştir (Şekil 14). Deniz tabanı tekrarlı yansımalarının oldukça baskın olması ve PSDM öncesi SRMA metodunun bu bölgeye gürültü katması bir diğer bozucu etki olmuştur. Öte yandan PSDM öncesi tekrarlı yansımaların giderilmesi için uygulanan SRMA yöntemi final derinlik kesitindeki birincil yansıma yüzeylerinin ayrımlılığını ve devamlılığını büyük oranda iyileştirmiştir (Şekil 16).



Şekil 16. Yakınlaştırılmış a) zaman ortamı b) derinlik ortamı sismik göç kesitleri. Kırmızı daireler (1, 2, 3) PSDM sonrası verinin çözünürlüğündeki artışı göstermektedir. Lokasyon Şekil 14’de sarı dikdörtgenler ile gösterilmektedir.

Figure 16. The zoomed migrated sections a) in time domain b) in depth domain. The red circles (1, 2, 3) indicate the increase of the resolution after PSDM. The locations indicated in Figure 14 with white rectangles.

Sonuç olarak tektonik anlamda karmaşık ve yanal yönde hız değişimin olduğu yeraltı yapılarında

yığıma öncesi derinlik göç işlemi, yığıma sonrası göç işlemine göre daha başarılı sonuçlar üretmektedir. Bu çalışmada olduğu üzere PSDM yöntemi ile yeraltının en doğru hız kesiti elde edilerek derinlik ortamında jeolojik olaylar olması gerektiği yerlerine taşınmıştır. Uygulamada PSDM öncesi sismik gürültülerin (özellikle tekrarlı yansımalar) giderilmesi başarılı bir derinlik kesiti için eldesi için oldukça önem taşımaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu makale, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalı doktora tezlerini destekleme programı olan 54445 No’lu BAP Projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir. Çalışma, İTÜ-TÜBİTAK 114Y057 No’lu Araştırma Projesi tarafından desteklenmiştir. Yazarlar, bu projenin gerçekleşmesinden dolayı İTÜ, TÜBİTAK ve TPAO kurum koordinatörlerine ve araştırmacılarına teşekkür ederler.

SUMMARY

In this study, prestack depth migration (PSDM) was applied to a multi-channel seismic reflection profile from the southern Black Sea shelf area by using Kirchhoff method. PSDM was carried out in ‘Paradigm’ software ‘Echos’ and ‘Geopdepth’ programs. The seismic noises with low and high frequencies were eliminated by editing, muting and filtering on the raw data before PSDM application. The dominant seafloor multiples on CDP gathers were attenuated by using surface related multiple elimination (SRMA) technique. Thus, the S/N ratio was improved and the resolution was increased.

To produce the initial interval depth velocity functions for PSDM, the conventional velocity analysis was performed in time domain and these functions were transferred into depth domain. Then, a series of iterative processes such as residual moveout correction, picking interlayers, the updating the velocity section by using grid tomography and prestack depth migration were applied to CDP gathers to flatten all reflection horizons through the deep. The velocities were updated for four times. The iterations ended when all the seismic reflections were flattened as much as possible and final depth migrated seismic section was produced.

The depth section revealed the presence of a sedimentary sequence of four different seismic units with a thickness of about 2.5 km in the eastern

offshore of Cide. Structurally, a complex tectonism was observed on the section with ridges-basins, folds and faults. According to comparison of the sections in time and depth domain with each other, it was clearly seen that the depth section provided an approach towards the real subsurface. On the top of the bottom seismic unit, the basins were widen and the ridges were narrowed in the depth section. On the shelf slope, migration has moved reflectors in the updip direction and it steepened and shortened them. The faults were well traced in the deeper part of the section since the resolution is better in the depth section. However, depth migration did not change the highly steep angle of the faults (~90°). The lack of primary reflections and effect of multiples caused low resolution at the shallow flat shelf plain where the older rocks were outcropped. Although the SRMA was performed in this area, the remnant noise of the deconvolution masked the inclined primary reflectors. On the other hand, SRMA attenuated the multiples on the shelf slope. Thus, it is strongly suggested that the multiple eliminations techniques i.e. SRMA technique should be applied to data before depth migration. PSDM is a useful method to produce successful results in the meaning of moving the reflectors into their true positions especially in complex geological structures.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bevc, D. 1997.** Imaging Complex Structures with Semi-recursive Kirchhoff Migration. *Geophysics*, 62, 577-588.
- GEBCO, 2010.** www.gebco.net, 7 Kasım 2012.
- Gray, S.H., and May, W.P., 1994.** Kirchhoff Migration Using Eikonal Equation Travel Times. *Geophysics*, 49, 124- 131.
- İşcan, Y., 2018.** Güney Karadeniz Şelfinde Cide-Sinop Açıklarının Batimetri ve Sismik Yansıma Verileri ile Araştırılması. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- İşcan, Y., Ocakoğlu, N., Kılıç, F., Özel, A.O., 2018.** Cide-Sinop açıkları'nın çok kanallı sismik yansıma verileri ile araştırılması, İstanbul Yerbilimleri Dergisi, C.28, S.1, SS 47-56.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., 1995.** *Explorati-on Seismology* v. New York, Cambridge University Press.
- Verchuur, D.J., 1991.** Surface-related multiple elimination: an inversion approach, Doktora Tezi, Delft Teknik Üniversitesi, Hollanda.

Verchuur, D.J., 1992. Adaptive surface-related multiple elimination, *Geophysics*, 57:1166-1177.

Yılmaz , Ö., 1987. *Seismic Data Processing*. Tulsa, USA, SEG.

VAN GÖLÜ KUZEYİNDEKİ PLİYÖSEN VOLKANİKLERİNİN PALEOMANYETİZMASI

PALEOMAGNETISM OF THE PLIOCENE VOLCANICS NORTH OF THE LAKE VAN

Sercan Kayın¹, Turgay İşseven²

¹*Gümüşhane Üniversitesi, Müh. ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 29100, Gümüşhane*

²*İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469, Ayazağa – İstanbul*

Yayına Geliş (Received): 03.05.2018, Yayına Kabul (Accepted): 12.06.2018

*Sorumlu yazar/Corresponding author: sercankayin@gumushane.edu.tr

Öz

Doğu Anadolu’da, Neojen’den Kuvaterner’e kadar çarpışmaya bağlı gelişen yaygın bir volkanizma ve bu volkanizmaya ait kayaçların dağılımı görülmektedir. Bölgede daha önce yapılmış çalışmalarda bu volkaniklerin oluşumu, kökeni ve bölgenin tektonik gelişimi ile ilgili birçok jeodinamik model önerilmiştir. Bu çalışma, bölgedeki tektonik deformasyonları paleomanyetik açıdan incelemek ve bölge tektoniğinin gelişimine katkı koymak amacıyla yapılmıştır. Bu kapsamda, Van Gölü kuzeyindeki Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlardan 82 mevkiden yönlü paleomanyetik numune toplanmıştır. Toplanan paleomanyetik numuneler, Etrüsk Volkanı ürünlerinin yanında plato bazaltları gibi farklı volkanik merkezlerin ürünleridir. Paleomanyetizma verilerinin desteklenmesi ve kayaçların farklı manyetik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Eş Isıl Kalıntı Miknatislanma (EIKM), Yüksek Sıcaklık Süseptibilitesi ve Manyetik Süseptibilite Anizotropisi (AMS) gibi Kaya manyetizması çalışmaları da yapılmıştır. EIKM çalışmalarından, kayaçların büyük birçoğunun miknatislanmasından sorumlu mineralin “Manyetit”, diğer kısmının ise “Manyetit+Hematit” olduğu belirlenmiştir. Yüksek sıcaklık süseptibilitesi çalışmalarından, kayaçların Curie sıcaklıkları ve ısınma esnasında kayaç içerisinde oluşan alterasyon belirlenmiştir. AMS çalışmaları ile Van Gölü kuzeyinde yeralan kayaçların paleo-akıntı yönleri tespit edilerek volkanik çıkış merkezleri belirlenmiştir. Paleomanyetizma sonuçlarına göre; Van Gölü kuzeyinde Erciş Fayı/Fay Zonu bölgenin genel tektoniğini şekillendiren ana unsur olmakla birlikte fay zonunun kuzeyinde bir rotasyon görülmezken, güneyinin saatin tersi yönünde dönme hareketine maruz kaldığı belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Anadolu, Paleomanyetizma, Kaya manyetizması, Pliyosen.

Abstract

In Eastern Anatolia, there is a common volcanism due to the collision from the Neogene to the Quaternary and the distribution of rocks related to this volcanism are observed. In previous studies, many geodynamic models were proposed about both tectonic evolution of the region and formation & origin of these volcanics. This study was carried out to investigate the tectonic deformations paleomagnetically and contribute to development of tectonism in the region. For this purpose, paleomagnetic samples were collected in 82 Pliocene sites from north of Lake Van. These paleomagnetic samples are products of different volcanic centers Etrusk, Mountain and plateau basalts. To support the paleomagnetic data and determine the different magnetic properties of the rocks, rock magnetic studies such as Isothermal Remanent Magnetization, High Temperature Susceptibility and Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) have also been carried out. It is obtained that, Magnetite are the responsible mineral for the magnetisation in the majority of the rocks, in the remaining rocks, responsible minerals are magnetite + hematite from IRM studies. Curie temperatures and alteration of the rocks during heating were identified from the high temperature susceptibility studies. In the AMS studies, the paleo-flow directions of the volcanic rocks and their volcanic centers were revealed to the north of Lake Van. According to our paleomagnetic results, Erciş Fault / Fault Zone in the north of Lake Van is the main element shaping the general tectonic settings of the region. Paleomagnetic data reveal that the area to the north

of the fault zone does not comprise any rotation whereas the south of the fault zone was rotated counter clockwise.

Keywords: Eastern Anatolia, Paleomagnetism, Rock magnetism, Pliocene.

GİRİŞ

Dünyanın en genç ve geniş ikinci platosu olan Doğu Anadolu Platosu, Neotetis'in kuzey ve güney kollarına ait kenet kuşaklarının bir araya geldiği bir tür kenetlenme zonunu temsil etmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Dewey ve diğ., 1986). Neotetis okyanusunun kollarının Geç Kretase'den itibaren kuzey güney yönlü yaklaşması sonucu Neotetis'in güney kolu Anadolu Bloğu'nun altına (kuzeye) doğru dalmış, bu dalma-batma sonucunda okyanusal litosferin tamamen yitirilmesi nedeniyle Arap levhası ile Anadolu Bloğu, Orta Miyosen sonlarında çarpışmıştır (Dewey ve diğ., 1986). Doğu Anadolu altında meydana gelen dalma batma ve sonrasında oluşan kıta-kıta çarpışmasına bağlı olarak bölgede yaygın bir volkanizma meydana gelmiştir. Bölgenin volkanik aktivitesi, Üst Miyosen döneminden başlayarak neredeyse hiç kesilmeden günümüze kadar devam etmiştir (Özdemir ve diğ., 2011).

Doğu Anadolu Yüksek platosunun aktif tektoniği, kuzey-güney yönlü sıkışma ile karakterize edilmektedir. Bölgede, doğu-batı doğrultulu kıvrımlar ile ters faylarla birlikte, çok sayıda kuzeydoğu-güneybatı yönlü sol yanal atımlı ve güneydoğu-kuzeybatı yönlü sağ yanal atımlı fayların meydana geldiği birçok yazar tarafından belirtilmiştir (Şaroğlu and Güner, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981, Şengör ve diğ., 1985; Dewey ve diğ., 1986; Hempton, 1987; Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Dilek ve Moores, 1990; Bozkurt, 2001; Koçyiğit ve diğ., 2001 ve Dhont ve Chorowicz, 2006). Doğu Anadolu Bölgesi'nde meydana gelen bu deformasyonun doğrultu atımlı faylarla Kafkasya'ya kadar iletiildiği (Sandvol ve diğ., 2003; Şengör ve diğ., 2003; Dhont ve Chorowicz, 2006; Djamour ve diğ., 2011), GPS çalışmalarıyla elde edilen verilerin bu sonuçlar ile uyumlu olduğu belirtilmektedir (McCusky ve diğ., 2000; Vernant ve diğ., 2004; Reilinger ve diğ., 2006; Dhont ve Chorowicz 2006). Doğu Anadolu içerisinde sıkışmanın halen aktif olduğu, 23 Ekim 2011'de ters faylanma mekanizmalı olarak meydana gelen Van depremi (Mw=7.1) ile de açıkça gözlenmektedir (Koçyiğit, 2013) (Şekil 1).

Çalışma alanı ve civarında yapılmış olan paleomagnetizma çalışmalarına bakıldığında; Sanver, (1968)'in lokal bir alandaki Kuvaterner yaşlı vol-

kanik kayalar üzerindeki paleomanyetik sonuçları bölgenin Kuvaterner'den günümüze kadar hemen hemen hiç rotasyona uğramamış (saatin tersi yönünde $\sim 3^\circ$ lik) olduğu yönündedir. Doğu Anadolu bölgesi civarında yapılan diğer bir paleomagnetizma çalışması Hisarlı vd. (2015) tarafından yapılmış olup, çalışmada Doğu Anadolu Bölgesi'nde geniş alanlara yayılan Miyosen - Kuvaterner yaşlı volkanik kayalardan 100 mevkiden numune toplanmış olup bunların 82 tanesi güvenilir sonuç vermiştir. Çalışma sonuçlarına göre bölge, sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı fayların birbirinden ayırdığı en az 5 farklı tektonik bloğa ayrılmıştır. Bu sonuca göre Kars Bloğu tüm bloklara nazaran en az saat yönünde rotasyon gösteren bloktur. Saat yönünün tersine en çok tektonik rotasyon görülen bloklar Anadolu Bloğu (AB) ve Pontid Bloğu (PB) olarak belirlenmiş olup saat yönünde en büyük rotasyonun ise Van Bloğunda (VB) olduğunu belirtmiştir. Hisarlı vd., (2015), Arap plakasının kuzeye doğru hareketinin Anadolu Bloğunun batıya kaçışına ve saatin tersi yönünde rotasyonuna, aynı zamanda Van Bloğunun da doğuya doğru kaçışına ve saat yönündeki rotasyonuna sebep olduğunu iddia etmektedir.

Bu çalışma, Hisarlı vd., (2015)'nin Van Bloğu olarak adlandırdığı bloğun doğu kısmında yapılmıştır. Aynı zamanda 23 Ekim 2011 tarihinde bu bölgede meydana gelen Van - Tabanlı depremi episantrının herhangi bir fay üzerinde olmaması sebebiyle bölgede daha fazla gömülü fay olabileceği düşünülmüş olup daha kuzeyde bulunan volkaniklerden 82 mevkiden alınan numunelerle bölgenin paleomanyetik olarak daha detaylı bir şekilde incelenmesi amaçlanmıştır.

VAN GÖLÜ KUZEYİNDE VOLKANİZMA

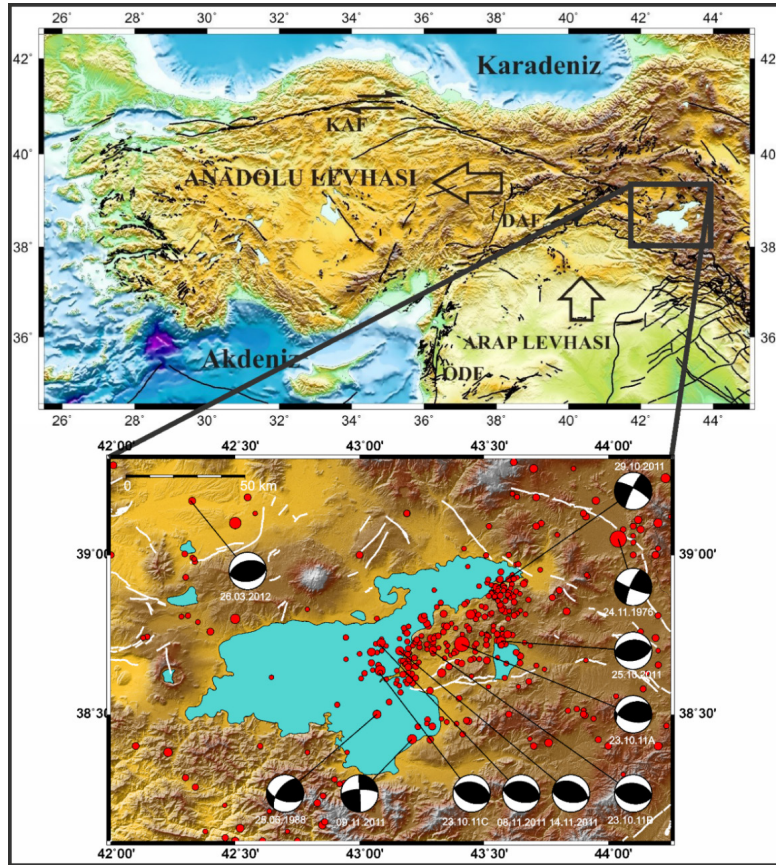
Doğu Anadolu Bölgesi'nin temelinde ofiyolitik melanj ve filiş istifi ile tanımlanan Doğu Anadolu Yığılma Karmaşığı yer almaktadır (Şengör ve diğ., 2003; 2008). Bu birimlerin üzerine Alt Miyosen ve Üst Miyosen yaşlı sedimanter çökeller yerleşmektedir. Çalışma alanında temel birime ait litoloji, Erciş ilçe merkezinde görülen Alt Miyosen yaşlı Adilcevaş kireçtaşlarıdır. Volkanik aktiviteler sonucunda püskürmüş olan lav ürünleri bu birimleri örtmektedir.

Van Gölü kuzeyi, Doğu Anadolu'nun en büyük

volkanik alanlarından bir tanesidir ve bölgede irili ufaklı birçok volkanik çıkış merkezi olup başlıcaları Girekol, Meydandağ, Aladağ, Tendürek ve Etrüsk Volkanlarıdır. Bu bölgedeki çarpışma ile ilişkili volkanizma yaklaşık olarak Orta Miyosen'de başlamış olup her biri 1-2 My süren dört aşamalı yoğun bir faaliyet göstermiştir (Lebedev ve diğ., 2010). Orta Miyosen döneminde (15-13.5 My) temelde Aladağ volkanı civarında, Tendürek Volkanı güneyinden Erciş ilçesinin kuzey ve kuzeydoğu kesimlerine Zilan Vadisi ve Deliçay'a uzanan bir zonda farklı bir yitim zonu bileşeni özelliği gösteren andezitik lavlar ve piroklastikler görülmektedir. Geç Miyosen boyunca (10-9 My) tekrar başlayan volkanizma bazaltlar, trakibazaltlar ve dasitlerden oluşan lavları üretmiştir. Bu lavlar Orta Miyosen döneminde oluşan lavları üzerlemiştir. Pliyosen döneminde (5.8-3.9 My) Erciş ilçe merkezinin kuzeyini tümüyle saran trakit, trakiandezit ve bazaltların çıkışı ile volkanizma tekrardan başlamıştır. Bu dönemde oluşan

bazaltik lav akışları Etrüsk Volkanı kuzeyinde geniş alanlar kaplayan bir plato oluşturmuştur. Pliyosen dönemindeki volkanik aktivitenin son safhası Etrüsk Volkanı'ndaki trakitik, trakiandezitik, trakidasitik ve riolyolitik lavların çıkışı ile oluşmuştur. Bu dönemdeki en önemli olaylardan birisi de Van Gölü'nün kuzeydoğusunda, bulunan Etrüsk Volkanı'nın 3.7 My'da meydana gelen patlama ile kaldera oluşmasıdır.

Yaklaşık 5 km genişliğinde ve güneye doğru açılan bir at nalı şeklinde olan bu kaldera Etrüsk volkanının merkezinde bulunmaktadır. Kuvaterner döneminde (1.0-0.4 My) Etrüsk Volkanı güneybatısından bazaltların ve trakibazaltların çıkış yapmasıyla volkanizma yeniden başlamıştır. Bu volkanik ürünler ağırlıklı olarak bir kuzey-güney uzanan fissürlerden, skoria konilerinden (Karnıyarık tepe) ve Maar şeklinde bir volkanik merkezden (Düzgeyik çukuru) üretilmiştir (Oyan, 2011).

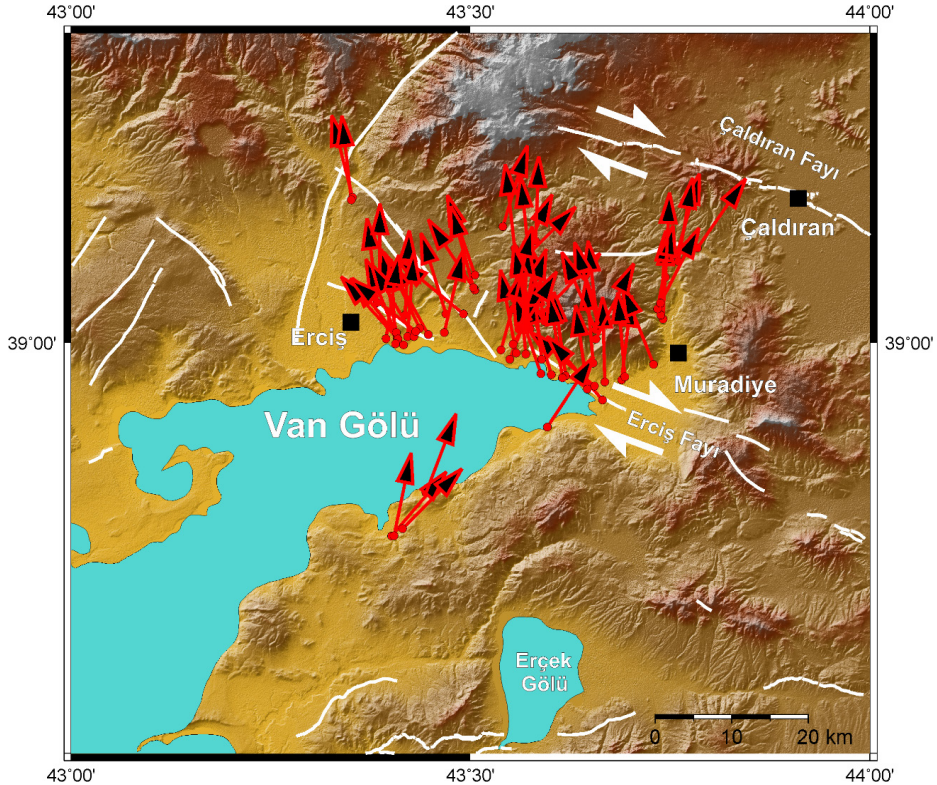


Şekil 1. a) Türkiye ve çevresindeki ana tektonik unsurlar; Kuzey Anadolu Fayı (KAF); Doğu Anadolu Fayı (DAF); Ölü Deniz Fayı (ÖDF), Siyah çerçeveli alan çalışma bölgesini göstermektedir. b) Van Gölü civarının sismisitesi (Deprem episanırları 1900-2018 yılları arası $M > 4.0$, odak mekanizması çözümleri 1976-2018 yılları arası $M > 5.0$). **Figure 1.** a) Tectonic map of the Turkey and it's around, North Anatolian Fault Zone (NAFZ), East Anatolian Fault zone (EAFZ), Death Sea Fault Zone (DSFZ). b) Seismicity of the vicinity of Lake Van ($M > 4.0$ Earthquakes between 1900-2017 and focal mechanism solutions of $M > 5.0$ Earthquakes).

PALEOMANYETİK VERİ TOPLAMA VE DEĞERLENDİRME

Van Gölü kuzeyinde, Pliyosen'de yaygın bir volkanizma hüküm sürmüş olup volkanik ürünler geniş alanlara yayılmıştır. Bu çalışmada, Doğu Anadolu Bölgesi'nde Van Gölü'nün kuzey kesimlerinden, Pliyosen yaşlı 82 mevkiden paleomanyetik yönlü karot numunesi toplanmıştır (Şekil 2). Volkanik kayalardan yönlü numune toplama işlemi portatif iki zamanlı bir karotiyer kullanılarak yapılmış olup karot numunenin yönlendirme işleminde jeolog pusulası ile birlikte güneş pusulası kullanılmıştır. Araziden toplanan yönlü karot numuneler, Boğaziçi Üniversitesi ile İstanbul Teknik Üniversitesi ortak laboratuvarı olan "KANTEK Paleomanyetizma Laboratuvarı'nda" ölçüme hazır standart numuneler haline getirilmiştir. Molspin spinner manyetometresi ile her numunenin Doğal Kalıcı Mıknatıslanmaları (DKM) ölçümleri yapılmıştır. Her bir mevkiden pilot numuneler seçilerek o mevkinin sahip olduğu karakteristik kalıcı mıknatıslanma bileşenleri elde edilmiştir. Daha sonra her bir mevkinin ortalama mıknatıslanma doğrultuları belirlenmiş olup mevkilerden elde edilen mıknatıslanma doğrultuları ve lokasyonları ilgili tablolarda verilerek haritalarda gösterilmiştir. İstatistiki olarak güvenilir mıknatıslanması olmayan 5 mevki (koz3, trta, al5, park ve cay5) ve istatistiki olarak güvenilir olup komşu mevkilere göre çok farklı rotasyonlar gösteren 6 mevki (kışla, isb, yeni, krb, snty3 ve al6) değerlendirmeye alınmamıştır. Dolayısıyla Van Gölü kuzeyinde, güvenilir mıknatıslanmaya sahip 71 Pliyosen yaşlı mevki değerlendirmeye katılmıştır. Pliyosen yaşlı mevkilere ait genel bilgiler ve demanyetizasyon sonuçları Çizelge 1'de, bu mevkilerden elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultuları ise Şekil 2'de verilmiştir.

Pliyosen yaşlı mevkilerin rotasyonlarına bakıldığında (Şekil 2), KB-GD uzanlı Erciş Fayı'nın hemen güney/güneybatısında kalan mevkilerde saatin tersi yönünde rotasyon gözlenmekte olup fay zonu üzerinde ve doğusunda kalan mevkilerde ise genel olarak kayda değer bir rotasyon gözlenmemiştir. Erciş Fayı'nın güneydoğusunda Erçek Gölü'nün kuzeybatısında ise 5 mevkinin tamamının (yayla, yayla2, tumar, krb ve sglm) birbirleriyle uyumlu bir şekilde ve saat yönünde rotasyon göstermesi, ayrıca Muradiye kuzeyindeki mevkilerin Erciş Fayı'ndan uzaklaştıkça saat yönünde gösterdikleri rotasyon miktarındaki artış bölgenin genel tektonik hareketin saat yönü olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 2 : Pliyosen yaşlı mevkiler ve ortalama mıknatıslanma doğrultuları.

Figure 2 : Mean remanent magnetization directions of Pliocene volcanic rocks.

Çizelge 1. Pliyosen yaşlı mevkilere ait genel bilgiler ve demanyetizasyon sonuçları. $D_g(s)$, $I_g(s)$, $I_{95}(s)$: Tektonik düzeltme öncesi ve sonrasında denklasyon ve inklinasyon açılarını, k : Prezişyon parametresini, α_{95} : Emniyet çemberini ve D_n/T_n : Değerlendirmeye katılan numune sayısı / Toplam numune sayısı'nı göstermektedir.

Table 1. Paleomagnetic results from Pliocene rocks. $D_g(s)$, $I_g(s)$: Declination and Inclination angle geographic (before tilt correction) and stratigraphic coordinates (after tilt correction), respectively, k : precision parameter, α_{95} : 95 % confidence circle, D_n/T_n : T_n denotes number of samples per locality, D_n the number of samples used for site mean calculation.

Mevki adı	Enlem	Boylam	D_n/T_n (adet)	$D_g(°)$	$I_g(°)$	$D_s(°)$	$I_s(°)$	R	k	$\alpha_{95}(°)$	Volkanik Birim
tpk4	39.056	43.541	8/8	189.6	-48.2	201.3	-62.1	7.96	192.58	4	Trakidasit
tpk3	39.07	43.557	7/8	205.2	-51.8			6.8	30.59	11.1	Trakidasit
tpk2	39.074	43.557	9/10	217.7	-41.8	224.8	-59.6	8.97	236.55	3.4	Trakidasit
koz3	39.036	43.554									Riyolit
dir1	38.964	43.689	9/9	186.8	-56.4			8.96	207.7	3.6	Riyolit
dir2	38.967	43.693	8/8	175.2	-48.9			7.91	80.3	6.2	Riyolit
krh	38.962	43.668	8/8	178.5	-67.6			7.97	250.42	3.5	Riyolit
blk	38.979	43.729	7/8	158.4	-54.4			6.88	51.58	8.5	Riyolit
brj	39.023	43.741	7/8	182.5	-51			6.97	217.29	4.1	Riyolit
kmr	39.027	43.738	7/8	183.4	-54.7			6.99	763.2	2.2	Riyolit
kmr2	39.033	43.734	9/9	190.6	-34			8.97	245.25	3.3	Riyolit
goz3	39.066	43.505	7/9	171.6	-46.5	160.9	-49.3	6.99	627.76	2.4	Trakit
tpk1	39.079	43.573	7/9	174.2	-52.6			6.91	64.15	7.6	Latit
ykoz1	39.021	43.593	6/8	167.5	-66.8			5.92	62.77	8.5	Latit
ykoz2	39.028	43.589	8/9	198.2	-39.8	224.1	-69.8	7.91	78.03	6.3	Latit
al1	39.004	43.657	6/6	206.7	-52.5			5.97	190.22	4.9	Latit
al6	38.978	43.651	7/8	99.5	-55.2			6.9	60.73	7.8	Latit
al7	38.98	43.653	6/7	175.2	-62.2			5.99	336.01	3.7	Latit
snty3	38.967	43.659	7/8	335.8	-67.1	333.2	-65.5	6.83	34.78	10.4	Latit
kmr3	39.039	43.738	6/8	175.8	-21.4	207.2	-31.2	5.87	37.14	11.1	Riyolit
mur	39.064	43.744	10/12	183.8	-19.2	182.8	-36.1	9.92	110.76	4.6	Riyolit
kadı	39.027	43.418	5/6	182.8	-58.6			4.99	427.51	3.7	Trakit
sglm	38.918	43.596	5/8	33.4	64.5			4.77	17.15	19	Trakit
tvt	39.039	43.383	7/7	173.1	-53.5			6.96	167.91	4.7	Trakit

İstatistikî olarak güvenilir miktatlaşması yoktur

Çizelge 1 : Devam
Figure 1: Continued

Mevki adı	Enlem	Boylam	Dn/Tn (adet)	D _g (°)	I _g (°)	D _s (°)	I _s (°)	R	k	α ₀₅ (°)	Vulkanik Birim
kisla2	39.053	43.386	7/8	180.3	-28.2			6.96	156.74	4.8	Trakit
inc3	39.028	43.491	6/8	129.4	-40.4			5.89	45.72	10	Traktandezit
snty2	38.958	43.655	7/8	130	-72.2			6.98	398.13	3	Trakit
kisla	39.056	43.383	5/8	248.5	-2.1			4.88	34.57	13.2	Trakit
trt	38.989	43.569	8/8	174.6	-54.6			7.97	202.24	3.9	Trakit
trra	38.988	43.57									Trakit
İstatistikî olarak güvenilir miktanslanmasi yoktur											
ptr	38.99	43.557	7/7	169.3	-69.5			6.97	189.74	4.4	Trakit
ant	38.984	43.549	7/9	201.5	-47.9			6.98	352.33	3.2	Trakit
kzc	38.968	43.619	7/7	172	-69.2			6.96	136.62	5.2	Trakit
kzc2	38.966	43.615	6/7	165	-71.8	171.2	-58.1	5.99	556.27	2.8	Trakit
uns	38.969	43.601	7/8	163.4	-66.2			6.95	131.69	5.3	Trakit
uns2	38.97	43.588	8/8	161.1	-63.4			7.98	394.41	2.8	Trakit
ukg	38.984	43.589	8/8	173.4	-54.6			7.98	337.49	3	Trakit
ykoz3	39.015	43.571	5/8	171.5	-54.2			4.99	412.85	3.8	Trakit
ykoz5	38.999	43.553	8/11	211	-53.1			7.97	248.96	3.5	Trakit
İstatistikî olarak güvenilir miktanslanmasi yoktur											
al5	39.006	43.656									Trakit
koz2	39.033	43.553	6/8	13.1	41			5.77	22.2	14.5	Trakit
goz5	39.053	43.504	6/7	344.4	50.5			5.9	48.54	9.7	Latit
goz4	39.051	43.505	8/9	146.4	-56.6			7.85	47.33	8.1	Latit
koz7	39.013	43.56	8/8	181.4	-48.3	198.9	-53.5	7.99	818.97	1.9	Latit
al2	39.013	43.657	8/9	156.4	-40.9			7.91	80.37	6.2	Latit
al3	39.017	43.659	12/14	173.6	-51.4			104.51	104.51	4.3	Traktandezit
dere	39.079	43.76	8/9	9.7	32.6			7.89	66.32	6.9	Latit
bbc	39.092	43.784	9/9	214.8	-56.6			8.93	112.65	4.9	Latit
bbc2	39.085	43.758	7/10	195.5	-60.2			6.78	27.06	11.8	Latit
tas	39.028	43.469	7/8	162.9	-59.1			6.97	215.12	4.1	Latit
ako	38.993	43.538	7/7	195.5	-66.8			6.99	455.9	2.8	Trakit
al4	39.019	43.66	7/8	169.2	-48.5	163.8	-52.5	6.92	75.22	7	Traktandezit
koz6	39.013	43.564	7/8	184.3	-52.4			6.96	140.47	5.1	Trakit
goz1	39.092	43.555	7/9	173.5	-52.8			6.98	341.95	3.3	Latit

Çizelge 1 : Devam
Figure 1 : Continued

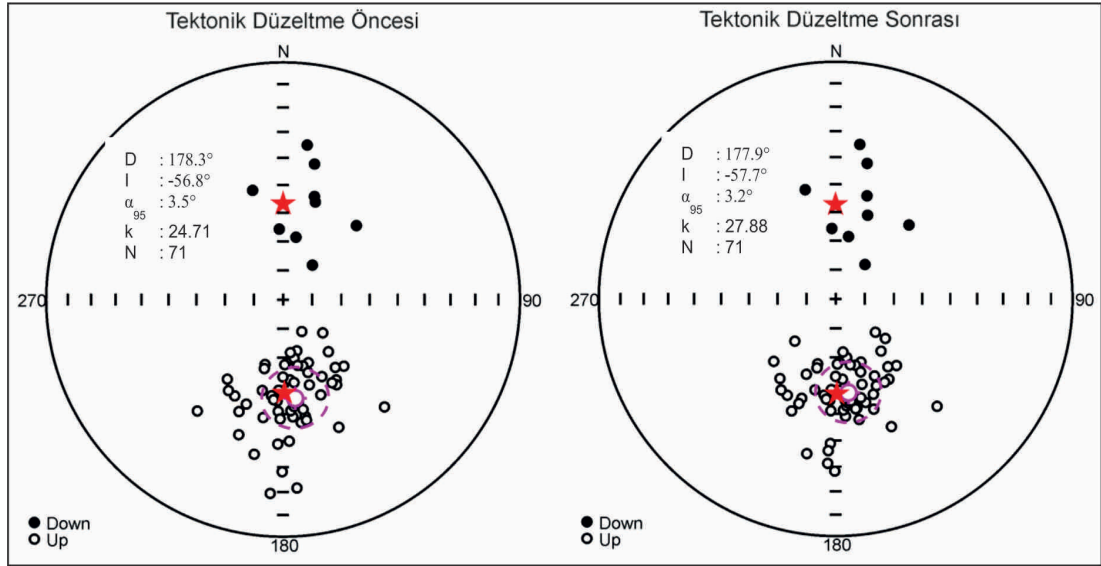
Mevki adı	Enlem	Boylam	Dn/Tn (adet)	D _g (°)	I _g (°)	D _s (°)	I _s (°)	R	k	α ₉₅ (°)	Volkanik Birim
goz2	39.099	43.581	6/8	182.1	-38.9			5.94	81.76	7.5	Latit
ykoz4	39.014	43.574	8/8	177.5	-40	168.9	-51.3	7.9	71.24	6.6	Trakit
yeni	39.071	43.756	8/8	10.2	-62.3			7.61	18.14	13.4	Latit
snty	38.955	43.646	7/8	172.1	-71.6			6.98	302.84	3.5	Trakit
krh2	38.944	43.665	8/8	139	-66.2			7.96	168.94	4.3	Trakit
hydr	39.014	43.436	7/8	141.8	-54.7	154.8	-56.8	6.88	49.2	8.7	Trakit
hydr2	39.006	43.421	10/10	184.2	-64.7			9.7	30.09	9	Trakit
shl	38.998	43.416	8/8	142.4	-60.4			7.91	77.65	6.3	Trakit
atok	38.999	43.406	8/8	356.9	65.7			7.97	213.44	3.8	Trakit
atok2	39.004	43.394	5/9	8.6	67.5			4.92	50.25	10.9	Trakit
san	39.005	43.408	8/8	158.2	-66.6			7.96	184.35	4.1	Trakit
park	39.012	43.398									Trakit
ytok	39.01	43.407	7/7	169.7	-51.1			6.98	297.12	3.5	Trakit
bend2	39.01	43.467	8/8	192.9	-57.7			7.95	131.33	4.9	Latit
isik	39.006	43.429	8/8	149.5	-56.5			7.97	230.82	3.7	Trakit
skr	39.008	43.447	8/8	151.1	-55.5			7.91	74.55	6.5	Trakit
san2	39.004	43.409	8/8	137.6	-58.8			7.91	81.36	6.2	Trakit
hydr3	39.011	43.431	8/8	149.6	-77.3	128.5	-68.2	7.84	44.3	8.4	Trakit
yayla	38.812	43.401	7/8	40.5	74.5			6.9	58.46	8	Bazalt
yayla2	38.812	43.404	7/7	11.7	68.1			6.97	197.71	4.3	Bazalt
nors	38.819	43.415	9/9	44.8	53.8			8.98	437.73	2.5	Bazalt
timar	38.854	43.444	7/8	18.3	54.3	20.9	59	6.79	28.52	11.5	Bazalt
krb	38.865	43.465	7/8	130.5	64			6.98	243.61	3.9	Bazalt
tel	39.141	43.352	7/10	175.3	-62.7	165.7	-54.6	6.97	225.99	4	Hawaiiit
koc1	39.139	43.351	6/8	173.6	-45.2			5.9	52.38	9.3	Trakitbazalt
cay5	39.13	43.354									Hawaiiit
pay2	39.113	43.54	6/6	16.9	52.5			5.8	24.64	13.8	Bazalt
isb	39.161	43.371	6/7	96.2	69.7			5.74	19.14	15.7	Trakit

İstatistikî olarak güvenilir miktanslanması yoktur

İstatistikî olarak güvenilir miktanslanması yoktur

Pliyosen yaşlı volkanik kayalardan elde edilen ortalama mıknatıslanma doğrultularının stereografik projeksiyonda gösterimi Şekil 3’de verilmiştir. Şekilden de görüleceği gibi tektonik düzeltme öncesi ve sonrasında mıknatıslanma doğrultularındaki gruplanmanın iyi olması, ayrıca normal ve ters polariteli mevkilerin var olması bu çalışmadaki veri

güvenirliğinin ayrı bir göstergesidir. Aynı zamanda normal ve ters polariteli mevkilerin ortalama mıknatıslanma doğrultularının bir dipolün iki ucunu gösterecek şekilde gruplanması, yeterince geniş bir zaman skalasını kapsamaya açısından değerlendirildiğinde ortalama mıknatıslanma doğrultuları içinde seküler değişimin bulunmadığını göstermektedir.



Şekil 3: Pliyosen yaşlı kayalardan alınan mevkilerin tektonik düzeltme öncesi ve sonrası stereografik projeksiyon gösterimi.

Figure 3: Paleomagnetic mean directions of Pliocene volcanic rocks before and after tectonic correction

KAYA MANYETİZMASI ÇALIŞMALARI

Paleomanyetizma çalışmalarının güvenilirliğini hem desteklemek hem de kontrol etmek amacıyla kalıcı mıknatıslanmadan sorumlu manyetik minerallerin tanımlanması, alterasyonu, koersif kuvveti ve manyetik süseptibilitenin belirlenmesi için kaya manyetizması çalışmaları birçok araştırmacı tarafından başarıyla gerçekleştirilmiştir (Stacey ve Banerjee, 1974; Butler ve Banerjee, 1975; Senanayake ve McElhinny, 1981; 1982; Collinson, 1983; Tarling, 1983; Fuller ve Cisowski, 1987; O'Reilly, 1984; Dunlop ve Özdemir, 1997). Bu çalışma kapsamında; Eş-Isıl kalıntı mıknatıslanma (EIKM), yüksek sıcaklık süseptibilite ölçmeleri ve Manyetik Süseptibilite Anizotropisi (AMS) çalışmaları yapılmıştır.

MANYETİK SÜSEPTİBİLİTE ANİZOTROPİSİ (AMS) ÇALIŞMALARI

Kayaçların fiziksel bir özelliği olan Manyetik süseptibilite anizotropisi (AMS), yapısal ve defor-

masyon analizleri (Borradaile, 1988; Li ve Powell, 1993; Borradaile ve Henry, 1997) ile deformasyona uğramış kayaçların paleomanyetik değerlendirilmeleri (Conge ve Perroud, 1985) ve magmatik intrüzyon mekanizması ile akış yönlerinin belirlenmesi (Ernst ve Baragar, 1992) gibi çeşitli uygulamalarda yoğun bir şekilde kullanılmaktadır. Manyetik süseptibilite anizotropisi (AMS), manyetik süseptibilitenin kayaç içerisindeki yönüne bağlı değişimini ifade etmektedir (Tarling ve Hrouda, 1993). Bu değişim matematiksel olarak ikinci dereceden bir tensör ile ifade edilmekle birlikte üç eksenli bir elipsoid olarak tanımlanır. AMS çalışmalarında bu üç eksenli elipsoid tanımlanırken k_1 (k_{max}), k_2 (k_{int}) ve k_3 (k_{min}) terimleri kullanılarak maksimum, orta ve minimum manyetik süseptibilite bileşenleri olarak adlandırılır ve aralarındaki ilişki ise $k_1 > k_2 > k_3$ olarak ifade edilir.

AMS yöntemi sonucu hesaplanan bu parametreler, kayaç sedimanter ise suyun akış yönünü, metamorfik ise kayaçlardaki deformasyonu, volkanik ve plütonik ise lav veya mağma akış yönü-

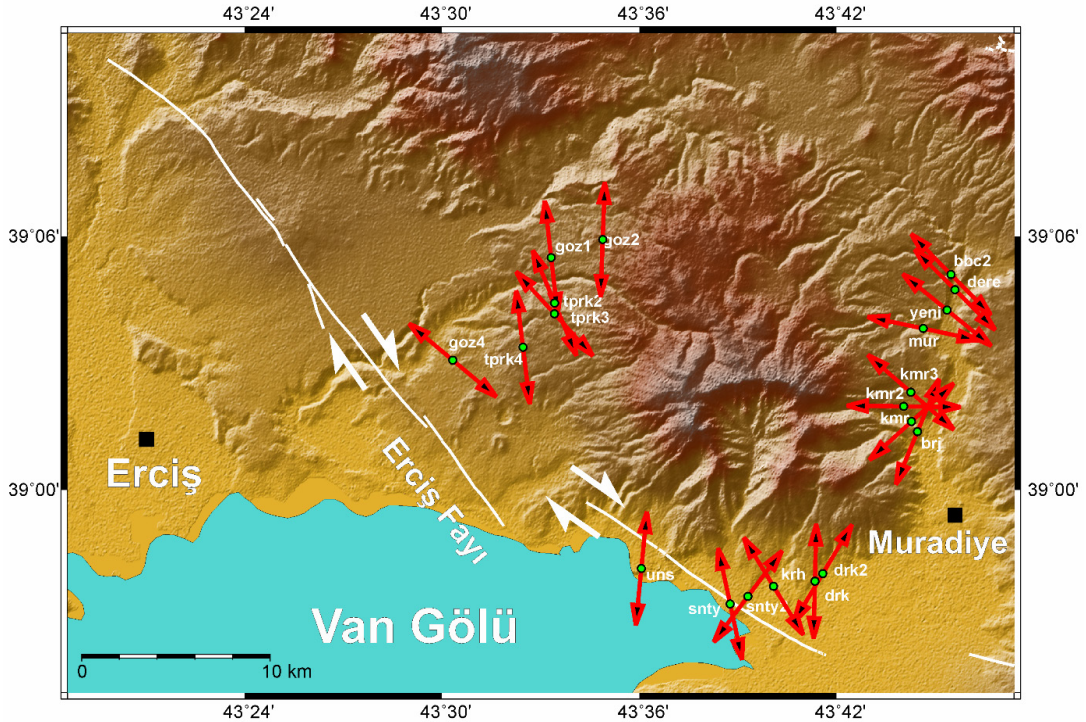
nü, tanımlamak için kullanılmaktadır (Tarling ve Hrouda, 1993).

AMS çalışmalarında kullanılacak numuneler "Bartington MS2 Magnetic Susceptibility System" cihazında 18 farklı ölçüm pozisyonunda ölçülerek farklı eksenlerindeki süseptibilite değerleri belirlenmiştir. Her bir numunenin farklı eksenlerindeki manyetik süseptibilite değerlerinden, AMS elipsoidinin ana eksenlerini tanımlayan maksimum (k_1), orta (k_2) ve minimum (k_3) manyetik süseptibilite değerleri hesaplanmış ve bu değerler kullanılarak numunelerin AMS parametreleri elde edilerek Çizelge 2'de verilmiştir.

Şekil 4'de Muradiye ilçesi kuzeyindeki Babacan Köyü'nden başlayarak güneye doğru Kemerköprü civarında, Bendimahi Çayı'nın Van Gölü'ne ulaştığı noktanın kuzeyinde Dürükkaş, Karhan, Alkasnak köyleri civarında, Ünseli beldesinde ve kuzeybatıda ise Bakırtaş, Yeşilkanat köyleri civarında yaygın yüzlekler veren Pliyosen yaşlı volkanik kayalarda yapılan AMS ölçüm sonuçlarına göre paleo-akıntı doğrultuları verilmiştir. Şekil 4'den izleneceği üzere, paleo-akıntı doğrultuları yaklaşık olarak radyal bir şekilde yayılım göstermekte ve çıkış merkezi olarak Alkasnak Köyü kuzeyindeki Etrüsk Volkan kraterini işaret etmektedir.

EŞ-ISIL KALINTI MIKNATISLANMA (EIKM) ÖLÇÜMLERİ

Eş-ısı kalıntı mıknatıslanma (EIKM) ölçümleri, kayaç içerisinde bulunan ve kayacın mıknatıslanmasından sorumlu olan manyetik minerallerin ayırtılması ve tanımlanması amacıyla yapılmaktadır. Herhangi bir kalıcı mıknatıslanması olmayan veya kalıcı mıknatıslanması alternatif alan demanyetizasyon yöntemiyle temizlenmiş bir kayaca şiddeti giderek artan bir dış alan uygulandığında danelerin manyetik momenti kolay mıknatıslanma doğrultusuna paralel halde yönelmektedir (Tarling, 1983). Mıknatıslanmadan sorumlu mineralin türüne göre, doymuş hale gelinceye kadar kayaca yüklenen EIKM'nın şiddeti, uygulanan alanın şiddetine bağlı olarak artmaktadır (Thompson ve Oldfield, 1986). EIKM ölçümlerinin uygulanması öncelikle numunenin kalıcı mıknatıslanmasının alternatif alan demanyetizasyon yöntemi ile temizlenmesiyle başlamaktadır. Kalıcı mıknatıslanması temizlenmiş olan numuneye, oda sıcaklığında, anlık mıknatıslanma yükleyici (pulse magnetiser) ile 0.025 Tesla şiddetinde alan kısa bir süre (~3 ms) uygulanmakta ve kazandığı mıknatıslanma spinner manyetometresi ile ölçülmektedir. Ardından 0.050 Tesla'dan başlayarak 1.0 Tesla'ya kadar aşama aşama aynı işlem uygulanmaya devam edilir.



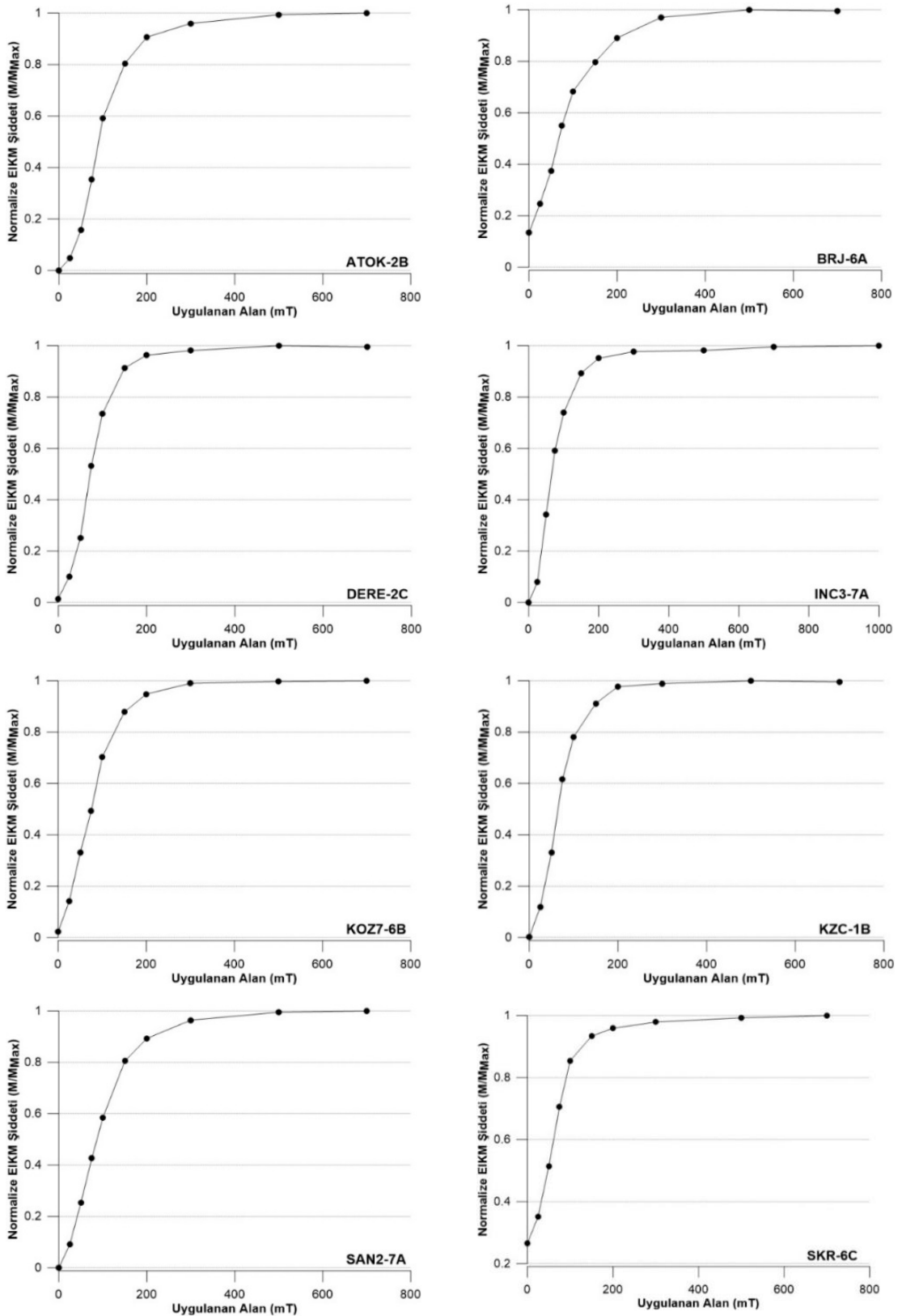
Şekil 4: AMS çalışması sonucunda elde edilen Pliyosen yaşlı mevkieilerin paleo-akıntı yönleri.

Figure 4: Paleo-flow directions of Pliocene volcanic rocks (red vectors).

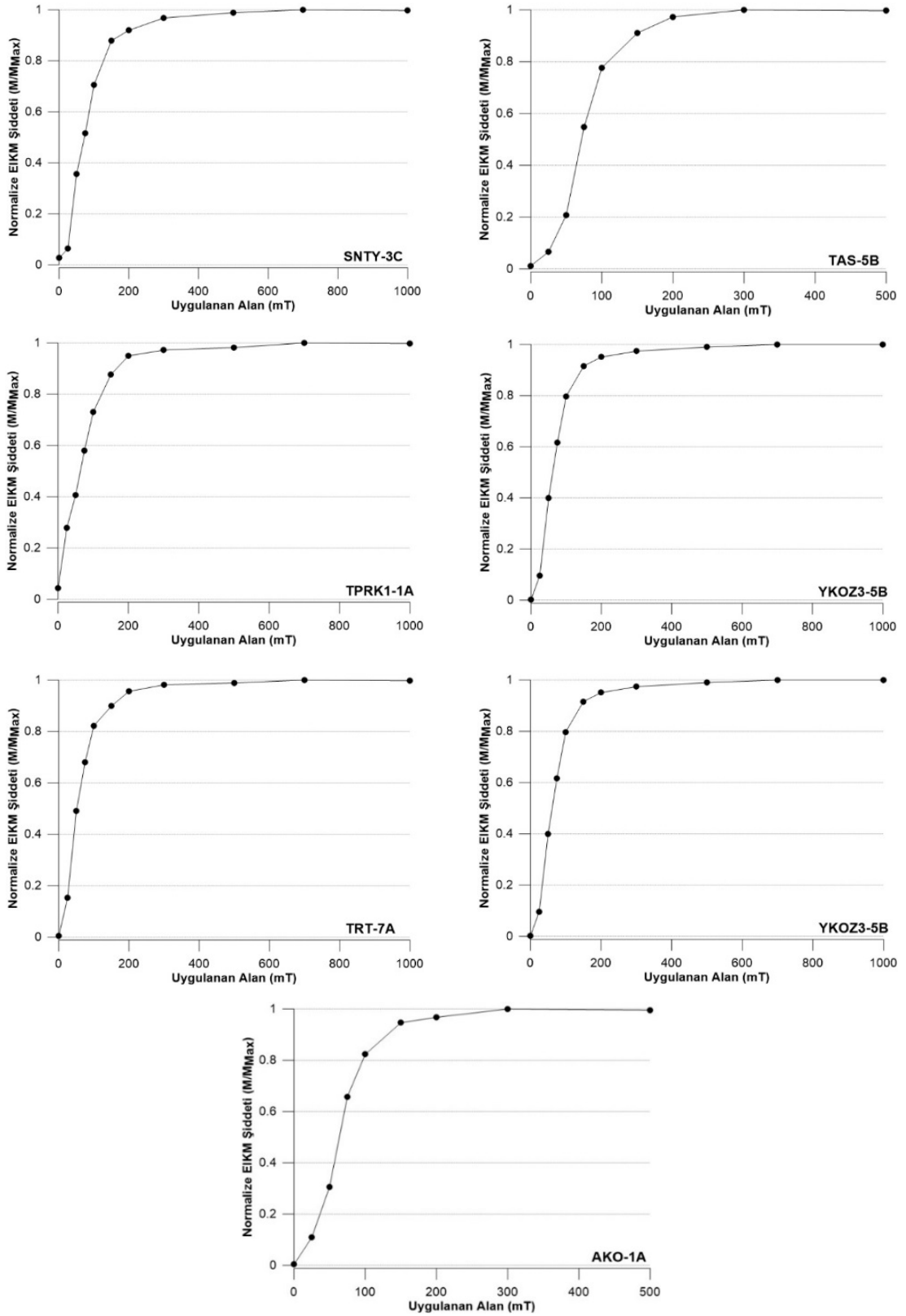
Çizelge 2: AMS Çalışmaları sonucunda elde edilen ortalama AMS parametreleri (k_1): Maksimum manyetik süseptibilite, k_2 : Ortaç manyetik süseptibilite, k_3 : Minimum manyetik süseptibilite, k_{ort} : Ortalama manyetik süseptibilite, P: Anizotropi derecesi, Pj: Düzeltilmiş anizotropi derecesi, L: Manyetik lineasyon, F: Manyetik foliasyon, T: Şekil parametresi, $D^\circ(k_1) / I^\circ(k_1)$: Maksimum manyetik süseptibilite yönünün denklasyon ve açıları).

Table 2: Average AMS parameters as a result of AMS studies (k_1): Maximum magnetic susceptibility, k_2 : Medium magnetic susceptibility, k_3 : Minimum magnetic susceptibility, k_{ort} : Mean magnetic susceptibility P : Anisotropy degree, L: Lineation parameter, F: Foliation parameter, T:Shape parameter, $D^\circ(k_1) / I^\circ(k_1)$: Declination and inclination of maximum magnetic susceptibility (k_1))

Mevki Adı	N	k_1	k_2	k_3	k_{ort}	L	F	P	P _j	T	$D^\circ(k_1)$	$I^\circ(k_1)$
bbc2	5	1116.2	1110.3	1084.6	1103.70	1.0053	1.0237	1.0291	1.0310	0.6309	135.5	11
brj	8	993.5	978.2	958.9	976.87	1.0156	1.0201	1.0361	1.0362	0.1243	202.3	64.4
dere	6	2834.7	2832.5	2757.7	2808.30	1.0008	1.0271	1.0279	1.0319	0.9436	135.3	26.6
drk1	8	714.6	708.6	687.7	703.63	1.0085	1.0304	1.0391	1.0412	0.5605	181.3	47.8
drk2	7	621.6	613.4	597.1	610.70	1.0134	1.0273	1.0410	1.0418	0.3395	210.8	24.6
goz1	8	904.2	901.1	877.2	894.17	1.0034	1.0272	1.0308	1.0338	0.7734	149.3	6.8
goz2	5	1339.6	1326.1	1295.2	1320.30	1.0102	1.0239	1.0343	1.0352	0.3990	224.8	10.5
goz4	6	1158.8	1143.3	1118.5	1140.20	1.0136	1.0222	1.0360	1.0364	0.2391	310.7	46.3
kmr	4	1497.2	1495.1	1452.9	1481.73	1.0014	1.0290	1.0305	1.0345	0.9065	47.7	7
kmr2	9	719.3	714.9	686.5	706.90	1.0062	1.0414	1.0478	1.0520	0.7371	270.7	17.6
kmr3	8	387.1	378.6	367.9	377.87	1.0225	1.0291	1.0522	1.0523	0.1271	131	63.6
krh	6	778.4	769.4	753.2	767.00	1.0117	1.0215	1.0335	1.0339	0.2932	328.6	28.1
mur	11	587.8	576.4	564.3	576.17	1.0198	1.0214	1.0416	1.0417	0.0400	102.3	6.7
snty	7	563.5	558.4	543.8	555.23	1.0091	1.0268	1.0362	1.0377	0.4890	167.9	16.2
snty2	7	1044.3	1024.5	987.9	1018.90	1.0193	1.0370	1.0571	1.0580	0.3105	216.8	0.8
tprk2	5	1027.3	1025.6	977.3	1010.07	1.0017	1.0494	1.0512	1.0583	0.9336	157.4	5.6
tprk3	4	547.4	539.7	530.2	539.10	1.0143	1.0179	1.0324	1.0325	0.1125	317.6	20.5
tprk4	4	767.1	764.4	739.6	757.03	1.0035	1.0335	1.0372	1.0411	0.8068	353.1	8
uns	7	1335.7	1320.2	1296.8	1317.57	1.0117	1.0180	1.0300	1.0302	0.2102	185.6	3.5
yeni	8	1352.8	1346.7	1321.3	1340.27	1.0045	1.0192	1.0238	1.0253	0.6164	309.1	44.3



Şekil 5: Pliyosen yaşlı volkanik kayaç numunelerine ait Eş-Sıcaklık Isıl Kalıcı Mıknatıslanma (EIKM) Eğrileri.
Figure 5: IRM acquisition curves of representative samples



Şekil 5: Devamı.
Figure 5: Continued.

Mıknatıslanmadan sorumlu minerali “*manyetit*” olan kayalara 500-550 mT (0.5 T – 0.55 T) kadar dış alan uygulandığında kayacın kazandığı EIKM doygun hale gelir ve bu noktadan sonra dış alan ne kadar arttırılırsa arttırılsın, kayacın kazandığı mıknatıslanma aynı kalmaktadır. Eğer mıknatıslanmadan sorumlu mineral “*hematit*” gibi yüksek koresiviteli bir mineral ise dış alan şiddeti ne kadar arttırılırsa arttırılsın numunenin kazandığı EIKM’yi doygun hale getirebilmek mümkün olmayacaktır. Eğer kayaç bu şekilde doygun EIKM’ya sahip olmuyorsa kayacın mıknatıslanmasından sorumlu mineralinin hematit olduğu söylenebilir. Kayaç içerisinde mıknatıslanmadan sorumlu mineral “*manyetit + hematit*” ise EIKM eğrisi artan dış alanla birlikte önce manyetit ile ilişkili hızlı bir yükselim daha sonra ise hematit ile ilişkili nispeten daha düşük eğimli bir artış olacaktır. Ancak satürasyon mıknatıslanmasına ulaşmayacaktır.

Şekil 5’de Van Gölü kuzeyindeki Pliyosen volkaniklerinden alınan numunelerden 15 mevkiye ait EIKM eğrileri verilmiştir. EIKM işlemleri uygulanan numunelerin bu çalışma kapsamında toplanan kayaç türlerinin her birinden olmasına özen gösterilmiştir. Şekil 5’de yer alan EIKM eğrilerine bakıldığında çalışılan kayaçların hiçbirinde Hematit mineralinin tek başına bulunmadığı görülmektedir. Diğer taraftan, Manyetit mineralinin hakim olduğu ve EIKM eğrilerinde satürasyonun izlendiği 11 mevki (koz7, kzc vb.) bulunmakla beraber Manyetit+Hematit minerallerinin birlikte yer aldığı 4 mevki (ykoz., Skr, vb.) bulunmaktadır.

YÜKSEK SICAKLIK SÜSEPTİBİLİTE ÖLÇÜMLERİ

Sıcaklığa bağlı süseptibilite değişimleri; düşük sıcaklık ve yüksek sıcaklık süseptibilite ölçümleri olarak iki kısma ayrılmaktadır. Bu çalışmada yüksek sıcaklık süseptibilite ölçümleri “Bartington Susceptibility /Temperature System” cihazı kullanılarak yapılmıştır. Yüksek sıcaklık süseptibilite ölçümlerinde, kayaç içerisindeki manyetik minerallerin manyetik süseptibilitelelerinin ısınma ve soğuma adımları boyunca sergilediği değişimin incelenmesi

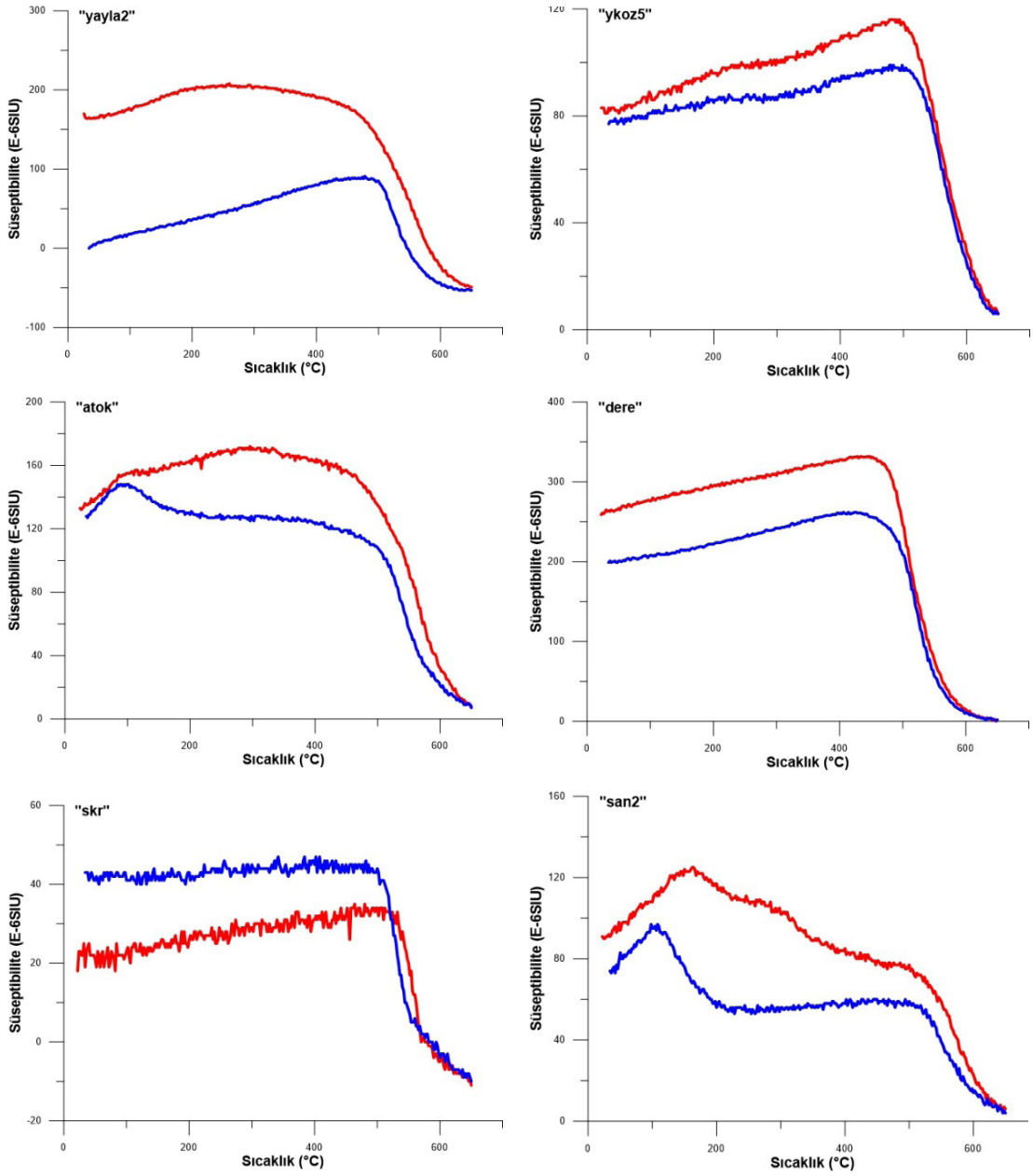
ve oluşabilecek bozuşmaların belirlenmesi amacıyla yapılmaktadır.

Yüksek sıcaklık süseptibilite eğrilerinde oluşacak farklar, kayaç içerisinde meydana gelen kimyasal bozuşmaları işaret etmekte olup, manyetik mineral tanımlaması ve domen yapısı hakkında da bilgi sağlamaktadır. Kayacın mıknatıslanmasından sorumlu minerallerin tek veya çok domenli oluşu, titanyumlu manyetit içerip içermediği soruları da bu çalışmalar neticesinde karşılık bulunabilmektedir. Ayrıca süseptibilite değerlerinin ani değiştiği ve yok olduğu kısımlarda Curie sıcaklık değerleri, kimyasal bozuşmanın olması durumunda da yine bozuşma sıcaklığına bakılarak bozuşma ürünleri saptanabilmektedir

Bu çalışmada, Pliyosen yaşlı kayalardan kayaç türlerini temsilen toplam 6 mevkiye ait numune seçilerek yüksek sıcaklık süseptibilite ölçümleri yapılmıştır. Şekil 6’de verilen grafiklerde verilen kırmızı eğriler ısınma, mavi eğriler ise soğuma eğrilerini göstermektedir. Isınma eğrilerinin büyük çoğunlukla soğuma eğrilerinin üzerinde kaldığı gözlenmektedir. Numunelerin büyük çoğunluğunda ısınma aşamasında eğri üzerinde dalgalanmalar mevcuttur. Bu ise mineral faz dönüşümüne işaret etmektedir. Söz konusu eğim değişiklikleri numunelerin biri düşük diğer yüksek olmak üzere iki adet Curie sıcaklığına sahip olduğunu göstermektedir. Şekil 8’den de görüleceği üzere düşük Curie sıcaklıklarının çok geniş bir bant aralığında olduğu, daha yüksek sıcaklıklarda olan asıl Curie sıcaklıklarının 580-600°C’ler arasında olduğu görülmektedir.

Yine aynı numunelerin soğuma eğrilerine bakıldığında, genellikle ısınma aşamasında meydana gelen oksidasyon sonucunda soğuma aşamasında tek bir mineralin hâkimiyetinden ve eğrisinden bahsetmek mümkündür.

Şekil 6’de verilen altı adet grafik yardımıyla Van Gölü kuzeyinde yer alan Pliyosen yaşlı kayalarda çok domenli manyetik bir yapının hâkim, “Ti-Manyetit” açısından zengin olduğu, genellikle mineral faz dönüşümünün izlendiği söylenebilmektedir.



Şekil 6: Yüksek Sıcaklık Süseptibilite Ölçüm Grafikleri. Kırmızı çizgi ısıtma eğrilerini, mavi ise soğuma eğrilerini göstermektedir.

Figure 6: High Temperature Susceptibility Curves. The red line shows the heating and the blue line shows the cooling curves.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Doğu Anadolu’da, Van Gölü kuzeyinde yer alan Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlarının kaya manyetizması ve paleomanyetizma çalışmaları yapılmış olup, bölgedeki tektonik gelişiminin incelenmesi amaçlanmıştır. Yapılan çalışmalardan ulaşılan sonuçlar sırasıyla aşağıda verilmiştir. **Kaya manyetizması çalışmalarında:**

a. Manyetik Süseptibilite Anizotropisi (AMS) çalışmaları neticesinde; Pliyosen yaşlı mevkilerin manyetik anizotropi doğrultuları (paleo-akıntı yönleri) belirlenmiştir. Şekil 4’te görüldüğü üzere, Etrüsk Volkanı civarında yeralan Pliyosen volkaniklerinden saptanan paleo-akıntı doğrultuları daha önce yapılmış olan jeokimyasal çalışmalarda da öngörüldüğü üzere (Lebedev vd., 2010; Oyan, 2011) Etrüsk volkanik çıkış merkezini işaret etmektedir.

b. Van Gölü kuzeyinden örneklenen Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlarda (15 mevki) Eş Sıcaklık Isıl Kalıcı Mıknatıslanma (EIKM) çalışmaları yapılmıştır. Söz konusu numunelerin EIKM eğrileri, numunenin doymun halinde mıknatıslanmaya ulaştığını bu sebeple “Manyetit” mineralinin Pliyosen volkaniklerinin mıknatıslanmasından sorumlu olduğunu göstermiştir. Sadece 4 mevkiye önce Manyetit ile ilişkili hızlı bir yükselim daha sonra ise Hematit ile ilişkili nispeten daha düşük eğimli bir artış gözlenmekte ve numunenin tam olarak doymun hale gelmediği görülmüştür. Bu bağlamda, mıknatıslanmadan sorumlu mineralin “Manyetit+Hematit” olduğu saptanmıştır. Volkaniklerin mıknatıslanmasından yalnızca Hematit’in sorumlu olduğu mevki bulunmamaktadır. Özetle, EIKM verileri Pliyosen yaşlı volkanik kayaçların mıknatıslanmasından büyük ölçüde **Manyetit** mineralinin sorumlu olduğunu göstermiştir.

c. Yüksek sıcaklık süseptibilite çalışmaları için kayaç türlerini temsilen altı mevki seçilmiştir. Buna göre; ısınma eğrilerinin genelde soğuma eğrilerinin üzerinde kaldığı ve genellikle ısınma aşamasında meydana gelen oksidasyon sonucunda soğuma aşamasında tek bir mineralin hakimiyetinin var olduğu görülmektedir. Kayaçların çok domenli manyetik yapıya sahip olduğu, “**Ti-Manyetit**” açısından zengin olduğu ve genellikle ısıtma işlemleri neticesinde mineral faz dönüşümünün gerçekleştiği de söylenebilmektedir.

Paleomanyetizma çalışmalarında:

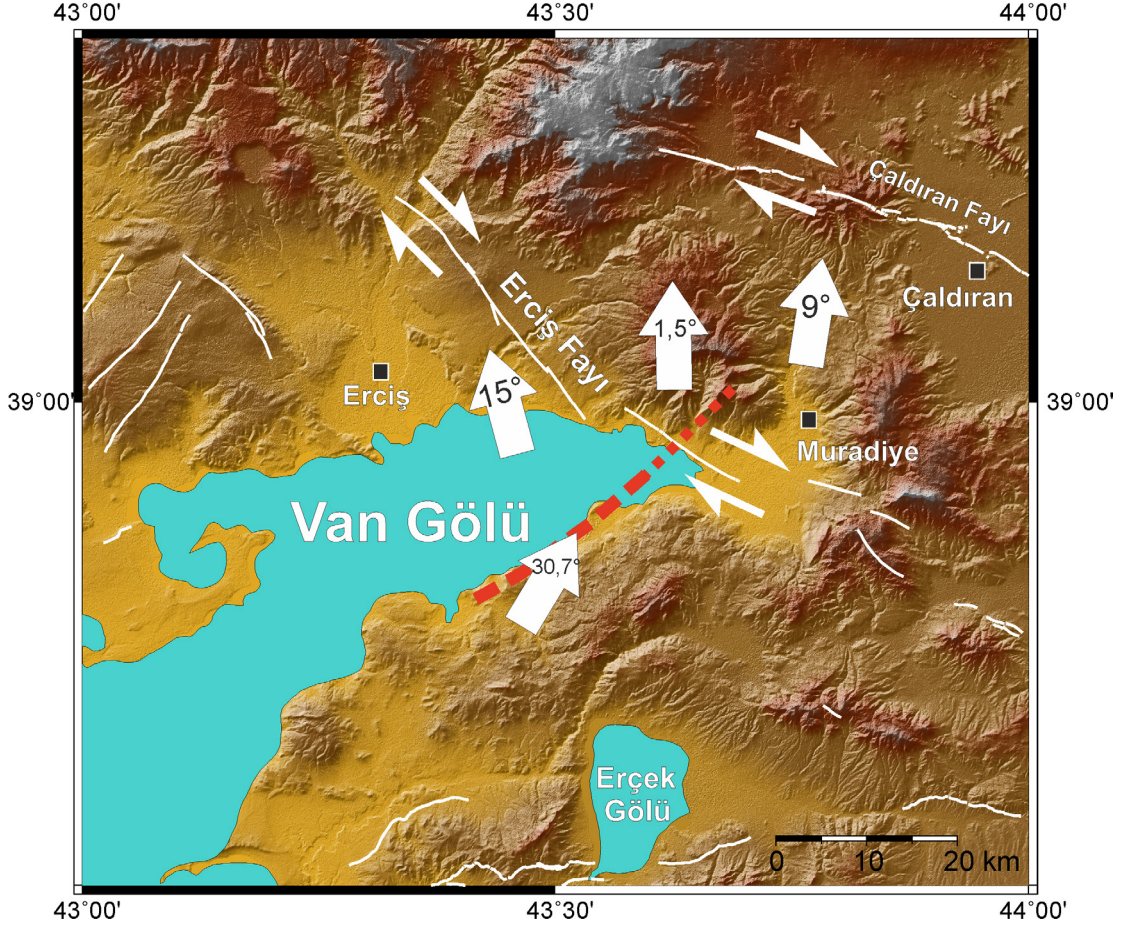
a. Pliyosen yaşlı güvenilir mıknatıslanmaya sahip 71 mevkinin 11’i normal, 60’i ise ters polarite göstermektedir. Normal polariteli mevkilerden denklinasyon açısı diğer mevkilere göre anomali gösteren “nors” mevkisi çıkarılmak suretiyle 70 mevkiye “Reversal Test” uygulanmıştır. Pliyosen yaşlı volkaniklerin reversal testinin “B” kategorisinde olduğu ve testi geçtiği görülmektedir. Bilindiği gibi paleomanyetik verilerde yalnız normal veya yalnız ters polarite olması halinde, söz konusu verilerin yermanyetik alanının anlık değerini taşıyabileceği düşünülmektedir. İki tür polaritenin olması halinde ise, paleomanyetik verinin yermanyetik alanının seküler değişimlerinden etkilenmediği kabul edilir. Dolayısıyla çalışmaya ait paleomanyetik veri kalitesinin yüksek olduğu ortaya konmaktadır.

b. Yermanyetik alanının dünya üzerindeki dağılımı, Küresel Harmonik Analiz (KHA) çalışmaları ile modellenerek inklinasyon açısının coğrafik enlem ile değişim bağıntısı “**tg I = 2 tg λ**” olarak ifade edilmiştir. Buna göre; çalışma sahasındaki ortalama coğrafik enlem $\lambda=39^\circ$ alındığında, inklinasyon açısının $I=58^\circ$ olması beklenmektedir. Ortalama mıknatıslanma doğrultularının eğim açısı $\sim 57^\circ$ civarında olduğu saptanmıştır. Eğim açısı α_{95} emniyet çemberi ile birlikte düşünüldüğünde, bölge için beklenen eğim açısını karşıladığı görülmektedir. Bunun anlamı, Pliyosen’de yaşlı volkanikler oluştukları andan itibaren bölgenin kuzey-güney yönlü enlemsel bir harekete (ötelenmeye) maruz kalmadığı söylenebilir.

c. Tüm Pliyosen yaşlı volkanik kayaçlara ait ortalama mıknatıslanma doğrultusu $D=177.9^\circ$ ’dir. 3.2° ’lik α_{95} emniyet çemberi de dikkate alındığında Pliyosen’den itibaren bölgenin herhangi bir rotasyona maruz kalmadığı söylenebilir. Ancak çalışma alanında farklı lokasyonlardaki mevki topluluklarında küçüğe olsa gruplaşmaların olması nedeniyle ayrık ortalamaların da hesaplanması uygun görülmektedir. Bu bağlamda, Erciş Fayı’nın güneyinde bulunan mevkilerde saatin tersi yönünde $\sim 15^\circ$ ’lik net bir rotasyon gözlenmekte, kuzeyinde kalan mevkilerin ortalamalarına bakıldığında yine saatin tersi yönünde $\sim 1.5^\circ$ ’lik bir rotasyon gözlenmektedir. Ancak bu ikinci değer mevkilerin bulunduğu lokal alanda rotasyon olmadığı şeklinde yorumlanabilir. Erçek Gölü kuzeybatısında, Van-Mu-

radiye karayolu üzerinde (Van Gölü kıyısındaki Çolpan köyü civarında) bulunan mevkiler ile Muradiye kuzeyinde (Çaldıran yolu) bulunan

mekkilere bakıldığında saat yönünde sırasıyla $\sim 31^\circ$ ve $\sim 13^\circ$ 'lik rotasyon göstermektedir.



Şekil 7: Pliyosen yaşlı mevkilerin rotasyonlarından oluşturulan bloklar ile hipotetik fay (kesikli kırmızı çizgi) ilişkisi.
Figure 7: Relation of hypothetical fault (dashed red line) to blocks formed using rotations of site mean directions.

d. Ancak bu alanda rotasyon farklılığını oluşturabilecek fay vb. tektonik bir unsurun olmayışı söz konusu rotasyonun bölgenin genel tektonik hareketini yansıttığını düşündürmektedir. Dolayısıyla, **Pliyosen** yaşlı volkaniklere ait paleomanyetik rotasyonlarda görülen bu farklılığın Van Gölü kuzeydoğusundan başlayarak Erciş Fayı'na dik doğrultuda Muradiye'ye doğru uzanan KD-GB gidişli hipotetik bir fayın (örtülü ve/veya gömülü fay?) (Şekil 7) olabileceği ve bu hattın her iki tarafında farklı rotasyonların gelişmiş olabileceği şeklinde yorumlanmıştır. Zira bölgede meydana gelen depremlerin bir kısmı mevcut fayların üzerinde olmayıp olası gömülü fayların varlığına işaret etmektedir.

SUMMARY

To determine tectonic evolution of the North of the Lake Van, oriented paleomagnetic samples were collected from 82 sites of Pliocene volcanic rocks. The origin of the collected paleomagnetic samples from different volcanic series are related to the volcanic centers in this region such as: Etrüsk Mountain and Pliocene plateau basalts. Paleomagnetic laboratory studies and Rock magnetism studies have been performed in the KANTEK Paleomagnetism Laboratory and Istanbul University Doç.Dr.Yılmaz İspir Paleomagnetism Laboratory respectively.

Rock magnetic experiments including high temperature susceptibility measurements, acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) and Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

studies were carried out from samples of some sites for identifying the magnetic remanence carriers and origin of volcanic rocks. High temperature susceptibility measurements of most samples show a strong decrease in susceptibility between 500 and 600 °C typical of Ti-poor magnetite. Generally, IRM curves show rapid acquisition of magnetization to about 200mT. Paleo-flow directions and volcanic centers of the Pliocene aged volcanic rocks in the north of Lake Van have been identified by using AMS studies.

Our paleomagnetic results suggest that significant differences are observed between both sides of the Erciş Fault. There are mostly anti-clockwise rotations in the western part of the Erciş Fault and there is no any considerable rotation in the eastern part. It is obvious that clockwise rotations exist in the north-west of the Erçek Lake and north-east of Erciş Fault/Fault Zone. These results indicate that there is an active tectonism of the region during the Pliocene times. Our results are consistent with previous paleomagnetic studies (Sanver, 1968; Hisarlı et.al., 2015).

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TÜBİTAK tarafından desteklenen 115Y208 No'lu proje ve İTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi tarafından desteklenen İTÜ-BAP38661 No'lu proje ile gerçekleştirilmiştir. Çalışmada oluşturulan haritalar Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel ve diğ., 2013) programı kullanılarak hazırlanmıştır. Ayrıca, İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde bulunan Doç. Dr. Yılmaz İspir Paleomanyetizma Laboratuvarı'nın kullanılması hususunda ve bu çalışmaya değerli katkılarından dolayı Bölüm Başkanı Prof. Dr. Z. Mümtaz HİSARLI'ya teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K., 1988.** Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity . *Tectonics*, 7 (3), 663-684.
- Borradaile, G.J., 1988.** Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997.** Tectonic applications of magnetic susceptibility & its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1), 49-93.
- Bozkurt, E., 2001.** Neotectonics of Turkey - a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14 (1-3), 3-30.
- Butler, R. F., Banerjee, S. K., 1975.** Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite. *Solid Earth and Planets*, 80, 4049-4058.
- Collinson, D., 1983.** *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Springer Netherlands.
- Conge, J. P., Perroud, H., 1985.** Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt: the Permian red slates of the Alps Maritimes, France, *Earth planet. Sci. Lett.*, 72, 125-140.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1986.** Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone, In Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society of London Special Publication 19, 3-36.
- Dhont, D., Chorowicz, J., 2006.** Review of the neotectonics of the Eastern Turkish-Armenian Plateau from geomorphic analysis of digital elevation model imagery , *International Journal of Earth Sciences* 95, 34-49.
- Dilek, Y., Moores, E., 1990.** Regional tectonics of the eastern Mediterranean ophiolites , In J. Malpas, E. Moores, A. Panayiotou and C. Xenophontos (eds.), *Ophiolites-oceanic crustal analogues*. *Proceed. Int. Troodos Ophiolite Symp.*, Cyprus, 1987, p. 295-309.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., Tavakoli , F., 2011.** NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network *Earth and Planetary Science Letters*, 307,27–34 doi:10.1016/j.epsl.2011.04.029.
- Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997.** *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press.
- Ernst, R. E., Baragar, W. R. A., 1992.** Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, 356, 511-513.
- Fuller, M., Cisowski, S. M., 1987.** Lunar paleomagnetism, in *Geomagnetism*, vol. 2, edited by J. A. Jacobs, pp. 307–455, Academic Press, New York.
- Hempton, M.R., 1987.** Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red sea , *Tectonics*, 6, 687-705.
- Hisarlı Z. M., Çinku, M. C., Ustaömer, T., Keskin, M., Orbay, N., 2015.** Neotectonic deformation in the Eurasia–Arabia collision zone, the East Anatolian Plateau, E Turkey: evidence from palaeomagnetic study of Neogene–Quaternary volcanic rocks. *International Journal of Earth Sciences*.
- Koçyiğit, A., 2013.** New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 586–605
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., and Kuloshvili, S., 2001.** Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implications for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta* 14, 177–195.
- Lebedev, V. A., Sharkov, E. V., Keskin, M., Oyan, V., 2010.** Geochronology of Late Cenozoic volcanism in the area of Van Lake, Turkey: An example of development dynamics for magmatic processes, *Doklady Earth Sciences*, 2010, Vol. 433, (2), 1031–1037.
- Li, Z. X., Powell, C. Mc A., 1993.** Late Proterozoic to early Paleozoic paleomagnetism and the formation of Gondwanaland. ‘Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal’, 9–21. (Rotterdam: A.A. Balkema).
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A. Demir, A., Ergintav, C., Georgiev, S., L., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H. G., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R.E., Şanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., Veis, G., 2000.** Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus , *Jour. of Geophy. Res.*, 105 (5), 695–720.

- O'Reilly, W., 1984.** Rock and mineral magnetism. Blackie & Son, California University.
- Oyan, V., 2011.** Etrüsk Volkanı ve çevresinin (Van Gölü kuzeyi) volkanostratigrafisi, petrolojisi ve magmatik evrimi. Doktora Tezi. 375 s.
- Özdemir, Y., Blundy, J. D., Güleç, N., 2011.** The importance of fractional crystallization and magma mixing in controlling chemical differentiation at Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, 162, 573-597.
- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrances., Ergintav S., Çakmak R., Özener, H., Kadıroğlu, Guliev, I., Stephanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., Arrajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G., 2006.** GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, J. Geophys. Res., 111, B05411.
- Sandvol, E., Türkelli, N., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Gürbüz, C., Seber, D., and Barazangi, M., 2003.** Shear wave splitting in a young continent-continent collision: an example from Eastern Turkey. Geophys. Res. Lett. 30(24):8041 doi: 10.1029/2003GL017390.
- Sanver, M., 1968.** A paleomagnetic study of Quaternary volcanic rocks from Turkey. Phys Earth Planet Inter, 1: 403-421
- Senanayake, W. E., McElhinny, M.W., 1981.** Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 26(1-2), 47-55.
- Senanayake, W. E., McElhinny, M.W., 1982.** The effects of heating on low-temperature susceptibility and hysteresis properties of basalts. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 30(4), 317-321.
- Stacey, F. D., Banerjee, S. K., 1974.** The Physical Principles of Fock Magnetism. Elsevier Scientific Publishing Company, Minnesota.
- Şaroğlu F., Güner Y., 1981.** Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. Türkiye Jeoloji Kurumu bülteni, 24, 39-50.
- Şengör, A. M. C., Kidd, W. S. F., 1979.** The post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics 75, 181-241.
- Şengör A.M.C., Yılmaz, Y., 1983.** Türkiye'de, Tetis'in evrimi; Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: TJK Yerbilimleri özel dizisi, I, Ankara.
- Şengör, A. M. C, Görür, N., Şaroğlu, F., 1985.** Strike slip faulting, and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study; Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, Biddle and Christie-Blick, ed., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 227-264.
- Şengör A.M.C., Özeren, S., Zor, E., Genç, T., 2003.** East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, Geophys Res Lett, 30(24):8045.
- Şengör, A. M. C., Özeren, M. S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A. D., and Kayan, İ, 2008.** Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Earth-Science Reviews, Earth-01531; No of Pages 48. journal homepage: www.elsevier.com/locate/earscirev.
- Tarling, D. H., 1983.** Palaeomagnetism: principles and applications in geology, geophysics, and archaeology. Springer Netherlands.
- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993.** The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman & Hall, London.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986.** Environmental Magnetism. Springer, Dordrecht.
- Vernant Ph. Nilforoushan F., Hatzfeld, D., Abbassi M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004.** Present day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophys. J. Int. 157, 381-398.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, F. Wobbe. 2013.** Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, 94, 409-410.

ALAŞEHİR GRABENİ'NDE SİSMİK YANSIMA MODELLEMESİ

SEISMIC REFLECTION MODELLING IN ALAŞEHİR GRABEN

Nigar Gözde Okut-Toksoy¹, Emin Demirbağ²

¹İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği ABD, 34469-Maslak, İstanbul

²İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469-Maslak, İstanbul

Yayına Geliş (Received): 07.05.2018, Yayına Kabul (Accepted): 17.07.2018

*Sorumlu yazar/Corresponding author: ngokut@itu.edu.tr

Öz

Batı Anadolu'daki graben sistemlerinde az miktarda petrol rezervi olmakla beraber, sahip oldukları jeotermal enerji potansiyeli nedeniyle hem devlet kurumları tarafından hem de özel şirketler tarafından birçok yatırım yapıldığı bir bölge olarak dikkatleri çekmektedir. Alaşehir (Gediz) Grabeni de batıdaki önemli genişlemeli tektonik rejimin görüldüğü yapılardan birisidir. Bu çalışmada Alaşehir Grabeni için hazırlanan derinlik modeli kullanılarak sismik modellemede düz çözüm yöntemiyle yapay yığma kesiti oluşturulmuş, farklı hız modelleri kullanılarak göç kesitleri elde edilmiş ve bu hız modelleri için sismik göç işlemi test edilmiştir. Modelleme için gerekli olan formasyon bilgileri, kalınlıklar ve sismik hızlar daha önceki çalışmalar dikkate alınarak belirlenmiştir. TPAO tarafından Alaşehir-1 kuyusunda yapılan kuyu atışları ile elde edilen sismik ara hızlar modellemede kullanılmış ayrıca ortalama ve karekök ortalama (RMS) hızları bu hız bilgisine bağlı olarak hesaplanmıştır. Çalışmanın amacı, derinlik modeli esas alınarak Alaşehir Grabeni'ne ait genel jeolojik yapıyı yapay sismik yansıma kesiti şeklinde sunmak, farklı sismik hız modellerine göre sismik kesitlerde genel yapının ne şekilde değiştiğini ortaya koymaktır. Sismik göç işleminden sonra elde edilen kesitlerde, derinlik modelinde bulunan yapısal unsurlara bağlı olarak hangi sismik hız modelinin daha uygun olduğu tartışılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Sismik modelleme, Sismik hızlar, Yığma, Sismik göç, Alaşehir Grabeni.

Abstract

Grabens in Western Anatolia attract attention as a region where many investments have been made by government agents as well as by entrepreneurs due to geothermal energy potential they have, along with the presence of small amount of oil reserves. Alaşehir (Gediz) graben is one of the structures that has been developed under extensional tectonic regime in the Western Turkey. In this paper, synthetic stacked sections and corresponding migrated sections with different velocity models are generated by seismic forward modelling method for a depth model with geological features of the Alaşehir Graben. Determination of the formation properties, such as layer thicknesses and seismic velocities that required for modeling, are gathered from previous studies in the literature. Seismic velocities from check-shots in Alaşehir-1 well by TPAO and calculated average and Root Mean Square (RMS) velocities based on these velocities are used in the modeling. The purpose of this study is to present general geological model as a synthetic seismic reflection section for the Alaşehir Graben and to show that how the general features of the geological model may change against different seismic velocity models after the migration.

Keywords: Seismic modeling, Seismic velocities, Stacking, Seismic migration, Alaşehir Graben

GİRİŞ

Yeraltındaki yapıların ortaya çıkarılmasında, tabakaların sınırlarının belirlenmesinde, yanal değişimlerin saptanmasında ve jeolojik olarak yorumlanacak kesitlerin oluşturulmasında sismik yansıma yöntemiyle veri toplama, veri işlem ve sonrasında yorumlama adımları yaygın olarak kullanılmaktadır. Yeraltındaki yapıların tespitinde açılan kuyulardan alınan bilgiler daha kesin sonuçlar üretse de, sadece bir noktadan alınan veriler kullanılarak yeraltında geniş bir alan hakkında yorum yapılması yanlış olabilmektedir. Bu nedenle sismik yöntemle elde edilen verilere ihtiyaç duyulmaktadır. Sismik yansıma yönteminde detaylı yorumlama için modelleme çalışması yapılması da önemlidir. Sismik yansıma modellemesi, aynı zamanda veri toplama öncesinde bölgeye ait yapılmış jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar dikkate alınarak, veri toplamada karşılaşılabilecek sorunlara çözüm üretebildiği gibi, veri işlem adımlarının test edilmesinde de uygulanabilmektedir. Jeofizikte modelleme; düz problem çözümü ve ters problem çözümü olarak ikiye ayrılır. Bu çalışmada düz çözüm ile iki boyutlu ışın izleme yöntemi kullanılarak, çalışma alanına ait yapay sismik kesitlerin sunulması amaçlanmıştır.

Çalışma alanı, Batı Anadolu’da yer alan önemli graben sistemlerinden olan Alaşehir Grabeni bir diğer adıyla Gediz Grabeni’dir. Bu çalışmada Alaşehir Grabeni’nde Alaşehir-1 kuyusunda TPAO tarafından yapılan kuyu atışları (check-shot) sonucu elde edilen hız bilgileri Demircioğlu-Kolenoğlu, D. (2009) tarafından hazırlanan yüksek lisans tezinden ve aynı kuyudan elde edilen formasyonlar ve formasyonlara ait derinlik bilgileri ile birlikte jeolojik kesitler ise Çiftçi, N. B. (2007) tarafından hazırlanan doktora tezinden referans alınarak grabeni temsil eden bir yeraltı modeli ortaya konmuş ve sismik modelleme yöntemiyle, yığma ve göç uygulanmış kesitler türetilmiştir. Ayrıca farklı hız modelleri ile göç kesitleri oluşturularak hız modellerinin sonuçları test edilmiştir.

ALAŞEHİR GRABENİ VE ÇEVRESİNİN JELOJİSİ

Batı Anadolu’da Anadolu levhasının batıya doğru ilerlemesi ile Ege’de bulunan dalma-batma zonunun (Helenik) kuzeyindeki alan tarafından engellenmesi sonucunda bölgede genişlemeli tektoniğe bağlı olarak D-B doğrultulu graben yapıları normal faylarla sınırlanmıştır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985). Normal faylar

genişlemeli tektonik rejimlerde oluşan önemli yapılar ve graben sistemleri de her iki tarafı normal faylarla sınırlanmış çöküntü alanları olarak bilinmektedir. Ege Bölgesinin iç kısımlarında gelişen büyük akarsu vadileri ve bu vadiler arasında yer alan faylarla sınırlanmış yüksek sırtlar ile kıyılarıdaki koy-körfez ve aralarındaki yarım adalar, gerilme rejimi altında gelişen Horst-Graben sisteminin bir ürünüdürler (Yıldırım ve Gökaşan, 2007).

Alaşehir Grabeni, 140 km uzunluğa ve 15 km genişliğe sahip batıdaki önemli genişlemeli tektonik rejimin görüldüğü yapılardan birisi olup, Alaşehir’in güneydoğusundan başlayarak Turgutlu’ya kadar uzanmakta ve Gediz Nehrinin düzlüğü boyunca devam etmektedir. Grabenin güney sınırı genişleyen ve kuzeye doğru dışbükey olarak görülen normal fay sistemi ile önemli bir yapıyı oluşturmaktadır. Doğuya doğru kısmen daha dar olmakla birlikte batıda Manisa civarında iki kola ayrılan kadar genişlemeye devam etmektedir (Şekil 1a). Bölgede yüksek sıcaklıktaki yeraltı suyunun yükselbileceği geçirim zonlarının bulunması, özellikle Ege kıyılarındaki yaygın faylanmalar gibi elverişli jeolojik ortamların bulunması özellikleri nedeniyle, birçok jeofiziksel ve jeolojik araştırmalara ev sahipliği yapmaktadır.

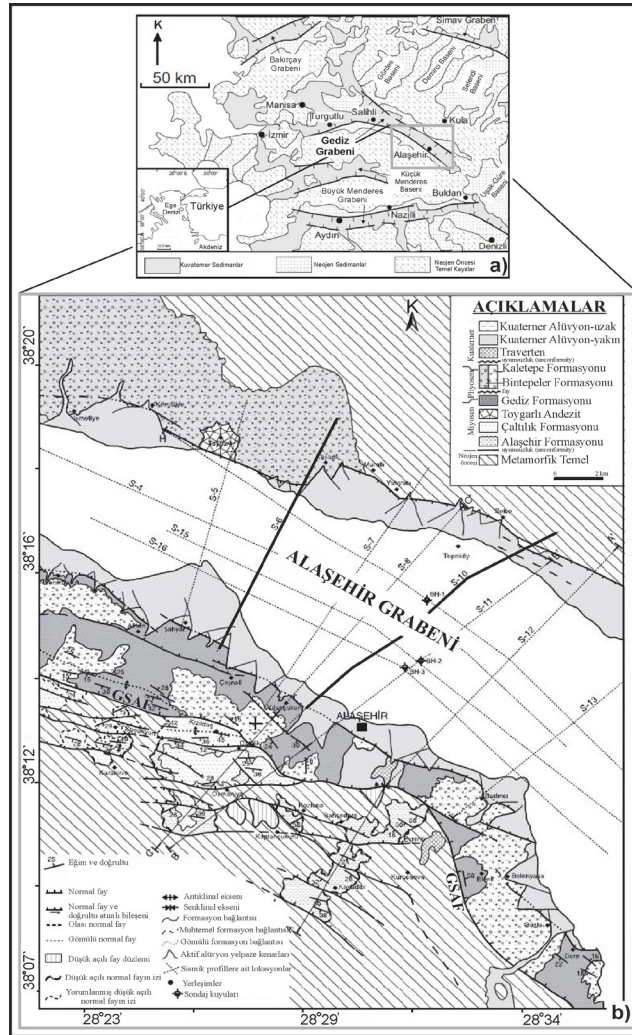
Günümüzde Batı Anadolu’nun jeolojisi ile ilgili devam eden tartışmalarla birlikte, bölgenin jeolojisinin bütün görünüşünü içeren ve farklı yapısal türlerin Alaşehir Grabeni’nde yer alması bölge ile ilgili tartışmaları arttırmaktadır (İzitan ve Yazman, 1990; Seyitoğlu ve Scott 1996; Emre, 1996; Ediger vd. 1996; Koçyiğit vd. 1999; Yılmaz vd. 2000; Seyitoğlu, vd. 2002; Çiftçi ve Bozkurt, 2009a,b). Bu çalışmalarda formasyon isimleri, yaşları, aynı formasyon türleri için farklı fasiyes birimleri kısacası stratigrafiyi belirleyen bütün özellikler hakkında sayıca modeller türetilmiştir.

Şekil 1a ve 1b’de Alaşehir (Gediz) Grabeni’ne ait yer bulduru ve jeolojik haritaları görülmektedir. Alaşehir Grabeni, güney ve kuzey kenarlarında 2 önemli fay sistemi tarafından sınırlanmıştır (Şekil 1b). Bu faylar, Alaşehir Grabeni’nin güney kenarında KB-GD doğrultuda uzanan, sıyrılma fayı olan “Grabeni Sınırlayan Ana Fay (GSF)” ve kuzey kenarında grabeni sınırlayan ana fayın antitetik fayı olan “Kuzey Sınır Fayı”dır. Grabeni sınırlayan ana fay, metamorfik temel ile çökel kayaçlarını birbirinden ayıran önemli bir yapıdır. Çiftçi ve Bozkurt, 2009b’ye göre Alaşehir Grabeni’nin kayaç birimleri iki grupta sınıflandırılmaktadır. Bunlar temel kayaç ve çökel kayaçlarıdır.

Çökel kayaçları temel kayaçların üzerine gelmekte olup, başlıca 5 farklı formasyon birimlerine ayrılmıştır. Bu birimler Alaşehir, Çaltılık, Gediz, Kaletepe/Bintepeler Formasyonları ve Kuvaterner Alüvyondur. Metamorfik kayaçlar ve içlerine sokulmuş granodiyoritler ise Menderes Masifi'ne ait olan Neojen öncesi temeli oluşturmaktadırlar ve yaklaşık 2000 m'ye kadar horst bloklarının üzerinde geniş ölçüde açığa çıkmaktadırlar. Metamorfik kayalardaki şist, gnays ve mermerler gibi çatlaklı birimler jeotermal kaynak rezervi için uygun jeolojik ortama sahip olmakla beraber, bölgede bulunan aktif normal faylar da akışkan dağılımında önemli

bir rol oynamaktadırlar (Çiftçi ve Bozkurt 2007, 2009a, 2009b, 2010).

Bölgede jeotermal potansiyelinin keşfi için sondaj kuyularının açılması ve jeofizik çalışmalarının yapılması Alaşehir Graben sisteminin aydınlatılmasını hızlandırmıştır. Aynı zamanda bölgede yer alan diğer graben sistemlerine göre Alaşehir Grabeni en kalın çökel birimlerine sahip graben olarak dikkatleri çekmektedir. Şekil 1b'de siyah renk çizgilerle gösterilen S-6 ve S-10 (Alaşehir-1 kuyusunun yer aldığı) numaralı sismik yansıma hatları çalışmada derinlik modelinin oluşturulmasında referans alınmıştır.

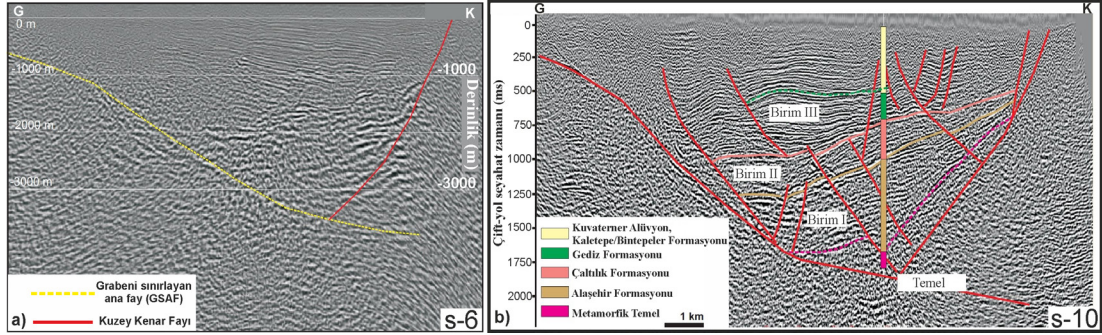


Şekil 1. Alaşehir bölgesindeki ana yapıların, kuyuların, sismik hatların ve litostratigrafik formasyonların dağılımının gösterildiği Alaşehir (Gediz) Grabeni'nin a) yer bulduru ve b) jeolojik haritası. GSAF, grabenin güneyinde en aktif kenarı olan grabeni sınırlayan ana fayı temsil etmektedir (Orhan ve Ateş, 2010; Çiftçi ve Bozkurt, 2009b).

Figure 1. a) Location and b) geological map of the Alaşehir (Gediz) Graben showing the distribution of the main structures, boreholes, seismic profiles and lithostratigraphic formations in the Alaşehir region. The GSAF represents the master graben bounding fault that restricts the southern border of the graben, which is the most active tectonic element in the region

Bu çalışma kapsamında grabeni dolduran birimlerin stratigrafik yapılarını araştırmak ana amacımız olmamakla beraber, önceki çalışmalar referans alınarak bölgede yapılan sondaj çalışmasında elde edilen formasyon bilgileri ile iki boyutlu (2D) sismik yansıma verilerinin korelasyonu ile

grabeni oluşturan yapıların geometrisi hakkında bir öngöründe bulunulmuştur. Bölgeyi temsil eden derinlik modeli Şekil 2'de gösterilen Çiftçi, 2007 tarafından yorumlanmış sismik kesitler (s-6 ve s-10) referans alınarak oluşturulmuştur.



Şekil 2. a) Alaşehir Grabeni'ni kuzey ve güneyden sınırlayan fayların S-6 sismik kesitindeki görünümleri. Kuzeydeki fay yaklaşık olarak 45-50° eğime sahiptir ve grabeni sınırlayan ana fayın antitetik fayı olan kuzey sınır fayıdır (Çiftçi, 2007). b) S-10 sismik kesitinin Alaşehir-1 kuyusu ile birlikte yorumlanması. (Çiftçi, 2007). Faylar kırmızı eğrilerle işaretlenmiştir. Formasyonların üst yüzeyleri yansıma seviyelerini takip etmektedir. Düşey abartı yaklaşık 5.8'dir. **Figure 2.** a) The appearance of the faults that confine the Alaşehir Graben to the north and the south in the S-6 seismic section. The northern fault is an antithetic fault of the master graben bounding fault which limits the southern margin with approximately 45-50° dip angle (Çiftçi, 2007). b) Interpretation of the S-10 seismic section by using Alaşehir-1 borehole (Çiftçi, 2007). Faults are marked with red curves. Top of formations follow the reflection levels. Vertical exaggeration is about 5.8.

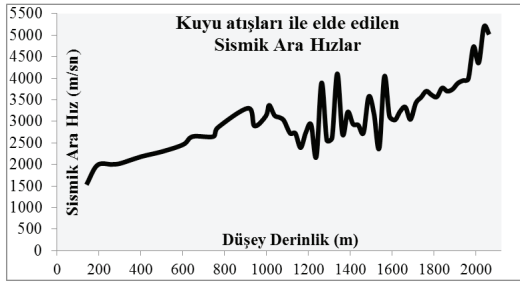
Bu kesitlerde faylar, arayüzeyler ve sınır yüzeyleri hakkındaki yorumlar sismik yansıma kesitlerinin sondaj kuyuları ile ilişkilendirilmesi ile yapılmıştır. Burada, bölgedeki fayların özellikleri, Alaşehir Grabeni'ne ait formasyon bilgileri, derinlikleri ve sismik yansıma kesitlerindeki yorumlara bağlı olarak grabenin geometrisi dikkate alınıp, gerçekçi bir derinlik modeli oluşturulması amaçlanmıştır.

SİSMİK HIZ-DERİNLİK MODELİNİN OLUŞTURULMASI

Formasyon birimleri, formasyonların kalınlıkları, grabeni oluşturan ana yapıların (grabeni sınırlayan ana fay ve kuzey sınır fayı) geometrik özellikleri gibi graben hakkında detaylı bilgi için N.B.Çiftçi (2007) yılında yazılan doktora tezinden ve Çiftçi ve Bozkurt, 2009a, 2009b, 2010 makalelerinden yararlanılmıştır. Alaşehir Grabeni'nin güneyinde bulunan ve grabeni sınırlayan ana fayın (GSAF) hem "yokuş-düzlük" geometrisine sahip olduğu, hem de derinlere doğru eğim açısı düşen listrik fay karakterinde olduğu sismik kesitlerle desteklenmektedir. Bir diğer önemli yapı ise, kuzey

kenarında grabeni sınırlayan ana fayın antitetik fayı olan kuzey sınır fayıdır. Referans kaynaklarda grabeni dolduran çökel kayaçlarının "roll-over" geometrisi şeklinde zamanla graben içerisinde çökdikleri ve kalınlıklarının güneyden kuzeye doğru azaldığı belirtilmektedir.

Sismik ara hızlar ve derinlikler bölgede açılmış sondaj kuyusuna ait kuyu kontrol atış (check-shot) bilgilerinden yararlanılarak belirlenmiştir (Demircioğlu-Kolenoğlu, 2009). Bölgede açılan sondaj kuyusunda 2062 metre derinliğe kadar kuyu atışları yapılmış ve sismik ara hızlar elde edilmiştir (Şekil 3). Formasyonlara ait hız bilgilerinin elde edilmesinde genel olarak doğrusal artış dikkate alınıp, formasyon kalınlıklarına kadar olan ara hızların aritmetik ortalamalarının alınması tercih edilmiştir. Bölgedeki ani hız değişimlerinin genel olarak şeyl-kumtaşı ardalanmalarının tabanında gerçekleştiği görülmektedir. 1600 metreden sonra doğrusal hız artışı yaklaşık 1960 metreden sonra ani bir yükselme ile gözlenmiştir. Buradaki ani hız artışının Alaşehir formasyonunun metamorfik temel kayaca yakın bulunan Evrenli üyesine karşılık geldiği yorumu yapılabilmektedir.



Şekil 3. Düsey derinliklere karşılık kuyu atışlarından elde edilen sismik ara hız değerleri.

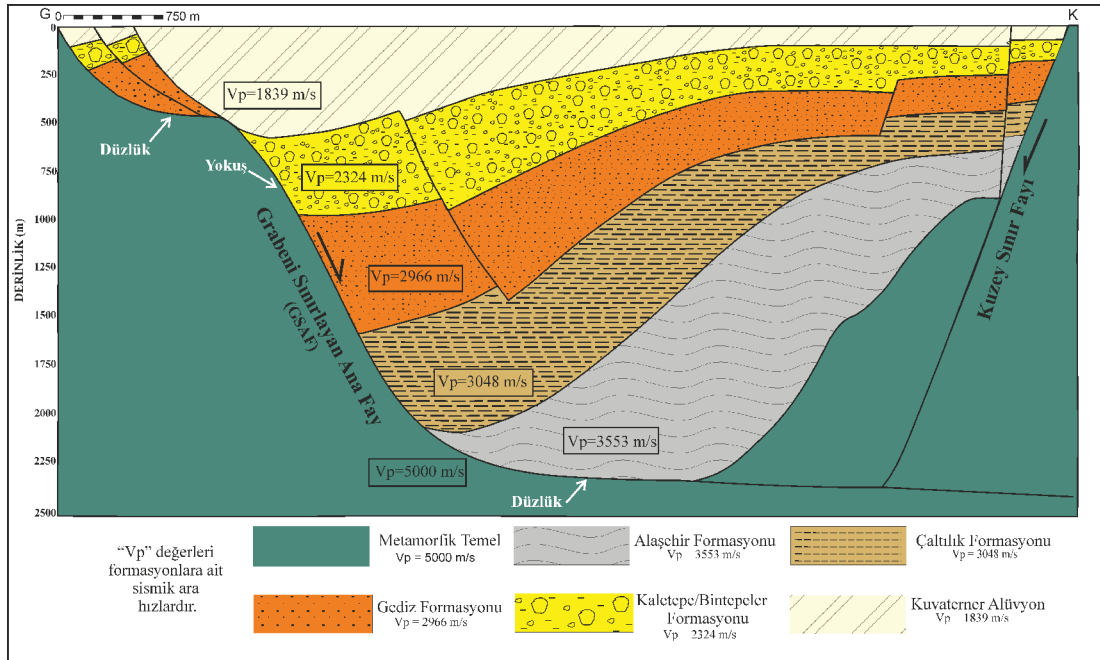
Figure 3. Seismic interval velocities obtained from check-shots versus vertical depths.

Şekil 4'de grabeni oluşturan ana yapıların özelliklerini ve formasyonlarını temsil eden sismik hız-derinlik modeli verilmektedir. Şeklin düsey ekseninde yaklaşık olarak 1.5 kat kadar bir abartma mevcuttur.

Derinlik modelinde grabenin genel jeolojisini oluşturan çökel kayalar (Alašehir, Çaltılık, Gediz, Kaletepe/Bintepeler formasyonları ve Kuvaterner alüvyon) ile temel (metamorfik) kayaç görülmek-

tedir. Grabeni dolduran birimlerin güneyde grabeni sınırlayan ana faya doğru yelpaze şeklinde daha kalın, kuzey sınır fayına doğru ise yataylaşarak daha incelen birimler olarak yaslandığı dikkat çekmektedirler. Grabenin kuzey kenarında graben içerisindeki antitetik fayları temsil eden 2 adet antitetik fay yapısı öngörülmüştür. En kuzey kenarında dik eğime sahip olan antitetik fay, metamorfik temel yüzeyi ile kuzey sınır fayını birleştiren yapısal unsur olarak dikkat çekmektedir. Aynı zamanda graben içerisinde formasyonları kesen, grabeni sınırlayan ana faya paralel olan sentetik fay derinlik modelinde gösterilmektedir.

Grabeni güney kenarında grabeni sınırlayan ana fayın sahip olduğu geometrik yapıdan dolayı yelpaze bloklar şeklinde çökel kayalarını sınırlayan sentetik faylanmalar da görülmektedir. Alaşehir formasyonu "roll-over" geometri etkisiyle grabenin tabanında yer alarak ondülasyonlu bir yapıya sahiptir. Oluşturulan derinlik modeli, sismik modellemede düz çözüm yöntemiyle Alaşehir Grabeni'ne ait iki boyutlu (2D) yapay sismik yansıma kesitlerinin elde edilmesinde kullanılmıştır.



Şekil 4. Alaşehir Grabeni'ne ait sismik hız-derinlik modeli.

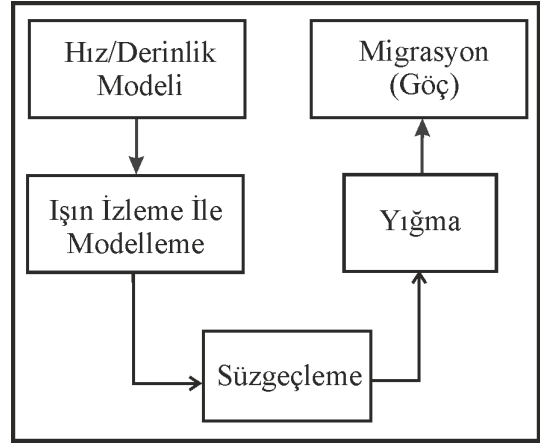
Figure 4. Seismic velocity-depth model for the Alaşehir Graben.

SİSMİK MODELLEME UYGULAMASI

Jeofizik yöntemlerde, yer içinde doğal veya yapay kaynak kullanılarak oluşturulan sinyallerle yerin verdiği tepki alıcılarda ölçülerek yeraltındaki yapıların temel fiziksel (sismik hız, yoğunluk, öz direnç değerleri gibi) ve geometrik parametreleri (derinlik, tabaka kalınlık ve genişlikleri gibi) belirlenmeye çalışılır. Böylelikle yeraltı modelleri oluşturularak yüzeyden derinlere doğru yer yapısı hakkında geniş bir bilgiye sahip olunur. Bütün bu adımlar veri toplama ile yola çıkılarak, bilgisayar ortamında verilerin işlenmesi, işlenen verilerin yorumlanması ile devam etmektedir. Modelleme bu süreçlerden sonraki adımdır ve uygulanması tercih edilir. Çünkü sayısal yorumlamada tasarlanan jeofiziksel yorum modellerinin, optimum ölçüde doğruluklarının sorgulanması son derece önemlidir (Oruç, 2012). Bu nedenle doğal veya yapay kaynaklı yöntem fark etmeksizin, problemlerin çözümünün belirli aşamalarında modelleme tekniğinin kullanılması önerilmektedir. Jeofizikte modelleme düz ve ters çözüm yaklaşımları ile yapılmaktadır. Jeolojik modelin jeofiziksel sonucunun elde edilmesi işlemi düz çözüm yöntemi olarak adlandırılır. Ters çözüm ise elde edilen jeofiziksel verilerden yararlanarak jeolojik modelin belirlenmesidir.

Sismik yansıma yönteminde modelleme düz çözüm yaklaşımıyla yapılmaktadır. Işın izleme yöntemi, ışın diyagramları ve sentetik zaman kesitlerini türeterek karmaşık jeolojik modellere uygulanır (Robinson&Douze, 1985; Fagin, 1991; Canitez, 1997). Bu yöntemde, derinlik modelinden seyahat zamanları ve ışın yolunun hesaplanmasında sık olarak başvurulur. Aynı zamanda yeraltı modellerine kolay uyum sağlayabilen ve güçlü modellemelerin gerektiği durumlarda ilk uygun yaklaşımı sağlamaktadır. Modelleme akışı, seçilen ışın yoluna göre üretilen yığma kesiti ve yığma sonrası sonlu farklar zaman migrasyonu adımlarını içermektedir. Çalışmada bu yöntemi uygulamak için İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nde lisanslı bulunan Disco/Focus (v.5.0) sismik veri işlem paketindeki ilgili modüller kullanılmıştır.

Çalışma alanına ait referans bilgiler baz alınarak oluşturulan derinlik modeline ait Bir boyutlu (1D) iz ve İki Boyutlu (2D) yapay yansıma kesitleri düz çözüm yöntemiyle elde edilmiştir. Yapay sismik yansıma kesitlerinin oluşturulması için Şekil 5'de gösterilen modelleme adımları sırasıyla uygulanmıştır.



Şekil 5. Sismik modelleme adımları.

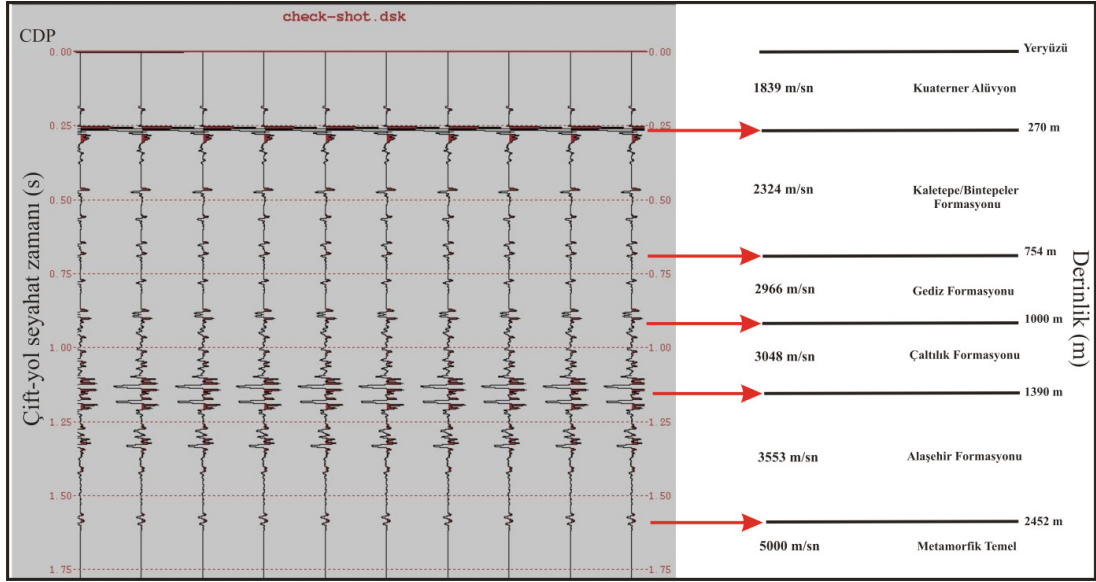
Figure 5. Flowchart for seismic forward modelling.

Düz çözüm kapsamında modelleme yapılırken öncelikle dikkate alınan jeolojik modele ait iki boyutlu hız/derinlik modeli oluşturulur. Seçilen ışın izi tipine göre ışın yolları üretilir ve derinlik modelindeki hız bilgisinden yararlanılarak yansıma katsayıları, gidış-geliş seyahat zamanları hesaplanır. Yapay veri üzerinden çalışıldığı için süzgeçleme ile sismik kesitlere kaynak dalgacığı biçimi kazandırılarak yığma kesitleri ve bir sonraki aşamada göç işlemi uygulanıp derinlik modeline en yakın yapay yansıma kesiti elde edilmeye çalışılır.

Bu çalışmada ilk olarak çalışma alanında kuyu atışlarından elde edilen formasyonlara ait derinlik ve ara hız bilgileri kullanılarak yapay sismik izlerin türetilmesi amaçlanmıştır. Düşey derinlik değerleri ve o değerlere ait sismik ara hız değerleri kullanılarak bir boyutlu (1D) yapay yığma izi oluşturulması için öncelikle programa hız/derinlik modeli tanıtılmıştır. Normal geliş açısı için ışın izleme yöntemi ile yapay zaman kesiti oluşturulmuştur. Bant geçişli filtreleme ile kesme frekansları 10-20-60-100 Hz olan minimum fazlı bir dalgacık formu kazandırılmıştır. Elde edilen bir boyutlu (1D) yapay sismik yığma izi Şekil 6'da gösterilmektedir. Bu yapay yığma izi üzerinde derinlik modeli düşünüldüğünde, yansıma genliklerine karşılık çift-yol seyahat zamanı hesabı yapılmıştır. Şeklin sağ tarafında görülen derinlik modeli, Alaşehir-1 sondaj kuyusundan elde edilen derinlik bilgileri ve sismik ara hızlar dikkate alınarak çizilmiştir. Burada hesaplanan çift-yol seyahat zamanlarına göre yığma izlerinin denk geldikleri genlikler kesit üzerinde gösterilmiştir.

2 boyutlu (2D) modelleme için Şekil 5'de bahsedilen adımlar bütün CDP noktalarına uygulanmıştır (Şekil 7). Burada saçılma modellemesi yapılarak normal geliş açısı ışın yolları yerine dalga teorisi ışın izleme yöntemiyle saçılmaların (difraksiyonların) üretildiği ışın tipi seçilmiştir. Bunun nedeni, jeolojik model dikkate alındığında grabenin güneyinde

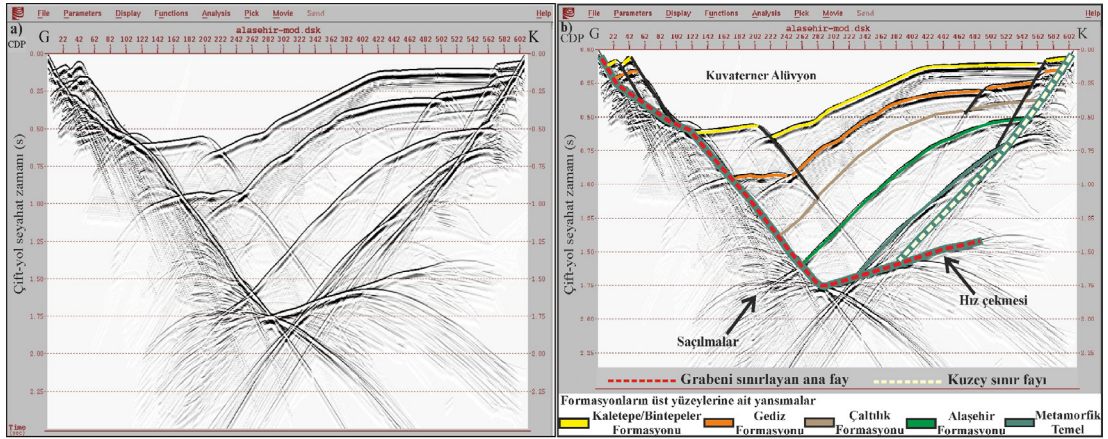
bulunan ve grabeni sınırlayan ana fay ile birlikte çökellerin içerisindeki antitetik ve sintetik faylanmalar ve kuzeyi sınırlayan antitetik fay yapılarının bulunmasıdır. Bu yapılar saçılmaların (difraksiyonların) oluşmasına neden olacaktır. Bir diğer neden ise, sonraki adımda oluşturulacak göç kesitlerinde bu saçılmaların nasıl sonuçlandığını test etmektir.



Şekil 6. Yapay sismik yığma kesitinde formasyonlara ait çift-yol seyahat zamanlarının kuyu bilgisi ile ilişkilendirilmesi.
Figure 6. Display of two-way travel times belonging to formations at seismic stacked section.

Şekil 7b'de yorumlanmış kesitte grabenin güneyinde yer alan grabeni sınırlayan ana fay (GSAF) kesikli kırmızı renkle belirtilmiştir. Grabenin çökel kayaçlarını etkileyen antitetik ve sintetik faylanmalar ve bunlara ek olarak güney kenarında bulunan yelpaze şekilli bloklarda gözlenen sintetik faylanmalar kesit üzerinde siyah renkte gösterilmiştir. Grabenin kuzey kenarı boyunca uzanan antitetik fay özelliğindeki kuzey sınır fayına ait yansıma yüzeyi ise kesikli açık sarı renk ile gösterilmiştir. Kesitte grabeni sınırlayan ana fay ile formasyonların kesişim noktalarında saçılmalar baskın olarak görülmektedir. Antitetik ve sintetik faylanmaların görüldüğü yerlerde de aynı saçılma enerjisinden

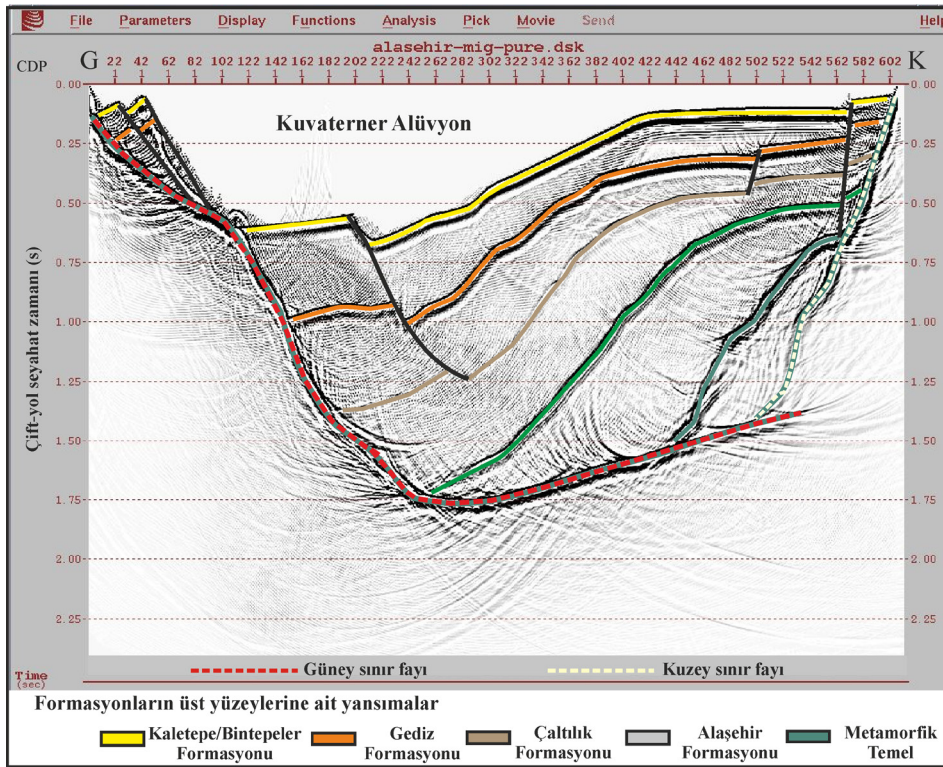
söz edilebilmektedir. Derinlik modelinde Çaltılık formasyonuna kadar uzanan ve grabeni sınırlayan ana faya paralel olan sintetik fayın yeri buradaki saçılma enerjisinden dolayı tam olarak belirgin değildir. Ayrıca Çaltılık ve Gediz formasyonları arasındaki düşük akustik empedans farkı nedeniyle Çaltılık formasyonu düşük yansıma katsayısına ve genliğine sahiptir. Ayrıca yığma kesitinde grabenin tabanında yer alan Alaşehir formasyonu daha dar görülmektedir. Bunun nedeni, yapıların çukur kısımlarından daha az sayıda yansıma elde edilmesindedir. Bu nedenle bu tarz çukur yapıların yığma kesitlerinde olduklarından daha dar görüldüğü yorumu yapılabilir.



Şekil 7. a) İki boyutlu (2D) yapay sismik yığma kesiti. b) İki boyutlu (2D) yorumlanmış yapay sismik yığma kesiti.
Figure 7. a) Two-dimensional (2D) synthetic seismic section. b) Interpreted two-dimensional (2D) synthetic seismic section.

Derinlere doğru grabeni sınırlayan ana fay ile kuzey sınır fayının kesişimleri görülmektedir. Normalde metamorfik temele doğru inen kuzey sınır fayının devamı sismik yansıma kesitlerinde görülmemektedir. Bunun nedeni arada hız farkının olmayışı ve bu yüzeyden bir yansımanın olmamasıdır. Bu nedenle derinlik modeli dikkate alındığında kuzey sınır fayı ile güney kenarı boyunca uzanan grabeni sınırlayan ana fay arasındaki metamorfik temel için sismik hız 5000 m/s yerine 4500 m/s olarak tanımlanmış ve aradaki bu düşük hız farkı sonucu yansımaların elde edilmesi sağlanmıştır. Zaman ortamında ise bu fark çok düşük olarak gözleneceği için fayların kesişimleri metamorfik temele ait çift-yol seyahat zamanına çok yakın olacak şekilde görülmektedir. Bu sonuç, yorumlamada sismik tuzak (seismic pitfall) olarak nitelenebilir. Derinlik modelinde grabeni sınırlayan ana fay derine doğru ilerlerken zaman ortamında daha erken varışlarda gözleneceği için fay düzlemi yukarıya doğru çekilmiş gibi görülmektedir. Bu sonuç hız çekmesi olarak yorumlanmıştır.

Sismik modellemede düz çözüm yöntemiyle oluşturulan zaman ortamı yansıma kesitlerinde hız çekmesi gibi sismik tuzak etkilerinin görülmesi, fay gibi jeolojik yapıların gerçek yerlerinde görülmemeleri ve eğimli olayların farklı eğimlerde gözükmesi ayrıca saçılma enerjisinin baskın olması nedeniyle veriye göç işlemi uygulanmış ve bu etkilerin büyük kısmı giderilmiştir. Çalışmanın amaçlarından birisi de elde edilen göç kesitlerini farklı sismik hızlar için türeterek, sismik hızların sonuçlarının test edilmesidir. Bunun için TPAO tarafından bölgede açılan Alasehir-1 sondaj kuyusundan elde edilen sismik ara hız değerleri kullanılarak, matematik bağıntılarla ortalama ve karekök ortalama (RMS) hız değerleri hesaplanmış ve hız analizi ile birlikte yığma sonrası sonlu farklar zaman migrasyonu uygulanarak farklı hızlara ait göç kesitleri elde edilmiştir (Şekil 8, 9a, 9b). Alasehir-1 kuyusundan elde edilen ara hızlarla oluşturulan göç kesitinde formasyon üst yüzeylerine ait yansımalar yığma kesitinde gösterilenler ile aynı renk skalasıdır. (Şekil 8).



Şekil 8. Formasyonlara ait ara hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanmış yapay kesitin yorumlanmış şekli.
Figure 8. Interpreted synthetic seismic migrated section concerning interval velocities.

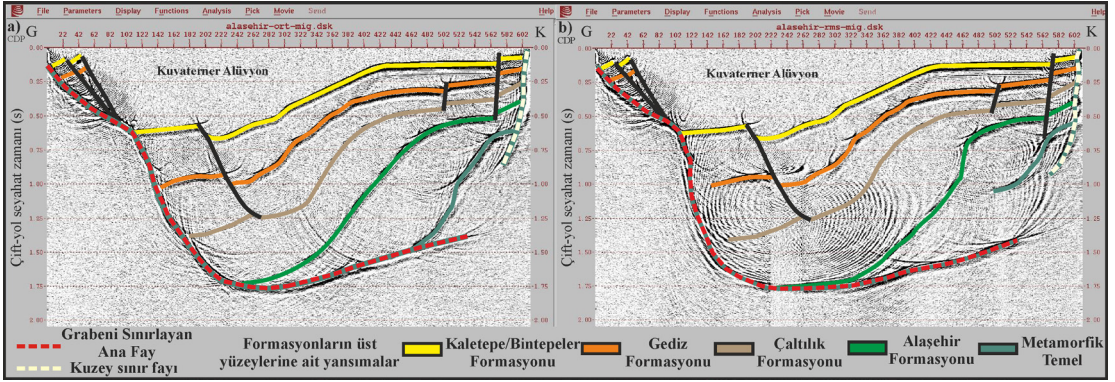
Şekil 8'deki kesitte ilk dikkat çeken özellik, grabeni sınırlayan ana fay (GSFA) ile formasyonların kesiştikleri yerlerde ve graben içinde yer alan antitetik ve sintetik faylarda meydana gelen saçılmaların ortadan kalktığıdır. Aynı şekilde grabenin güney kenarında bulunan sintetik faylanmalarda saçılmalarda ortadan kalmış ve yelpaze şekilli bloklar halinde çökel kayalara ait yansımalar daha net görülmüştür. Buna ek olarak grabenin kuzey kenarında bulunan metamorfik temel ile antitetik fay özelliğindeki kuzey sınır fayını birleştiren çökel kayalar içerisinde geçen antitetik fayın (siyah renkle gösterilen) eğimi ve yerinin derinlik modeline uygun olduğu gözlenmektedir. Grabeni sınırlayan ana faya ait düzlem göç kesitinde daha belirgin hale gelmiştir. Grabenin tabanındaki çukurluk ise göç işlemi uygulanmasıyla daha genişleyerek, daha gerçekçi bir sonuç oluşturmuştur. Ayrıca grabeni sınırlayan ana faya ait "yokuş-düzlük" geometrisinin göç işlemi sonucu da dikkat çekmektedir. Derinlere doğru metamorfik temele ait arayüzey yığma kesitinde herhangi bir ondülasyona sahip değil iken, göç kesitinde derinlik modeline uygun olan ondülasyonlu tabakalanma daha net olarak görülmektedir. Işın izleme yönteminden kaynak-

lanan antitetik ve sintetik faylanmaların altında örneğin güney kenarındaki grabeni sınırlayan ana fay ile kuzey sınır fayının derinlerinde yansıma yüzeylerinde yarım halkalar şeklinde bozulmalar görülmekte ve kuzey sınır fayının derinlerdeki yüzeyi oldukça ondülasyonlu ve zor ayırt edilebilir hale gelmektedir.

Ortalama ve Karekök ortalama (RMS) hızlarla göç kesitleri oluşturulurken aynı zamanda rastgele (random) gürültü de eklenmiştir. Ortalama hızlarla elde edilen göç kesiti ara hızlarla elde edilen göç kesiti ile karşılaştırıldığında eğimli olaylara ait değişimler, özellikle formasyon sınırlarına ait yansılarda belirgin olarak görülmektedir (Şekil 9a). Bir diğer dikkat çeken fark ise, kuzey sınır fayı ile metamorfik temelin arayüzeyinin kesiştiği antitetik faylanmanın yerinin ve eğiminin değişiklik göstermesidir. Ayrıca derinlere doğru metamorfik temele ait arayüzeyin ondülasyonlu yapısının bozulmaya başladığı görülmektedir. Kuzey sınır fayının, grabeni sınırlayan ana fayla kesiştiği yerdeki yansımaların rahatlıkla fark edilemediği ve yapının genel olarak derinlere doğru bozulduğu sonucu elde edilmiştir.

Karekök ortalama (RMS) hızları kullanılarak elde edilen göç kesitinde de sadece yapının derinlere doğru değil, yüzeye doğru yer alan çökel kayaçlarına ait yansımaların da gerçek şekli uzaklaştığı görülmektedir (Şekil 9b). Ayrıca bu çökelleri etkileyen sentetik faylanmanın keskin köşe noktalarında saçılmalar belirgin olarak görülmektedir. Özellikle metamorfik temele ait arayüzeyin fark edilmesi oldukça zorlaşmıştır. Kuzey sınır fayı ile antitetik fay düzlemlerinin belirginlikleri kaybolduğu gibi eğimleri de oldukça değişmiştir. Ara hızlara nazaran daha düşük hızların kullanılması

sonucunda düşük göç sonuçlarının elde edildiği yorumu yapılabilmektedir. Bu çalışmada farklı sismik hız değerlerinin test edilmesinin bir önemi de gerçek veriler üzerinde uygulanan sismik hız analizinin yansıma kesitlerini ne derecede etkilediğini vurgulamaktır. Ayrıca her iki gürültülü kesitte saçılma enerjilerinin düşük genliklerde gürültünün altında saklandığı ve fayın taban bloğu ile fay-formasyon arayüzeyleri kesişim yerlerindeki baskın saçılma genliklerinin de daha az belirgin oldukları görülmüştür.



Şekil 9. a) Formasyonlara ait ortalama hızlar ve b) Karekök ortalama hızlar kullanılarak göç işlemi uygulanmış gürültülü yapay kesitlerin yorumlanmış şekli.

Figure 9. Interpreted noisy synthetic seismic migrated sections concerning a) average velocities and b) RMS velocities.

SONUÇLAR

Alaşehir Grabeni özellikle sahip olduğu jeotermal potansiyeli nedeniyle son yıllarda birçok araştırmacı tarafından detaylı olarak çalışılan bir bölgedir. Grabende yer alan birimler ve grabenin tektonik yapısı en güncel sonuçların elde edildiği kaynaklar kullanılarak referans alınmıştır. Böylece çalışma alanını en doğru temsil ettiği düşünülen derinlik modeli oluşturularak düz çözüm ışın izleme yöntemiyle yapay sismik yığma ve göç kesitleri oluşturulmuştur.

Bir boyutlu yığma ile Alaşehir-1 kuyusundan elde edilen derinlik ve hız bilgileri modellenmiş ve arayüzelere ait formasyonları temsil eden sentetik yığma kesiti oluşturulmuştur. Kuyu ara hızları kullanılarak 2 boyutlu saçılma modellemesi ile derinlik modelini temsil eden yapay yığma kesiti oluşturulmuş ve yorumlanmıştır. Yapay yığma kesitinde grabeni sınırlayan ana fayın (GSAF) formasyonlarla kesiştiği noktalarda, kuzey sınır fayı ile grabeni sınırlayan ana fayın kesiştikleri noktada, antitetik ve sentetik faylanmaların olduğu arayüzeylerde saçılma enerjisi baskın olarak görülmüştür. Bu nedenle

fayların ve formasyonlara ait arayüzeylerin yerleri ve eğimleri hakkında kesin bir yorum yapılamamaktadır. Özellikle metamorfik temele uzanan kuzey sınır fayının yansıma kesitinde fark edilebilmesi için verilen düşük hız kontrastı ile grabeni sınırlayan ana fayın kuzey sınır fayı ile kesiştiği yansıma yüzeyi, yığma kesitinde metamorfik temele ait yansıma yüzeyine çok yakın, fay düzlemi sanki yukarıya doğru çekilmiş (hız çekmesi) gibi bir sonuç sunmaktadır. Hızdaki bu ani artış, zaman ortamında çift-yol seyahat zamanlarının birbirlerine çok yakın yansıma yüzeyleri oluşturmasına neden olmaktadır. Ayrıca yığma kesitinde grabenin en tabanında yer alan Alaşehir formasyonu daha ince görülmektedir. Göç işlemi ile bu etkiler giderilerek, eğimli yansımalar gerçek yerlerine taşınmış ve saçılma enerjisi ortadan kaldırılmıştır. Farklı sismik hızlar kullanılarak üç adet yapay göç kesiti elde edilmiştir.

Derinlik modeli içerisindeki jeolojik yapılar ve olaylar dikkate alındığında doğruya en yakın olan göç kesitinin TPAO tarafından Alaşehir-1 sondaj kuyusundan elde edilen sismik ara hızlarla türetilen kesit olduğu görülmüştür. Sismik veri üzerinden hız

analizi yapılmasında bölgeye ait hız bilgisinin en doğru şekilde tanımlanması, doğru yığıma ve göç kesitlerinin elde edilmesinde ayrı bir önem teşkil etmektedir. Gürültülü kesitlerde saçılma enerjilerinin düşük genliklerde gürültünün altında saklandığı ve gürültüsüz veriye nazaran grabeni sınırlayan ana fayın taban bloğundaki baskın saçılma genliklerinin daha az belirgin oldukları görülmüştür. Alaşehir Grabeni'ndeki yapıların daha doğru yorumu ise ancak uygun olarak seçilen sismik hızlar ile derinlik ortamında göç işleminin yapılması ile mümkün olabilir. Bu durum aynı zamanda veri işlem sonrasında, kesitlerin daha doğru yorumlanmasını da sağlayacaktır.

SUMMARY

Synthetic stacked seismic section and corresponding migrated sections with different velocity models are generated by seismic modeling method for a depth model which refers to Alaşehir Graben in western Turkey. For this purpose, stacked section was obtained by wave theory (diffraction) ray tracing method in terms of forward modeling. Forward problem in geophysics begins with a definition of the subsurface model and generates the seismic response. It is also possible to do the opposite, i.e. the inverse problem. However, in seismic reflection method forward problem solution is more preferred.

The study area, east-west trending Alaşehir Graben is one of the prominent structures in western Turkey and proved to have geothermal energy potential by researchers and exploration companies. In this study, previous published research articles in the literature were used. Basic information such as main structures that forms Alaşehir Graben, geological formations, seismic velocities for formations, evolution of Alaşehir Graben, geometries of main structures were acquired from these references. A representative depth model for the Alaşehir Graben was constructed using these information. In the study area, three wells have been drilled by TPAO. All three boreholes intersect the Alaşehir formation which is the deeper part of the graben, but only Alaşehir-1 borehole reached to the metamorphic basement of the Alaşehir formation by cutting Evrenli member. From check-shots carried out in Alaşehir-1 borehole by TPAO, seismic interval velocities that are related to graben formations are obtained and then, they are used in the seismic modeling.

Alaşehir Graben is bounded by two major fault systems at its southern and northern margins and extends more than one hundred km along Gediz River floodplain. The most important structure is "Master Graben Bounding Fault (MGBF)" in the southern margin of the Alaşehir Graben. The second main structure is northern bounding structure, called the antithetic fault to the MGBF, has a high angle normal fault characteristic. The graben evolved as a half graben with an active southern margin during Miocene. MGBF is a crucial contact between sedimentary cover units and the metamorphic basement. It is documented that approximately N-S oriented extension controlled faulting during accumulation of graben fill. MGBF geometry also can be defined as "flat-ramp" geometry also generates "roll-over" on the hanging wall. This interpretation is also considered from seismic sections. The rock units in Alaşehir Graben is classified into two groups as metamorphic basement and sedimentary units. From basement to the surface, five different stratigraphic units constitute graben fill which are called Alaşehir, Çaltılık, Gediz, Kaletepe/Bintepeler Formations and Quaternary Alluvium. Available seismic data provided further information about the evidence to depositional geometries of the graben fill. All the sedimentary units' thicknesses get thinner from the southern margin to the northern margin of the Alaşehir Graben with roll-over geometry. In the depth model of Alaşehir graben, all features are shown as considered under these information.

To prepare a synthetic seismic reflection section such as stacked and migrated sections, Disco/Focus (v.5.0) seismic software was used at Istanbul Technical University, Geophysical Engineering Department. Before generating a stack section, 2D velocity/depth model should be defined. The depth model must be identified before ray tracing method. According to depth model which is the representative of Alaşehir Graben, all the structures were introduced from surface to the basement with their depths and seismic interval velocities to be entered into the data base. Then, ray paths (diffraction) are produced, reflection coefficients and two-way travel times are calculated and wavelet shaping is carried out with band-pass filtering and finally stacked section of the Alaşehir Graben is obtained. It is thought that reflection of northern margin-bounding fault interface cannot be recognized in the seismic reflection section. Because it lies through the metamorphic basement. That's why gentle velocity contrast is introduced between metamorphic basement

and northern- margin bounding fault. In the stacked section, it seems like seismic pitfall. Because, this gentle velocity contrast constitute small variation in time domain. Also, in the stacked section, Alaşehir formation seems much narrower than what it is in the depth model and dipping events in the depth model are not seen in their real locations. So it can be stated that there are too many differences between depth model and stacked section. To remove these effects, post-stack time migration is applied to the stacked section by using three different types of seismic velocities. From interval velocities, average velocities and RMS velocities were calculated for the formations in order for how the general features of the geological model may change against different seismic models to be examined after the migration. Post-stack finite-difference migration method is applied to the data. When we compare stacked section and depth model, dominant diffractions occur due to faults and formations end points that intersect with MGBF. After migration, all the diffractions are removed and fault planes can be seen more clear and noticeable. This result is acquired by using interval velocities which are obtained from check-shots. When we used average velocities, MGBF plane extends to the depth. Also in the northern margin of the graben, slopes and locations of antithetic fault planes changes in the migrated section. The other way of obtaining migrated section by using RMS velocities made an interpretation quite hard especially for the main structures along the northern margin of the graben and reflections related to formations.

TEŞEKKÜR

Sismik modelleme ve veri-işlem çalışması Paradigm şirketi tarafından İTÜ Jeofizik Mühendisliği Bölümü Nezihi Canitez Jeofizik Veri İşlem Laboratuvarına bağışlanan DISCO/FOCUS (v 5.0) Sismik Veri İşlem Paketi kullanılarak yapılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Camitez, N., 1997.** Jeofizikte Modelleme, Literatür Yayıncılık, İstanbul.
- Çiftçi, N. B., 2007.** Geological evolution of the Gediz Graben, SW Turkey: temporal and spatial variation of the graben, Master Thesis, ODTÜ, Ankara.
- Çiftçi, N. B. ve Bozkurt, E., 2009a.** "Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey", *Tectonophysics*, 473, 234-260.
- Çiftçi, N. B. ve Bozkurt, E., 2009b.** "Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben", *Sedimentary Geology*, 216, 49-79.
- Çiftçi, N. B. ve Bozkurt, E., 2010.** "Structural evolution of the Gediz Graben, SW Turkey : temporal and spatial variation of the graben basin", *Basin Research*, 22, 846-873.
- Demircioğlu-Kolenoğlu, D., 2009.** Alaşehir Grabenine ait sismik kesitlerin yapısal yorumu. Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Ankara.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979.** "Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone", *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Ediger, V.Ş., Batı Z. ve Yazman, M., 1996.** "Paleopalynology of possible hydrocarbon source rocks of the Alaşehir-Turgutlu area in the Gediz Graben (western Anatolia)", *Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 8, 94-112.
- Emre, T., 1996.** "Gediz Grabeninin tektonik evrimi", *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 1-18.
- Fagin, S. W., 1991.** Seismic Modeling of Geological Structures: Applications to Exploration Problems. Geophysical Development No:2. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, USA.
- Gibbs, A. D., 1984.** "Structural evolution of extensional basin margins", *Journal of Geological Society*, 141, 609-620.
- İztan, H., Yazman, M., 1990.** "Geological and hydrocarbon potential of the Alaşehir (Manisa) area, western Turkey", *Proceedings of International Earth Sciences Congress, Aegean Region*, 327-333, İzmir.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu H. ve Bozkurt, E., 1999.** "Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey", *Journal of Geological Society London*, 156, 605-616.
- Orhan ve Ateş, 2010.** "Standard Penetrasyon Testi (SPT) ile Saruhanlı (Manisa) İlçesi Zeminlerinin Sıvılaşma Potansiyelinin Araştırılması", *AKÜ Fen Bilimleri Dergisi*, 02, 37-49.
- Oruç, B., 2012.** Teori ve Örneklerle Jeofizikte Modelleme. Umuttepe Yayınları. Kocaeli.
- Robinson E.A ve Douze E.J., 1985.** "Ray tracing and seismic modeling", *Proceedings of the 14th International Symposium on Acoustical Imaging*, April 22-25, 1985, in The Hague, The Netherlands, 14, 169-186.
- Seyitoğlu, G., Scott B.C., 1996.** "Age of the Alaşehir Graben (west Turkey) and its tectonic implications", *Geological Journal*, 90, 84-92.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. ve Işık, V., 2002.** "The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey", *Geol. Mag.*, 139, 15-26.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985.** "Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in K. Biddle, N. Christie-Blick, eds., *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*", *SEPM Special Publication*, 37, 227-264.
- Yıldırım, M., Gökaşan E., 2007.** Mühendisler için Jeoloji Bilgileri. Yıldız Teknik Üniversitesi Basım-Yayın Merkezi, İstanbul.
- Yılmaz, Y., Genç S. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak, S., ve Elmas A., 2000.** "When did the western Anatolian grabens begin to develop?", *Geological Society, London, Special Publications*, 173, 353-384.

AKAIKE BİLGİ KRİTERİ YÖNTEMİ İLE P- VE S- DALGASI VARIŞ ZAMANLARININ KESTİRİMİ

AUTOMATIC PHASE PICKING USING AKAIKE INFORMATION CRITERIA (AIC)

Yalçın Öztürk ve Gonca Örgülü*

İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34469, Ayazağa-İstanbul

Yayına Geliş (Recieved): 31.05.2018, Yayına Kabul (Accepted): 17.07.2018

*Sorumlu yazar/Corresponding author: orgulu@itu.edu.tr

Öz

Bir gözlem evinde, sismik dalgaların varış zamanları okunarak, deprem odağının koordinatları ve oluş zamanı sismologlar tarafından saptanır. Sismologlar için rutin hale dönüşmüş bu veri işlem aşamaları, son yıllarda sayısal veri miktarındaki aşırı artış nedeniyle bu işlemin elle gözleme dayalı olarak yapılmasını zorlaştırmıştır. P- ve S-dalgalarının varış zamanlarının otomatik olarak belirlenebilmesi için dünya genelinde bir çok araştırmacı tarafından farklı yöntemlerin geliştirilmesi hedeflenmiştir. Bu yöntemlerden birisi de Akaike Bilgi Kriteri (Akaike Information Criteria, AIC) olup, bu yöntem Batı Anadolu'da meydana gelen 3 deprem için test amaçlı olarak kullanılmıştır. Bu depremlerin P- ve S- dalgası varış zamanları AIC yöntemi ile tespit edilmiş, otomatik olarak elde edilen bu zamanların gözlemlenen varış zamanları ile karşılaştırmaları yapılarak, yöntemin güvenilirliği test edilmiştir. 104 deprem kaydının karşılaştırılması sonucunda, deprem kayıtlarının %85'lik bir kısmı için varış zamanları arasındaki farkın 0 ile ± 0.5 sn arasında dağılım gösterdiği gözlenmiştir. Geri kalan deprem kayıtları için varış zamanı farkları 0.5 sn'den büyüktür. Varış zamanlarındaki daha büyük farkların nedeni AIC yönteminde P-dalgası varış zamanının yatay bileşenler üzerinden okunması ve deprem kaydının sinyal/gürültü oranı çok düşük ise P-dalgası varış zamanının belirlenmesinin zorlaşması ile ilişkilidir.

Anahtar Kelimeler: sismoloji, otomatik faz okuma, deprem ve yer tespiti

Abstract

In order to estimate source parameters (latitude, longitude, depth and origin time), arrival times of P- and S-waves have been identified/read on seismograms and then processed by a location algorithm. This algorithm requires preparation of an input file consisting of phase readings. Excessive increase in the amount of digital data in recent years has increased workload of seismologists. Thus, many researchers over the world have developed different methods based on automatic phase picking. One of these methods is the Akaike Information Criteria (AIC). Arrival times of P- and S-waves of three earthquakes in this study have been determined by this method and its reliability has been tested by comparing observed arrival times with automatically determined ones. As a result of this comparison consisting of 104 seismograms, 85% of time differences between automatic and manual readings is distributed between 0 and ± 0.5 sn. The reason of larger residuals in time differences is that automatic P-wave arrival times are also picked from horizontal components that are not usually used in manual phase readings of P-waves and determination of arrival times is difficult if the signal to noise ratio is very low in an earthquake record.

Keywords: seismology, automatic phase picking, earthquake and location

1. Giriş

Gelişen bilgisayar teknolojisi ile sayısal veri toplama çalışmaları her geçen gün hız kazanmaktadır. Bu teknolojik gelişmelerden sismoloji dünyası da payını almış olup, eskiden tambur üzerine kayıt edilen analog veriler, günümüzde sayısal hale dönüştürülerek kaydedilmektedir. Deprem istasyonlarının sayısı zamana bağlı olarak hızla artmaktadır. Şu an için ülkemizde farklı bant genişliğine sahip istasyonlar işletilmektedir. Sadece geniş bantlı istasyonların sayısının 400 civarında olduğu tahmin edilmektedir, bu istasyonların 3 bileşen verisi olduğu düşünülürse, artan veri yükü nedeniyle sismologların iş yükünün artacağı açıkça görülmektedir.

Faz okumalarının otomatik olarak yapılabilmesi için farklı yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemler, sinyal ve gürültü karakteristiğinin birbirinden farklı olmasına dayanır. Uygulanan yöntemlerin genelinde sinyal iki parçaya bölünür ve her iki parçanın istatistiksel özellikleri hesaplanır. Bölünen parçaların, sinyal ile gürültüyü temsil ettiği birleşme noktası, bize en düşük AIC değerini verir ve bu nokta P-dalgasının varış zamanına karşılık gelmektedir.

P- ve S- dalgalarının varış zamanlarının otomatik olarak belirlenmesi (Takanami ve Kitagawa, 1991; Sleeman ve Eck, 1999; Leonard and Kennet, 1999; Leonard, 2000; Zhang ve diğ., 2003), depremin yeri ve oluşum mekanizması hakkındaki bilgilerin hızlı bir şekilde tespit edilmesinde giderek önem kazanmaktadır.

2. Deprem fazlarının otomatik olarak belirlenmesi

Deprem kayıtlarından faz okumalarının otomatik olarak yapılabilmesi için bazı algoritmalar geliştirildi. Bu yöntemlerden biri, Short Term Average / Long Term Average (STA/LTA) oranına dayanmaktadır (Allen, 1978). Bu yöntemde, P varışı istasyona ulaştığında sinyalin hem genliğinde hemde frekansında bir değişimi hesaba katan karakteristik bir fonksiyon öngörülür. Tanımlanan bu karakteristik fonksiyon kullanılarak kısa dönemli ve uzun dönemli iki ardışık kayan pencere içindeki bir sismik sinyalin mutlak genliğine ilişkin ortalama değerlerin oranları hesaplanır. Uzun dönemli pencere (LTA) sismik gürültünün zamana bağlı değişimini, kısa dönemli pencere (STA) ise sismolojik olaylar hakkında bilgi sağladığı bilinmektedir.

Otoregresif - Akaike Bilgi Kriteri (Autoregressive - Akaike Information Criteria) kısaca AR- AIC yaklaşımı olarak bilinen ikinci yöntemde sismogram yine iki farklı zaman serisine bölünür (Sleeman ve

Eck, 1999; Leonard ve Kennet, 1999; Leonard, 2000). Durağan süreç olarak varsayılan her bir bölüm otoregresif bir süreçle modellenir ve modelin mertebesi saptanır. Otoregresif sürecin mertebesi belirlendiğinde, 1 no'lu bağıntı kullanılarak AIC fonksiyonu hesaplanır. Bu fonksiyonun en düşük olduğu nokta, durağan sayılan iki zaman serisinin en uygun ayırımını verir. N uzunluğunda bir sismogram için iki ayrı zaman aralığı modeline ait AIC değeri (1), k birleşme noktasının fonksiyonu olarak tanımlanır.

M değeri veriye uyum gösteren otoregresif modelin derecesini, C_2 sabit bir değeri, k durağan iki zaman serisinin birleşme noktasını, N sismogramın uzunluğunu, $\sigma_{1,max}^2$ ve $\sigma_{2,max}^2$ sırasıyla iki zaman dilimindeki sismogram bölümlerinin varyansını göstermektedir. Öncelikle, AR modelinin mertebesi deneme yanılma yöntemi ile saptanmalıdır. Modelin mertebesi saptandıktan sonra, AR katsayıları Yule-Walker denklemleri (Haykin, 1996) ile saptanabilir ve 1 No'lu bağıntı kullanılarak AIC fonksiyonu hesaplanabilir.

Otoregresif - Akaike Bilgi Kriteri (AR-AIC) yönteminin aksine, AIC fonksiyonu doğrudan sismogramlar üzerinden de hesaplanabilir (Maeda 1985). Bu yaklaşımda, otoregresif bir model kullanılmadığı için AR katsayılarının hesaplanmasına gerek duyulmayacaktır. Depremin başlangıç noktası yine AIC fonksiyonunun en düşük olduğu noktaya karşılık gelecektir. Bu yaklaşım, Akaike Bilgi Kriteri (AIC) olarak bilinir. N uzunluğuna sahip bir sismogram için AIC fonksiyonu (2) aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$AIC(k) = k \cdot \log(\text{var}(x[1:k])) + (N - k - 1) \cdot \log(\text{var}(x[k+1:N])) \quad (2)$$

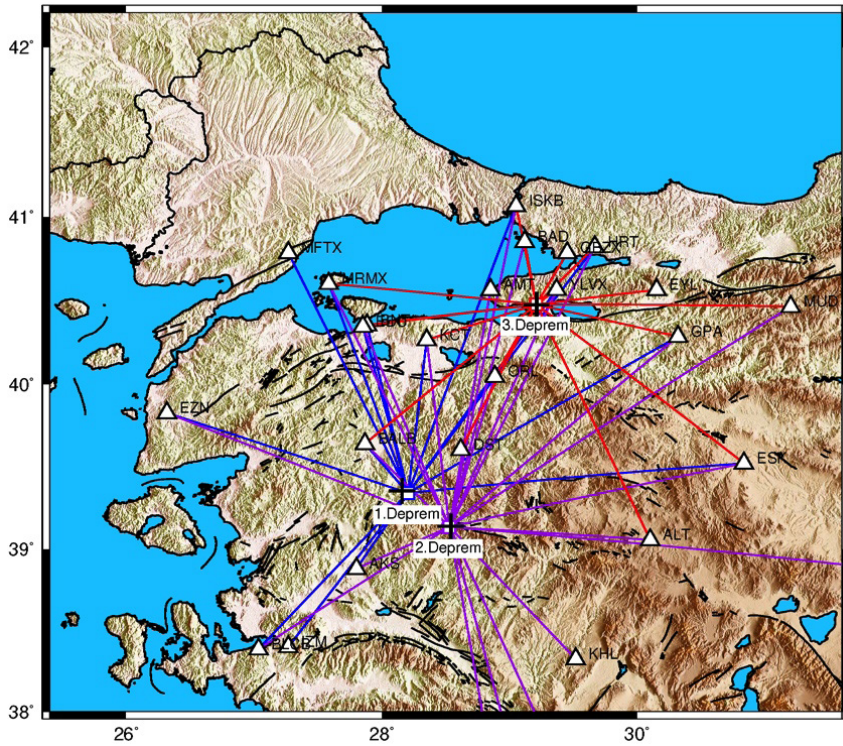
Formülde görülen x kullanılan sismogramı, N sismogramın uzunluğu, k ise sismogramda alınacak iki pencerenin sınırını belirleyen bir katsayıdır. Bu çalışmada, AIC fonksiyonu doğrudan sismogramlar üzerinden hesaplanan 2 nolu bağıntı ile elde edilmiştir. AIC fonksiyonunu hesaplayarak herhangi bir sismogramda bir başlangıç noktası elde edebilir. Bu sebeple, inceleyeceğimiz sismogramda bir zaman penceresi seçilmesi daha mantıklıdır. Deprem kaydının başından maximum genliğe ve P-dalgası faz okumasından maximum genliğe kadar olan süreler, sırasıyla P- ve S-dalgası için seçilen zaman pencereleridir. Seçtiğimiz zaman penceresinde AIC fonksiyonu daha doğru bir değer vermekte ve P/S dalgasının varış zamanı net bir şekilde görüntülenmektedir. Ele aldığımız sismogramda sinyal/gürültü (S/G) oranı yüksek ve P veya S fazı net bir şekilde

seçilebiliyorsa en düşük AIC değeri doğru olarak elde edilir. Fakat S/G oranı düşük sismogramlarda ve faz belirgin değilse AIC değeri birden fazla noktada lokal minimum değerler vermektedir (Zhang ve diğ., 2003). Buna rağmen, AIC fonksiyonun en küçük değeri çoğu zaman P dalgasının varış zamanını göstermektedir.

3. AIC fonksiyonunun sismogramlar üzerinde test edilmesi

Bu algoritma, farklı istasyonlarda kayıt edilen 3 depremden elde edilen 104 sismogram üzerinde test edildi. Test edilen depremlere ilişkin parametrik bilgiler Tablo 1' de verilmiştir. Deprem yerlerinin otomatik olmayan bir yöntemle belirlenmesi için öncelikle, her bir depremi kayıt eden sismogramlar tek tek görüntülenerek P/S dalgalarına ait varış zamanlarının okunması, daha sonra elde edilen bu

bilgilerin, deprem yerlerini belirlemek için kullanılan "Hypocenter" programına (Lienert 1994) giriş verisi olarak uygun formatta tanıtılması gerekmektedir. Bu işlem, AIC fonksiyonu kullanılarak elde edilecek varış zamanlarından bağımsızdır. P/S dalgası varış zamanlarının elle okunmasının nedeni, AIC fonksiyonu ile elde edilen varış zamanlarını karşılaştırmak içindir. Bu çalışmada Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü- Bölgesel Deprem ve Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi tarafından Batı Anadolu için önerilen kabuk modeli (Kalafat vd., 1987) kullanılarak, gözlemlen ve otomatik olarak elde edilen varış zamanlarından deprem yerleri tespit edilmiştir. Depremlerin yerleri ve bu depremleri kaydeden istasyonların dağılımları Şekil 1' de her bir deprem için ayrı ayrı gösterilmiştir.



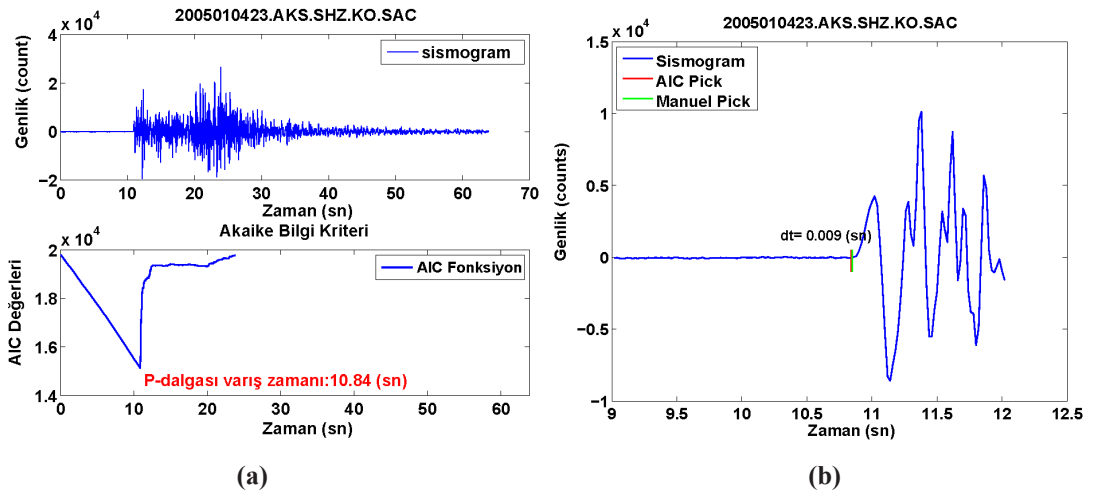
Şekil 1. Bu çalışmada test edilen depremler (kareler) ve bu depremleri kayıt eden istasyonların (üçgenler) dağılımı. AIC yöntemi kullanılarak elde edilen varış zamanlarından saptanan deprem yerleri artı sembolü ile gösterilmiştir.

Figure 1. Distribution of earthquakes (squares) tested in this study and stations with various bandwidths (triangles) recording these events. Earthquake epicenters determined from automatic arrival times are shown with + symbol.

Table 1. Bu çalışmada test edilen depremlere ait kaynak parametreleri. Siyah ve kırmızı renk ile gösterilen değerler sırasıyla gözleme dayalı ve AIC yöntemiyle otomatik olarak elde edilen faz okumaları kullanılarak elde edilen deprem bilgilerini göstermektedir. MD: Depremin büyüklüğünü, RMS: Deprem yerlerinin elde edilmesindeki hata miktarı, #NFAZ: Deprem yerlerinin tespit edilebilmesi için kullanılan P- ve S- dalgası faz sayısını.

Table 1. Source parameters of earthquakes tested in this study. Phase readings and earthquake locations are revised for this study. Values in black and red color show earthquake source parameters obtained from observed and automatic phase readings respectively. MD:Duration Magnitude, RMS:Root Mean Square, #NFAZ:Number of phase readings for P- and S-waves.

	Tarih (gün-ay-yıl)	Oluş Zamanı	Enlem (K)	Boylam (D)	Derinlik (km)	RMS	#NFAZ	M_D
1. Deprem	04.01.05	23:42:31.0	39.340	28.204	3.0	0.3	17P,8S	3.3
		23:42:31.3	39.354	28.156	1.5	0.6	17P,7S	
2. Deprem	14.01.05	02:19:25.8	39.134	28.528	7.0	0.5	24P,2S	3.5
		02:19:26.1	39.139	28.540	7.9	0.5	22P,2S	
3. Deprem	20.02.05	21:02:07.3	40.478	29.208	2.4	0.5	19P,10S	3.4
		21:02:06.9	40.477	29.211	0.0	0.5	18P,9S	



Şekil 2. (a) 1 No'lu depremin AKS istasyonundaki kaydı ve AIC fonksiyonunun P dalgası penceresi içinde almış olduğu değerleri. AIC fonksiyonunun en düşük değeri, P- dalgası varış zamanına tekabül etmektedir. (b) P dalgası etrafında tanımlanan pencere üzerinde gözlemlenme ve AIC yöntemiyle elde edilen varış zamanlarının işaretlenmesi. İşaretlenen varış zamanları arasındaki fark 0.009sn' dir.

Figure 2. (a) Seismic record of the event 1 at AKS station and values of the AIC function within P-wave window. Minimum value of the AIC function corresponds to the P-wave arrival time. (b) Arrival times obtained from manual and automatic (the AIC method) picks are marked on a time window that is defined around the P wave. Time difference between marked arrival times is 0.009 seconds.

P/S dalga fazlarını içine alan bir zaman penceresi öngörülerek, MATLAB tabanlı yazılan bir program aracılığıyla AIC fonksiyonu hesaplanmıştır. AIC fonksiyonunun en düşük olduğu değere karşılık gelen nokta, P/S dalgası fazlarının başlangıç noktası olarak tespit edilmiştir. AKS istasyonunda kayıt edilen kısa periyotlu bir sismogramın görüntüsü ve öngörülen pencere içinde her bir örnekleme noktasında elde edilen AIC fonksiyonunun dağılımı Şekil 2a'da gösterilmektedir. P-dalgası için öngörülen pencere aralığı içinde elde edilen en düşük AIC fonksiyon değeri 10.84sn 'ye karşılık gelmektedir, bu nokta P-dalgası varış zamanı olarak belirlenmiştir. Bu kaydın, P dalgası varış zamanı etrafındaki ayrıntılı görüntüsü Şekil 2b'de verilmiştir. Gözlemlenme ve

otomatik olarak AIC yöntemiyle hesaplanan varış zamanları sismogram üzerinde işaretlenmiştir. Gözlemlenen P dalgası varış zamanı ile AIC yöntemi ile otomatik olarak hesaplanan varış zamanı arasındaki fark yaklaşık 0.009sn' dir.

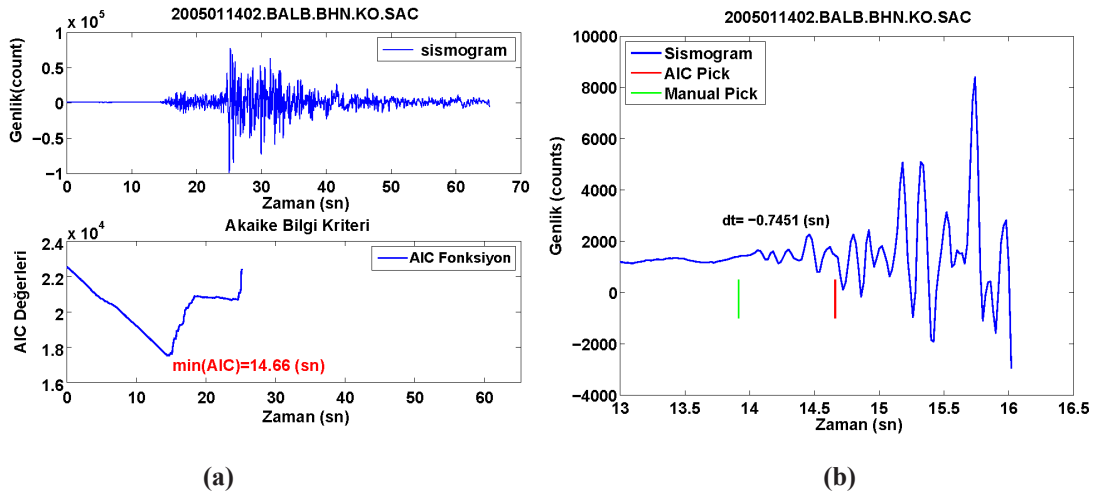
2 No'lu depremin yakın alandaki başka bir görüntüsü BALB istasyonunda kayıt edilmiştir. Bu istasyonun KG bileşenli kaydı incelendiğinde (Şekil 3), istasyona ulaşan P dalgası genliğinin küçük olmasından dolayı bu fazın otomatik olarak kestirimi hata içermektedir. Bilindiği üzere, P dalgası varış zamanları genellikle düşey bileşen kayıtlarından okunur, bu nedenle AIC fonksiyonu ile kestirilen varış zamanları da sadece düşey bileşen kayıtlarından elde edilebilir. Sismik dalga düşeye yakın bir

açıda istasyona ulaştığından, P dalgası enerjisinin büyük bir bölümü düşey bileşen kayıtlarına yansımaktadır.

Sinyal/gürültü seviyesi daha düşük olan bir sismogram için, 3 no'lu depremin EYL istasyonundaki kaydı örnek olarak verilebilir (Şekil 4). Bu kayıt incelendiğinde, P-dalgası varışı öncesinde farklı zaman aralıkları ile tekrarlanan periyodik gürültüler görülmektedir. Sinyal öncesi gözlemlenen bu gürültülerden dolayı AIC yönteminin başarısının düşebileceği varsayılsa da, AIC yöntemi ile elde edilen varış zamanı, gözlemci tarafından okunan varış zamanına 0.02sn'lik bir fark ile doğru kestirim yapıldığı gözlemlenmiştir. Sismogram içinde düzenli aralıklarla gürültüler bulunsun da, P dalgasının, bir sismolog için gürültü içinden seçilebilir olabilmesi (yani yüksek genlikli belirgin bir P-dalgası fazına sahip olması), AIC yönteminin bu tarz verilerde uygulanabilmesine olanak sağlamaktadır. Bu tarz kayıtlar için sinyal/gürültü oranı düşük olsa da, AIC

yöntemi başarılı sonuçlar üretebilir.

Küperkoch (2010) çalışmasına göre; AIC yöntemiyle P fazının kestiriminin yapılmasının yanı sıra, S dalgasının varış zamanlarının da otomatik olarak elde edilebileceği ortaya konmuştur. P fazında olduğu gibi S fazında da bir pencereleme işlemi uygulanmaktadır. Bu pencereleme işlemi veri kalabalığını engelleyerek, hızlı bir şekilde AIC yöntemi ile daha güvenilir S-dalgası varış zamanları işaretlemek amacıyla kullanılmıştır. Sadece S-dalgası fazı okunan istasyonlar için, AIC yöntemi ile S varış zamanları test edilmiştir. 1 No'lu depremin BLCB istasyonunun yatay bileşenlerinden biri üzerinde S-dalgası varış zamanı AIC yöntemi ile tespit edilmiştir (Şekil 5). Bu istasyonda AIC fonksiyonunun minimum olduğu noktaya tekabül eden zaman 41.76sn olarak belirlenmiştir. Bu zaman S-dalgası varış zamanı olarak işaretlenmiştir. Gözlemlenen S-dalgasının varış zamanı ile AIC yöntemi kullanılarak elde edilen varış zamanı

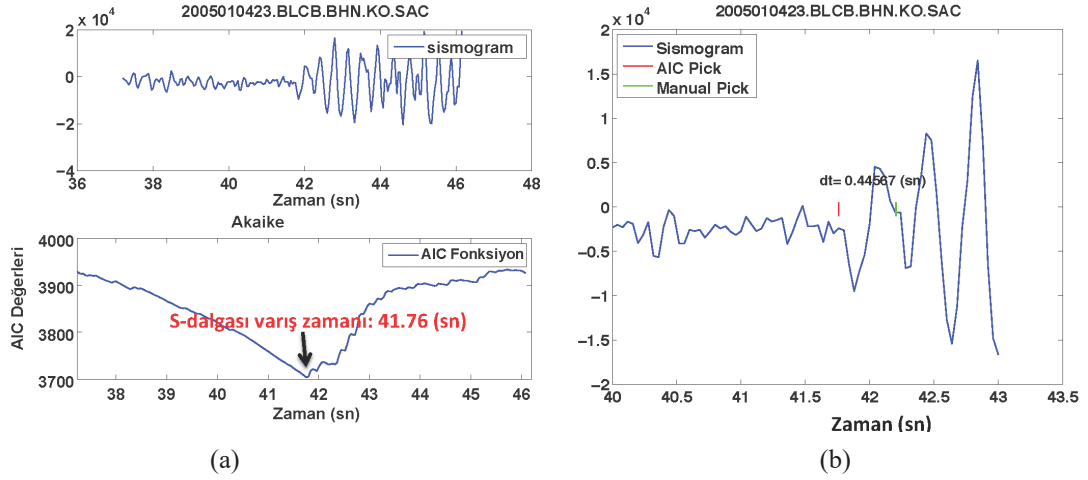


Şekil 4. (a) 3 No'lu depremin kısa periyotlu düşey bileşen EYL istasyonundaki kaydı ve AIC fonksiyonunun aldığı değerler. (b) Gözlemlenen ve AIC yöntemiyle elde edilen varış zamanlarının, P dalgası etrafında tanımlanan pencere için sismogram üzerinde işaretlenmesi. Bu istasyonda, S/G oranı düşük olduğu halde AIC fonksiyonu ile elde edilen varış zamanı gözlemlenen faz okuması ile uyumludur. Varış zamanları arasındaki fark 0.02 sn civarındadır.

Figure 4. (a) Seismic record of the event 3 at EYL station with short period and values of the AIC function. (b) Arrival times obtained from manual and automatic (the AIC method) picks are marked on a time window that is defined around the P wave. Despite the S/N ratio is low at this station, manual and automatic AIC picks are compatible. Time difference between these picks is about 0.02 seconds.

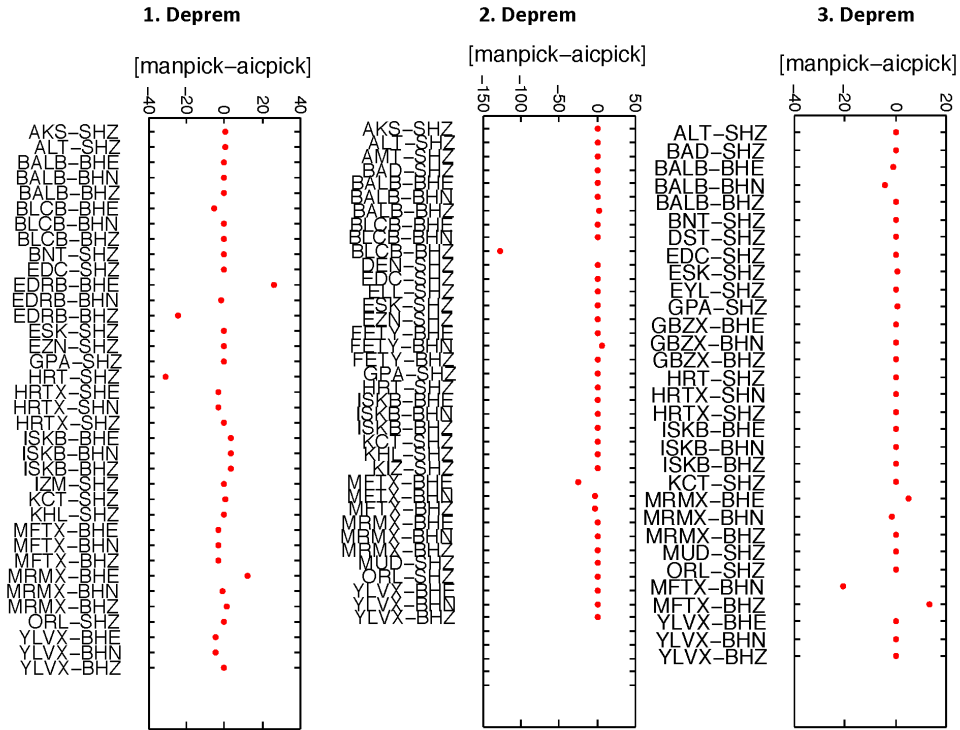
zamanı arasında 0.45sn fark saptanmıştır. Bu kaydı yeniden incelediğimizde gözlemlenen S-dalgası okumasının 0.45sn hatalı olabileceği kanaatine vardık. Bu da AIC yönteminin S-dalgası için varış zamanlarının kestiriminde de başarılı olduğunu göstermektedir. Gözlemlenen P dalgası varış za-

manları ile AIC yöntemi ile otomatik olarak elde edilen P-dalgası varış zamanları arasındaki farklar, bu çalışmada test edilen her bir deprem setindeki, tek ve üç bileşenli tüm istasyonlar için Şekil 6'da topluca verilmiştir.



Şekil 5. (a) 1 No'lu depremin geniş bantlı KG bileşenli BLCB istasyonundaki kaydı ve AIC fonksiyonunun S dalgası penceresi için aldığı değerler. (b) Gözlemlenme ve AIC yöntemiyle elde edilen varış zamanlarının sismogram üzerinde işaretlenmesi. Bu istasyonda, sinyal/gürültü oranı düşük olduğu halde AIC fonksiyonu ile elde edilen varış zamanı gözlemlenen faz okuması arasındaki fark 0.45 sn civarındadır.

Figure 5. (a) Seismic record of the event 1 on the NS component of the BLCB broadband station values of the AIC function for the S-wave window. (b) Arrival times are marked both manually and by the AIC method on this seismogram. Time difference between manual and automatic (AIC) picks are about 0.45 seconds since the S/N ratio is low at this station.



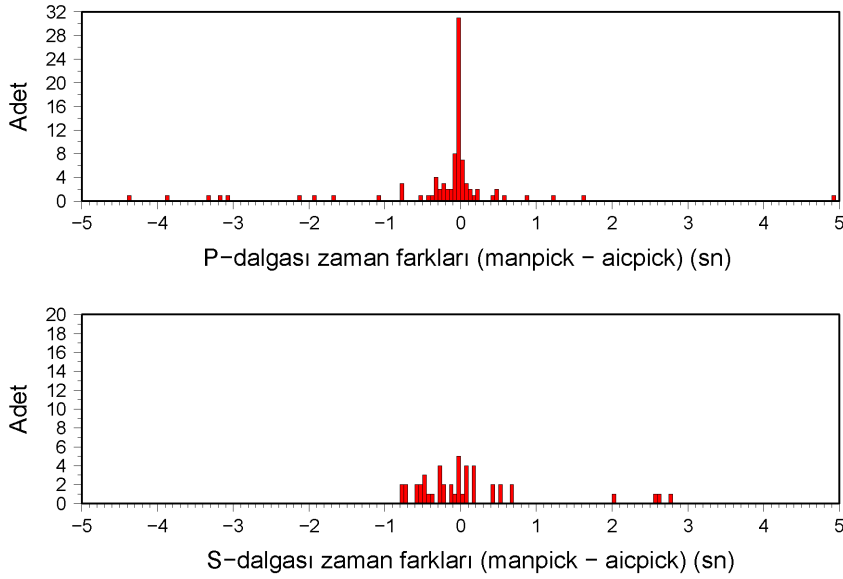
Şekil 6. Test edilen her bir depreme ait tüm istasyonlar için gözlemlenme ve AIC yöntemi ile elde edilen P-dalgası varış zamanları arasındaki farkların gösterimi.

Figure 6. Time differences between manual and automatic (AIC method) picks at all stations for each tested earthquake.

Birinci deprem setindeki istasyonlarda, AIC yöntemi ile elde edilen P-dalgası varış zamanları gözlemlenen faz okumalarına göre saçılım göstermektedir. Bu saçılımların nedeni sinyal/gürültü oranının düşük olması ile ilişkilidir. Odak mekanizma çözümleri üzerinde istasyon konumlarının düğüm düzlemlerine yakın olması da P-dalgası genliğini etkileyen faktörlerden biridir. Dolayısıyla, P-dalgasının seçilebilirliği veya doğru kestirimi dalğanın genliğiyle doğrudan ilişkilidir. Diğer deprem setlerinde saçılımların nispeten daha az olduğu

gözlenmiştir.

İncelenen üç depremden elde edilen P- ve S-dalgası zaman farklarını bir histogram üzerinde gösterildiğinde (Şekil 7), P- ve S-dalgası zaman farklarının çoğunlukla 1sn civarında değiştiği gözlenmiştir. Bunun dışındaki verilerin düşük sinyal/gürültü oranı ile ilişkili olabileceği veya belirgin olmayan P-/S-dalgası varışı ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. 1sn üzerindeki P-dalgası zaman farklarının yatay bileşenlerden elde edilmiş olabileceği de göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 7. Her bir istasyon kaydı için gözlemlenilen ve AIC yöntemi ile elde edilen P- ve S-dalgası zaman farklarına ait histogramlar.

Figure 7. Histograms of time differences of P-and S-waves obtained from manual and automatic (AIC) picks for each earthquake record.

4. Sonuçlar

Bu çalışmada, Batı Anadolu'da meydana gelen 3 depremin 104 kaydı, AIC yöntemi ile P- ve S-dalgası varış zamanlarının doğru olarak tespit edilip edilmediğini anlamak için test amaçlı kullanılmıştır. Gözlemlenilen ve otomatik olarak elde edilen varış zamanları arasındaki farklar grafik ve histogram olarak çizdirildiğinde, P-dalgası için AIC yöntemi ile P-dalgası varış zamanları kestiriminin genellikle 1sn civarında olduğu, P-dalgası varış zamanı kestirimi için sadece düşey bileşen kayıt kullanıldığında, kestirimlerin son derece başarılı olduğu saptanmıştır. S-dalgası kestirimlerindeki başarı oranı, P-dalgası kestirimine göre nispeten az olduğu görülmüştür.

Test edilen depremler için gözlemlenen faz

okumalarından ve otomatik varış zamanlarından elde edilen konumların birbirine yakın olduğu Şekil 1'de görülmektedir. Gözlemlenen faz okumaları ve otomatik varış zamanları kullanılarak elde edilen deprem yerleri arasındaki uzaklıklar; 1. deprem için 4.7 km, 2. deprem için 1.5 km, 3. deprem için 2.4 km kadardır. Gözlemlenen faz okumalarından ve otomatik varış zamanlarından elde edilen bu mesafelerin, yeterli sayıda istasyon tarafından kayıt edilmemiş küçük ve orta ölçekli depremler ($M < 5.0$) için kabul edilebilir hata sınırları içinde olduğu düşünülmektedir.

5. Summary

In this study we have used an automatic phase picking algorithm based on the Akaike Information

Criteria. This algorithm has been tested with records of three earthquakes occurring in Western Anatolia. P- and S- phase pickings have been determined from 104 seismograms. In our test, 85% of the AIC picks have been estimated with time differences ranging from 0 to 0.5s when compared with manual picks. Remaining picks give large residuals ($>0.5s$) between the manual and the AIC picks. Reliability of the onset time with the AIC method depends on the S/N ratio and distinguishment of amplitude of P- and S- phases in a seismic record. Individual visual comparisons of automatic picks with manual ones have shown that a number of manual picks have been improved by the AIC method as observed from S-phase picking in the Figure 5.

In summary, AIC method appears to be useful tool for manual analysis and assigning automatically onset times to detected seismic signals for the purpose of online epicenter calculations.

Katkı Belirtme

Bu çalışmanın yazım dilini gözden geçiren Doç. Dr. Turgay İşseven'e ve çalışmanın makale formatına dönüşmesinde yardımcı olan Araş. Gör. Nedim Gökhan Aydın'a teşekkür ederiz. Son olarak, çalışmanın son hale gelmesi için desteklerini esirgemeyen hakemlere teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allen, R. V. (1978).** Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bull Seism. Soc. Am.*, 68, 1521-1532.
- Haykin, S. (1996).** Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms, *Phys. Earth Planet. Interiors* 113, 247-264.
- Kalafat, D., Gürbüz, C., and Üçer, B. (1987).** Investigation of the crust and upper mantle in the West of Turkey, *J. Earth. Bull. Istanbul*, 14, pp. 43-64 (in Turkish).
- Küperkoch, L. (2010).** “Automated Recognition, Phase Arrival Time Estimation, and Location of Local and Regional Earthquakes”. *Phd. Thesis*, Ruhr-Universität Bochum. The Faculty of Earth Science, Bochum, s.16-49.
- Leonard, M., Kennet, B.L.N. (1999).** Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 113, 247-264
- Leonard, M. (2000).** Comparison of manual and automatic onset time picking, *Bull. Seis. Soc. Am.* 90, 1384-1390.
- Lienert, B. (1994).** *Users manual for Hypocenter3.2: A computer program for locating earthquakes, locally, regionally and globally*, Hawaii Institute of Geophysics & Planetology, pp.1-72.
- Maeda, N. (1985).** A method for reading and checking phase times in autoproccessing system of seismic wave data, *Zisin Jishin* 38, 365-379.
- Sleeman, R., Eck, T.V. (1999).** Robust automatic P-phase picking:an online implementation in the analysis of broadband seismogram recordings, *Phys. Earth Planet. Interiors*, 113, 265-275.
- Takanami, T., Kitagawa, G. (1991).** Estimation of The Arrival Times of Seismic Waves By Multivariate Time Series Model. *Ann. Inst. Statist. Math.*, 43 No:3, s. 407-433.
- Zhang, H., Thurber, C., Rowe, C. (2003).** “Automatic P-Wave Arrival Detection and Picking with Multiscale Wavelet Analysis for Single-Component Recordings”. *Bulletin of Seismological Society of America* 93, No.5 1904-19

YERBİLİMLERİ DERGİSİ YAYIN KURALLARI

- Yerbilimleri Dergisi İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi yayınıdır. Yılda iki kez yayımlanır.
- Dergide Jeoloji, Jeofizik ve Maden Mühendisliği konularında özgün çalışmalar yayımlanır. Yayımlanma dili Türkçe ve İngilizce'dir.
- Dergiye gönderilen yazıların daha önce kesinlikle yayımlanmamış olması gerekmektedir.
- Yayınların içeriğinden yazarlar sorumludur.
- Makaleler, hakemlerin görüş ve önerileri gözetilerek, Yazı Kurulu'na yayına kabul edilir veya edilmez.
- Yayına kabul edilmeyen makaleler yazar veya yazarlarına geri verilir.
- Metinler A4 boyutlu kağıda, çevresinde 2.5 cm. boşluk bırakılarak yazılmalıdır. Dergi web sitesinde bir şablon bulunmaktadır.
- 200 sözcüğü geçmeyecek Türkçe Öz ve İngilizce Abstract eklenmelidir.
- Makalelerde "ÖZ"den sonra "Anahtar Sözcükler" ve "Abstract"dan sonra "Keywords" ilave edilmelidir.
- Türkçe sunulan makalelerde ayrıntılı bir İngilizce özet (Summary), İngilizce hazırlanan makalelerde ise yine ayrıntılı bir Türkçe özet makalenin sonuna eklenmelidir.
- Gönderilecek olan yazılar 12 punto ve 1.5 aralıklı yazılmalı; şekil, ek vb. dahil 20 (Yirmi) sayfayı geçmemelidir.
- Yayınlarda kullanılan büyüklükler için birimler (SI) olarak verilmelidir.
- Makale başlığı ile Şekil, Tablo, Levha ve Eklerin Şekil altı açıklamaları "Türkçe" ve "İngilizce" yazılmalıdır.
- Şekil, Tablo ve Çizelge'ler en fazla A4 boyutunda olmalı, Harita ve Kesitler ise katlanmalı olarak iki A4 boyutunu (A3) geçmemelidir.
- Şekiller açıklamaları dahil, 16.5x22 veya 8x22 cm boyutlarını aşmamalıdır.
- Çizimlerde "Çizgisel Ölçek" kullanılmalıdır.
- Foto Levhaları 17x21 cm boyutunda ve en fazla 4 adet olarak hazırlanmalıdır.
- Makale ile ilgili; harita, şekil vb. çizimler, küçültmeler dikkate alınarak okunacak şekilde hazırlanmalıdır.
- Renkli şekillerden herhangi bir ücret talep edilmemektedir.
- İstanbul Yerbilimleri dergisinde yayımlanmak üzere sunulan makalelerin dergi web sitesi üzerinden elektronik ortamda sunulması beklenir. Alternatif olarak makaleler ilk sunulma aşamasında yukarıda tanımlanan formatta dört kopya olarak, yayına kabul edildikten sonra ise Microsoft Word 2003 veya üst versiyonları programına göre dergi yazı formatında bilgisayarda yazılıp, e-posta yoluyla veya CD'ye kaydedilerek gönderilmelidir.
- Yayınlar aşağıda belirtilen adrese gönderilmelidir.

INSTRUCTION TO AUTHORS

- The journal of Earth Sciences Review is a publication of Istanbul University, Faculty of Engineering. It is published twice a year.
- The journal welcomes original scientific contributions in Geology, Geophysics and Mining Engineering. Manuscripts may be submitted in Turkish or English.
- Submitted manuscript should not be previously published.
- The authors of the manuscripts are responsible for the content.
- The articles are accepted for publication or rejected considering the comments of the referees.
- The rejected manuscripts are sent back to the author(s).
- The text should be written in A4 size paper leaving 2.5 cm space margins from all sides. A template is provided in the Journal's web page.
- The abstract including no more than 200 words has to be written both in Turkish and English.
- Keywords should also be given in Turkish and English.
- Manuscripts written in Turkish should include a detailed summary in English and manuscripts written in English should include a detailed summary in Turkish.
- The font size of the submitted manuscript should be 12 pt and the line spacing should be 1.5; thus written manuscript should not exceed 20 pages including figures, tables etc.
- The units of physical quantities should be given in SI
- The title of the article, the Figure and Table captions should be given both in Turkish and English.
- The size of the Figures and Tables should not exceed A4 paper size. The size of the maps and cross-sections should not exceed A3 paper size.
- The dimensions of a Figure including its caption should not be larger than 16.5x22 cm or 8x22 cm.
- Scale of the maps should be given as a line scale.
- The dimension of a Photographic Plate should be 17x21 cm and the allowed maximum number of the plates is 4.
- The font size in Figures and Tables should be large enough enabling reproduction (which may include reduction).
- There is no page charge for colour figures.
- Manuscripts should be submitted from the journal's web page. Four copies of the manuscript written according to the format explained above should be submitted to the address given below. The articles accepted for format of the journal using Microsoft publication should be re-arranged according to the Word 2003 or higher version in a camera-ready format. This final form should also be submitted as an electronic copy as an e-mail attachment or in CD in addition to two hardcopies.

Prof. Dr. Timur Ustaömer

Editör *Editor in Chief*
İSTANBUL YERBİLİMLERİ DERGİSİ *ISTANBUL EARTH SCIENCES REVIEW*
İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi *Istanbul University, Faculty of Engineering*
Jeoloji Mühendisliği Bölümü *Department of Geological Engineering*
34320 Avcılar - İSTANBUL *TR-34320 Avcılar, Istanbul, Turkey*

İSTANBUL YERBİLİMLERİ DERGİSİ / ISTANBUL EARTH SCIENCES REVIEW

Jeoloji, Jeofizik ve Maden Mühendisliği alanlarını kapsayan disiplinler arası bilimsel bir dergidir.

An interdisciplinary journal of geology, geophysics and mining.

Derginin amacı ve kapsamı / Aim and the scope of the Journal

İstanbul Yerbilimleri Dergisi İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi'nin resmi yayınlardan biridir. Yılda iki sayı yayımlanır. İstanbul Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, Jeofizik ve Maden Mühendisliği alanlarında yerbilimlerinin farklı araştırma konularını kapsayan disiplinler arası bir dergidir. Dergide bu alanlar ve yerbilimlerinin diğer tüm alanlarında hakem değerlendirmesinden geçen araştırma, derleme ve tartışma makaleleri ile güncel bir konuyu ele alan tematik makale gurubu yayımlanmaktadır. Başka yerde daha önce yayımlanmış makaleler yayına kabul edilmez. Dergiye yollanan makaleler önceden yayımlanmamış orijinal veriler, yorum ve sentezler içermelidir. Makale dili Türkçe veya İngilizce olabilir. Türkçe makalelerde ayrıntılı bir İngilizce özet, İngilizce makalelerde ise ayrıntılı bir Türkçe özet verilmektedir. Şekil ve tablo açıklamaları, hem Türkçe hem de İngilizce olarak hazırlanmaktadır.

Istanbul Journal of Earth Sciences is an official publication of the Faculty of Engineering, Istanbul University. It is published twice a year. It is an interdisciplinary journal covering various research areas in earth sciences including geology, geophysics, and mining. The journal publishes peer-reviewed scientific papers, review articles and discussion papers as well as thematic set of papers covering a topic of current interest in these fields and any other field related to earth sciences. The papers that have been published elsewhere are not accepted for publication in this journal. Submissions should be original and comprise previously unpublished data, interpretations, or syntheses. Articles written in both Turkish and English are accepted for publication. The articles in Turkish are required to have a detailed summary in English and similarly, the articles in English present a Turkish summary. The figure and table captions are required to be written both in Turkish and English.

Kaynakça bilgisi / Bibliographic information

ISSN: 1012-3741

Baskı / Imprint

İstanbul Üniversitesi. Yayına Başlama Tarihi: 2008. (1981-1982 yılları arasındaki önceki C.1'den 3'e kadarki baskılar İstanbul Yer Bilimleri; 1983-2007 yılları arasındaki C. 4'ten 20'ye kadarki baskılar Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Dergisi olarak yayımlanmıştır).

Istanbul University. Commenced publication 2008. (Formerly Istanbul Earth Sciences V. 1 to 3, 1981-1982 and Engineering Faculty's Earth Sciences Review V. 4 to 20, 1983-2007).

Üyelik /Subscriptions

Türkiye'deki kütüphanelere ücretsiz olarak dağıtılır ve dünya çapındaki seçkin üniversitelere gönderilir.

Distributed nationwide free of charge (only in Turkey) and sent to selected university libraries worldwide.

Kurumsal internet ulaşımı /Institutional online access

2003 yılından beri dergiye <http://www.istanbul.edu.tr/eng/jeoloji/library/dergiindex.htm> adresinden ücretsiz ulaşılmaktadır.

Since 2003, issues of the journal are available online at: <http://www.istanbul.edu.tr/eng/jeoloji/library/dergiindex.htm> free of charge.

Okuyucu kitlesi /Audience

Jeoloji mühendisleri, jeofizik mühendisleri ve maden mühendisleri.

Geologists, geophysicists and mining engineers.

Endeks taraması /Abstracting – indexing

TÜBİTAK-ULAKBİM, Compendex Geobase veritabanı

TÜBİTAK-ULAKBİM, Compendex Geobase

Hakem değerlendirmesi /Peer review process

Makaleler değerlendirilmek üzere baş editöre (Yazı Kurulu Başkanı) gönderilir. Baş editör makalenin konusuna göre yayın kurulu üyelerinden birisini konu editörü olarak tayin eder. Konu editörü makalenin dergi normlarına uygun olup olmadığını değerlendirir. Gönderilen yazılar arasında derginin standartlarına uygun olmayanları geri çevrilir. Makalenin dergi standartlarına uyması durumunda, konu editörü yazıyı ya yayın kurul üyeleri arasından seçtiği iki kişiye veya uzmanlık alanlarını dikkate alarak uygun gördüğü başka bir kurumdaki uzmanlara değerlendirilmek üzere gönderir. Yazının kabulü ya da reddi, iki hakemin anonim olarak yaptığı değerlendirmeler ile belirlenir. Konu editörü hakem görüşleri ve önerileri doğrultusunda, yazının kabulüne, düzeltilerek yeniden gönderilmesine veya reddine karar verir. Konu editörü vereceği kabul veya red kararını baş editöre bildirir. Makale sahibine hakem değerlendirmeleri ile birlikte editör tarafından kaleme alınmış bir yazı gönderilir. Hakem değerlendirmelerinin ve editör yazısının bir örneği ayrıca her hakeme gönderilir. Yazının içeriği ya da formatının uygun bulunmaması durumunda, makale konu editörü tarafından düzeltilmek üzere veya yayına uygun olmadığı belirtilerek iade edilir. Dergi editörü makalenin orijinal bir katkı olduğunu kabul eder. Dergide yayımlanan makaleler, izin alınmaksızın başka hiçbir yerde yayımlanamaz. Yayına kabul edilen her makale için telif hakkının İ.Ü. Mühendislik Fakültesi'ne devredildiğine dair bir belgenin (Eser Temliknamesi) yazar tarafından imzalanması gerekmektedir.

Manuscripts are submitted to the chief editor. The chief-editor assigns a subject editor from the members of the editorial board according to the subject covered in the submitted manuscript. The subject editor assesses manuscript's appropriateness for inclusion in the Journal. The submissions that do not meet the main topic or standards of the journal are rejected. If the submission meets the standards of the journal, the subject editor selects two reviewers either from the Editorial Advisory Board or from another institution on the grounds of their particular expertise and sends the manuscript to them for evaluation. Acceptance or rejection of a contribution will be based on a blind peer review of the submission by these two reviewers. On receipt of the reviewer's comments and recommendations, the subject editor makes a decision to accept, seek revision, or reject the manuscript. The subject editor's final decision is sent to the chief editor. Contributors will receive a copy of the reviewer's comments at the same time as they receive a response from the editor. Copies of reviews and the editor's decision will also be sent to each reviewer. If the content or format is inappropriate, the article will be returned to author for revision or advised of its unsuitability for publication. The Editor will assume that the paper is an original contribution. Papers appearing in the journal should not be published elsewhere without the written consent of the Publisher of the journal. A copyright declaration will be required of all papers accepted for publication.