



## Dinar'da zemin büyütmesi ve 1 Ekim 1995 depreminde gözlenen hasarla ilişkisi

*Site amplification in Dinar and relationship with damage observed on the October 1, 1995 earthquake*

**Eşref YALÇINKAYA, Ömer ALPTEKİN**

İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İSTANBUL

### ÖZ

Bu çalışmada 1 Ekim 1995'te meydana gelen Dinar depreminin artçı şokları kullanılarak Dinar'da kurulmuş 5 istasyonda Klasik Spektral Oran (KSO) ve Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemleri ile zemin büyütme hesaplanmıştır. Çalışma sonuçlarına göre, KSO yöntemi ile hesaplanan büyütme YDSO yöntemine göre 2-3 kat daha büyüktür. YDSO yönteminin özellikle büyütme başarısız kalmasının ana nedeni, düşey bileşen kayıtlarının varsayılan aksine yerel zemin koşullarından etkilenmesidir. Bu çalışmada Dinar Ovası içinde yer alan istasyonlarda düşey bileşendeki büyütme değerlerinin yatay bileşendeki büyütme değerlerine yakın olduğu görülmüş ve ova içindeki istasyonlarda 8 katına varan büyütme belirlenmiştir. Bu istasyonlarda zemin hakim titreşim periyodu 0.43-0.5 s (2-2.3 Hz) civarındadır. Bu değer, Dinar'da en fazla hasar gören 4-5 katlı binaların doğal titreşim periyodu ile çakışmaktadır. Bu nedenle, oluşan hasarda zemin büyütme ve rezonans etkisinin önemli rol oynadığı sonucuna varılmıştır.

**Anahtar kelimeler:** Dinar, klasik spektral oran yöntemi, rezonans, yatay/düşey spektral oran yöntemi, zemin büyütmesi.

### ABSTRACT

*In this study, site amplifications at 5 stations located in Dinar were estimated with the aid of Classical Spectral Ratio (CSR) and the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSR) methods by using the records of the aftershocks of the October 1, 1995 Dinar earthquake. The results of the study suggested that site amplifications estimated by using the CSR method were 2-3 times higher than those estimated by the HVSR method. The reason for this discrepancy is due to the vertical motion records which were also affected by local geological conditions. The results of this study indicated that amplifications on the vertical motion records were approximately equal to those on the horizontal motion records. The stations located in the Dinar basin have site amplifications up to 8 times. At these stations, predominant soil periods are between 0.43 and 0.5 sec (2-2.3 Hz) and very close to the natural periods of buildings which were extensively damaged during the Dinar earthquake of October 1, 1995. Therefore, it was concluded that site amplifications and resonance effect have played important role in the damages occurred in Dinar during the earthquake.*

**Key words:** Dinar, classical spectral ratio, resonance, horizontal-to-vertical spectral ratio, site amplification.

### GİRİŞ

Bir deprem meydana geldiğinde, sismik dalgalar kaynaktan yola çıkarlar ve yer içinde hızla yayılırlar. Bu dalgalar yer yüzeyine eriştiklerinde bir-

kaç saniyeden dakikalara varan sürelerde titreşimler üretirler. Belirli bir yerdeki titreşimin süresi ve şiddeti, deprem kaynağına olan uzaklığa, depremin büyüklüğüne ve o yerin zemin özelliklerine bağlıdır. Sismik dalgalar, kaynaktan yer

yüzüne kadar olan yayılmalarının önemli bir bölümünü yer kabuğunu oluşturan sert kaya içinde geçirmelerine karşın, yayılmanın son aşaması özellikleri kayaya göre oldukça farklı olan yumuşak zemin tabakaları içinde gerçekleşir ve bu zemin tabakalarının özellikleri yer yüzünde gözlenen titreşimin özelliğini büyük ölçüde etkiler. Zemin tabakaları, sismik dalgalar için adeta bir süzgeç gibidir. Bazı frekanslardaki sismik dalgalar sönlendirilirken bazıları da büyütülür. Sismik dalgaların zemin tabakaları içinde geçirdiği değişimlerin tümüne yerel zemin koşulları etkisi adı verilir. Genellikle bu değişim genliklerin artması şeklinde gözlemlendiğinden, yerel zemin koşulları etkisi terimi zemin büyütmesi veya zemin transfer fonksiyonu ya da zemin tepkisi olarak da adlandırılır. Kuramsal olarak, zemin büyütmesi terimi, sismik dalgaların yer yüzüne yakın yumuşak zemin tabakaları içinden geçerken genliklerinin artmasına karşılık gelir. Bunun nedeni, zemin tabakalarının sahip olduğu düşük hız ve yoğunluğu, diğer bir ifadeyle düşük empedans değeridir (Kramer, 1996). Yumuşak zemin tabakalarının gelen deprem dalgalarını önemli oranda büyüttüğü ve yeryüzünde meydana gelen hasarda önemli rol oynadığı uzun süredir bilinmektedir (Gutenberg, 1957). Ancak bu konudaki önemli gelişmeler 80'li yıllardan sonra meydana gelen 1985 Michoacan Meksika, 1989 Loma Prieta, 1994 Northridge ve 1995 Kobe depremleri gibi büyük depremlerden elde edilen verilerin değerlendirilmesiyle oluşmuştur (Singh vd., 1988; Irikura vd., 1996).

1 Ekim 1995 Dinar depremi ( $M_L=6.0$ ,  $M_W=6.2$ ), 90 kişinin yaşamını yitirmesine, 260 kişinin yaralanmasına ve 1000 civarında binanın yıkılmasına, ya da ağır hasar görmesine neden olmuştur (TÜBİTAK, 1995). Merkez üstünden birkaç kilometre uzakta bulunan MTR istasyonunda K-G, D-B ve düşey bileşenlerde kaydedilen en büyük yer ivmesi değerleri sırasıyla 0.28g, 0.33g ve 0.15g'dir. 1 Ekim 1995 Dinar depremi, Dinar ve çevresinde önemli derecede hasara neden olmuştur. İlçenin farklı jeolojik birimler üzerinde kurulu yerleşim birimlerinde oldukça farklı derecelerde hasar görülmesi nedeni ile oluşan hasarda yerel zemin koşullarının önemli rol oynadığı hemen göze çarpmıştır (Erdik vd., 1995). Kayabalı (1997) yaptığı çalışmada, sondaj verileri kullanarak SHAKE programıyla Dinar için zemin hakim titreşim periyodu ve büyütme hesaplamış, bulduğu periyod değerlerinin,

Dinar'da hasar gören binaların doğal titreşim periyodlarından oldukça farklı olması nedeniyle, oluşan hasarı daha çok kötü inşaat kalitesine bağlamıştır. Farklı sondaj verileri kullanılarak benzer bir çalışma Erşahin (1997) tarafından yapılmış, önemli zemin büyütmelerine karşın, bir rezonans etkisi gözlenememiştir. Güllü (2001) ve Ansal vd. (2001) çalışmalarında, sondaj verilerine ek olarak mikrotremor kayıtlarını kullanmışlar ve ağır hasarlı bölgenin genel olarak yüksek büyütmelere sahip ve bazı bölgeler için rezonans etkisinin önemli olduğunu vurgulamışlardır. Bu konuda son bir çalışma Bakır vd. (2002) tarafından, yine kuramsal modeller kullanılarak yapılmış ve oluşan hasar iki boyutlu havza kenarı etkileri ile açıklanmaya çalışılmıştır.

Bu çalışmanın önceki çalışmalardan farkı, veri olarak deprem kayıtlarını kullanılmasıdır. Yerel zemin koşullarının etkilerinin belirlenmesinde en güvenilir ve istenen yaklaşım, doğrudan deprem kayıtlarının kullanılmasıdır. Ancak, çoğu bölge için bu tür veriye sahip olmak neredeyse imkansızdır. Bu çalışmada, 5 istasyonda kaydedilen 1 Ekim 1995 Dinar depremi artçı şokları kullanılarak, bu istasyonlarda yerel zemin koşullarının etkisi belirlenmeye çalışılmış, daha sonra bulunan sonuçlar oluşan hasar ile karşılaştırılmıştır. Yerel zemin koşullarının etkilerini belirlemekte kullanılan yöntemler; Klasik Spektal Oran (Borcherdt, 1970) ve Yatay/Düşey Spektral Oran (Nakamura, 1989) yöntemleridir. Her iki yöntem, yerel zemin koşullarının etkisinin belirlenmesinde ve oluşan hasarla ilişkilendirilmesinde en yaygın kullanılan yöntemlerdir.

## DİNAR VE ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

Dinar bölgesi, açılma rejimi altındaki horst ve grabenlerden oluşan güneybatı Anadolu'da yer alır (Alptekin, 1973; Şengör, 1980; Koçyiğit, 1984). Dinar ilçesi ve yakın çevresinde KB-GD ve KKD-GGB doğrultulu iki ana fay sistemi bulunmaktadır. Bunlar, Dinar ve Akdağ fay sistemleridir (Şekil 1). Bu fayların varlığından dolayı, Dinar ve çevresi iki büyük çöküntü (graben) ve onları birbirinden ayıran yapısal bir yükselim alanına (horst) bölünmüştür. Grabenlerden doğuda yer alanı Dombayova, batıdaki ise Dinar Grabeni olarak adlandırılmıştır (Öztürk, 1982; Koçyiğit, 1984). Dinar Grabeni KB-GD uzanımlıdır ve kuzeybatıya doğru genişliği 1.5 km'den 15 km'ye değin artar. Dinar Grabeni'nin D-KD



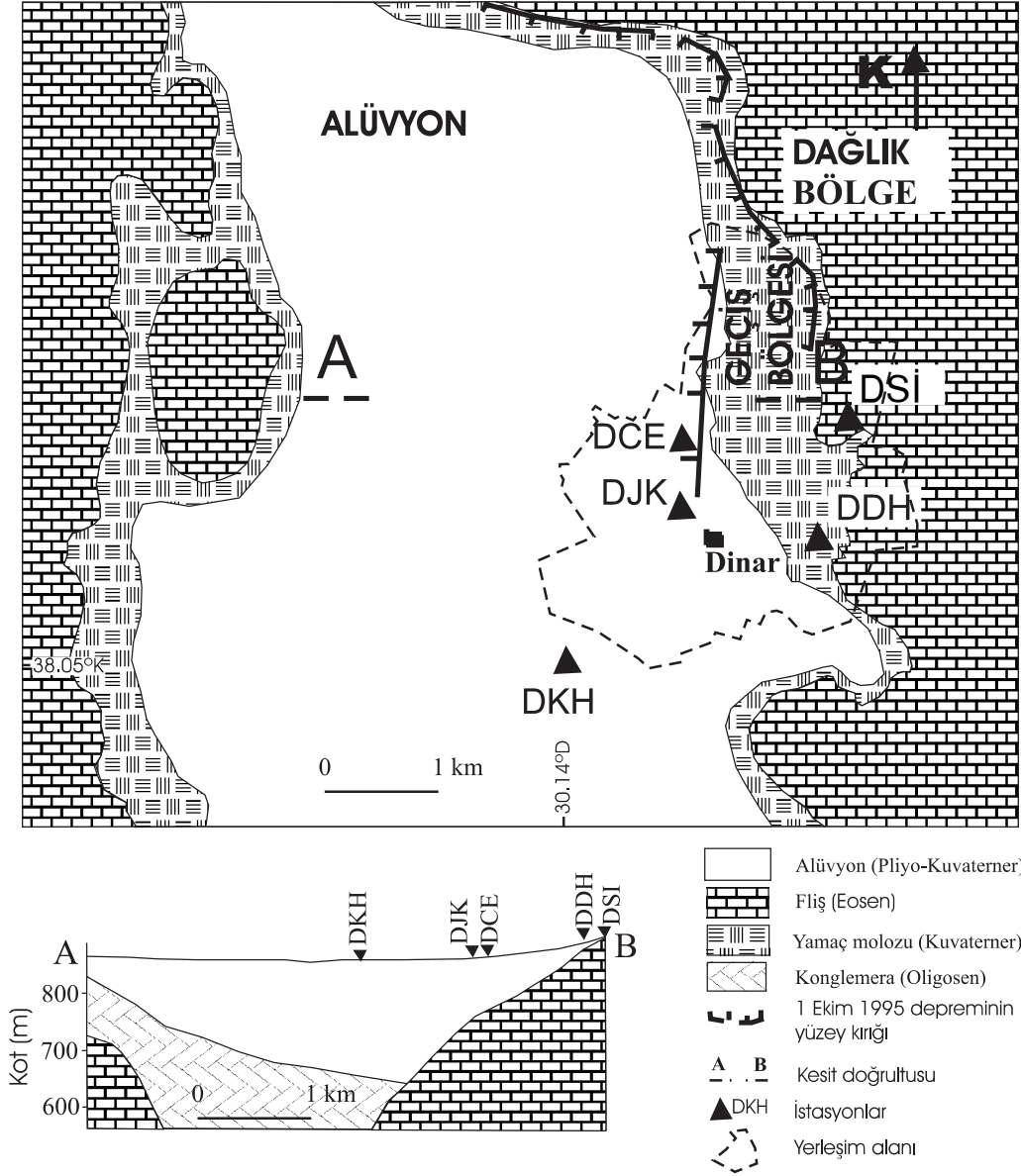
Şekil 1. Dinar ve çevresinin neotektonik haritası: 1)Pliyo-Kuvaterner yaşlı, gevşek alüvyon dolgusu, 2)talus, 3)temel kayaları, 4)alüvyon yelpazesi, 5)fay, 6)1995 depreminin yüzey kırığı, 7)alüvyon sınırı, 8)akarsular, 9)yerleşim alanları (TÜBİTAK, 1995'ten).

Figure 1. Neotectonic map of Dinar and vicinity: 1)loosely-consolidated Plio-Quaternary alluvium, 2)talus, 3)limestone bedrock, 4)alluvial fan, 5)fault, 6)surface rupture of the 1995 earthquake, 7)alluvial deposits contact, 8)rivers, 9)settlement areas (after TÜBİTAK, 1995).

kenarını Dinar Fayı sınırlar. Dinar Fayı, çok az yatay bileşeni olan eğim atımlı normal bir faydır ve uzunluğu yaklaşık 75 km'dir. Dinar Fayı güney batıya eğimli olup, batı bloğu düşen, doğu bloğu ise yükselen bloktur. Bu nedenle Dinar Fayı'nın batı bloğu bir grabene (Dinar Grabeni), doğu bloğu ise bir horsta (Akdağ Horstu) karşılık gelmektedir. 1 Ekim 1995 Dinar depreminde, Dinar Fayı'nın yaklaşık 10 km'lik bir kısmının kırıldığı yüzey kırığından anlaşılmıştır (Öncel vd., 1998). Utkucu vd. (2002)'ne göre, kırılma iki aşamalı gerçekleşmiştir ve yüzey kırığını oluşturan, fayın GD parçasıdır. Buna karşın, fayın KB parçası yüzey kırığı vermemiştir. Ana şoka neden olan fay, küçük bir doğrultu atıma sahip normal faylanma karakteri taşımaktadır (Eyidoğan ve Barka, 1996).

Dinar ve çevresi zemin özellikleri açısından 3 farklı bölgeye ayrılabilir (Şekil 2). Bunlardan bi-

rincisi ilçenin doğu bölümünde yer alan orta-sert kaya özelliği taşıyan dağlık kesimdir ve Eosen ve Kretase yaşlı kireçtaşı, marn ve şistlerden oluşur. İlçenin bu bölgede yer alan kesimlerinde hasar oranı oldukça düşüktür. İlçenin yoğun yerleşim alanı, dağlık kesimin batısında bulunan alüvyonla kaplı ova içinde yer alır. Bu bölgede ilçe merkezinden 3 km uzaktaki Dinar Küçük Sanayi Sitesi'nde yapılan bir sondajda ana kaya derinliğinin 103 m olduğu saptanmıştır (ODTÜ ve TMMOB, 1995). Sondaj bilgilerine göre; yüzeyden itibaren konglemeradan oluşan ana kayaya kadar kil-killi kum-çakıl-çakıllı kumlu kil dizilimi gözlenmiştir. Tüm ovanın; başlıca kum, kil ve çakıldan oluşan Kuvaterner yaşlı alüvyon ile kaplı olduğu düşünülmektedir. Ovanın merkezine doğru alüvyon kalınlığının 150-200 m'ye ulaştığı, öz direnç ölçümleri ve sondaj verilerinden anlaşılmaktadır (Özpinar, 1978). Şekil 2'de A-B kesiti, Özpinar (1978)'in öz direnç ölçümler-



Şekil 2. Dinar ve çevresinin jeolojik özellikleri ve çalışmada kullanılan istasyon yerleri.  
Figure 2. The geology of Dinar and vicinity, and locations of the stations used in this study.

rinden çıkarılmıştır. Bu bölgede yeraltı suyu seviyesinin derinliği 2 m civarındadır. Dağlık kesim ve ova arasında karasal çökeller ve yamaç molozları ile kaplı geçiş bölgesi yer alır. Bunların kalınlığı 0.5 ile 2 m arasında değişmektedir.

### 1 EKİM 1995 DİNAR DEPREMİNE İLİŞKİN VERİ

Yerel saat ile 17:57'de meydana gelen 1 Ekim 1995 Dinar depremi, Dinar ve çevresinde önemli can ve mal kaybına neden olmuştur. Ana şok-

tan 4 gün önce başlayan ve büyüklükleri  $M_L=4.7$ 'e erişen öncü şoklar nedeniyle, halkın büyük çoğunluğunun yaşamlarını evlerinin dışında geçirmeleri ölü sayısını azaltmıştır. Ancak, oluşan yapısal hasar orta büyüklükteki bir deprem için oldukça yüksektir. 1 Ekim 1995 Dinar depremi ana şokundan hemen sonra Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı tarafından Dinar ilçesinde hem artçı şokları izlemek, hem de hasar oranları ve yerel zemin koşullarının etkisini araştırmak

amacıyla 5 adet ivme ölçer yerleştirilmiştir (bkz. Şekil 2). İstasyonlardaki aletler SSA-320 üç bileşen sismometre ve GSR-16 kayıtçılardan meydana gelmektedir. Sismometrelerin tepki spektrumları yaklaşık 30 Hz'e kadar düzdür. Bu çalışmada kullanılan kayıt istasyonlarından DSİ istasyonu dağlık bölge içinde, DDH istasyonu geçiş bölgesinde, DCE, DJK ve DKH istasyonları ise alüvyon ova içinde yer alırlar (bkz. Şekil 2). DJK istasyonu, en ağır hasarın meydana geldiği bölge içine konumlandırılmıştır. En az iki istasyon tarafından kaydedilen artçı şoklar bu çalışmaya kaynak oluşturmuştur. Kullanılan depremlerin merkez üstü koordinatları, büyüklükleri, oluş zamanları ve kayıt edildikleri istasyonların adları Çizelge 1'de verilmektedir. Şekil 3'te ise, istasyonların ve merkez üstlerinin dağılımını gösteren harita verilmiştir.

#### YÖNTEMLER VE VERİNİN HAZIRLANMASI

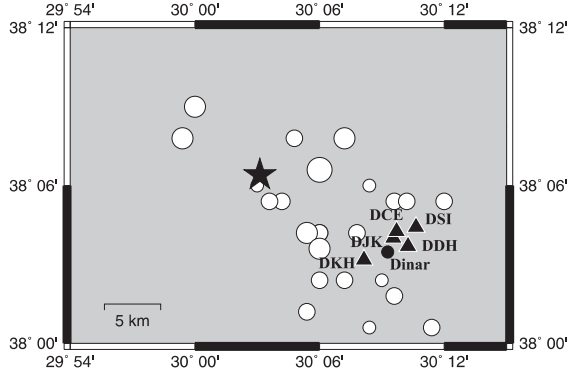
Çalışmada kullanılan yöntemler, yerel zemin koşullarının etkilerinin belirlenmesinde en güvenilir olarak kabul edilen Klasik Spektral Oran (KSO)

yöntemi (Borcherdt, 1970) ve kolay uygulanabilirliği nedeniyle oldukça yaygın olan Yatay/Düşey Spektral Oran (YDSO) yöntemidir (Nakamura, 1989). KSO yöntemi, Borcherdt (1970) tarafından önerildiğinden bu yana, yerel zemin koşulları etkisinin belirlenmesinde en yaygın olarak kullanılan yöntemdir. Bu yöntem, belirli bir yerdeki yerel zemin koşulları etkisini yakın bir referans yerine göre belirler. Yerel zemin koşulları etkisi, analiz edilen yerdeki bir kaydın genlik spektrumunun referans yerindeki aynı bileşen kaydının genlik spektrumuna bölünmesi ile hesaplanır ve referans yerinin yerel zemin koşulları etkisi taşımadığı düşünülür. Diğer bir ifadeyle, referans istasyonu kaydının zemin tabakaları altından giriş yapan ana kayaya ait kayda eşit olduğu düşünülür. Genellikle ana kaya mostrası üzerinde yer alan istasyonlar referans olarak seçilirler. Ancak, son zamanlardaki araştırmalar (Steidl vd., 1996), bu istasyonların da, yüzeydeki ayrışmalar ve çatlaklar nedeniyle zemin etkisi taşıma özelliğine sahip olabileceğini göstermiştir. Ayrıca, büyük boyutlu havzalar düşünüldüğünde, böyle yakın bir istasyon yeri bulmak oldukça zordur.

Çizelge 1. Çalışmada kullanılan artçı şoklara ait parametreler ve kaydedildikleri istasyonlar.  
Table 1. Parameters and recorded sites for the aftershocks used in this study.

Tarih (Gün.Ay.Yıl)	Zaman (Saat:Dak:Sn)	Enlem-Boylam (°N-°E)	Büyüklük ( $M_L$ )	İstasyon				
				DDH	DKH	DJK	DCE	DSİ
08.10.1995	21:26:49	38.09-30.07	3.3	x	x			
08.10.1995	22:00:32	38.13-30.08	3.3	x	x			
08.10.1995	23:08:21	38.07-30.10	3.1	x	x	x		
08.10.1995	23:39:59	38.13-29.99	3.6	x	x	x		
09.10.1995	00:16:49	38.02-30.09	3.1	x	x	x		
09.10.1995	00:55:32	38.07-30.13	3.3	x	x	x		
09.10.1995	06:43:04	38.04-30.10	3.3	x	x	x		
09.10.1995	10:34:14	38.15-30.00	3.6		x	x		
09.10.1995	17:50:50	38.09-30.06	3.2	x	x	x	x	
09.10.1995	18:34:33	38.10-30.14	2.5	x	x			
09.10.1995	21:37:02	38.03-30.16	3.2	x	x		x	
10.10.1995	00:22:55	38.04-30.12	3.3	x	x	x	x	x
10.10.1995	04:14:42	38.13-30.12	3.6	x	x	x	x	
10.10.1995	17:24:31	38.09-30.16	3.3	x	x			x
10.10.1995	17:33:53	38.01-30.19	3.2	x	x	x		
11.10.1995	00:07:43	38.09-30.20	3.1	x			x	
11.10.1995	01:13:16	38.09-30.17	2.9	x	x	x	x	
11.10.1995	02:26:09	38.04-30.15	2.9	x	x	x	x	
11.10.1995	06:44:58	38.11-30.10	4.1	x	x	x	x	x
11.10.1995	08:40:20	38.09-30.17	3.1	x	x	x		x
11.10.1995	17:12:51	38.07-30.10	3.1	x	x	x	x	
11.10.1995	17:59:55	38.10-30.05	2.7	x	x			
12.10.1995	02:28:45	38.07-30.09	3.5	x	x			
12.10.1995	03:07:14	38.01-30.14	2.5	x	x			
12.10.1995	08:30:17	38.06-30.10	3.7	x	x	x		x

$M_L$ : Richter büyüklüğü



Şekil 3. Çalışmada kullanılan Dinar depremi artçı şoklarının merkez üstlerinin (içi boş daireler) ve kayıt istasyonlarının yerlerini (içi dolu üçgenler) gösteren harita (ana şok merkez üstü yıldız ile gösterilmiştir).

Figure 3. Map illustrating the epicenter locations of the aftershocks (circles) and recording sites (triangles; star indicates epicenter of the mainshock).

YDSO yöntemi ilk kez Langston (1979) tarafından telesismik kayıtlardan kabuk ve üst manto çalışmaları için kullanılmıştır. Daha sonra, Nakamura (1989) mikrotremor kayıtları ile sedimanter kayalarındaki tabakalardan kaynaklanan zemin büyütmelemlerini aynı yöntem ile hesaplamıştır. Lermo ve Chavez-Garcia (1993), aynı yöntem ile S dalgaları üzerindeki yerel zemin koşullarının etkisinin hesaplanabileceğini göstermişlerdir. Yöntemin esası; düşey bileşen kayıtlarının yerel zemin koşullarından etkilenmediği varsayımına dayanır. Bu şekilde, yerel zemin koşullarının etkisi belirlenmek istenen bir yerdeki kaydın yatay bileşeninin düşey bileşene oranı yerel zemin koşullarının etkisini verir. Yerel zemin koşullarının etkisini belirlemek için tek istasyon kaydının yeterli olması, yöntemi oldukça kullanışlı kılar. Ancak, kuramsal temelindeki eksiklikler nedeniyle, yöntemin güvenilirliği halen tartışmalıdır (Lachet ve Bard, 1994; Field ve Jacob, 1995).

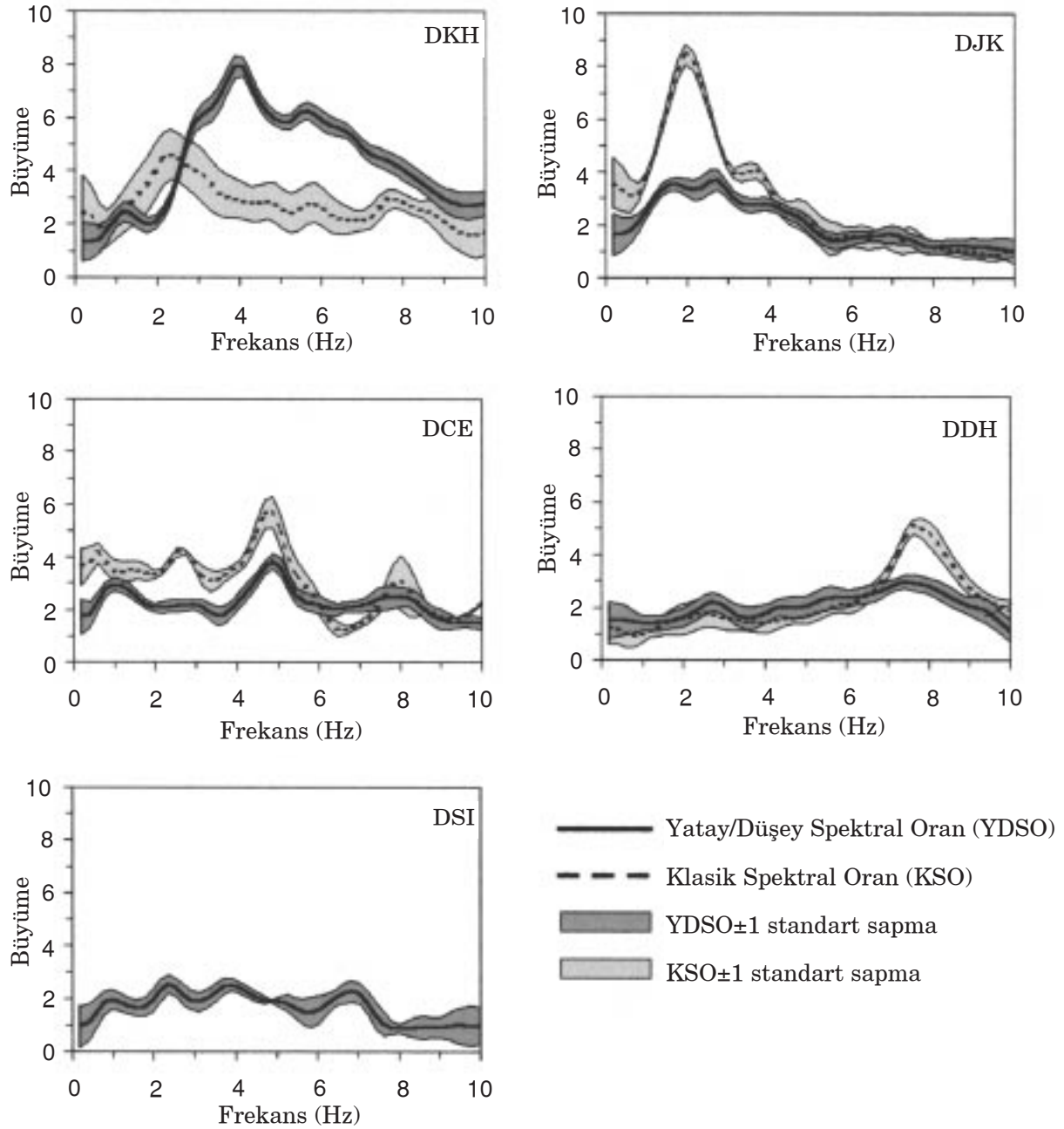
Zemin büyütmesini hesaplamak için veriler bir dizi işleminden geçirilmiştir. Bu tür çalışmalarda genellikle daha fazla büyütme uğradıklarından ve yapısal hasarlarda önemli olduklarından kayıtların S dalgası kısımları kullanılmaktadır. Bu amaçla her bir kayıttan önce 5.12 s uzunluğunda bir pencere ile S dalgaları seçilmiştir. %10 kosinüs pencere ile uçları kesilen verilerin Hızlı Fourier Dönüşümü (FFT) ile spektrumları

hesaplanmıştır. Spektral oranlarda oluşabilecek ani saçılmaları önlemek amacı ile tüm spektrumlar örnekleme frekansının beş katı genişliğinde bir kayan Parzen pencere ile yuvarlatılmışlardır. Yuvarlatma penceresinin genişliği birkaç denemeden sonra belirlenmiştir. Çok dar pencere kullanımı önemli bir yuvarlatma yapmaz iken, çok geniş pencere kullanımı spektrumlarda önemli dorukların kaybolmasına neden olabilir. Son olarak, yatay bileşenlerdeki yön farkının giderilmesi için K-G ve D-B bileşen kayıtların ortalaması alınarak, ortalama yatay bileşen spektrumu elde edilmiştir. Büyütme fonksiyonları, sinyal/gürültü oranının 3'ten büyük olduğu ve mühendislik çalışmaları için yeterli olan 10 Hz'e kadar hesaplanmıştır.

## ZEMİN BÜYÜTMESİ

Dinar bölgesindeki beş istasyon için YDSO yöntemi ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütmelemler Şekil 4'te sürekli eğri ile gösterilmiştir. KSO yöntemi için bilindiği gibi öncelikle ana kaya üzerinde yer alan bir referans istasyonuna ihtiyaç vardır. DSİ istasyonu, bölgenin en sağlam litolojik birimi olarak bilinen Eosen ve Kretase yaşlı kireçtaşı, marn ve şistlerden oluşan dağlık bölge içinde yer alır (bkz. Şekil 2). Ayrıca, Şekil 4'ten görüldüğü gibi, YDSO yönteminden elde edilen sonuçlarına göre yerel zemin koşullarından en az etkilenen bu istasyon olmakla birlikte, ideal bir referans istasyonu değildir. Çünkü, incelenen frekans aralığında büyütmelemler genelde 1'den büyüktür. Muhtemelen kaya yüzeyinde meydana gelen aşınmalar, çatlaklar veya yüzeyi kaplayan ince toprak örtü bu büyütmelemlere neden olmuştur. Dolayısıyla bulunan büyütmelemler mutlak değil, DSİ istasyonuna göre farklıdır. DSİ istasyonu referans seçilerek KSO yöntemi ile elde edilen ortalama yatay bileşen büyütmelemler Şekil 4'te kesikli eğri ile gösterilmekte ve bu şekildeki gölgeli alanlar, ortalama  $\pm 1$  standart sapmaları göstermektedir.

Her iki yöntemden elde edilen sonuçlarının karşılaştırıldığı DKH, DJK, DCE ve DDH istasyonlarında, KSO yöntemi YDSO yöntemine göre DKH istasyonu hariç daha büyük büyütmelemler vermektedir (bkz. Şekil 4). Yine DKH istasyonu hariç, iki yöntemden saptanan en büyük büyütmelemlerin görüldüğü frekanslar uyumludur. DKH istasyonunda YDSO yöntemine göre baskın frekans 4 Hz civarında iken, KSO yöntemi sonuç-



Şekil 4. Ortalama yatay bileşen büyütme fonksiyonları ve standart sapmalar (sürekli eğriler Yatay/Düşey Spektral Oran (HVSF) yöntemi sonuçlarını, kesikli eğriler Klasik Spektral Oran (KSO) yöntemi sonuçlarını, gölgeli alanlar ortalama  $\pm 1$  standart sapmaları gösterir).

Figure 4. Average horizontal component amplification functions and standard deviations (continuous and dashed curves indicate the results of the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSF) and the Classical Spectral Ratio (CSR) methods respectively. The shaded regions indicate plus and minus standard deviations of the averages).

larına göre bu değer 2.3 Hz civarındadır. Ayrıca, YDSO yönteminin belirlediği en büyük büyütme KSO yönteminden alınan sonuçlara göre yaklaşık iki kat daha fazladır. DJK istasyonunda her

iki yöntemin sonucuna göre de en büyük büyütme 2 Hz civarındadır. YDSO yöntemi, yaklaşık 4 Hz'e kadar büyütme belirlemede yetersiz kalmaktadır. En büyük büyütme, KSO yöntemi-

ne göre 8 civarında iken, YDSO yönteminde bu değer 3 civarındadır. DCE istasyonunda düşük frekanslarda belirgin bir hakim frekans belirlemek güçtür. 4.8 Hz'te her iki yöntem sonuçları da en büyük büyütme vermektedir. Yine KSO yöntemi ile elde edilen büyütme yaklaşık 6 Hz'e kadar daha büyüktür. DDH istasyonunda ise, hakim frekansın görüldüğü 7.8 Hz civarında büyütme arasında bir fark görülse de, genelde iki yöntemden elde edilen sonuçlar oldukça benzerdir.

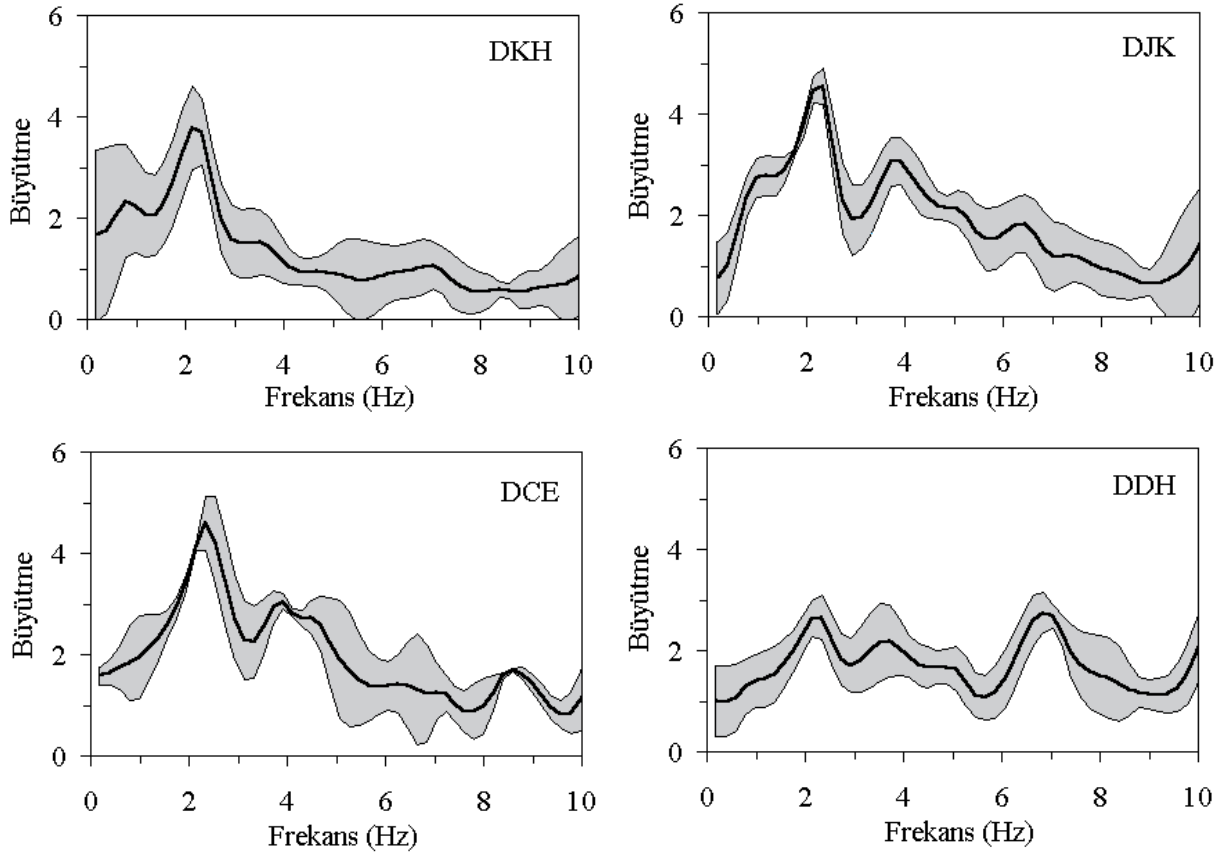
Şekil 4'te sunulan büyütme fonksiyonlarından YDSO yönteminin özellikle hakim frekans civarında büyütme belirlemede yetersizliği anlaşılmaktadır. Bilindiği gibi, YDSO yönteminin başlıca varsayımı, düşey bileşen kayıtlarının yerel zemin koşullarından etkilenmediğidir. Hem bu varsayımı kontrol etmek, hem de büyütme neden küçük belirlendiğini araştırmak amacıyla bu kez KSO yöntemi ile düşey bileşen büyütme hesaplanmıştır. Yine DSI istasyonu referans seçilerek hesaplanan ortalama düşey bileşen büyütme ve standart sapmalar Şekil 5'te gösterilmiştir. Normalde beklenen, eğer ortamdan kaynaklanan bir fark yok ise, ortalama düşey bileşen spektral oranlarının 1 civarında olmasıdır. Ancak, Şekil 5'te görüldüğü gibi, yatay bileşenler kadar olmasa da, düşey bileşenler de önemli büyütme sahiptirler. Genelde, düşey bileşen büyütme fonksiyonları dört istasyon için de çok benzerdir. DKH, DJK ve DCE istasyonlarında zemin hakim titreşim frekansı 2.3 Hz civarındadır. DDH istasyonunda ise 2.3 Hz'teki doruk değerini yanı sıra, 6.8 Hz'de ikinci bir doruk görülmektedir. Ayrıca, DJK ve DCE istasyonlarında 4 Hz civarında ikinci bir doruk da söz konusudur. Büyütme genel olarak bu hakim frekanslar civarında yoğunlaşmış olup, DKH, DJK ve DCE istasyonlarında en fazla, yaklaşık 4 kat, DDH istasyonunun da ise 2.5 kat civarındadır. Düşey bileşen büyütme fonksiyonlarının benzerliği, istasyonların benzer yerel zemin koşullarına sahip olduklarının bir göstergesi olabilir. DKH, DJK ve DCE istasyonlarının tamamı alüvyonda yer almalarına karşın, ana kaya derinliği veya tabaka dizilimlerinin ve özelliklerinin aynı olup olmadığı konusunda ayrıntılı bir çalışma mevcut değildir. Ayrıca, düşey bileşen büyütme fonksiyonlarında görülen benzerlik, yatay bileşen büyütme fonksiyonlarında açık olarak görülmemektedir. Büyütmenin daha küçük olduğu DDH istasyonu ise, dağlık bölge ile ova arasındaki geçiş

bölgesinde yer alır. Bu istasyonun yatay bileşen büyütme fonksiyonunda 7.8 Hz'de, düşey bileşen büyütme fonksiyonunda ise 6.8 Hz'de görülen doruk, muhtemelen yamaç molozlarından oluşan örtüden kaynaklanmaktadır. Bu husus için diğer bir neden de topoğrafik etki olabilir. Çünkü, bu istasyonun yerleşim biriminin hemen güneydoğusunda bir yamaç üzerinde kurulmuş olması, havza geometrisinin de büyütme etkin olabileceğini gösterir (Bruno vd., 1999).

### ZEMİN BÜYÜTMESİNİN HASAR ÜZERİNDEKİ ETKİSİ

1 Ekim 1995 depremi 35.000 nüfuslu Dinar ilçesinde 90 kişinin yaşamını yitirmesine, 260 kişinin de yaralanmasına neden olmuştur. Deprem sonrası hem Afet İşleri Genel Müdürlüğü, hem de Boğaziçi Üniversitesi KRDAE Deprem Mühendisliği Anabilim Dalı tarafından hasarı saptama çalışmaları yapılmıştır (Erşahin, 1997; Durukal vd., 1998). Bu çalışmaların sonuçlarına göre, ilçe içinde yaklaşık 1000 bina, ya tamamen çökmüş, ya da ağır hasar görmüştür. İlçede genel olarak 1-3 katlı betonarme yapılar fazladır. Bundan yüksek yapılar genel olarak ilçe merkezinde toplanmış olup, homojen bir dağılım göstermezler. 4 ve 5 katlı yapıların çoğu ya tamamen çökmüş, ya da ağır hasara uğramışlardır. Bazı 3 katlı yapılarda benzer hasarlar görülmüştür. 1-2 katlı binalar ise seyrek olarak çökmüştür. Yakın çevredeki köy ve kasabalarda hasar oranı hafif veya orta derecede olup, Dinar ilçe merkezinden uzaklaştıkça hasar hızla azalmaktadır.

Dinar ilçesi, 1 Ekim 1995 depreminde gözlenen hasar oranlarına bakılarak genel olarak üç farklı bölgeye ayrılabilir (Erdik vd., 1995; Erşahin, 1997) (Şekil 6). Bu ayırım, oluşan hasar beş ayrı sınıfta incelenerek ve her bir mahalle için bu sınıflara düşen hasar oranlarının hesaplanması ile yapılmıştır. Her bir mahalle için hesaplanan hasar oranlarına bakılarak, benzer ayırmalar Ansal vd. (2001) ve Bakır vd. (2002)'nin çalışmalarında da mevcuttur. Birinci bölge, hafif hasar bölgesi olup, ilçenin doğusunda dağlık bölge üzerinde yer alan yerleşim birimlerini kapsar. Bu bölgede kat sayısı düşük ve yapılar genelde eski tip, betonarme olmayan binalardan oluşmaktadır. Bu bölge içinde yer alan Suçikan mahallesi için kat sayısına göre hasar oranı (tamamen çökmüş, ya da onarılamayacak hasar oranı) Er-



Şekil 5. Klasik Spektral Oran yöntemi ile hesaplanan ortalama düşey bileşen büyütme fonksiyonları (gölgeli alanlar, ortalama  $\pm 1$  standart sapmaları gösterir).

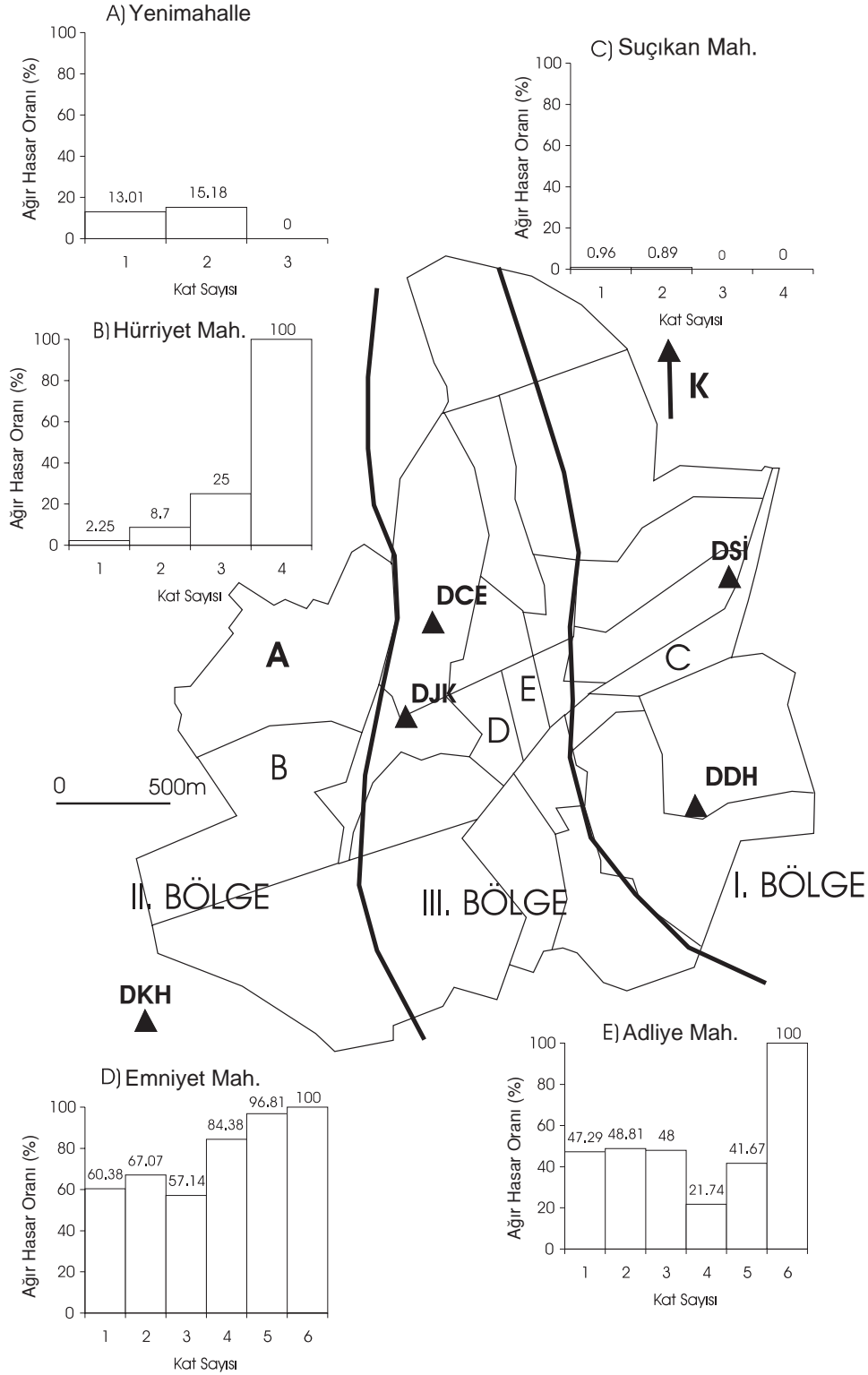
Figure 5. Average vertical component amplification functions estimated with the Classical Spectral Ratio method (the shaded regions indicate plus and minus standard deviations of the averages).

şahin (1997)'den yararlanılarak Şekil 6'da gösterilmiştir. İkinci bölge, orta hasar bölgesidir ve demiryolunun batısında kalan alüvyon üzerindeki yerleşim birimlerini kapsar. Bölge içinde yer alan Yenimahalle ve Hürriyet mahalleleri için hasar istatistikleri Şekil 6'da histogramlar halinde gösterilmiştir. Üçüncü bölge ise, ağır hasar bölgesi olup, batıda demiryolu doğuda ise alüvyon ile kaya arasındaki sınırı oluşturan çizgi arasında kalan alanı kapsar. Yerleşim yeri olarak en yoğun ve bina olarak yüksek katlı binaların toplandığı şehrin merkezini oluşturur. Bu bölge içinde yer alan Emniyet ve Adliye mahalleleri için ağır hasar oranları Şekil 6'da gösterilmiştir.

Şekil 6'dan görüleceği gibi, hasar bölgeleri ile Şekil 2'de gösterilen jeolojik bölgeler hemen hemen aynıdır. Sert zemini oluşturan dağlık bölgede hasar oranları çok düşük iken alüvyon ova içinde oldukça yüksektir. En ağır hasar dağlık bölge ile ova arasında kalan geçiş bölgesinde

oluşturmuştur. Yüzey kırığının da bu bölge içinde olması ve bölgenin havza kenarında yer alması hasarın yüksek olmasının nedeni olabilir. Benzer havza kenarı yüksek hasar oranlarına Tertulliani (2000)'nin çalışmasında değinilmiştir. Bakır vd. (2002), Dinar'da geçiş bölgesinde, özellikle 1-3 katlı yapılarda oluşan hasarı havza kenarı etkilerine bağlamışlardır.

Kayabalı (1997) ve Erşahin (1997) sondaj verileri kullanarak hesapladıkları zemin hakim titreşim periyodunun, Dinar'da hasar gören binaların doğal titreşim periyodlarından farklı olması nedeniyle, oluşan hasarda bir rezonans etkisi belirleyememişlerdir. Bilindiği gibi, ana kaya derinliği arttıkça zemin hakim titreşim periyodu büyümektedir (Dobry vd., 1976; Yalçınkaya, 2002). Kayabalı (1997) ve Erşahin (1997) çalışmalarında, Dinar ovası içinde ana kaya derinliğini 100 m ve daha büyük kullanmaları nedeniyle, zemin hakim titreşim periyodunu her iki çalışmada sı-



Şekil 6. 1 Ekim 1995 depreminde Dinar ilçesinde gözlenen 3 farklı hasar bölgesi ve bazı mahalleler için kat sayısına bağlı ağır hasar oranlarının (tamamen çökme veya onarılamayacak hasar) değişimi (Erşahin, 1997'den). I. Bölge: hafif hasar bölgesi, II. Bölge: orta hasar bölgesi, III. Bölge: ağır hasar bölgesi.

Figure 6. Three different damage zones observed in Dinar after the October 1, 1995 earthquake and heavy damage ratios (collapse or heavy damage) relative to number of story for some districts (after Erşahin, 1997). I. Zone: light damage zone, II. Zone: medium damage zone, III. Zone: heavy damage zone.

rası ile 1.3-2.7 s ve 0.9-1.5 s aralığında hesaplamışlardır. Güllü (2001)'nin kullandığı ana kaya derinliğinin daha küçük olması (yaklaşık 30-40 m), hesaplanan zemin hakim titreşim periyodlarının 0.2-0.5 s aralığında çıkmasına neden olmuştur. Ansal vd. (2001)'nin mikrotremor kayıtlarıyla yaptıkları çalışmada ise, hesaplanan zemin hakim titreşim periyodları 0.14-0.93 s aralığındadır. Bu çalışmada deprem kayıtlarını kullanarak, ova içindeki DKH, DJK ve DCE istasyonlarında hesaplanan zemin hakim titreşim periyodu 0.43-0.5 s (2-2.3 Hz) civarındadır (bkz. Şekil 4 ve 5). Görüldüğü gibi bu değerler, mikrotremor kayıtlarından ve daha sığ ana kaya derinliği (30-40 m) kullanılarak hesaplanan zemin hakim titreşim periyodları ile uyuşurken, 100 m ve daha büyük ana kaya derinliği kullanılarak hesaplanan zemin hakim titreşim periyodlarına göre çok küçüktür. Deprem kayıtlarında 0.43-0.5 s periyodlarda gözlenen rezonans, muhtemelen ana kaya sınırında oluşan yansımalar yerine, iki boyutlu havza yapısına bağlı olarak oluşan havza içi yüzey dalgalarından kaynaklanmaktadır. Çünkü, Dinar'da yaklaşık 100 m kalınlığı ve ortalama S dalga hızı 300 m/s kabul edilen alüvyon için, zemin hakim titreşim periyodunun 1.3 s civarında olması gerekir ( $T=4H/V_S$ , T; zemin hakim titreşim periyodu, H; alüvyonun kalınlığı,  $V_S$ ; alüvyonun S dalga hızı). Benzer havza kenarı yüzey dalgası etkileri, Field (1996) ve Raptakis vd. (2000) çalışmalarında da bahsedilmiştir.

Yukarıda değinilen önceki çalışmalarda, oluşan hasar daha çok düşük inşaat kalitesi ve zemin büyütmelemelerine bağlanmıştır. Ancak, bu çalışmada deprem kayıtlarından elde edilen sonuçlar, bir rezonans etkisinin de var olduğunu göstermektedir. Hasar sonuçları, Dinar'da ova içinde 4-5 katlı binaların en fazla hasara uğrayan yapılar olduğunu göstermiştir (Erşahin 1997; Durukal vd., 1998; Ansal vd., 2001). Binaların doğal titreşim periyodları,  $T=N/10$  (N; kat sayısı) bağıntısı kullanarak kabaca hesaplanabilir (Hays, 1986). Buna göre, 4-5 katlı bir binanın doğal titreşim periyodu 0.4-0.5 s'dir. Bu değerler, deprem kayıtları kullanarak ova içindeki istasyonlar için hesaplanan zemin hakim titreşim periyodu ile çakışmaktadır. Zemin hakim titreşim periyodu ile bina doğal titreşim periyodunun çakışması rezonansa neden olur ve rezonans altındaki yapılar önemli zararlar görürler. Bu nedenle, Dinar'da oluşan hasarda, düşük inşaat kalitesi ve

yüksek zemin büyütmelemelerine ek olarak bir rezonans etkisinin var olduğu açıktır.

## SONUÇLAR

Dinar'da zemin büyütmelemelerinin hesaplandığı 5 istasyondan DSİ istasyonu sağlam zemin olarak bilinen dağlık bölgede, DDH istasyonu ova ve dağlık bölge arasındaki geçiş bölgesinde ve DKH, DJK, DCE istasyonları ise ova içinde yer almaktadırlar. Referans istasyonu olarak seçilen DSİ istasyonunun ideal bir referans istasyonu olmadığı anlaşılmaktadır. Çünkü, bu istasyon için YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütme fonksiyonu, incelenen frekans aralığında genelde 1'den büyük büyütmelemelere sahiptir. Muhtemelen kaya yüzeyinde meydana gelen ayrışmış tabaka bu büyütmelemelere neden olmaktadır. Bu nedenle, KSO yöntemi ile hesaplanacak yerel zemin koşullarının etkilerinin değerlendirilmesi açısından, referans istasyonunun seçiminde büyük dikkat gösterilmelidir. DKH istasyonu hariç, her iki yöntemle belirlenen hakim frekanslar kabaca uyumludur. Ancak, özellikle hakim frekanslarda büyütmelemeler arasında önemli farklar görülmektedir. KSO yöntemi ile hesaplanan büyütmelemeler, YDSO yöntemi ile hesaplanan büyütmelemelere göre yaklaşık 2-3 kat daha fazladır. YDSO yöntemiyle küçük büyütmelemelerin belirlemedeki en önemli neden, düşey bileşen kayıtlarının da yerel zemin koşullarından etkilenmiş olmasıdır. KSO yöntemi ile hesaplanan düşey bileşen büyütme fonksiyonlarından, yatay bileşenler kadar olmasa da, düşey bileşenlerin de yerel zemin koşullarından önemli oranda etkilendiği görülmektedir. Düşey bileşenlerin yerel zemin koşullarından etkilenmesi bazen, DKH istasyonunda olduğu gibi, YDSO yönteminin zemin hakim titreşim periyodunu da yanlış belirlenmesine neden olabilmektedir.

Ova içindeki istasyonlardan belirlenen zemin hakim titreşim periyodu 0.43-0.5 s aralığındadır. Bu periyodlarda hesaplanan en büyük büyütmelemeler 8 kata kadar çıkabilmektedir. Bu periyodlardaki rezonans, muhtemelen ana kaya sınırında oluşan yansımalar yerine, havza içi yüzey dalgalarından kaynaklanmaktadır. 1 Ekim 1995 Dinar depreminde en büyük hasar, geçiş bölgesinde ve ova içindeki yapılarda meydana gelmiştir. Özellikle, 4-5 katlı yapıların tamamına yakını ağır hasar görmüştür. Bu binaların doğal periyodları 0.4-0.5 s aralığında kabul edilirse (kat

sayısına bağlı olarak), bunların deprem kayıtları kullanarak hesaplanan zemin hakim titreşim periyodları ile çakıştığı görülmektedir. Bu nedenle, düşük inşaat kalitesi ve zemin büyümesinin yanı sıra, rezonans etkisinin oluşan hasarda etkin olduğu açıktır.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar değerli görüş ve katkılarından dolayı, dergi editörü Prof.Dr. Reşat Ulusay'a ve isimleri belli olmayan hakemlere teşekkür ederler. Bu çalışma, İstanbul Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından 1176/070998 ve B-798/02112000 numaralı projeler ile desteklenmiştir.

### KAYNAKLAR

- Alptekin, Ö., 1973. Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications. Ph.D. Thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico, 190 pp (unpublished).
- Ansal, A.M., İyisan, R., and Güllü, H., 2001. Microtremor measurements for the microzonation of Dinar. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 2525-2541.
- Bakır, B.S., Özkan, M.Y., and Cılız, S., 2002. Effects of basin edge on the distribution of damage in 1995 Dinar, Turkey earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 335-345.
- Borcherdt, R.D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin Seismological Society of America*, 60, 29-61.
- Bruno, P.P.G., Di Fiori, V., Rapolla, A., and Roberti, N., 1999. Influence of geometrical and geophysical parameters on the seismic site amplification factor. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4, 51-70.
- Dobry, R., Oweis, I., and Urzua, A., 1976. Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile. *Bulletin Seismological Society of America*, 66, 1293-1321.
- Durukal, E., Erdik, M., Avcı, J., Yüzügüllü, Ö., Alpay, Y., Avar, B., Zülfikar, V., Biro, T., and Mert, A., 1998. Analysis of the strong motion data of the 1995 Dinar, Turkey earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 557-578.
- Eyidoğan, H. ve Barka, A., 1996. 1 Ekim 1995 Dinar depremi: kaynak özellikleri ve sismotektonik yorumu. Süleyman Demirel Üniversite-

si IX. Mühendislik Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 51-56.

- Erdik, M., Aydınoğlu, N., Pınar, A., and Kalafat, D., 1995. October 1, 1995 Dinar (Turkey) earthquake (Ms=6.1): preliminary reconnaissance report. *Proceedings of the 5th International Conference on Seismic Zonation, Nice, France, Invited Papers*, 3, 2235-2245.
- Erşahin, B., 1997. Assessment of the effects of local soil conditions on earthquake damage distribution case study: 1 October 1995 Dinar earthquake. MSc Thesis, Department of Civil Engineering, Middle East Technical University, 142 pp (unpublished).
- Field, E.H., and Jacob, K.H., 1995. A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent. *Bulletin Seismological Society of America*, 85, 1127-1143.
- Field, E.H., 1996. Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bulletin Seismological Society of America*, 86, 991-1005.
- Gutenberg, B., 1957. Effects on ground on earthquake motion. *Bulletin Seismological Society of America*, 47, 221-250.
- Güllü, H., 2001. Dinar'ın zemin büyütmelelerine göre coğrafik bilgi sistemlerine ile mikrobölgeleşmesi, Doktora Tezi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, İstanbul Teknik Üniversitesi, 289 s (yayınlanmamış).
- Hays, W. W., 1986. Site amplification of earthquake ground motion. *Proceedings of the Third U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, 1, 357-368.
- Irikura, K., Iwata, T., Sekiguchi, H., and Pitarka, A., 1996. Lessons from the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake: why where such destructive motions generated to buildings? *Journal of Natural Disaster Science*, 17(2), 99-127.
- Kayabalı, K., 1997. The role of soil behavior on damage caused by the Dinar earthquake (southwestern Turkey) of October 1, 1995. *Environmental and Engineering Geoscience*, III, 111-121.
- Koçyiğit, A., 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 1-6.
- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, New Jersey, USA, 653 pp.
- Lachet, C.D., and Bard, P.Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. *Journal of Physics of the Earth*, 42, 377-397.

- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainer, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.
- Lermo, J., and Chavez-Garcia, F.J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin Seismological Society of America*, 83, 1574-1594.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technology Research Institute*, 30, 25-33.
- ODTÜ ve TMMOB, 1995. 1 Ekim 1995 Dinar depremi mühendislik raporu. ODTÜ İnşaat Mühendisliği Bölümü Deprem Araştırma Merkezi ve TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası Ankara Şubesi, Ankara, 62 s.
- Öncel, A.O., Koral, H., and Alptekin, Ö., 1998. The Dinar earthquake of October, 1995 (Mw=6.2) in southwestern Turkey and earthquake hazard of Dinar-Çivril fault. *Pure and Applied Geophysics*, 152, 91-105.
- Özpınar, B., 1978. Afyon-Dinar ovası jeofizik rezistivite etüdü. Devlet Su İşleri 18. Bölge Müdürlüğü, Isparta, 8 s (yayımlanmamış).
- Öztürk, A., 1982. Tectonic of Dinar-Sandıklı-Işıklı region. *Communications, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Seri C*, 25, 1-58.
- Raptakis, D., Chavez-Garcia, F.J., Makra, K., and Ptilakis, K., 2000. Site effects at Euroseis-test-1. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 1-22.
- Singh, S.K., Lermo, J., Dominguez, T., Ordaz, M., Espinosa, J.M., Mena, E., and Quaa, R., 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985 - A study of amplification of seismic waves in the valley of Mexico with respect to a hill zone site. *Earthquake Spectra*, 4, 653-674.
- Steidl, J.H., Tumarkin, A.G., and Archuleta, R.J., 1996. What is a reference site? *Bulletin Seismological Society of America*, 86, 1733-1748.
- Şengör, A.M.C., 1980. Principles of Turkey's Neotectonics. *Turkish Geological Association Conference Series*, 2, 40 pp.
- TÜBİTAK, 1995. 1 Ekim 1995 Dinar depremi. TÜBİTAK İnşaat Teknolojileri Araştırma Grubu, Ankara, 41 s.
- Tertulliani, A., 2000. Qualitative effects of local geology on damage pattern. *Bulletin Seismological Society of America*, 90, 1543-1548.
- Utkucu, M., Pınar, A., and Alptekin, Ö., 2002. A detailed slip model for the 1995, October 1, Dinar, Turkey, earthquake (Ms=6.1) determined from inversion of teleseismic P and SH waveforms. *Geophysical Journal International*, 151, 184-195.
- Yalçınkaya, E., 2002. Bir boyutlu (1-D) modeller ile zemin büyütmesi. *Jeofizik Dergisi (inceleme)*.



## Gelgit düzlüğü sedimantasyonuna güncel bir örnek: Mont-Saint-Michel Körfezi (Kuzeybatı Fransa)

*A recent example for tidal flat sedimentation: Mont-Saint-Michel Bay (Northwestern France)*

**Attila ÇİNER**

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

### ÖZ

Fransa'nın kuzeybatısında 500 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplayan Mont-Saint-Michel (MSM) Körfezi yeryüzündeki en büyük gelgit nedenli günlük deniz seviyesi değişimlerinden birine sahne olması ile bilinir. Bahar aylarında 15 m'yi bulan deniz seviyesi değişimleri sonucu açığa çıkan 250 km<sup>2</sup>'lik gelgit düzlüğünde gerçekleştirilen bu çalışma sonucunda bölge, üç adet jeomorfik birime ayrılmış ve her birinin içerdiği sedimanter fasiyes ve ortamlar irdelenmiştir. Buna göre; körfez sistemi, gelgit kanalları, organik maddece zengin tuzlu bataklıklar ve gelgit düzlüğünün çamurlukumlu çevrimlerinden oluşur. Körfezin batısında ve orta kesimlerinde yer alan ıstiridye-midye yığılımları ve solucan resifleri ise, zaman zaman engel adaları oluşturacak kadar gelişmişlerdir. Kuzeydoğudaki kıyı kumul sistemi ise, kuzeybatı rüzgarlarına açık bir alanda gelişmiş olup, kıyı kumulları ve gelgit akıntılarının yarattığı megaripillardan oluşur. Eldeki veriler ve yapılan gözlemler; her üç sistemin de sadece doğal nedenlerle değil, baraj, yol ve su kanalı yapımı gibi insan müdahalesi nedeni ile de denize doğru ilerlediğini göstermektedir. Bu bağlamda jeomorfik birimlerin ve içerdikleri sedimanter fasiyeslerin oluşum mekanizmalarının tam olarak anlaşılabilmesi sadece jeolojik anlamda değil, çevresel ve ekolojik anlamda da çok önemli hale gelmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Holosen, gelgit düzlüğü, gelgit kanalı, Mont-Saint-Michel Körfezi, sedimanter çevrim, solucan resifleri, tuzlu bataklıklar.

### ABSTRACT

*The Mont-Saint-Michel (MSM) Bay covers an area of 500 km<sup>2</sup> to the northwest of France and is characterized by exceptional tidal amplitudes (up to 15 m during spring tides). Three geomorphic units together with their sedimentary facies and environments can be described from 250 km<sup>2</sup> tidal flat exposed daily. The estuary system is composed of tidal channels, organic rich schorre and mud-sand alternations of the tidal flat. The oyster and mussel accumulations and worm reefs situated to the west and center of the bay often create barrier islands. The dune system to the northeast is developed by strong northwesterly winds and contains coastal dunes and tide influenced megaripples. Available data and observations indicate that all three systems prograde not only because of natural processes but also because of human interventions such as dam, road and irrigation channel constructions. Therefore, a full understanding of the mechanisms that control the development of the geomorphic units and their sedimentary facies is not only important from a geological point of view but also from environmental and ecological perspectives.*

**Key words:** Holocene, Mont-Saint-Michel Bay, tidal channels, tidal flat, schorre, sedimentary cycle, worm reefs.

### GİRİŞ

Gelgit düzlüğü genelde çamur ve ince-kaba taneli kumdan oluşan ve ayın dünya üzerindeki

çekim etkisinden kaynaklanan gelgit olayı sırasında yüzeyleyen çok düşük eğimli geniş alanlar olarak tanımlanır (Curry, 1969; Chang ve Choi, 2001). Gelgit düzlükleri dalga enerjisinin düşük

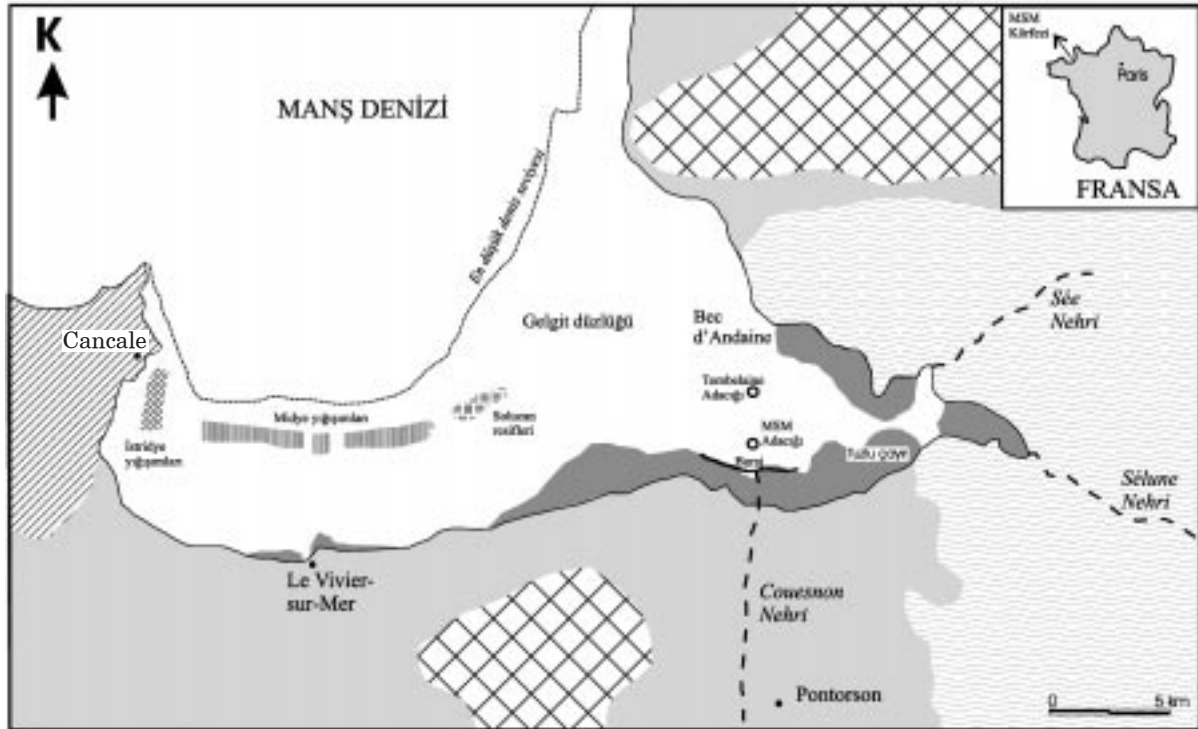
olduğu kıyı şeritleri, lagünler, körfezler ile orta ve çok güçlü gelgit etkisinde (mesotidal, macro-tidal) kalmış deltalarda çeşitli boyutlarda gözlemlenir (Reineck, 1967; Weimer vd., 1982; Reading, 1986). Oluşan morfoloji gelgitin yayılım alanı, dalga gücü ile ortamda bulunan sedimanların çeşidi ve oranı ile yakından ilgilidir (Klein ve Sanders, 1964; Hayes, 1975). Günümüzde ortalama su seviyesi değişiminin 8 m'den fazla olduğu çok güçlü gelgit, özellikle Manş Denizi'ne kıyısı olan ülkelerden Fransa, İngiltere ve Hollanda ile ABD'de Kaliforniya Körfezi, Kanada'nın kuzeydoğusu, Avustralya'nın kuzeyi ve Arjantin'in güneydoğusunda etkin bir şekilde gözlenmektedir (van Straaten, 1961; Evans, 1965; Thompson, 1968; Dars vd., 1979; Levoy vd., 2000).

Her ne kadar ülkemizde bu tür güncel sediman çökeltim alanları gözlenmesinde de geçmişte oluşmuş gelgit düzlüğü ile ilgili fasiyesler içeren birimlerin varlığı bilinmektedir (Varol ve Kazancı, 1983; Türkmen vd., 1999; Yılmaz, 1999; Çiner vd., 2002; Koşun ve Çiner, 2002). Bu çalışmanın amacı çok güçlü gelgit etkisinin yeryüzünde

en iyi gözlemlendiği yerlerden biri olan Mont-Saint-Michel (MSM) Körfezi'nde (kuzeybatı Fransa) rastlanan jeomorfik birimler ile sedimaner fasiyes ve ortamların bir kısmını irdelemektir. Çalışma yöntemi hava fotoğrafları ve arazi çalışmalarıyla belirlenen alanlarda çeşitli derinlik ve uzunlukta açılan yarmalar aracılığı ile fasiyeslerin zaman ve mekan içindeki dağılımlarının gözlenmesine ve yorumuna dayanmaktadır.

### MONT-SAINT-MICHEL KÖRFEZİ'NİN JEOLJİK OLUŞUMU

MSM Körfezi Fransa'nın kuzeybatısında 500 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar (Şekil 1). Günümüzde körfezin tabanını oluşturan granit kütlelerinin 18.000 yıl öncesinde 120 m kadar yukarıda yer aldığı düşünülmektedir (Morzadec-Kerfourn, 1974, 1975). Bugün körfezin bulunduğu alanı çevreleyen kayalar doğuda şist ve granodiyorit, batıda migmatit, güneyde ise Pleistosen'den günümüze kadar gelişen alüvyonlardan oluşmaktadır (Deroin vd., 1997). Holosen öncesi başlayan iklimdeki ısınma sonucu yükselen de-



Şekil 1. Mont-Saint-Michel Körfezi yerbulduru ve şematik jeoloji haritası (Lefevre ve Bouchard, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 1. Location and schematic geological map of Mont-Saint-Michel Bay (modified from Lefevre and Bouchard, 2002).

niz seviyesinin yarattığı çökelme havza körfeze akan nehirlerin taşıdığı sedimanlar ile yavaş yavaş dolmaya başlamıştır (Lefeuvre ve Bouchard, 2002). Günümüzden 6500 yıl kadar önce yavaşladığı bilinen transgresyonun da etkisi ile körfezin dolma süreci hızlanmış ve ortalama kalınlığı 10 m'yi bulan bir sediman örtüsü bölgeyi kaplamıştır (Morzadec-Kerfourn, 1974, 1975; Lautridou, 1977). Havzanın kimi yerlerinde ise, sediman kalınlığının 20 m'yi geçtiği bilinmektedir (L'Homer, 1981). Özellikle karaya yakın olan kısımlarında organik maddece çok zengin çamurdan oluşan tuzlu bataklık alanlar ile kıyı önünün ileri kısımlarında karbonat oranı çok yüksek (40-55%) siltli-kumlu çökeller bulunur (Marchand vd., 1998). Yerel olarak bu çökeltilere "tangué" ve bunların oluşturduğu topoğrafyaya ise "wadden" adı verilir (Şekil 2). Yapılan sondajlarda kıyıya yakın kesimlerde turba ve eski toprak seviyeleri ile siltli-kumlu çökellerin (tangué) ardalandığı ve tümünün yaşının Holosen olduğu görülmektedir (SVT, 2002). Kıyıda açılara doğru gidildikçe ise turba seviyelerinin tamamen kaybolduğu ve killi-siltli-kumlu çökellerin çeşitli oranlarda ardalandığı gözlenmektedir.

Körfezin doğusunda yüzeyleyen Tombelaine ve MSM Adacıkları da ana granit kütlelerinin sedimanlarca kaplanmamış birer uzantıları görünümündedirler (Şekil 1 ve 3). Yapılan hesaplar deniz seviyesinin yılda ortalama 15 mm kadar yükseldiğini ve bunun sonucunda da 25-30 hektar kadar alanın tuzlu bataklıklar ile kaplandığını göstermektedir (Larsonneur, 1989; Bouchard vd., 1995). Holosen'den bu yana, özellikle de son 6000 yılda çökeltilen sedimanların miktarının

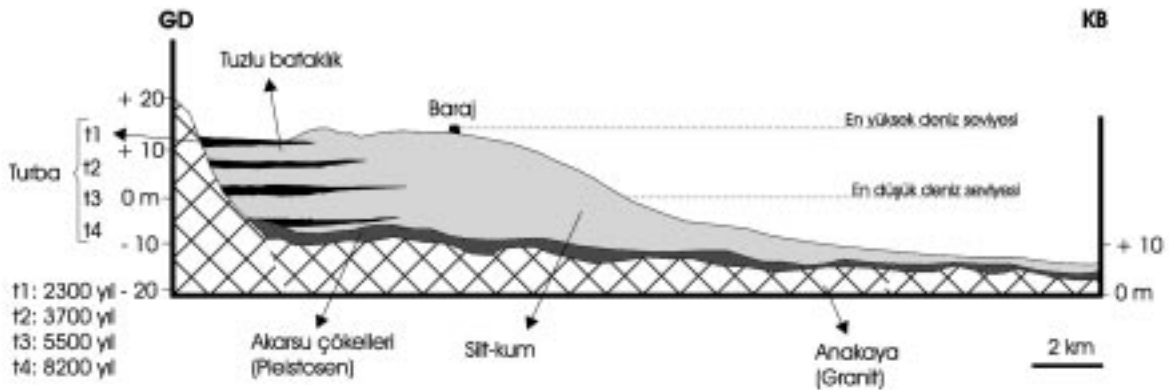
10 milyar m<sup>3</sup> (yıllık 1.5-1.75 milyar m<sup>3</sup>) kadar olduğu hesaplanmıştır (Migniot, 1998).

## JEOMORFİK BİRİMLER VE SEDİMAN ÇÖKEL ORTAMLARI

Okyanusal ılıman bir iklimin hüküm sürdüğü MSM Körfezi'nin bulunduğu bölge yeryüzünde görülen en büyük gelgit kökenli deniz seviyesi değişimlerinden birine sahne olması ile bilinir (Lang vd., 1973; Larsonneur, 1989; Levoy vd., 2000). Özellikle bahar aylarında 15 m'yi bulabilen günlük deniz seviyesi değişimlerinin sonucunda MSM Körfezi'nin yarıya yakın bölümü (yaklaşık 250 km<sup>2</sup>) açığa çıkar (Chabert D'Hieres ve Le Provost, 1978; Deroin vd., 1997). Böylece kuzeybatıya doğru yaklaşık 3°'lik bir eğimi bulunan körfezin kıyıda 15 km kadar bir kesiminde günün yarısını kaplayan bir zaman dilimi içerisinde jeomorfolojik ve sedimantolojik gözlemlerde bulunulabilecek olanaklı hale gelir. Bu çalışmada MSM Körfezi'nde gözlenen jeomorfik birimler Marchand vd. (1998)'den esinlenilerek üç sistem altında toplanmış olup, bunlar: 1. Körfez sistemi, 2. İstiridye-midye yığılımları ve solucan resifleri, 3. Kıyı kumul sistemi'dir.

### Körfez Sistemi

MSM Körfezi'ne doğu ve güneydoğudan ulaşan üç nehir (Sée, Sélune ve Couesnon Nehirleri) bulunmaktadır (bkz. Şekil 1). Körfez sistemini oluşturan birimler anılan nehirlerin kıyı önünün çeşitli kesimlerinde oluşturduğu tuzlu bataklıklar ile gelgit düzlüğü ve kanalları gibi sedimanter or-



Şekil 2. Mont-Saint-Michel Körfezi sediman tiplerini gösterir şematik kesit. (SVT, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 2. Schematic section showing of sediment types in Mont-Saint-Michel Bay (modified from SVT, 2002).



Şekil 3. MSM Körfezi'nde gelgit sırasında gelişen sığ gelgit kanalları ve "tangué" olarak bilinen siltli-kumlu birimler (fotoğraf Tombelaine Adacığı'ndan çekilmiş olup, ileride MSM Adacığı görülmektedir. Sağ ortada insanlar seçilmektedir).

Figure 3. Silty-sandy units (tangué) and shallow tidal channels in MSM Bay area (picture shows MSM Island taken from Tombelaine Island. Humans on the middle right).

tamları içerirler. Benzer birim ve fasiyesler GB İspanya-Portekiz sınırındaki Guardiania Nehri deltası (Morales, 1997) ile Güney Kore'nin batı sahilleri (Wells vd., 1990) gibi önemli gelgit olaylarının gözlemlendiği dünyanın başka bölgelerinde de tanımlanmışlardır.

### Gelgit kanalı çökelleri

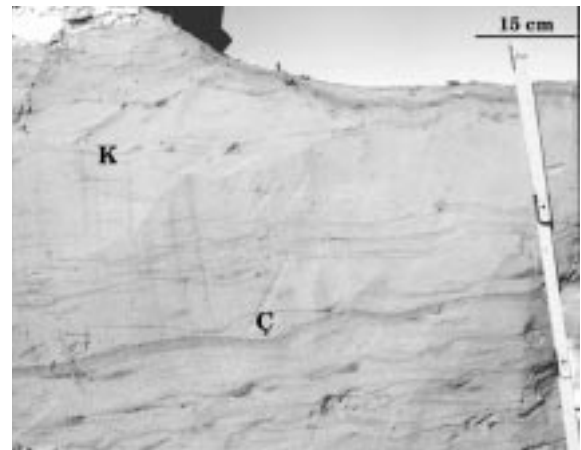
MSM Körfezi'ne ulaşan nehirler günlük gelgit sırasındaki hızlı su akışı nedeni ile önemli bir sediman taşıma mekanizması oluştururlar (Şekil 4). Körfeze vardığı noktada derinliği fazla olmakla birlikte (birkaç metre) kanalların genişliği gelgit esnasında birkaç yüz metreye kadar ula-



Şekil 4. Sélune Nehri ve hızla ilerleyen gelgit dalgası.  
Figure 4. Sélune River and advancing tidal wave.

şabilmektedir. Körfezin orta kesimlerine ulaştıklarında ise dallanıp budaklanarak belirgin kanalları olmayan (anastomoze) bir nehir görünümü sunarlar (bkz. Şekil 3).

Gelgit kanallarından birinde açılan yarmalarda iyi boylanmış ve yuvarlaklaşmış, ince-orta kum boyutunda sedimanlara rastlanmıştır. Kanalin taban kısmında kaba taneli kum ve az da olsa gecikme çakılları gözlenmektedir. Kimi yerlerde belli belirsiz de olsa, ince bir tabakalanma izlenebilir. Ancak gelgit kanalının en önemli fasiyesi küçük boyutlu teknesi çapraz tabakalanma (1-5 cm) ve bunların oluşturduğu setlerdir. Kimi kesitlerde ise bu teknesi çapraz tabakaların çukur üst kısımları silt-kil boyu sedimanlar ile örtülmüştür (Şekil 5). Tüysü tabakalanma olarak bilinen bu sedimanter yapı, gelgit sırasında hızla hareket eden suyun oluşturduğu kum ripollarının üzerine suyun durağan hale geldiği dönemlerde asılı haldeki silt-kil boyu sedimanların (çamur) çökmesi ile oluşur (Reineck ve Wunderlich, 1968). Bölgede daha az da olsa gözlenen bir diğer sedimanter yapı ise, çamur katmanları arasında izole halde kum ripollarının gözlenebildiği dalgalı tabakalanmadır. Akıntı hızının artıp yavaşlayabildiği bazı ortamlarda (örneğin akarsu ortamı; Terwindt ve Breusers, 1972; Martin, 2000) oluşabilse de bu tür sedimanter yapılar özellikle gelgit kanalları ve gelgit düzlüklerinin tipik yapıları olarak bilinirler (van Straaten, 1954;



Şekil 5. Gelgit kanalı içinde gelişmiş tüysü çapraz tabakalanmalar. (İnce taneli kum ripollarının (K) çukur kesimleri (Ç) silt-kil boyu sedimanlarca doldurulmuştur).

Figure 5. Flaser bedding within a tidal channel. (The troughs of fine sand ripples (K) are filled by silt and mud (Ç)).

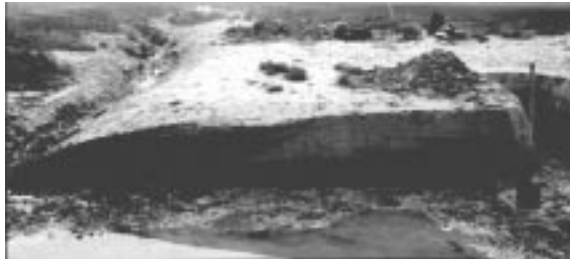
Reineck, 1967; Reineck ve Wunderlich, 1968; Terwindt, 1971; Elliott, 1986).

### Tuzlu bataklıklar

Nehirler tarafından taşınan kil-silt boyu malzemenin gelgit etkisi ile kıyıya yakın kısımlarda çökmesi sonucu gelişen tuzlu bataklık alanları (yaklaşık 40 km<sup>2</sup>) üzerinde yetişen otlardan dolayı tuzlu çayır (schorre) olarak bilinir (Şekil 1 ve 6). Tuzlu çayırları oluşturan bu sedimanlar (balçık) üzerinde özellikle *Puccinellia* bitkisi çok geniş alanlar kaplar (Deroin vd., 1997). Açılan yarmalarda organik maddece zengin çamurlar ile ince-kaba taneli kumların yanıl ve dikey yönde fasiyes değiştirdikleri gözlenmektedir (bkz. Şekil 6). Özellikle çamur içinde belli belirsiz bir laminalanma ve bol bitki kökü izlerine rastlanır. Kimi kesitlerde ise turba olarak adlandırılabilir oranda organik maddece zengin seviyeler de gözlenmektedir (bkz. Şekil 2).

### Çamurlu gelgit düzlüğü

Gelgit ara döneminde suda asılı halde bulunan kil boyu malzemenin çökmesi sonucu tuzlu çayırların denize doğru açılan kısımlarında oluşur ve geniş alanlar kaplar (Şekil 7). Üst kesimlerinde bitki örtüsü ve canlı izleri gelişmemiş olup, suyun tamamen çekildiği dönemlerde çamur çatlakları oluşur. Körfezin çeşitli kesimlerinde çamur çatlaklarının ayrışarak 5-50 cm bü-



Şekil 6. Tuzlu bataklıkların (tuzlu çayır) genel görünümü ve kesiti. Yüzeyde *Puccinellia* bitkileri ve küçük bir gelgit kanalcığı, kesitte ise organik maddece zengin çamur fasiyesinin yanıl ve dikey yönde silt oranı yüksek fasiyeslere geçişi görülmektedir (kürek 140 cm'dir).

Figure 6. General view and cross section of salt marches (schorre). *Puccinellia* plants and small tidal channel on the surface are visible. Section shows lateral and vertical facies changes from organic rich mud to silty-sandy sediments (shuffle is 140 cm long).



Şekil 7. Çamurlu gelgit düzlüğünün genel görünümü (arka planda MSM Adacığı ön planda ise yeni oluşmuş çamur çatlakları ve bunlardan türemiş çamur blokları görülmektedir. Pala 50 cm'dir).

Figure 7. General view of the muddy tidal flat (MSM Island on the background and newly developed mud cracks and mud blocks on the foreground. Knife is 50 cm long).

yüklüğe erişebilen çamur blokları ve bunların akıntılar ile taşınması sonucu oluşan çamur topçukları bulunabilir. Dikine kesitlerde ise kalınlığı 1 m'yi bulabilen masif çamura rastlanıldığı gibi laminalı veya çok ince tabakalı kil-silt ardalanmalarından oluşan sedimenter çevrimler de gözlenmektedir (Şekil 8). Yanıl devamlı, siyah renkli kil lamina ve/veya çok ince tabakalarının (1-2 cm) açık sarı renkli ince silt tabakaları (2-3 cm) ile ardalanmasından oluşan bu çökellerin özellikle siltli kesimlerinde çok yavaş akıntıların oluşturduğu akıntı ripilları da gözlenebilir.

### Kumlu gelgit düzlüğü

Kumlu gelgit düzlüğü genellikle kıyı önünün ileri kısımlarında gelişmiştir. İnce-kaba kum boyutunda karbonat oranı çok yüksek çökeller yer yer midye ve istridye kavkaları da içerirler. Kimi yerlerde ise, kum boyutuna indirgenmiş canlı



Şekil 8. Çamurlu gelgit düzlüğünde siyah renkli kil lamina ve/veya çok ince tabakaları ile açık sarı renkli ince silt tabakalarından oluşan sedimenter çevrimler.

*Figure 8. Sedimentary cycles made up of black mud laminae and/or very fine beds alternating with yellow colored fine silty beds.*

kavkuları sedimanın tamamını oluşturabilir. Yüzeyle, gelgit akıntılarının şiddet ve yönüne bağlı olarak gelişen çeşitli tipteki akıntı ripilları gözlenir (Şekil 9 ve 10). Dikine kesitlerinde ise masif görünümlü kumda bol canlı kaçış izleri ile su kaçma yapılarına rastlanabilir (Şekil 11).

#### **Karışık (kumlu-çamurlu) gelgit düzlüğü**

Yukarıda değinilen çamurlu ve kumlu gelgit düzlüğünde gelişen çökellerin çeşitli oranlarda karışması ve/veya ardanması sonucu gelişen ve coğrafi anlamda en yaygın olan gelgit düzlüğü



Şekil 9. Kumlu gelgit düzlüğünde gelişmiş akıntı ripilları (akış yönü fotoğrafın sağından soluna doğru olup arka planda MSM Adacığı görülmektedir).

*Figure 9. Current ripples developed in sandy tidal flat (current direction is from right towards left, MSM Island on the background).*



Şekil 10. Kumlu gelgit düzlüğünde gelişmiş dil şekilli ripilllar (akış yönü fotoğrafın üst sağ kısmından alt sol kısmına doğrudur. Pala yaklaşık 30 cm'dir).

*Figure 10. Lingoid ripples developed in sandy tidal flat (current direction is from upper right towards lower left. Knife is approximately 30 cm long).*



Şekil 11. Kumlu gelgit düzlüğünden bir kesit ve canlı kaçış izleri.

*Figure 11. Sandy tidal flat section showing bioturbation.*

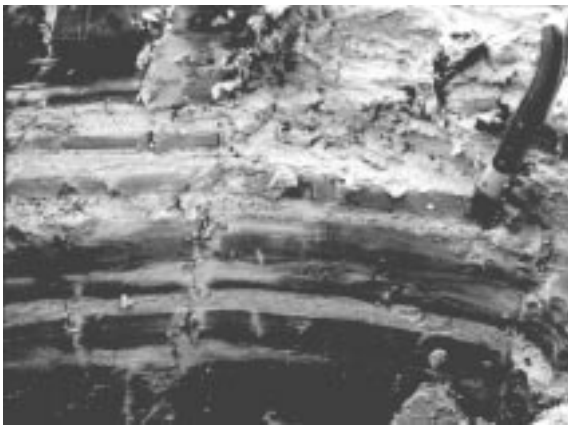
fasiyesidir (Şekil 12). Açılan yarmalarda, kalınlıkları 1 m'yi geçebilen masif kum ve masif çamur tabakalarının yanı sıra ortalama 1-5 cm kalınlıktaki çamur-kum tabakalarının ardanmaları da gözlenmiştir (Şekil 13). Kum tabakalarının kalınlıkları kimi yerde 10 cm'yi geçebilir ve tabakalar içinde aşağıdan yukarıya doğru tane boyu küçülmesi ve üst kısımlarda da küçük akıntı ripilları bulunabilir. Çamur tabakaları içinde ise siyahtan griye kadar değişen renklerde milimetre kalınlığında laminalanma gözlenir. Bu çamur-kum ardanmaları çamurlu gelgit düzlüğünde bahsedilen çevrimlerin kumlu eşdeğeri olarak yorumlanabilirler.



Şekil 12. Karışık (kumlu-çamurlu) gelgit düzlüğü. Sarı renkli kaba kumdan oluşmuş engel adası bir dil şeklinde uzanmakta olup üzerinde küçük boyutlu rüzgar ripilları gelişmiştir. Çamur çatlaklarının ayrışması ile oluşmuş çapı 1 m'yi bulabilen çamur blokları ise geri planda görülmektedir (uzakta MSM Adacığı seçilmektedir).

*Figure 12. Mixed tidal flat. Tongue shaped barrier island composed of yellow coarse sand on the foreground and mud blocks up to 1 m in diameter on the background (MSM Island on the upper left of the picture).*

Karışık gelgit düzlüğünde gözlenen diğer bir fasies de yutan kumlar (moving sands) ve küçük boyutlu çamur volkanlarıdır (Şekil 14 ve 15). Yutan kumlar üstteki kum yığınının su ile doymuş olmasından dolayı alttaki çamur tabakası üzerine tam olarak çökelememiş olmasından kay-



Şekil 13. Karışık gelgit düzlüğünden bir kesit (sarı kaba kum tabakalarının ince laminalı siyah çamur tabakaları ile ardalanmasından oluşan sedimanter çevrimler).

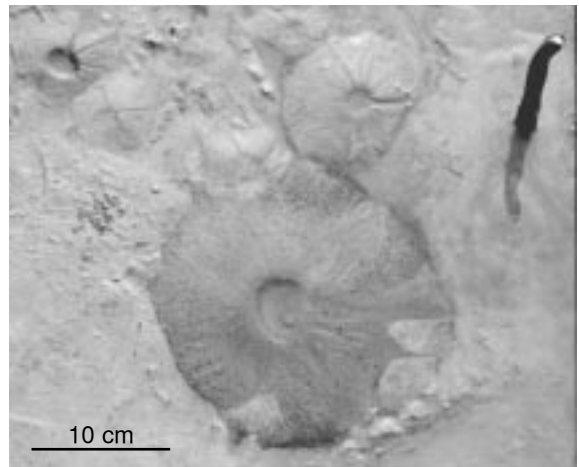
*Figure 13. A section through the mixed tidal flat (sedimentary cycles composed of yellow coarse sand beds alternating with finely laminated black muddy beds).*



Şekil 14. Karışık gelgit düzlüğünde gözlenen yutan kumlar ve üzerine yapılan basınç sonucu oluşan küçük boyutlu çamur volkanları.

*Figure 14. Moving sands and mud volcanoes in the mixed tidal flat environment.*

naklanırlar. Kimi yerlerde 50 m<sup>2</sup>'yi bulan alanlar kaplayan ve üzerine basanı (bölgeyi ziyaret eden turistler, istridye-midye toplayan kişiler ve tuzlu çayırlarda otlayan koyunlar gibi) aşağı doğru çekebilen tehlikeli bir oluşum olarak bilinirler. Yutan kumlar üzerine hafifçe basılması ile alttaki çamurun bir su kaçma yapısı oluşturarak yüzeye çıkması sonucu ise küçük boyutlu çamur volkanlarının oluştuğu gözlenmiştir (bkz. Şekil 14 ve 15). Oluşan çamur volkanlarının genişlikleri 5-20 cm yükseklikleri de 2-4 cm olabilir. Benzer şekilde hızlı çökelişin ve tektonizma-



Şekil 15. Çamur volkanlarından bir ayrıntı.  
*Figure 15. Detail of a mud volcano.*

nın aktif olduğu bölgelerde özellikle organik maddece zengin çamurları üzerleyen sedimanların ağırlığı ile oluşan metrelerce yüksekliğindeki çamur volkanlarının varlığı da bilinmektedir (Hedberg, 1974; Kopp, 1985; Algar, 1993; Aslan vd., 2001).

### İstridye-Midye Yığılımları ve Solucan Resifleri

MSM Körfezi'nin batısı ile orta kısımlarını kaplayan bölgede çeşitli deniz kabuklularının oluşturduğu yığılımlar ve solucan resifleri gelişmiştir.

#### İstridye yığılımları

Çalışma alanının batısındaki Cancale yarımadası açıklarında genelde kıyıya paralel uzanan ıstridye yığılımlarının uzunlukları birkaç km'yi, genişlikleri 5-20 m'yi, yükseklikleri ise kimi yerlerde 0.5-1 m'yi bulabilir (Şekil 1 ve 16). Karaya doğru tuzlu çayırlara, denize doğru ise karışık gelgit düzlüğüne geçiş yapan bu yığılımlar, bazı yerlerde bir dalgakıran görevi yaparak sahil ile arasında çok sığ bir lagün oluşturabilirler.

#### Midye yığılımları

Körfezin güneybatısındaki midye kabuklarının oluşturduğu yığılımlar ise çok daha geniş alanlar kaplarlar (bkz. Şekil 1). Gelgit akıntılarının etkisi nedeniyle genelde iyice kırılmış kavkılardan oluşan ve kıyıya paralel olarak uzanan bu yığılımların bir kısmı da tıpkı ıstridye yığılımları gibi bir engel adası görünümünü almıştır. Sa-



Şekil 16. Ufalanmış ıstridye kavkılarında oluşan ve tuzlu çayırlara yanal (geri plandaki otluk alan) ve dikey (suyun aktığı kanalcık civarı) yönde geçiş yapan ıstridye yığılımları.

Figure 16. *Oyster accumulations passing laterally (plants on the background) and vertically (small tidal channel on the left) to the schorre.*

hil ile engel adası arasında oluşan lagünde ise tipik olarak masif görümlü ve yoğun canlı kaçış izli çamur gözlenir. Lagünü kesen küçük boyutlu gelgit kanalları ve bunları dolduran silt-kum boyu sedimanlara da sıkça rastlanır.

### Solucan resifleri

Körfezin orta kesimlerinde ise yörede "Hermelles" olarak bilinen Polychaeta annelids (*Sabellaria alveolata*) solucan resifleri takriben 100 hektar kadar bir alan kaplarlar (Deroin vd., 1997; Şekil 1, 17 ve 18). Gelgit esnasında asılı halde taşınan silt-kum boyu malzemeleri yakalayan büyüyen, açık kahve renkli bir tüp biçimindeki solucanlardan oluşan bu resifler, genelde 40-80 cm (en büyük 150 cm) yüksekliğinde kümeler şeklinde gelişmiş olup, yanal olarak



Şekil 17. Polychaeta annelids (*Sabellaria alveolata*) solucan resifleri.

Figure 17. *Polychaeta annelids (Sabellaria alveolata) worm reefs.*



Şekil 18. Solucan resiflerinin tüplerini gösterir ayrıntı (lens kapağının çapı 5 cm'dir).

Figure 18. *Detail showing the tubes of the worm reefs (lens cap is 5 cm in diameter).*

fazla devamlılık göstermezler ve kumlu gelgit düzlüğüne geçerler.

### Kıyı Kumul Sistemi

MSM Körfezi'nin kuzeydoğusunda Bec d'Andaine olarak anılan bölgede kuzeybatı rüzgarları ve gelgit akıntılarının etkisi ile kuzeyden güneye doğru bir dil şeklinde uzanan kıyı kumul sistemi gelişmiştir (bkz. Şekil 1). Körfez sistemindeki nehirlerin taşıdığı sedimanların geliştirdiği tuzlu çayırın yayılımını engelleyen bir konumda bulunan bu kumullar kıyıya paralel olarak birkaç km boyunca uzanırlar. Karasal kesiminde yükseklikleri metrelerce olan kumullar gelgit akıntılarına maruz kalan kesimlerde 20-40 cm yükseklikte megaripillar olarak gelişmişlerdir (Şekil 19 ve 20).

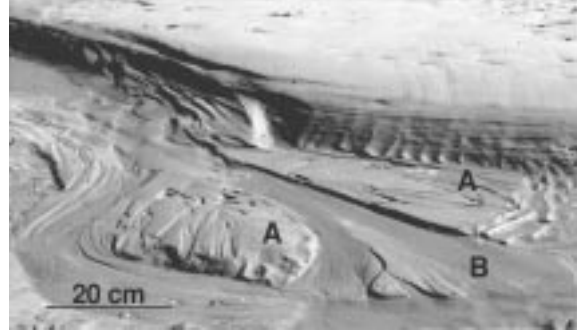
### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yeryüzündeki büyük boyutlu güncel gelgitten en önemlilerinden birinin gözlenmediği MSM Körfezi'nde üç jeomorfik birim (1. Körfez sistemi, 2. İstridye-midye yığılımları ve solucan resifleri, 3. Kıyı kumul sistemi) ayırtılarak bunların içerdi-



Şekil 19. Kıyı kumul sistemi (K) (geri plandaki ağaçlı bölge) ve ön kısımda gelgit akıntıları ile gelişmiş megaripillar (akıntı yönü fotoğrafın sağ üst köşesinden sol alt köşesine doğrudur). Megaripilların üzerinde sığ suda ve hafif akıntı ile gelişmiş dil şekilli ripillar (A) ve fotoğrafın sağ alt köşesine doğru ilerleyen boşaltma ripilları (B) görülmektedir.

Figure 19. Dune system (K) (forest on the background) and the megaripples developed by tidal currents on the foreground (flow direction from upper right towards lower left of the picture). Smaller current ripples generated on top of the megaripples: A) lingoid ripples, B) drainage ripples moving towards lower right).



Şekil 20. Megaripilların çanak kesiminde oluşmuş küçük boyutlu bir yelpaze (A) ve su seviyesinin tekrar alçalması sonucu onu keserek oluşan diğer bir alçak düzey yelpazesi (B).

Figure 20. Small fan (A) developed within the trough of a megaripple. Note the lowstand fan (B) cutting trough the previously formed fan.

ği sedimanter fasiyesler tanımlanmıştır. Buna göre nehirlerin körfeze girdiği noktadan itibaren gelişen körfez sisteminin sığ gelgit kanallarını dolduran çökellerin önemli bir bölümü tüysü ve dalgalı tabakalanmalar ile temsil edilirler. Bu kanalların içinde ilerlediği organik maddece zengin çamur ve silt-ince kumdan oluşan tuzlu bataklıklar (tuzlu çayır) ise üzerlerinde gelişen bitki örtüsü ile tipiktirler.

Körfez sisteminin diğer sedimanter ortamlarını ise, kıyıda açığa doğru çamurlu ve kumlu gelgit düzlüğü ile bunların yanal ve dikey yönde geçiş yaptığı karışık gelgit düzlüğü oluşturur. Açılan yarmalarda gözlenen çamur-silt ve/veya kumdan oluşan lamina ve tabakaların oluşturduğu sedimanter çevrimler gelgit düzlüğünün en önemli fasiyeslerinden biridir. Varv olarak tanımlanan benzer çevrimler tipik olarak buzul gölleri ve kapalı havzalarda gözlenmekte olup, her bir çifti bir yıllık çökeliye işaret eder (Ashley, 1975). Mekanizması veya oluştuğu ortam ne olursa olsun sedimanter çevrimlerin oluşabilmesi için önemli oranda dikine birikmenin olması ve dolayısı ile çökelenin erozyondan daha baskın olduğu bir durumun oluşması gerektiği genelde kabul gören bir yaklaşımdır (Allen ve Duffy, 1998). Benzer güncel gelgit çevrimlerinde yapılan araştırmalar koşullar uygun olduğu takdirde yıllık net çökelim miktarının 10 cm'den 1 m'ye kadar değişebildiğini göstermektedir (Archer ve Kvale, 1989; Williams, 1989a,b, 1991; Kuecher vd., 1990; Miller ve Eriksson, 1997). Buna karşın Proterozoik (Chan vd., 1994) ve Karbonifer

(Lanier vd., 1993; Kvale vd., 1994; Miller ve Eriksson, 1997) yaşlı kayaçlarda gözlenen sedimanter çevrimler, gelgit etkisinden ziyade, gelgit bölgesine ulaşan nehirlerin mevsimsel sediman miktarındaki değişime atfedilmiştir. Bu görüşe paralel olarak MSM Körfezi'ne giren nehirlerin sediman yüklerindeki mevsimsel değişimlerden dolayı yaz ve bahar ayları süresince silt-kum boyu malzeme çökelerken, organik aktivitenin daha az olduğu kış aylarında ise genelde kil boyu sedimanların çökelmiş olabileceği ve dolayısıyla karışık gelgit düzlüğünde gözlenen çevrimlerin en azından bir kısmının bu şekilde oluşmuş olabileceği yorumu yapılabilir. Çamurlu gelgit düzlüğündeki kil-silt aralanmalarının her bir çifti ise yıllık ve/veya ayın çekim etkisi ile oluşan 28 günlük (1 ay) gelgit kökenli sedimanter çevrimler olabilir (Allen ve Duffy, 1998). Her ne kadar bu çalışmanın kapsamı dışında ise de, bu tür sedimanter çevrimlerin kökenlerine ve oluşum mekanizmalarına ilişkin daha ayrıntılı bir kaniya varılabilmesi için, güncel sedimantasyonun çeşitli izleme noktaları aracılığıyla ve belirli bir süre boyunca (örneğin açılan bir yarmada aylık ve yıllık sedimantasyon ölçümleri ve bunların istatistikî bilgilerinin derlenmesi gibi) takip edilmesi gerekmektedir.

MSM Körfezi'nin batısı ile orta kısımlarında bulunan istridye-midye yığılımları ile solucan resiflerinin gelgit düzlüğü üzerinde zaman zaman engel adaları oluşturabilecek kadar geliştikleri bilinmektedir. Yapılan gözlemler istridye-midye yığılımlarının kapladığı alanların gittikçe arttığı yönündedir (Bonnot-Courtois, 1994; Marchand, 1997).

Körfezin kuzeydoğusunda kuzeybatı rüzgarlarının etkisine açık bir alanda gelişmiş olan kıyı kumul sistemi de, diğer sistemlerde olduğu gibi, net bir ilerleme halindedir. Özellikle körfez sistemini oluşturan nehirlerin taşıdığı kumlar kıyı kumullarını ve gelgit etkisine maruz megaripillerin oluşumunu beslemektedir. Bu alanların da *Spartina townsendi* ve *Salicornia herbacea* gibi bitkilerce gittikçe artan bir şekilde kaplanması sonucu 10 yıldan az bir zaman dilimi içerisinde sistemin 180 ile 270 m arasında ilerlediği belirtilmektedir (Marchand vd., 1998).

Tüm bu doğal olaylara ilave olarak, insan aktivitesinin de sedimantasyon üzerinde çok önemli bir etki yaptığı ve bölgenin morfolojisini değiştirdiği

gözlenmektedir (Lefeuvre ve Bouchard., 2002). 11. Yüzyıl'dan itibaren ekilebilecek alanlar açmak ve taşkınları önlemek amacı ile inşa edilen çeşitli settler ve küçük barajlar ile su kanallarının yapımı nehirlerin taşıdığı sedimanların gittikçe daha gerilerde çökmesine neden olmaktadır (Morzadec-Kerfourn, 1974, 1975; Larssonneur, 1989). Ayrıca 1879 yılında anakara ile MSM Adacığı arasında yapımı tamamlanan yola, 1959 yılında taşıt park alanı da eklenmiştir. Her yıl MSM Manastırını ziyarete gelen milyonlarca turist'in ihtiyacına yanıt verse de, bu yapılar sedimantasyonu arttırmakta ve bunun sonucu olarak da MSM Adacığı'nın etrafı gelgit sırasındaki yüksek deniz seviyesinde bile artık su ile kaplanmamaktadır (Migniot, 1998). İnşa edilen barajların bir kısmının nehir yataklarının yer değiştirmesi sonucu yıkılmaları bile bu sonucu değiştirecek gibi görülmektedir (L'Homer, 1981). Nitekim yapılan hesaplar yıllık 1.5 milyon m<sup>3</sup>'lük sediman girdisi olan körfezin pek de uzak olmayan bir gelecekte dolmaya mahkum olduğunu göstermektedir (LCHF, 1977). MSM Körfezi'nde gözlenen jeomorfik birimler ve bunların içerdiği sedimanter fasiyelerin oluşum mekanizmalarının iyi anlaşılabilmesi, sadece jeolojik anlamda değil çevresel, ekolojik ve beşeri anlamda da büyük bir önem taşımaktadır.

## KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmanın gerçekleştirilmesi için gerekli olan arazi incelemesine maddi destek sağlayan Türkiye'deki Fransız Büyükelçiliği'ne, bölgeyi kendisine tanıtan Dr. Philippe Düringer (Louis Pasteur Üniversitesi, Strasbourg), Dr. Max Deynoux (CNRS, Strasbourg) ve Dr. Ahmed Benan'a (TOTAL Petrol Şirketi), şekillerin düzenlenmesinde yardımcı olan Arş. Gör M. Akif Sarıkaya'ya (Hacettepe Üniversitesi) ve makalenin gelişmesine eleştiriyle katkı sağlayan Prof. Dr. Nizamettin Kazancı ile adını bilmediği diğer hakeme teşekkürlerini sunar.

## KAYNAKLAR

Algar, S.T., 1993. Controls on Jurassic through Early Tertiary sedimentation, in Trinidad. In: J.L. Pindell and B.F. Perkins (eds.), Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: A context for hydrocarbon exploration, 13<sup>th</sup> Annual Research Conference Proce-

- edings, Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 221-235.
- Allen, J.R.L., and Duffy, M.J. 1998. Temporal and spatial depositional patterns in the Severn Estuary, southwestern Britain: intertidal studies at spring-neap and seasonal scales, 1991-1993. *Marine Geology*, 146, 147-171.
- Archer, A.W., and Kvale, E.P., 1989. Seasonal and yearly cycles within tidally laminated sediments-an example from the Pennsylvanian of Indiana, U.S.A. In: J. Cobbs (ed.), *Geology of the Lower Pennsylvanian in Kentucky, Indiana and Illinois. Illinois Basin Studies*, 1, 45-56.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. A.V. Jopling, and B.C. McDonald (eds.), Special Publication Society Economic Paleontologists Mineralogists, 304-320.
- Aslan, A., Warne, A.G. White, W.A., Guevara, E.H., Smyth, R.C., Raney, J.A., and Gibeaut, J.C., 2001. Mud volcanoes of the Orinoco Delta, Eastern Venezuela. *Geomorphology*, 41, 323-336.
- Bonnot-Courtois, C. 1994. Les bancs coquillers du haut estran de la baie du Mont-Saint-Michel entre Saint-Benoit-des-Ondes et la Chapelle-Sainte-Anne, Rapport Diren, Ecole pratique des hautes études, Dinard, 173 pp.
- Bouchard, V., Digaire, F., Lefevre, J.C., et Guillon, L.M., 1995. Progression des marais salés \_l'Ouest du Mont Saint Michel entre 1984 et 1994. *Mappe Monde*, 4, 28-34.
- Chabert D'Hieres, G., et Le Provost, C., 1978. Atlas des composantes harmoniques de la marée dans la Manche. *Annales Hydrographiques*, 6, Fascicule 3.
- Chan, M.A., Kvale, E.P., Archer, A.W., and Sonett, C.P., 1994. Oldest direct evidence of lunar-solar tidal forcing encoded in sedimentary rhythmites, Proterozoic Big Cottonwood Formation, central Utah. *Geology*, 22, 791-794.
- Chang, J.H., and Choi, J.Y., 2001. Tidal-flat sequence controlled by Holocene sea-level rise in Gomso Bay, West Coast of Korea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52, 391-399.
- Curry, J.R., 1969. Estuaries, lagoons, tidal flats and deltas. In: *The New Concepts of Continental Margin Sedimentation: Application to the Geological Record*, D.J. Stanley (ed.), American Geological Institute, Washington, 1-30.
- Çiner, A., Koşun, E., and Deynoux, M., 2002. Fluvial, evaporitic and shallow marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Mioocene), Central Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(2), 147-165.
- Dars, M., Bessero, G. et Guevel, D., 1979. Les marées, tome 1. Cours de l'Ecole Nationale Supérieure des Techniques Avancées. Editée par le centre d'édition et de documentation de l'Ecole Nationale Supérieure des Techniques Avancées, 277 pp.
- Deroin, J-P., Marchand, Y., and Auffret, J-P., 1997. Littoral survey using the JERS-OPS multispectral sensor: example of the Mont-Saint-Michel bay (Normandy, France). *Remote Sensing Environment*, 62, 119-131.
- Elliott, T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: *Sedimentary Environments and Facies*. H.G. Reading (ed.), Blackwell, Oxford, 155-188.
- Evans, G., 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quarterly Journal of Geological Society*, 121, 209-245.
- Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. In: *Estuarine Research*. L.W. Cronin (ed.), Academic Press, London, 3-22.
- Hedberg, H.D., 1974. Relation of methane generation to under-compacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 661-673.
- Klein, G.D., and Sanders, J.E., 1964. Comparison of sediments from Bay of Fundy and Duch Wadden Sea tidal flat. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 19-24.
- Kopp, M.L., 1985. Genetic relationship between clay diapirs, mud volcanoes, and horizontal compression structures as illustrated by the Alyat Ridge, southeast Caucasus. *Geotectonics*, 19, 224-233.
- Koşun, E. ve Çiner, A., 2002. Zara güneyi (Sivas Havzası) karasal-sığ denizel Miyosen çökelmelerinin litostratigrafisi ve fasiyes özellikleri, *MTA Dergisi*, 125, 65-88.
- Kuecher, G.J., Woodland, B.G., and Broadhurst, F.M., 1990. Evidence of deposition from individual tides and of tidal cycles from the Francis Creek Shale (host rock of the Mazon Creek biota), Westphalian D (Pennsylvanian), northeastern Illinois. *Sedimentary Geology*, 68, 211-221.
- Kvale, E.P., Fraser, G.S., Archer, A.W., Zawistovski, A., Kemp, N., and McGough, P., 1994. Evidence of seasonal precipitation in Pennsylvanian sediments of the Illinois Basin. *Geology*, 22, 331-334.

- L'Homer, A., 1981. Bilan sédimentaire. Erosion en baie du Mont Saint Michel depuis 1857. Séminaire National de Propriano: La recherche régionale des sédiments. Ministère de l'Environnement et du Cadre de Vie, Service Géologique Nationale, 245-252.
- Lang, J., Lucas, G., and Mathieu, R., 1973. Le domaine benthique de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche). *Sciences de la Terre*, 18(1), 21-78.
- Lanier, W.P., Feldman, H.R., and Archer, A.W., 1993. Tidal sedimentation from a fluvial to estuarine transition, Douglas Group, Missourian-Virgillian, Kansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 860-873.
- Larsonneur, C., 1989. La Baie du Mont-Saint-Michel: un modele de sedimentation en zone tempérée. *Bulletin Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 46, 5-64.
- Lautridou, J.P., 1977. Recherches de gelifraction expérimentale sur des faciès variés de l'Avranchin, du Sud-Coutançais et Mortainais. *Bulletin Société Limnologie Normandie*, 105, 57-68.
- LCHF (Laboratoire Central d'Hydraulique de France), 1977. Baie du Mont Saint Michel. Etude de la dynamique sédimentaire. Synthèse générale de l'étude en nature. LCHF documentation, Montpellier, France, 20 pp.
- Lefeuvre, J-C., and Bouchard, V., 2002. From a civil engineering project to an ecological engineering project: An historical perspective from the Mont Saint Michel bay (France). *Ecological Engineering*, 18, 593-606.
- Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., and Larsonneur, C., 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171, 39-59.
- Marchand, Y., 1997. Cartographies sédimentologiques et morphologiques par télédétection de la baie du Mont-Saint-Michel (Ouest de la France). Comparaison de capteurs et de méthodes de segmentation d'images. *Documents BRGM*, 259, 196 pp.
- Marchand, Y., Auffret, J-P., and Deroin, J-P., 1998. Morphodynamics of the Mont-Saint-Michel bay (West France) since 1986 by remote sensing data. *Compte Rendu Academie Science*, 327, 155-159.
- Martin, A.J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedimentary Geology*, 136, 1-5.
- Migniot, C., 1998. Rétablissement du caractère maritime du Mont Saint Michel. Synthèse des connaissances hydro-sédimentaires. *Mission Mont Saint Michel*, 111 pp.
- Miller, D.J., and Eriksson, K.A., 1997. Late Mississippian prodelta rhythmites in the Appalachia Basin: a hierarchical record of tides and climate periodicities. *Journal of Sedimentary Research B*, 67, 653-660.
- Morales, J.A., 1997. Evolution and facies architecture of the mesotidal Guardiana River Delta (SW Spain-Portugal). *Marine Geology*, 138, 127-148.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique de dépôts organiques littoraux. *Memoire Société Géologique Minérologique Bretagne*, 17, 208.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1975. Evolution paléogéographique du Marais de Dol en Bretagne (Ille et Vilaine) durant le Flandrien. *Bulletin Société Géologique Minérologique*, 7(1), 49-51.
- Reading, H.G., 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, 2<sup>nd</sup> Edition. 615 pp.
- Reineck, H. E. 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: *Estuaries*. G. D. Lauff (ed.), American Association of Advanced Science, Washington, 191-206.
- Reineck, H.E., and Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- SVT (Sciences de la Vie et de la Terre) 2002. Terminale S, Nathan, 159 pp.
- Terwindt, J.H.J., 1971. Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. *Geologie Mijnbouw*, 50(3), 515-526.
- Terwindt, J.H.J., and Breusers, H.N.C., 1972. Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, 19, 85-98.
- Thompson, R.W., 1968. Tidal flat sedimentation on the Colorado River Delta, northwestern Gulf of California. *Memoirs Geological Society of America*, 107, 1-133.
- Türkmen, İ., Inceöz, M. ve Kerey, İ.E., 1999. Kırkgöç Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen): gel-git düzlüğü ve fırtınalı şelf kompleksine bir örnek (Elazığ KKB'sı). *Yerbilimleri*, 21, 125-142.
- van Straaten, L.M., 1954. Composition and structure of Recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse Geologie Mededel.* 19, 1-110.
- van Straaten, L.M., 1961. Sedimentation in tidal flat areas. *Journal of Alberta Society Petroleum Geologists*, 9, 203-226.
- Varol, B. ve Kazancı, N., 1983. Üst Kretase yaşlı bir gelgit topluluğunun fasiyes özellikleri (Seben-GD Bolu). *MTA Dergisi*, 101/102, 14-19.
- Weimer, P., Howard, J.D., and Lindsay, D.R., 1982. *Sandstone Depositional Environments*.

- P.A. Scholle and D. Spearing (eds). *Memoirs of American Petroleum Geology*, 31, 191-245.
- Wells, J.T., Adams, C.E.J., Park, Y.A., and Frankenberg, E.W. 1990. Morphology, sedimentology and tidal channel processes on a high-tide-range mudflat, west coast of South Korea. *Marine Geology*, 95, 111-130.
- Williams, G.E., 1989a. Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation. *Journal of Geological Society London*, 146, 97-111.
- Williams, G.E., 1989b. Precambrian tidal sedimentary cycles and the Earth's palaeorotation. *EOS*, 70, 33-41.
- Williams, G.E., 1991. Upper Proterozoic tidal rhythmites, South Australia: sedimentary features, deposition and implications for the Earth's palaeorotation. *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir*, 16, 161-178.
- Yılmaz, İ.Ö., 1999. Taxonomic and paleogeographic approaches to the Dasyclad algae in the Upper Jurassic (Kimmeridgian)-Upper Cretaceous (Cenomanian) peritidal carbonates of the Fele (Yassibel) area (Western Taurides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Science*, 8, 81-102.



## Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgilerinin ağırlıklı ters çözümünden kabuk yapısının belirlenmesi

*Determination of crustal structure from joint inversion of receiver function and surface wave information*

**Özcan ÇAKIR, Murat ERDURAN**

Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 61080, TRABZON

### ÖZ

Uzak-alan alıcı fonksiyon izleri, yeraltının makaslama dalgası hız yapısını ters çözmek için etkin olarak kullanılan bir yöntemdir. Ancak, bu yöntemin çok çözümlülük olarak bilinen önemli bir sorunu vardır. Çok çözümlülüğün yanı sıra, yaygın olarak karşılaşılan 3-boyutlu jeolojik düzensizlikler ise, ters çözüm yapılarında önemli miktarda yanılgılara neden olmakta, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı her iki sorunun çözülmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Bu çalışmada kuramsal yeraltı hız yapılarının yardımıyla, yüzey dalgalarının ne kadar katkı sağlayabileceği araştırılmıştır. Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonu birlikte ters çözmek için oluşturulan ağırlıklı doğrusal denklem sistemi üç önemli parametre içermektedir. Bunlar sırasıyla; etki faktörü, sönüm parametresi ve Gauss parametresidir. Etki faktörü, yüzey dalgasının ağırlığını kontrol etmektedir. Düşük etki faktörü değerlerinde ters çözüm daha çok alıcı fonksiyon tarafına yakındır. Sabit bir sönüm parametresinin yerine, yüksek değerden başlayan ve her bir ardışık adımda kademeli olarak azalan sönüm parametresinin kullanılması çok daha uygun bir yaklaşımdır. Gauss parametresi ise, alıcı fonksiyon izlerini alçak-geçişli bir süzgeçten geçirmektedir. Ters çözüm esnasında bu parametreler arasında doğru bir dengenin oluşturulması gerekmektedir. Söz konusu yöntemin en önemli avantajı, ters çözüm uzayına daha geniş bir açıdan bakılmasını sağlamasıdır.

**Anahtar kelimeler:** Alıcı fonksiyon, kabuk yapısı, ters çözüm ağırlıkları, yüzey dalgası.

### ABSTRACT

*Teleseismic receiver functions are well known method to solve the shear velocity structure beneath a seismic station. However, this method suffers from multiple solution problem. Along with the multiple solution 3-D scatterers beneath the station complicate the problem to the extent that no reasonable solution can be obtained. Surface waves, however, provide valuable source of information to remedy the problem greatly. In this study theoretical models were employed to investigate the case of surface wave contribution. The weighted linear equation system set up for joint inversion of surface waves and receiver functions includes three decisive parameters; i.e. influence factor, damping parameter and Gaussian parameter. The influence factor is used to control the amount of surface wave contribution to the inversion results. A low  $p$  value mean low contribution from surface waves. A damping parameter starting with some large value and then gradually decreasing in iteration proved to be more effective than the one applied constantly for the whole range of iterations. Gaussian parameter acts to low-pass filter the receiver function signals. It is necessary to make a correct equilibrium among these parameters during the inversion. The method provides tools for searching the model space in a broader sense.*

**Key words:** Receiver function, crustal structure, inversion weights, surface waves.

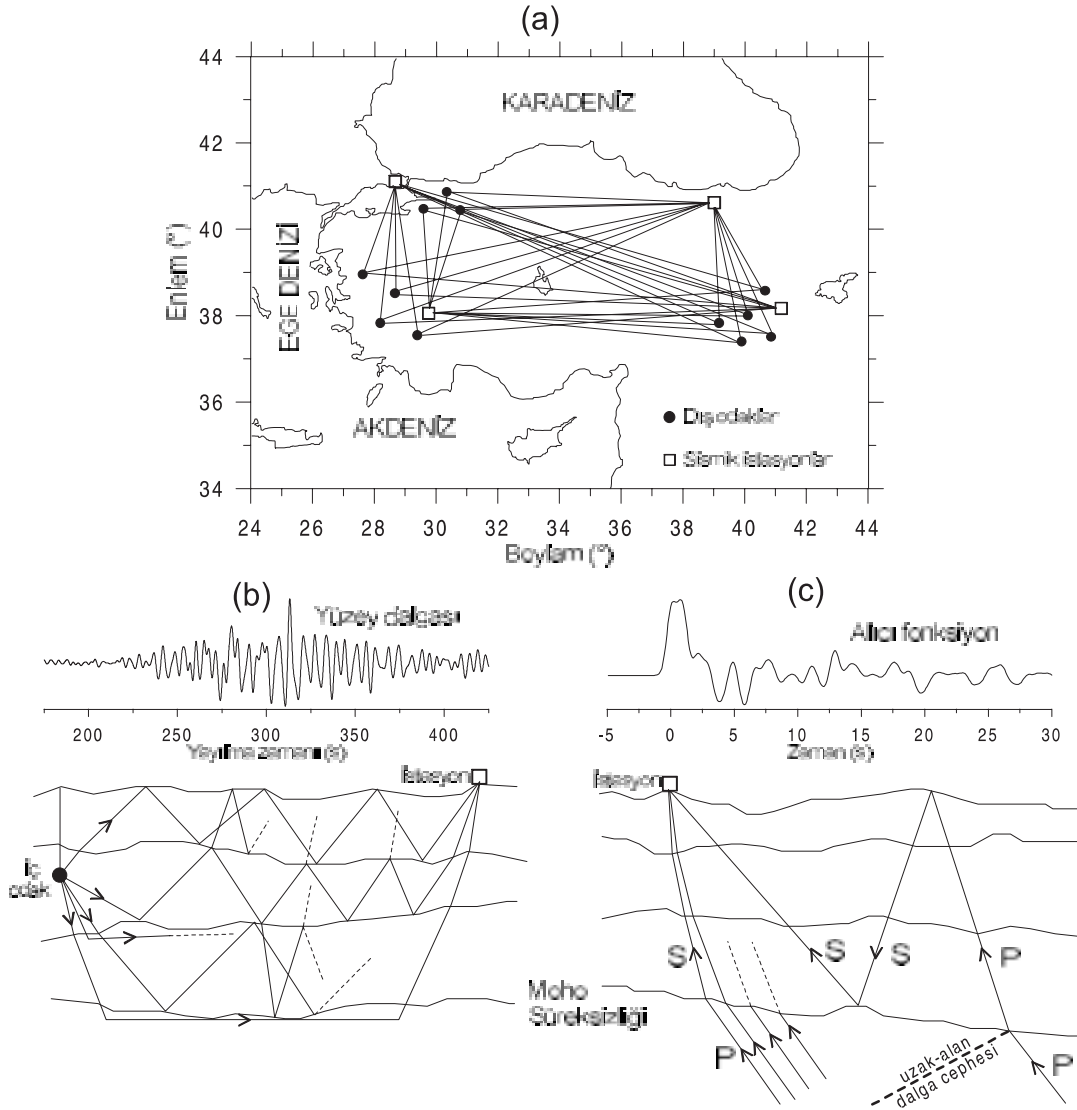
## GİRİŞ

Düzlem dalgalarından oluşan uzak-alan ( $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ ) alıcı fonksiyon izleri, dalga yayılım ortasının öncelikle makaslama dalgası (S) hız yapısına duyarlıdır ve araştırmacılar tarafından günümüze değin yeraltı jeolojisinin makaslama dalgası hız yapısını saptamak için yaygın olarak kullanılmıştır (Owens vd., 1987; Gurrola vd., 1994; Sheehan vd., 1995; Peng ve Humphreys, 1997; Mangino vd., 1999; Darbyshire vd., 2000). Yeraltı hız yapısının çözümü aşamasında, tek düze ve paralel veya az eğimli tabakalardan oluşan kuramsal hız yapıları gerçek hız-derinlik dağılımını temsil etmek için kullanılabilir. Alıcı fonksiyon izleri sınırlı miktarda ışın parametresi içermektedir. Bu nedenle, dalga şekli daha çok yeraltı hız süreksizlikleri ve ortam içindeki yayılma zamanıyla ilişkilidir. Ayrıca, ışın parametresinin sınırlı olması nedeniyle, alıcı fonksiyonların ortalama hız yapısına olan duyarlılığı azalmakta ve böylece istenmeyen çok çözümlülük sorunu ortaya çıkmaktadır (Ammon vd., 1990). Hız-derinlik ödünleşmesi olarak bilinen çok çözümlülük sorunu, farklı ortalama hız yapıları kullanılarak Erduran ve Çakır (2001) ve Erduran (2002) tarafından irdelenmiştir. Yanal düzensizlik ve gelişigüzel sismik gürültüler ters çözümdeki hata olasılığını yükseltmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Karşılaşılan sorunları azaltmak için farklı istatistiksel yaklaşımlar denemiştir. Örneğin Sandvol vd. (1998) çözüm uzayını tarama yöntemi, Julia vd. (1998) Monte Carlo yöntemi, Sambridge (1999) çözüm uzayında komşuluk yöntemi ve Clitheroe vd. (2000) bağışık yöntemi denemiş araştırmacılarıdır. Bu yöntemlerin yanı sıra, yaygın olarak kullanılan, sönümlü en küçük kareler ters çözüm yöntemi vardır ve bu yöntemde tabakalar arasındaki hız farklılıkları bir pürüzsüzlük parametresi ile kontrol edilmektedir (Owens vd., 1984; Ammon vd., 1990; Ammon ve Zandt, 1993; Zhang ve Langston, 1995). Bu çalışmada ise, sönümlü en küçük kareler ters çözüm yönteminden yararlanılmıştır.

Alıcı fonksiyon ters çözüm işleminin başlangıç yapısının seçimine çok duyarlı olduğu Erduran ve Çakır (2001) tarafından verilmiştir. Bu nedenle, çözüm esnasında başlangıç yapısının ortalama hızının doğru seçilmesi ön koşulu bulunmaktadır. Söz konusu ön koşulu her zaman sağlama olanağı yoktur. Bu sakıncanın, alıcı fonksiyon

ve yüzey dalgası dispersiyon bilgisinin birlikte yorumuyla giderilebileceği önerilmiştir (Last vd., 1997; Özalaybey vd., 1997; Du ve Foulger, 1999; Julia vd., 2000; Zhou vd., 2000). Yüzey dalgası dispersiyonu yeraltının çoğunlukla uzun dalga boylu S dalgası hızlarına duyarlıdır, fakat ara yüzeylerdeki hız süreksizliklerine fazla duyarlı değildir (Özalaybey vd., 1997; Çakır vd., 2000; Julia vd., 2000). En küçük kareler ters çözüm yöntemi yüzey dalgası kayıtlarına başarıyla uygulanmakta olup, yöntemine ait bilgiler diğer çalışmalarda ayrıntılı olarak verilmiştir (örneğin; Erduran ve Çakır, 2001; Erduran vd., 2001). Yapılan incelemelerden, yüzey dalgası ters çözümünün başlangıç yapısının seçimine bağımlı olmadığı ve yeraltı hız yapısını ortalama olarak çözdüğü görülmüştür (Erduran ve Çakır, 2001). Buradan anlaşılacağı üzere; yüzey dalgası dispersiyonu alıcı fonksiyonun içermediği ortalama hız bilgisini ve alıcı fonksiyon ise, yüzey dalgası dispersiyonunun içermediği hız süreksizlikleri bilgisini içermektedir. Diğer bir deyişle, bu iki sismik veri kaynağı birbirlerinin eksiklerini tamamlamaktadır.

Yüzey dalgası dispersiyonu, deprem kaynağı ile sismik istasyon arasındaki yöreğe bağlıdır. Buna karşın; alıcı fonksiyon ise, istasyon altındaki yerel yapıyı örneklemektedir. Alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası bilgisini etkin olarak bir araya getirmek için, her iki veri grubunun örneklemediği bölgenin yanal uzanımının birbirine benzer olması gerekir (Julia vd., 2000). Ancak, böyle bir benzerliği her zaman sağlama olanağı olmayabilir. Benzerliğin tam olmadığı durumlarda, matematiksel ağırlıklar yardımıyla, her iki veri grubunu birlikte çözme olanağı vardır. Bu çalışmada, böyle bir olasılığın yanıtı kuramsal yeraltı hız yapıları ve ters çözüm hesapları kullanılarak araştırılmıştır. Şekil 1'de, araştırılan problemin grafiksel bir senaryosu Anadolu plakası üzerinde örnek olarak düzenlenmiştir. Şekil 1a'da, sismik istasyonlar (kareler), deprem dış odakları (içi dolu daireler) ve gözlemsel yüzey dalgasının olası istasyon-odak hatları (düz çizgiler) Türkiye haritası üzerinde gösterilmektedir (örneğin; Mokhtar ve Al-Saeed, 1994). Şekil 1b'de, herhangi bir istasyon-odak hattı için, yüzey dalgalarını oluşturan olası ışın yörüngelerinin kabuksal yapı içindeki örnek dağılımı ve ayrıca örnek bir sismik kayıt verilmiştir. Benzer olarak, Şekil 1c'de, herhangi bir istasyonda alıcı



Şekil 1. (a) Basitleştirilmiş Türkiye haritası üzerinde olası bölgesel yüzey dalgası ışın hatları, (b) yüzey dalgasının olası ışın yörüngeleri ve (c) alıcı fonksiyonun olası ışın yörüngeleri.

Figure 1. (a) Some possible propagation directions of regional surface waves on the simplified map of Turkey, (b) some possible raypath diagrams of surface waves, and (c) some possible raypath diagrams of receiver functions.

fonksiyonları oluşturan olası ışın yörüngeleri ve örnek bir alıcı fonksiyon izi görülmektedir.

Şekil 1a'da gösterildiği gibi, her bir sismik istasyon (kareler) için kabuk yapısını ters çözme olanağı vardır. Yerel anlamda, her bir istasyonun altındaki kabuk hız yapısı bölgesel ortalamadan az veya çok fiziksel farklılık gösterebilir. Ayrıca, istasyon-odak hatlarının geçtiği bölgelerdeki yerel jeolojik farklılıklar yüzey dalgası dispersiyon

eğrilerinde belli oranda saçılmalara neden olacaktır. Böyle bir durum, yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında, bazı belirsizlikler yaratmakta ve pek çok yüzey dalgası dispersiyon verisinin göz ardı edilmesine neden olmaktadır. Hem alıcı fonksiyon, hem de yüzey dalgası verisini olabildiğince göz ardı etmeden, bu çalışmada tartışılan ters çözüm yöntemi bölgesel jeodinamik çalışmaların yapılabilmesi için uygun bir alternatif olarak görünmektedir.

## AĞIRLIKLI TERS ÇÖZÜM KURAMI

Yapay alıcı fonksiyon, sabit bir ışın parametresiyle, sismik istasyona düşeye yakın gelen düzlemsel uzak-alan P dalgalarının kabuksal tepkisinden hesaplanmaktadır (Ammon, 1991). Alıcı fonksiyonun doğrusal olmayan kuramsal ifadesi, yansıma yönteminden uyarlanmıştır (Kennet, 1983; Müller, 1985). Alıcı fonksiyon kuramı, Langston (1979) ile Erduran ve Çakır (2001) tarafından verilmiş olup, burada bahsedilmemiştir. Aşağıda verilen ters çözüm kuramı kullanılarak, alıcı fonksiyon izleri ve yüzey dalgası dispersiyon eğrileri birlikte çözülmüştür. Böyle bir ters çözüm yöntemi için düzenlenen doğrusallaştırılmış eşitlikler sistemi Eşitlik 1'deki gibi ifade edilebilir (Ammon vd., 1990; Julia vd., 2000). Eşitlik 1'de verilen sistem alışıla gelmiş benzer bir sistemden (örneğin, Erduran ve Çakır, 2001) daha uygundur. Çünkü içerdiği ağırlık çarpanlarının sayesinde alıcı fonksiyon yada yüzey dalgasına gerektiği kadar ağırlık verilebilmektedir.

$$\begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ \gamma \Delta \end{bmatrix} m \approx \begin{bmatrix} \kappa r \\ \lambda S \\ 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \kappa R \\ \lambda S \\ 0 \end{bmatrix} m_0 \quad (1)$$

Burada;  $N \times M$  boyutlu  $R$  dizini, makaslama dalgası hızlarına göre alıcı fonksiyonun kısmi türevlerini içermektedir. Sismik tabakaların sayısı  $M$  ve ters çözümde kullanılan gözlemsel alıcı fonksiyon frekanslarının sayısı ise,  $N$  ile gösterilmiştir. Alıcı fonksiyonun kısmi türevleri yeraltının frekans ortamındaki bütün karmaşık tepkisi dikkate alınarak hesaplanmıştır (Erduran ve Çakır, 2001).  $K \times M$  boyutlu  $S$  dizini dispersiyonun kısmi türevlerini tanımlamaktadır.  $K$  ise, yüzey dalgası periyotlarının sayısını göstermektedir.  $\Delta$  dizini ters çözüm hızları ( $m$ ) arasındaki farklılığı sınırlayan pürüzsüzlük dizinidir. Gözlemlere olan yaklaşım ile ters çözüm yapısının pürüzsüzlüğü arasındaki ödünleşme ise, negatif olmayan sönüm parametresi ( $\gamma \geq 0$ ) tarafından kontrol edilmektedir. Eşitlik 1'deki doğrusal sistem matematiksel olarak aşırı boyutludur ve  $m_0$  başlangıç yapısı kullanılarak en küçük kareler yöntemiyle çözülebilir. Gözlemsel ile kuramsal alıcı fonksiyon spektral genlikleri arasındaki fark  $r$  diziniyle ve gözlemsel ile kuramsal dispersiyon eğrileri arasındaki fark ise,  $s$  diziniyle temsil edilmiştir.  $r$  ve  $s$  dizinleri,  $L_2$  normu kullanılarak, ar-

dışık adımlarla küçültülmektedir. Eşitlik 1'deki büyük koyu harfler iki boyutlu dizinleri, küçük koyu harfler bir boyutlu dizinleri ve diğer karakterler ise boyutsuz değerleri göstermektedir.

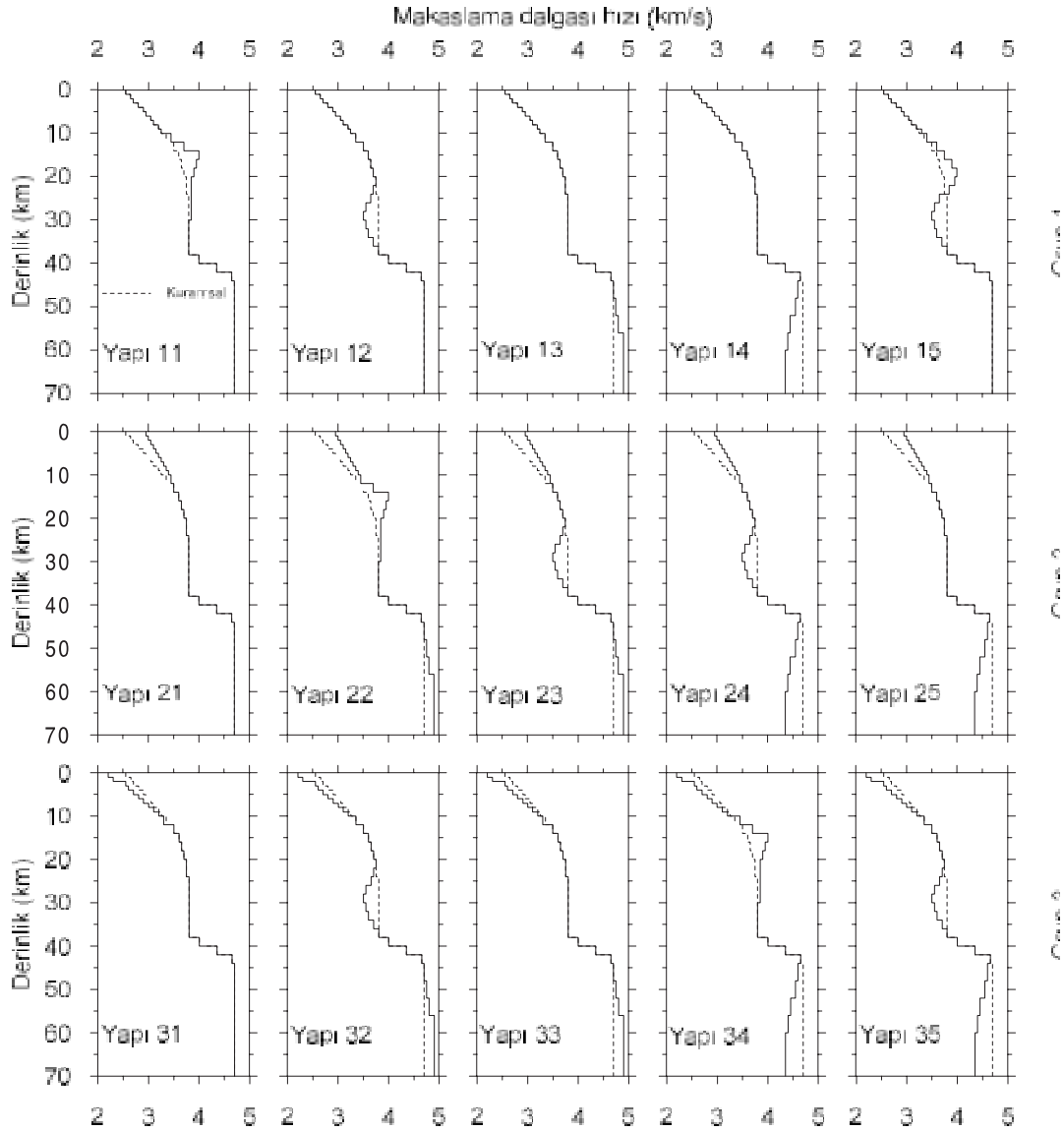
Eşitlik 1'deki sistem aşağıda tanımlanan ağırlık faktörleri ile çarpılmıştır.

$$\lambda^2 = \frac{p}{K \bar{\sigma}_s^2} \quad (2a)$$

$$\kappa^2 = \frac{1-p}{N \bar{\sigma}_r^2} \quad (2b)$$

Burada;  $\bar{\sigma}_r^2$  ve  $\bar{\sigma}_s^2$  sırasıyla, alıcı fonksiyon ve yüzey dalgası dispersiyon eğrisi için ortalama değişebilirlik (varyans) değerleridir. Eşitlik 2a ve 2b'deki ağırlık faktörleri ( $\lambda$  ve  $\kappa$ ), ters çözüme katılan her iki veri grubunun katkısını dengelemek için kullanılan parametrelerdir. Bu parametrelerde,  $K$  ve  $N$  veri sayılarını kontrol etmekte ve  $\bar{\sigma}_r^2$  ile  $\bar{\sigma}_s^2$  ise, varyansları farklı fiziksel birimlerin etkisini eşitlemektedir. Ağırlık tanımlarındaki etki faktörü ( $0 \leq p \leq 1$ ) ise, her bir veri grubunun göreceli etkileri arasındaki ödünleşmeyi sağlamaktadır; örneğin,  $p=0$ 'da dispersiyonun etkisi sıfırdır,  $p=1$ 'de alıcı fonksiyonun etkisi sıfırdır ve  $p=0.5$ 'de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgası eşit etkiye sahiptir. Ters çözülen yeraltı yapısının ve mevcut verinin özelliklerine bağlı olarak, değişik  $p$  değerlerinde çözüm yapılabilir ve bunların arasından uygun  $p$  değeri (örneğin,  $p=0.25$ ) seçilebilir. Yukarıda verilen ağırlıklı çözüm yöntemi ilk olarak Julia vd. (2000) tarafından tanımlanmıştır. Çalışmanın bundan sonraki bölümünde, kuramsal yeraltı hız yapılarının yardımıyla, yöntemin gözlemsel verilere uygulanması esnasında karşılaşılabilecek sorunlar irdelenmiştir.

Alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü için 16 adet kuramsal kabuk hız yapısından yararlanılmıştır. Gerçek yeraltı hız yapısını temsil ettiği düşünülen bu hız yapıları Şekil 2'de 3 grup halinde verilmiştir. Sismik istasyonun altındaki kabuk hız yapısı kesikli çizgi ile gösterilmiştir. İstasyonun etrafında olduğu düşünülen farklı kabuksal hız yapıları ise, her bir karede düz çizgi ile verilmiştir. İstasyonun altı ile istasyonu kuşatan bölgenin altındaki kabuk hız



Şekil 2. Ağırlıklı ters çözümde kullanılan kuramsal kabuk hız yapıları.

Figure 2. Theoretical crustal velocity structures used in the joint inversion.

yapıları birbirinden belli oranda farklı olabilir. Bu farklılık, özellikle üst ve alt kabukta ve aynı zamanda kabuk altı derinliklerde belirgindir. Tortulaşmanın içeriğine ve kalınlığına bağlı olarak, üst kabuktaki sismik hızlar bölgesel farklılık gösterebilir. Bu olası farklılık ilk 10 km'deki sismik hızların dağılımı ile temsil edilmiştir (bkz. Şekil 2). Benzer şekilde, alt kabuktaki (20-30 km civarında) sismik hızlar bölgeden bölgeye farklılık gösterebilir. Bu farklılığı temsil etmek için Şekil 2'de gösterilen alt kabuk hız değişimleri düşünülmüştür. Tektonik durağanlık veya manto yükselimi, en üst mantodaki sismik hızların bölge-

den bölgeye değişimine neden olabilir. Şekil 2'deki yüksek üst manto hızları tektonik durağanlığı ve düşük sismik hızlar ise, manto yükselimi temsil edecek şekilde düzenlenmiştir. Her bir gruptaki kabuk hız yapısı için kuramsal yüzey dalgası dispersiyon eğrileri üretilmiş ve bu eğriler istasyonun altındaki kabuk yapısını çözmek için alıcı fonksiyon izleriyle birlikte kullanılmıştır. Şekil 2'de verilen sismik yapılardaki hız farklılığı %5 civarındadır ve bu farklılığın, Eşitlik 1'deki sistem çözülürken, ne tür etkiler yaratacağı araştırılacaktır.

Love yüzey dalgaları yeraltının sadece S dalgası hız yapısına, buna karşın Rayleigh yüzey dalgaları, alıcı fonksiyonda olduğu gibi, yeraltının P ve S hız yapısına duyarlıdır. Rayleigh dalgaları, bu özelliklerinden dolayı, alıcı fonksiyonlar ile birlikte yeraltı hız yapısını ters çözmek için uygun bir araçtır. Bununla birlikte, yayılım ortamının fiziksel özelliklerine bağlı olarak sismik dalgalar yön bağımlılık (anizotropi) şeklinde adlandırılan bir özellik daha gösterirler. Son zamanlarda yapılan çalışmalar (örneğin; Levin ve Park, 1997; Frederiksen ve Bostock, 2000) sonucunda, kabuksal hız yapısındaki yön bağımlılığın alıcı fonksiyonlar ile araştırılabileceği ortaya çıkmıştır. Bu nedenle; yüzey dalgaları ile alıcı fonksiyonların birlikte ters çözümü esnasında, Rayleigh yüzey dalgalarının yanı sıra, Love yüzey dalgalarının kullanımı önemli katkı sağlamaktadır. Dispersiyon eğrilerinin ters çözümünde, Tarrantola (1987) tarafından önerilen ardışık en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Eşitlik 1'deki dispersiyona ait kısmi türevler ise, Takeuchi ve Saito (1972)'dan alınmıştır.

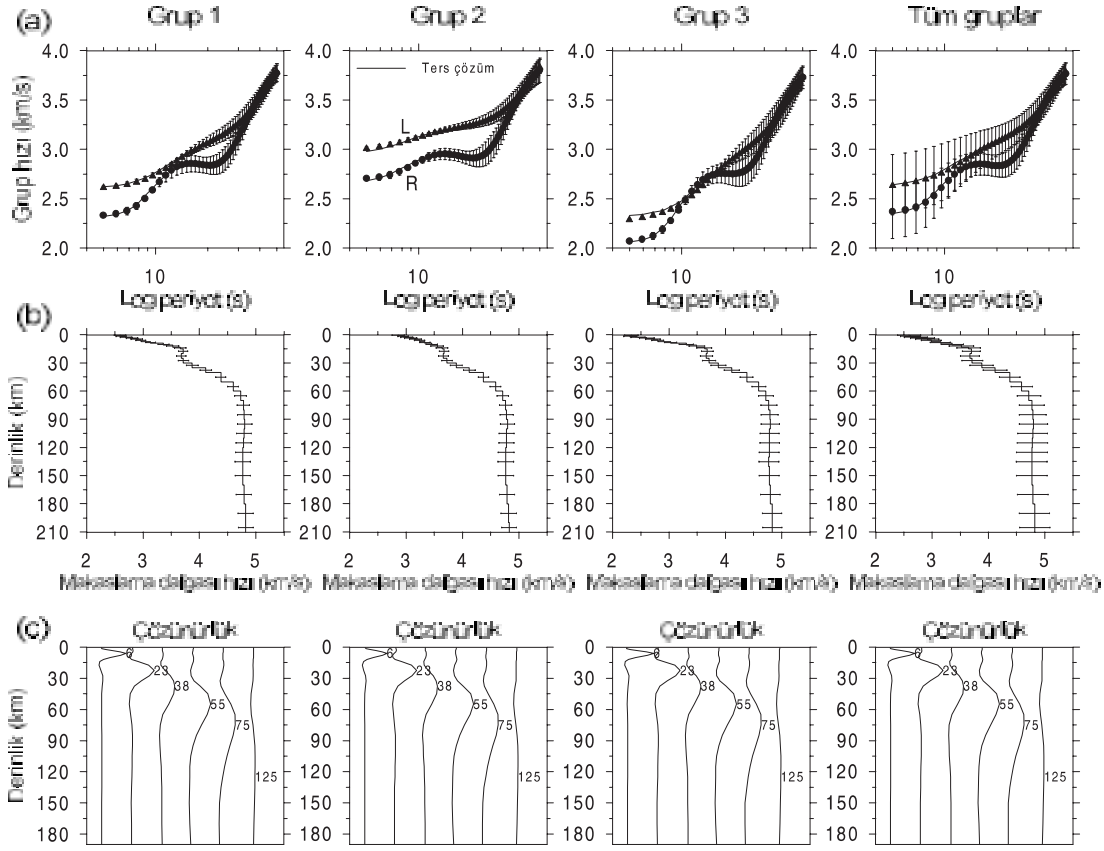
Yüzey dalgaları için hesaplanan standart sapmalar, periyot bağımlı güvenilirlik veya yanılma aralıklarının yardımıyla, Şekil 1'deki her bir grup için Şekil 3a'da düşey çubuklar ile gösterilmiştir. Yanal 3-boyutlu yapısal düzensizlikler, kabuk kalınlığının değişimi ve yerel hız anomalileri gibi etkiler dispersiyonun ortalama etrafında belli bir standart sapma ile dağılmasına neden olur. Güvenirlik aralığının genişliği grubun içindeki hız derinlik dağılımının şiddeti ile orantılıdır. Şekil 3a'daki dispersiyon eğrileri Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı eğrilerini yansıtmaktadır. Güvenirlik aralıklarını belirlemek için, her bir grubun içindeki hız yapısına ait, kuramsal grup hızı eğrileri hesaplanmış ve bu eğrilerin toplamından ortalama ve standart sapma saptanmıştır. Grup 1 ve 2'deki ortalama standart sapma 0.07 km/s, grup 3'deki standart sapma 0.09 km/s ve tüm gruplar için elde edilen ise, 0.14 km/s'dir. Yüzeğe yakın sismik hızların bir gruptan diğerine aşırı değişim göstermesi nedeniyle, özellikle düşük periyotlardaki standart sapmalar yüksek çıkmıştır (bkz. Şekil 3a'da sağ üst kare).

Yukarıda sözü edilen dispersiyon eğrilerindeki sapmaların doğal bir sonucu olarak, yüzey dalgasından elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda sapmalar içermektedir. Bunun ku-

ramsal örnekleri Şekil 3b'de verilmiş olup, bu şekildeki yatay çubuklar ile temsil edilen güvenilirlik aralıkları her bir tabakadaki ters çözüm sismik hızlarının  $\pm 1$  standart sapmalarını göstermektedir. Genel olarak sapmanın miktarı derinlikle artış göstermektedir. Yüzey dalgaları düşey yönde duran ve yatay yönde yayılan normal modlardan oluşurlar (Chen, 1993). Duran dalgaların nüfuz derinliği periyotla artar ve normal mod genlikleri ise, üstel olarak derinlikle azalır. Bu üstel azalım nedeniyle, ters çözüm sismik hızları derinlikle artan belirsizlikler gösterirler. Alıcı fonksiyonların ortalama standart sapması ( $\sigma_p$ ) pek çok izin yığılması ile hesaplanabilir (Owens vd., 1984). Bu çalışmada, gerçek alıcı fonksiyonların yerine, kuramsal alıcı fonksiyonlar kullanılmış ve standart sapma için 0.02 tipik değeri alınmıştır.

Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte çözümü esnasında yanıtlanması gereken diğer bir soru ise, kullanılması gereken en büyük yüzey dalgası periyodunun hangi değerinde seçilmesi gerektiğidir. Öncelikle, yüzey dalgalarının olabildiğince derin yeraltı yapısını örneklemesi gerekir. Bunu yapabilmeyen tek yolu ise, deprem odağı ile istasyon arasındaki uzaklığın olabildiğince büyük alınabilmesidir. Böylece, büyük dalga boylu veya büyük periyotlu yüzey dalgaları oluşarak derin yeraltı yapılarının örneklenmesi sağlanılmaktadır. Ancak, istasyon-odak uzaklığının büyük seçilmesi alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının örneklediği bölgelerin birbirinden gittikçe artan miktarda farklılık göstermesine neden olabilir. Böyle bir olasılığı engellemek için istasyon-odak uzaklığına bir sınırlama getirmek gerekir. Bu sorunun yanıtı soruna ters yönden yaklaşarak daha kolay bulunabilir. Alıcı fonksiyon yeraltında yaklaşık 70 km derinliği uygun bir şekilde örneklemektedir (Julia vd., 1998; Du ve Foulger, 2001). Yüzey dalgasının da, bu derinliğe uygun bir en büyük periyot veya odak uzaklığını içermesi gerekmektedir.

Şekil 3c'de verilen yüzey dalgası çözünürlük eğrileri en büyük periyot sorusunun yanıtını içermektedir. Çözünürlük eğrileri üzerindeki rakamlar çözünürlük derinliklerini (km) göstermekte olup, eğrilerin bu derinlikler etrafında küçük veya büyük dağılım göstermesi çözünürlüğün duyarlı veya duyarsız olmasıyla orantılıdır. Örneğin, 23 km'deki çözünürlük 55 km'deki çözünürlükten daha yüksektir, çünkü çözünürlük eğrisinin 23 km'deki dağılımı 55 km'deki dağılımından



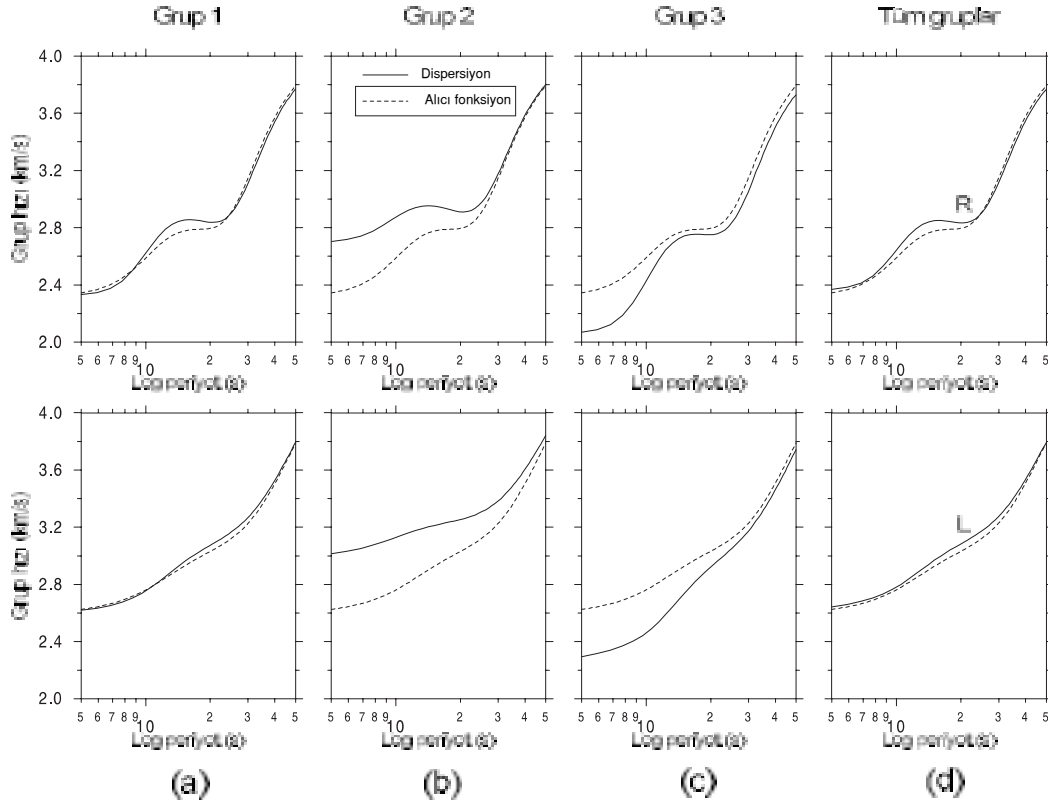
Şekil 3. (a) Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızı standart sapmaları, (b) grup hızı standart sapmalarının ters çözüm hızlarına yansımaları ve (c) çözünürlük eğrileri.

Figure 3. (a) Group velocities of Rayleigh (R) and Love (L) surface waves within one standard deviation, (b) the effect of group velocity standard deviations to inversion results, and (c) surface wave resolving kernels.

daha düşüktür. Ayrıca, eğrilerin en büyük pik yaptığı derinlik seviyelerinin düşey eksendeki derinlik (km) değerleriyle çakışması gerekir. Bütün çözünürlük eğrilerinden görüleceği üzere, çözünürlüğün en uygun maksimum derinliği 75 km civarındadır ve bu derinliğin altında ise (örneğin 125 km), çözünürlük eğrileri giderek belirleyici özelliklerini yitirmektedir. Yüzey dalgalarının 75 km'lik çözünürlük derinliği, Şekil 3a'da gösterildiği gibi, en büyük periyodu 50 s civarında olan dispersiyon eğrilerinden elde edilmiştir. Deneme amacıyla yapılan pek çok yapay sismogram hesabından sonra, 50 s'lik en büyük yüzey dalgası periyoduna yaklaşık 600 km ve daha yüksek istasyon-odak uzaklıkları ile kolayca erişilebildiği görülmüştür.

Eşitlik 1'deki sistemin çözümü esnasında yüzey dalgalarının dispersiyon eğrileri bilgisinden yararlanılmaktadır. Dolayısıyla söz konusu yapısal

farklılıkların dispersiyon eğrileri üzerinde nasıl görüldüklerinin tartışılması gerekmektedir. Bu amaçla, Şekil 4'deki Rayleigh ve Love grup hızı eğrileri düzenlenmiştir. Şekil 4'de ilk olarak göze çarpan nokta ise, yapısal farklılıkların dispersiyon eğrilerine bire bir yansımadağıdır. Örneğin, grup 1'deki kabuk hız yapıları tek başlarına istasyon altındaki kabuk hız yapısından önemli farklılıklar sergilemektedir. Buna karşın, grup 1'deki hız-derinlik yapılarını temsil eden ortalama dispersiyon eğrisi istasyonun dispersiyon eğrisinden çok fazla farklı değildir (bknz. Şekil 4a). Benzer durum, tüm grupları temsil eden ortalama dispersiyon eğrileri için de geçerlidir (Şekil 4d). Başka bir deyişle; istasyona yakın bir tek jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının yerine, istasyonu çevreleyen bir çok jeolojik bölgeyi örnekleyen yüzey dalgalarının kullanılması ve aynı zamanda bunlardan ortalama bir dispersiyon verisi üretilmesi daha avantajlı görünmek-



Şekil 4. Sismik istasyon ile civardaki kabuk yapılarının dispersiyon eğrileri arasındaki fark.

Figure 4. Group velocity difference between velocity structures beneath seismic station and the one surrounding the station.

tedir. Gerçek sismik verilere yapılan uygulamalarda bu yaklaşımı sağlamanın basit ve kolay bir yolu bulunmaktadır. Öte yandan, Grup 2 ve Grup 3'deki dispersiyon eğrilerinden görüleceği üzere (Şekil 4b ve c), bu yaklaşım her zaman geçerli olmayabilir. Bu gruplarda, özellikle yüze yakın ortalama sismik hızların istasyon altındaki hızlardan önemli miktarda sapması nedeniyle, düşük periyotlu grup hızları 0.3 km/s'ye varan bir yanılğı içermektedir. Söz konusu yanılğının ne kadar etkili olduğu, ileride tartışılacak ters çözüm sonuçlarında daha iyi gösterilecektir.

Çalışmanın bundan önceki kısımlarında özellikle yüzey dalgalarına önem verilmiş ve yüzey dalgası verisini oluştururken karşılaşılabilecek sorunlara değinilmiştir. Bundan sonraki kısımlarda ise, Eşitlik 1'de verilen sistemin ters çözümü esnasında çıkabilecek sorunlara değinilecektir. Eşitlik 1'de dikkat edilmesi gereken 3 parametre vardır. Bunlar; alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının çözümdeki etkilerini dengeleyen etki faktörü ( $p$ ), tabakalar arası hız farklılıklarını

kontrol eden sönüm parametresi ( $\gamma$ ) ve alıcı fonksiyonun spektral bandını sınırlayan Gauss parametresi ( $a$ )'dır. Bu 3 parametre Eşitlik 1'in çözümünde aynı anda kullanılmakta ve aralarında doğru bir dengenin oluşturulması gerekmektedir.

Eşitlik 1'deki sistem aslında doğrusal olmayan bir sistemin, Taylor seri açılımının yardımıyla doğrusallaştırılmış bir halidir. Sözü edilen doğrusallaştırma işleminin amacı ise, aslında doğrusal olmayan bir işlemi daha kolay ve hızlı bir şekilde çözmektir. Bu şekilde bir yöntem izlemenin başka bir nedeni ise, bilgisayarda sayısal hesap olanaklarının kısıtlı olmasıdır. Doğrusallaştırma işlemi, çözüme pek çok küçük ve ardışık adımlarla yaklaşma olanağı vermektedir. Böyle bir işlemde atılan küçük adımların doğru yönden sapmasını engellemek bu çalışmanın esas konusudur.

İlk olarak, sönüm parametresi  $\gamma$ 'nın nasıl seçilmesi gerektiğine değinilmiştir. Eşitlik 1'de veri-

len sistem tam tanımlı, başka bir deyişle, yüzey dalgaları ortalama hızın yanı sıra hız süreksizliklerine ve alıcı fonksiyonda hız süreksizliklerinin yanı sıra, ortalama hıza duyarlı olsaydı, kuramsal olarak sönüm parametresine gerek kalmayacaktı ( $\gamma = 0$ ). Sözü edilen fiziksel veri eksiklikleri nedeniyle, çözüm uzayında yerel boşluklar oluşmakta ve ardışık adımlarla yaklaşan çözüm dizini ( $m$ ) çoğu zaman bu boşluklarda kalmaktadır. Sönüm parametresinin sıfırdan büyük ( $\gamma > 0$ ) seçilmesi bu boşluklardan sakınılmasına yardımcı olmaktadır. Bu durumda, sönüm parametresinin ne kadar büyük seçileceği gibi başka bir sorun ortaya çıkmaktadır. Pek çok deneme yanılma hesaplarından sonra, sönüm parametresine önce büyük değerlerden başlanması ve daha sonra aşamalı olarak küçültülmesi, geçerli bir yaklaşım olarak düşünülmüştür. Örneğin, toplam 12 ardışık adımdan oluşan ve her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresini 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde azaltan yaklaşım bu çalışmada benimsenmiştir. Sözü edilen kademeli sönüm parametresinin yerine, ilk anda sönüm parametresini sıfır alarak başlamak çoğu zaman yanlış sonuçlar doğurmuş olup, en büyük sönüm parametresi değeri 10 olarak alınmıştır. Bunun yerine 50 veya 100 değerleri de alınabilir, ancak böyle bir seçim ardışık adımların sayısını gereksiz olarak arttırmaktadır. En küçük sönüm parametresi sıfır olarak alınmıştır. Ancak, bundan sonraki hesaplamalarda değinileceği üzere, etki faktörünün ( $p$ ) artmasıyla sıfırdan büyük (örneğin,  $\gamma = 0.5$ ) sönüm değerleri gerekli olmaktadır.

### KURAMSAL TERS ÇÖZÜM ÖRNEKLERİ

Gerçek alıcı fonksiyon izlerinin ters çözümünde, Gauss parametresi olarak, genellikle 1 ile 5 arasında değişen "a" değerleri kullanılır (örneğin; Owens vd., 1984; Owens 1987; Clitheroe vd., 2000; Darbyshire vd., 2000). Gauss parametresi, alçak geçişli bir süzgeç gibi davranarak, alıcı fonksiyon spektral genliklerini bastırma işlevini üstlenmiştir. Bunun amacı, gelişmiş güzel jeolojik düzensizliklerden kaynaklanan ve kuramsal olarak ters çözülemeyen yüksek frekanslı alıcı fonksiyon spektral genliklerinin geçişini engellemektir. Örneğin,  $a=1$  Gauss parametresi değeri, sinyalde yaklaşık 0.5 Hz'den büyük spektral genlikleri bastırırken,  $a=5$  ise, yaklaşık 2.5 Hz'den büyük spektral genlikleri bastırabilmektedir. Başka bir deyişle, Gauss filtresinin geçiş

bandının yüksek frekans sınırı yaklaşık  $a/2$  Hz civarındadır. Tek bir Gauss parametresinin yerine, aynı anda birden fazlasının kullanılması çoğu zaman gerekli olabilir. Eğer gürültünün miktarı az ise,  $a=5$  çözümünün sağladığı yüksek çözünürlüğün avantajı kullanılabilir. Gauss parametresinin yüksek değerleri özellikle Moho süreksizliğindeki hız artışını daha duyarlı örneklememizi sağlamaktadır. Bu çalışmada, uygulamadaki Gauss parametrelerinin ortasını temsil eden  $a=2$  ve  $a=3$  değerleri kullanılacaktır. Bu şekildeki Gauss parametresi değerleri yeraltının yaklaşık 1-2 km kalınlıklı ince yatay tabakalarının çözümlenmesini sağlar (bknz; Cassidy, 1992; Cassidy, 1995).

Çalışmanın daha önceki bölümlerinde sözü edildiği gibi, tek bir etki faktörü  $p$ 'nin yerine birden fazlasının kullanımı daha uygundur, çünkü  $p$ 'nin çözüme olan etkisi görecelidir. Herhangi bir jeolojik bölgedeki kabuksal yapıyı ters çözerken kullanılacak uygun  $p$  değeri 0.25 ve başka bir jeolojik bölge için ise, uygun  $p$  değeri 0.5 olabilir. Söz konusu sorunun çözümüne ışık tutabilmek için dört farklı  $p$  değeri kullanılmıştır ( $p=0.1, 0.25, 0.5$  ve  $0.75$ ). Etki faktörü  $p$ 'nin değeri arttıkça yüzey dalgasının çözüme olan katkısı artmakta ve diğer taraftan alıcı fonksiyonun katkısı azalmaktadır. Bundan sonraki beş gösterimde (Şekil 5-9),  $\gamma$ 'nın son kademede kullanılan değeri yansıtılmıştır. Eşitlik 1'in çözümünde gerekli olan başlangıç hız yapısı ( $m_0$ ) için, S hızı 3.5 km/s olan yarı-sonsuz bir ortam düşünülmüştür. P dalga hızları ( $\alpha$ ), Poisson oranı 0.25 olmak üzere, S dalga hızlarından ( $\beta$ ) aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanmıştır.

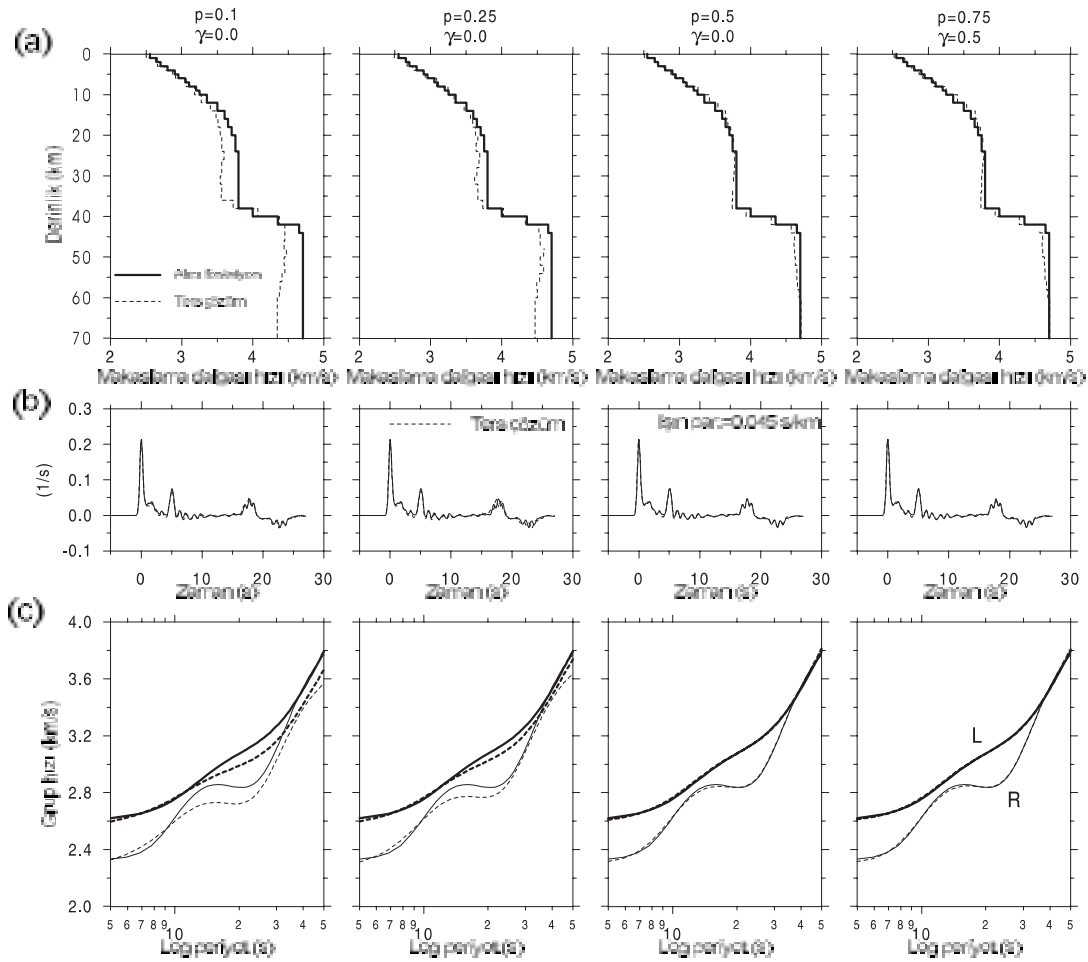
$$\alpha = \sqrt{3}\beta \quad (3)$$

Yoğunlukları ( $\rho$ ) hesaplamak için ise, P dalga hızlarını kullanan Eşitlik 4'den yararlanılmıştır (Ammon vd., 1990).

$$\rho = 0.32\alpha + 0.77 \quad (4)$$

Ayrıca, ışınsal bileşen alıcı fonksiyon izlerinin ( $a=3$ ) Şekil 2'de kesikli ince çizgi ile verilen kuramsal yapıyı, 0.045 s/km değerindeki ışın parametresiyle örneklediği düşünülmüştür.

Yüzey dalgası ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünü içeren ilk hesaplar Şekil 5'de verilmiştir. Yüzey dalgası grup hızı eğrileri grup 1'de-



Şekil 5. Grup 1' deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ( $a=3$  alınmıştır).

Figure 5. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 1 (" $a$ " is considered as 3).

ki yapıların ortalamasını temsil etmektedir. Yüzey dalgaları yüksek dalga boyulu çözünürlüğe sahip olduğu için,  $p=0.1$ ,  $0.25$  ve  $0.5$  değerlerinde  $\gamma=0$  alınabilmektedir (bkz. Şekil 5). Ancak,  $p$ 'nin artan değerleri için (örneğin,  $p=0.75$ ) yüzey dalgasının hız süreksizliklerine olan zayıf duyarlılığı ön plana çıkmakta ve ayrıca alıcı fonksiyonun tamamlayıcı etkisi giderek kaybolmaktadır. Böylece,  $\gamma$ 'nın değerini artırma zorunluluğu ortaya çıkmaktadır. Aksi takdirde, özellikle yüzeye yakın ters çözüm hız yapısında yapay hız anomalileri oluşmaktadır.

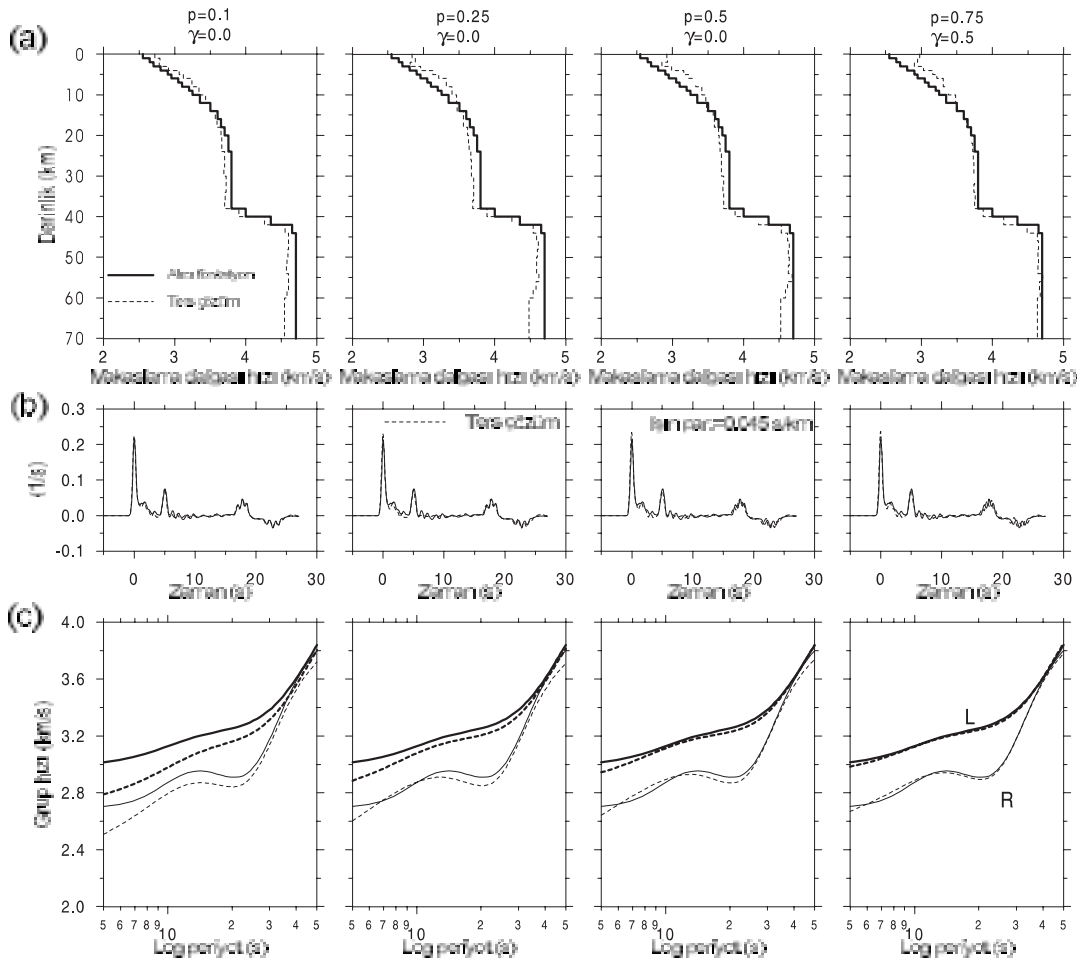
Grup 1'deki yapıları temsil eden dispersiyon eğrisi ile istasyonu temsil eden dispersiyon eğrisi arasında önemli bir fark yoktur (bkz. Şekil 4a). Bu nedenle, grup 1'deki dispersiyonun yardı-

mıyla alıcı fonksiyonu ters çözerken önemli bir sorun çıkmamaktadır. Şekil 5a'da görüleceği üzere,  $p=0.5$  ve  $p=0.75$  çözümleri önemli bir sorun olmadan doğru yapıyı vermişlerdir. Öte yandan,  $p=0.1$  ve  $p=0.25$  çözümleri özellikle derin sismik hızları doğru olarak yansıtmamaktadır. Başka bir deyişle;  $p=0.1$  ve  $p=0.25$  çözümleri, düşük  $p$  değerlerindeki sınırlı yüzey dalgası katkısı nedeniyle, çok çözümlülük sorununu taşımaktadır. Şekil 5b'de ise, kuramsal alıcı fonksiyon izi ile ters çözüm alıcı fonksiyon izi arasındaki uyum gösterilmiştir. Kabuk hız yapılarındaki farklılığa (bkz. Şekil 5a) rağmen alıcı fonksiyon izleri önemli bir farklılık göstermemektedir. Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun mutlak hızlara olan duyarlılığının zayıf olmasıdır. Şekil 5c'de, kuramsal grup hızı ile ters çözüm grup hızı

zı arasındaki uyum verilmiştir. Etki faktörü  $p$ 'nin artmasıyla yüzey dalgalarının katkısı artmış ve dolayısıyla kuramsal grup hızları ile ters çözüm grup hızları arasındaki uyum da artmıştır.

Şekil 6'da, grup 2'nin ortalama grup hızı eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Şekil 4b'de gösterildiği üzere, grup 2'nin ortalama grup hızları istasyonun altına denk gelen grup hızlarından daha yüksektir. Grup hızlarındaki farklılık, Love yüzey dalgalarının yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunun sonucu olarak, Şekil 6a'daki ters çözüm hızları, yaklaşık 15 km'den sığ derinliklerde doğru yeraltı hızlarından yüksek çıkmıştır. Bu farklılık, bütün  $p$  değerlerinde kendisini göstermektedir. Artan  $p$  değerleriyle

yüzey dalgasının katkısı da artmakta ve kuramsal dispersiyon ile ters çözüm dispersiyonu arasındaki uyum daha belirgin hale gelmektedir (Şekil 6c). Öte yandan, 15 km'nin altındaki derinliklerde, özellikle düşük  $p$  değerlerinde elde edilen ters çözüm sismik hızları gerçek hızlardan düşük kalmıştır (Şekil 6a). Bunun başlıca nedeni, alıcı fonksiyonun çok çözünürlüğünün yanı sıra, grup 2'deki dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan önemli miktarda farklı olmasıdır. Derin sismik hızlardaki yanığı ancak yüksek  $p$  (örneğin,  $p=0.75$ ) çözümünde azalmaktadır. Şekil 5a'da verilen ters çözüm sonuçlarında olduğu gibi, ters çözüm kabuk yapılarındaki yanığın aksine, Şekil 6c'de gösterilen alıcı fonksiyon uyumları önemli miktarda yanığı içermemektedir. Alıcı fonksiyonun mutlak hızla-



Şekil 6. Grup 2'deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ( $a=3$  alınmıştır).

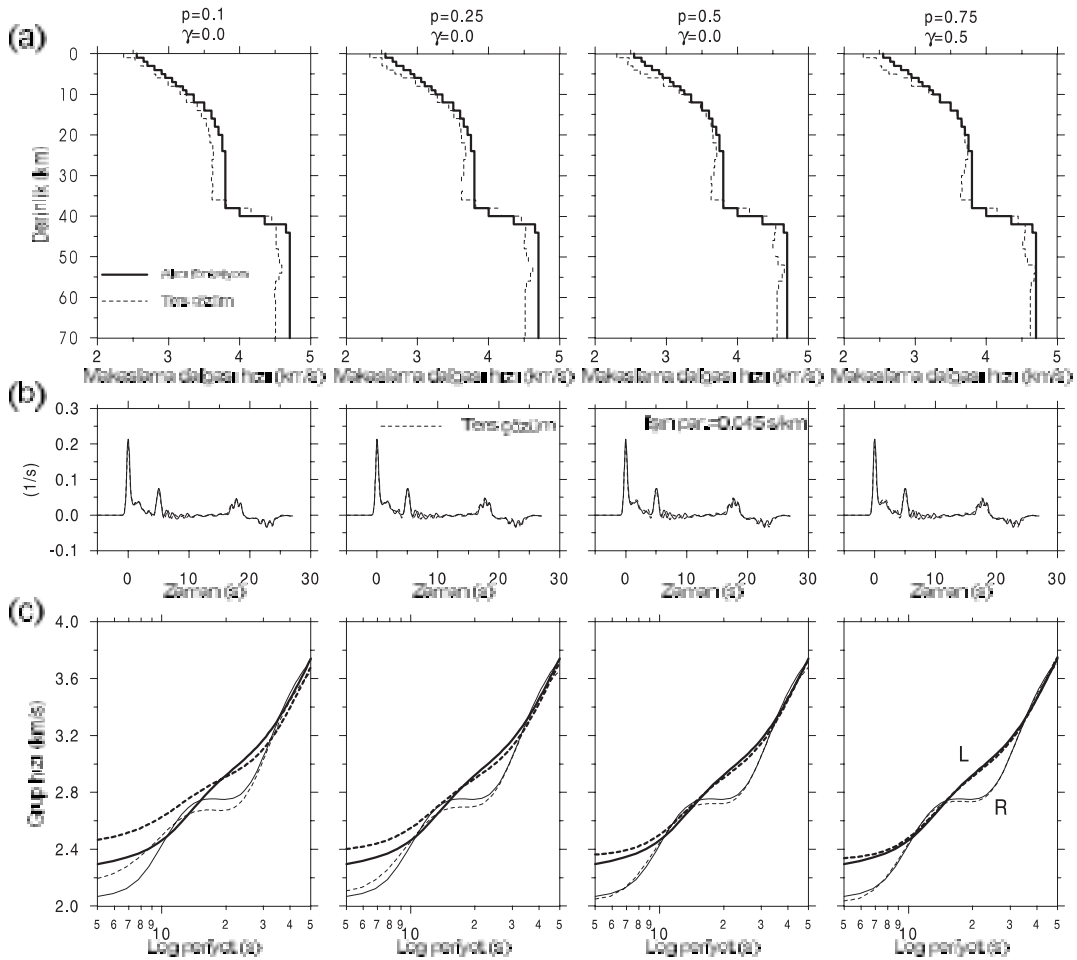
Figure 6. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 2 (" $a$ " is considered as 3).

ra karşı olan zayıf duyarlılığı bu biçimde de açığa çıkmıştır.

Şekil 7'de, grup 3'ün ortalama dispersiyon eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümünden elde edilen sonuçlar verilmiştir. Grup 3'ün dispersiyonu, grup 2'nin aksine, istasyon altındaki dispersiyondan daha düşüktür (bkz. Şekil 4c). Ancak, bu gruptaki dispersiyon eğrileri, grup 2'ye göre, daha çok düşük periyotlarda belirgin yanığı içermektedir. Ayrıca, grup hızlarındaki farklılık Love yüzey dalgalarının yine yüksek periyotlarına kadar uzanmaktadır. Bunların sonucu olarak, yaklaşık 10 km'den sığ derinliklerdeki ters çözüm hızları gerçek hızlardan düşük çıkmıştır (Şekil 7a). Bir önceki gruptaki sonuçlara benzer bir şekilde, derindeki ters çö-

züm hızları da gerçek hızlardan düşüktür. Hızlardaki bu düşüklük, yüksek  $p$  değerlerinde de (örneğin,  $p=0.75$ ) belirgindir. Söz konusu yüksek  $p$  değerleri grup 2'deki kadar etkili olmamıştır. Alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü ve ayrıca grup 3'deki yüksek periyotlu dispersiyonun istasyonun altındaki dispersiyondan, sistematik olarak düşük kalması ters çözüm hızlarının yanılmasına neden olmuştur.

Tüm gruplara ait ortalama dispersiyon eğrilerinin yardımıyla elde edilen ters çözümler, Şekil 5'de verilen, grup 1 çözümlerine oldukça benzer çıkmıştır. Çünkü her iki grubun dispersiyon eğrileri birbirine oldukça benzerdir (bkz. Şekil 4a ve d). Bu nedenle, söz konusu çözümler burada ayrıca verilmemiştir. Bundan önceki ters çözüm



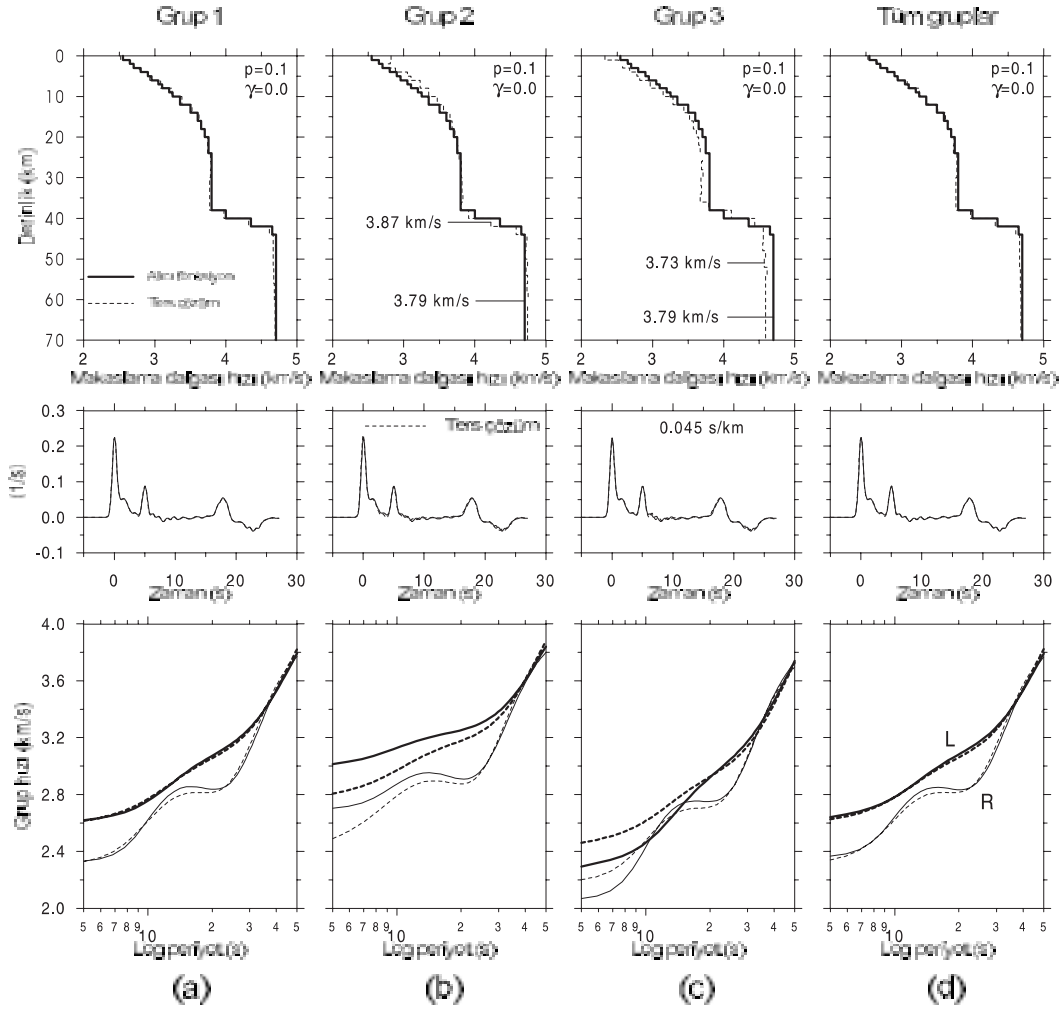
Şekil 7. Grup 3'deki Rayleigh (R) ve Love (L) yüzey dalgalarının grup hızları ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözümü ( $a=3$  alınmıştır).

Figure 7. Joint inversion of receiver functions and surface waves using Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from velocity structures in Group 3 ("a" is considered as 3).

işlemlerinde, Gauss parametresi olarak  $a=3$  değeri kullanılmıştır. Değişen "a" değerinin çözümler üzerine nasıl bir etki yaratacağını irdelemek için, Şekil 8'de verilen,  $a=2$  çözümleri yapılmıştır. Gauss parametresinin bu şekilde düşürülmesi ters çözümdeki 1.5 Hz'lik yüksek frekans sınırını yaklaşık 1.0 Hz'e indirmek anlamına gelmektedir. Bu değişikliğin sağladığı avantajı göstermek için, bundan önceki ters çözüm işlemlerinde en sakıncalı sonucu veren,  $p=0.1$  etki faktörü kullanılmıştır.

Şekil 8'de ilk göze çarpan nokta, bütün ters çözüm hız yapılarının gerçek yeraltı hızlarını daha doğru bir şekilde temsil etmesidir. Gauss para-

metresinin 3'ten 2'ye düşürülmesi, çok çözümlülük sorununun aşılmasında önemli bir etki yapmıştır. Bu olumlu etkinin en açık sonuçları, grup 1 (Şekil 8a) ve tüm gruplar (Şekil 8d) için elde edilen hız yapılarında görülmektedir. Özellikle derin sismik hızlarda görülen yanılıklar tamamen ortadan kalkmıştır. Öte yandan, grup 2 ve grup 3'deki dispersiyon eğrileri kullanılarak elde edilen ters çözüm hız yapıları belli oranda yanılıklar içermektedir (Şekil 8b ve c). Bu yanılıkların oluşmasında, alıcı fonksiyonun alışıla gelmiş çok çözümlülük sorunu ikinci planda kalmıştır. Başka bir deyişle, istasyonun altına denk gelen dispersiyon ile grup 2 ve 3'deki ortalama dispersiyon arasındaki farklılık söz konusu hız



Şekil 8. Gruplara ait ortalama Rayleigh (R) ve Love (L) dispersiyon eğrileri ile alıcı fonksiyonun birlikte ters çözüm sonuçları ( $a=2$  alınmıştır).

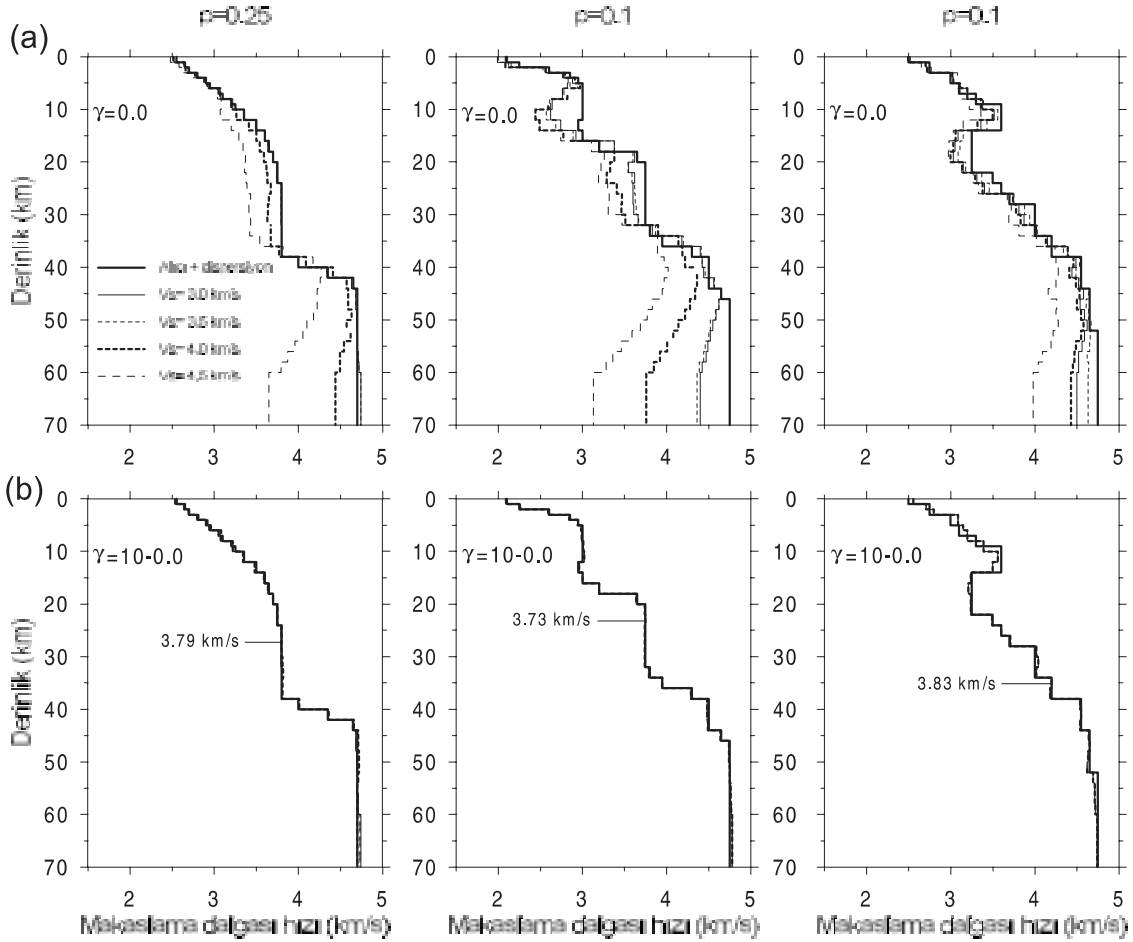
Figure 8. Joint inversion results of receiver functions and surface waves using average Rayleigh (R) and Love (L) group velocities obtained from individual velocity structures within each group ("a" is considered as 2).

yanılgılarının birinci nedenidir. Etki faktörünün düşük ( $p=0.1$ ) seçilmesine rağmen, yüzey dalgalarının çözümdeki baskınlığı devam etmiştir. Bununla birlikte, grup 2 ve 3'deki ters çözüm hız yapılarından gerçek hız yapılarına tam olarak geçme olanağı vardır. Etki faktörü  $p=0$  alınarak, yüzey dalgalarının etkisi tamamen ortadan kaldırılabilir. Bu durumda, ters çözümlerin son aşamadaki ortalama S hızları alıcı fonksiyonun gerektirdiği doğruluğa ( $\pm 0.1$  km/s) ulaştığı için çok çözümlülük sorunu ile karşılaşılmamaktadır.

## TARTIŞMA

Sönüm parametresi  $\gamma$ 'nın uygulanmasında izlenecek yol gelişigüzel olmamalıdır. Kademeli sönüm parametresinin kullanılması, söz konusu

yöntemin doğru sonuçlara ulaşması bakımından oldukça önemlidir. Bu durumu daha iyi açıklamak için, Şekil 9'da verilen ters çözüm hesapları yapılmıştır. Hesaplar esnasında istasyonun altını temsil ettiği düşünülen iki farklı hız yapısı daha ele alınmıştır (bknz. Şekil 9a ve b). Yöntemin başlangıç ( $m_0$ ) yapıya olan bağımlılığını sorgulamak için ise, dört farklı yarı-sonsuz ortam başlangıç yapısı olarak seçilmiştir. Bu yarı-sonsuz ortamların S hızları, sırasıyla 3.0, 3.5, 4.0 ve 4.5 km/s olarak alınmıştır. Bu koşullar altındaki alıcı fonksiyon ters çözümleri, yüzey dalgalarının yapıcı katkısı olmaksızın ( $p=0$ ), çok çözümlülük sorunu ile karşılaşmaktadır. Çünkü söz konusu yarı-sonsuz ortamların S hızları gerekli doğrulukta değildir. Kabuk yapılarının ortalama hızları Şekil 9b'de ve seçilen yarı-sonsuz ortamlar Şekil 9a'da işaretlenmiştir.



Şekil 9. (a) Sabit ve (b) kademeli sönüm parametresinin ters çözüm sonuçlarına etkisi.

Figure 9. The effect of damping factor constant (a) and gradually lowered starting with a high value (b) on inversion results.

Şekil 9a'da, sönüm parametresi  $\gamma=0$  alınarak elde edilen ters çözüm sonuçları gösterilmektedir. En küçük kareler ardışık adımlarının sayısı 12 olarak alınmış ve her bir adımda sabit sönüm parametresi ( $\gamma=0$ ) kullanılmıştır. Yüzey dalgalarının yapıcı katkısına rağmen, ters çözüm hız yapıları gerçek hız yapısından önemli sapmalar içermektedir. Şekil 9a'da gösterilen durum, alıcı fonksiyonun alışla gelmiş çok çözümlülük sorununu yansıtmaktadır. Çözümlerin elde edilmesinde, bütün parametreler yerli yerinde kullanılmıştır, ancak sönüm parametresine yanlış değerden başlanılmıştır. Şekil 9b'de verilen ters çözüm sonuçları, doğru sönüm parametresi uygulandığında elde edilecek çarpıcı iyileştirmeyi göstermektedir. Başlangıç hız yapısının seçimine bağlı olmaksızın, bütün kabuk hız yapıları doğru olarak ters çözülmüştür. Hesaplarda sönüm parametresine 10'dan başlanmış ve toplam 12 ardışık adımdan oluşmak üzere, her bir 2 ardışık adımda bir sönüm parametresi 10, 5, 2.5, 1, 0.5 ve 0 şeklinde azaltılmıştır. Böyle bir kademeli yaklaşımın yerine; örneğin, 10 ardışık adımdan oluşan 7.5, 3.5, 1.25, 0.6 ve 0 yaklaşımı da seçilebilir. Burada önemli olan, kademeli düşüşün sağladığı avantajın kullanılmasıdır.

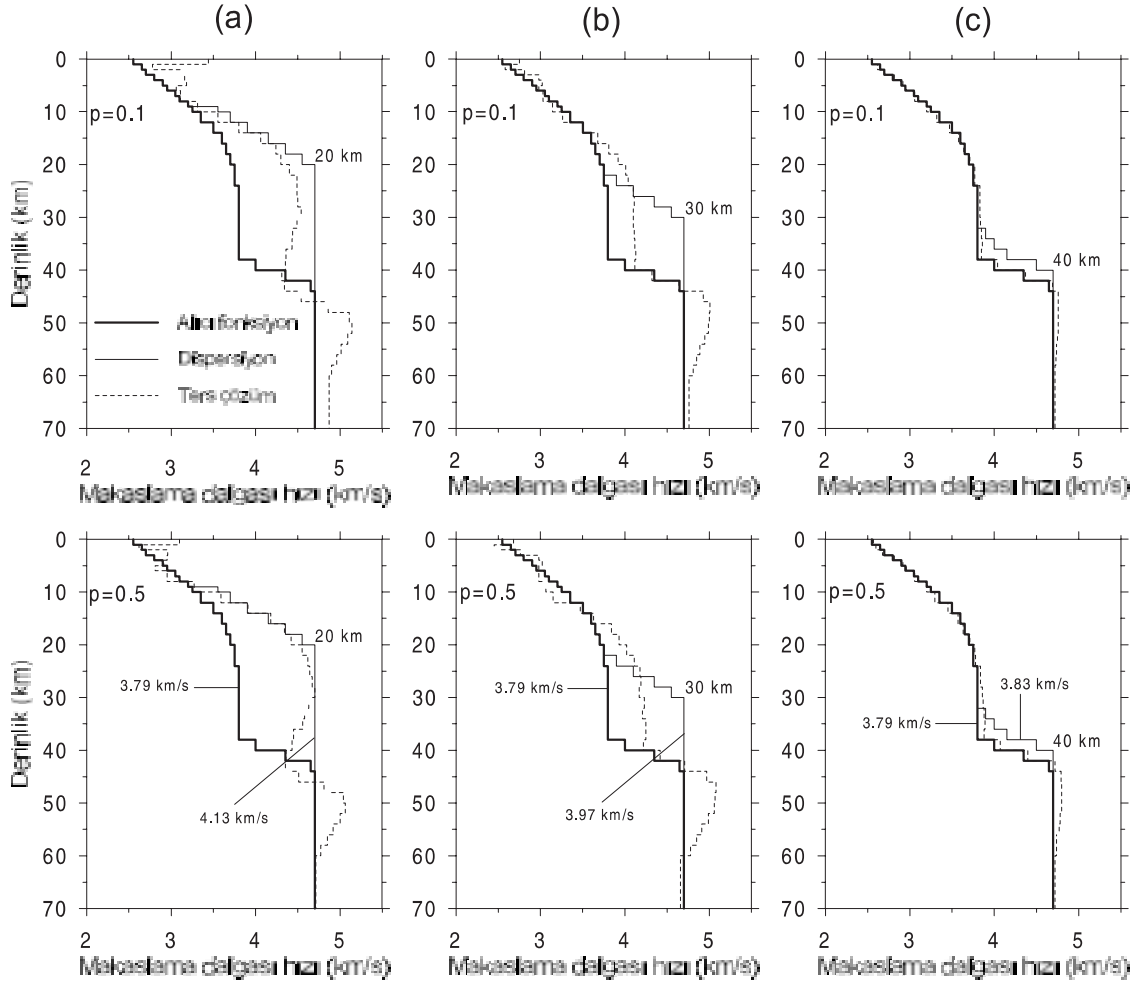
Bundan önce verilen kuramsal hesaplarda, sismik istasyonu kuşatan bölgelerdeki kabuksal hız yapılarının %5'e varan hız yanılıgıları içerdiği düşünülmüş ve söz konusu yanılıgı miktarının doğru çözüm teknikleri ile aşılabileceği gösterilmiştir. Bununla birlikte, yüzey dalgalarının alıcı fonksiyonlar ile birlikte kullanılamayacağı durumlarda olabilir. Bunun en çarpıcı örneği, kabuk kalınlığının bölgesel olarak aşırı değişmesidir. Manto yükselimi ile kabuğun incelendiği bölgeler, dağ oluşumları ile kabuğun kalınlaştığı bölgeler ve okyanus kabuk oluşumları buna en tipik örneklerdir. Genel olarak, ince bir kabuğun ortalama hızı kalın bir kabuğun ortalama hızından daha yüksektir. Örneğin, kıtasal kabuk üzerine yerleştirilmiş sismik istasyondaki alıcı fonksiyonlar yorumlanıyor ise, civardaki okyanus kabuğunu geçen yüzey dalgalarını kullanmak oldukça sakıncalıdır. Her iki bölgedeki kabuk kalınlıkları arasında 10 km'ye varan farklılıklar ve dolayısıyla ortalama sismik hızlarda önemli sapmalar olabilir. Sözü edilen kabuk koşullarındaki ters çözümlü yorumlamak için Şekil 10'da verilen hesaplar yapılmıştır. İstasyonun altındaki kabuk kalınlığı 42 km ve dispersiyonu temsil eden kabuk kalınlıkları ise sırasıyla 20, 30 ve 40 km olarak

alınmıştır. Şekil 10a ve b'de verilen 20 ve 30 km çözümleri, kabuk kalınlığının ne denli önemli olduğunu göstermektedir. Her iki durumda da, istasyonun altındaki kabuk yapısını ters çözmeye olanağı görünmemektedir. Hem  $p=0.1$ , hem de  $p=0.5$  çözümlerinde, ters çözüm hız yapısı daha çok yüzey dalgası tarafına kaymaktadır. Buna karşın, 40 km kabuk kalınlığında elde edilen sonuç ise herhangi bir sorun içermemektedir (Şekil 10c). Dispersiyonun örneklendiği kabuk kalınlığı ile istasyonun altındaki kabuk kalınlığı  $\pm 5$  km'ye kadar farklı olabilir. Ardışık ters çözüm adımlarının en sonunda,  $p=0$  alınarak yapılan ek çözümler, kalınlık etkisini gidermekte yardımcı olmaktadır.

Buraya kadar sözü edilen ters çözüm koşulları, Şekil 11'de verilen basit bir grafik tasarım ile daha iyi açıklanmaya çalışılmıştır. Şekil 11a, alıcı fonksiyonun tek başına ters çözümünü temsil etmektedir. Ters çözümde yararlanılan başlangıç yapının ortalaması 1 konumunda (yanlış) seçildiğinde, ters çözüm hız yapısı çarpı ile gösterilen yanlış veya sahte sonuçta kalmaktadır. Öte yandan, başlangıç yapının ortalaması 2 konumunda (doğru) seçildiğinde ise, ters çözüm hız yapısı artı ile gösterilen doğru sonuca ulaşmaktadır. Şekil 11b'de ise, alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü verilmiştir. Yararlanılan yüzey dalgası bilgisi istasyon altındaki yapısal özellikleri ortalama olarak temsil etmektedir (ince kesikli çizgi). Çözüme yüzey dalgasının katılması durumunda yanlış çözümler oluşmamakta ve ters çözüm hız yapısı artı ile gösterilen doğru sonuca hiçbir sorun olmadan ulaşmaktadır. Şekil 11c'de ise, yine alıcı fonksiyon ile yüzey dalgasının birlikte ters çözümü verilmiştir. Ancak, bu durumdaki yüzey dalgası, istasyonun altındaki jeolojik özellikleri temsil etmeyen bilgiler içermektedir. Yüzey dalgasının ters çözümdeki baskınlığı nedeniyle, sonuçta elde edilen hız yapısı çarpı ile gösterilen yanlış konumda çıkmıştır. Bu çalışmada üzerinde durulan seçenek Şekil 11b'de verilen yaklaşımı yansıtmaktadır.

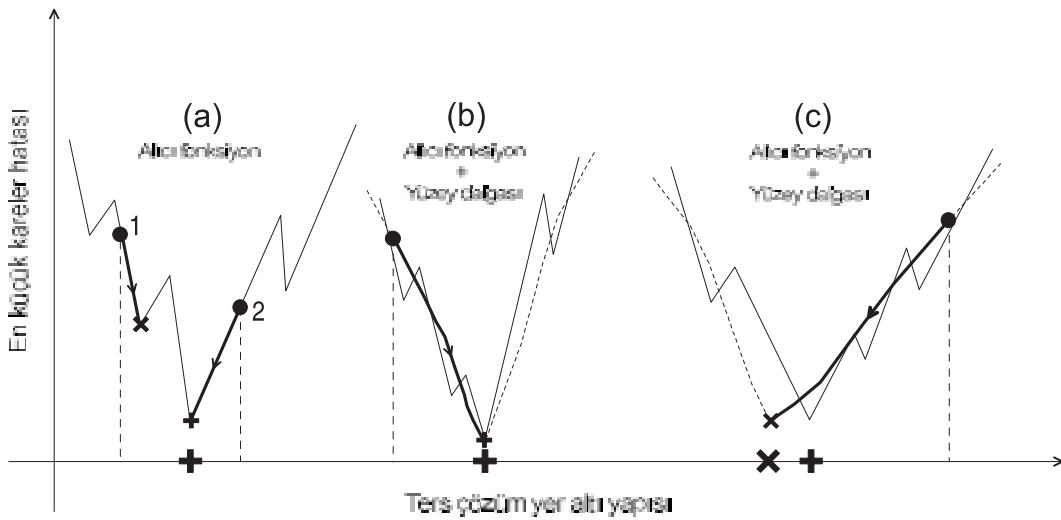
## SONUÇLAR

Deprem kuşağında yer alan ülkemizde depremlerin çoğunlukla kabuk içi şekil değiştirmelerden dolayı oluşması, alıcı fonksiyon çalışmalarının önemini ülkemiz adına daha da arttırmaktadır. Alıcı fonksiyon çalışmaları ile yerel bir jeolojik



Şekil 10. Yüzey dalgası kabuk kalınlığının istasyon altındaki kabuk kalınlığından farklı olmasının ters çözüm sonuçlarına etkisi.

Figure 10. The effect of difference between crustal thickness beneath seismic station and the surrounding to inversion results.



Şekil 11. Alıcı fonksiyon ters çözümlerine katılan yüzey dalgalarının katkısı.

Figure 11. The contribution of the surface waves added to receiver function inversions.

yapının kabuksal sismik özelliklerini ortaya çıkarma olanağı bulunmaktadır. Günümüz teknolojik koşullarında, herhangi bir yerde sismik istasyon kurmak ve uzun süre çalıştırarak sismik veri toplamak eskiye oranla düşük harcamalı bir işlem haline gelmiştir. Bunun yanı sıra, alıcı fonksiyon işlemi yapay sismik kaynaklar yerine doğal sismik kaynaklar (deprem) kullanmaktadır. Söz konusu bu iki avantaj kullanılarak, ülkemizde daha yaygın alıcı fonksiyon çalışmalarının yapılması olanağı vardır. Alıcı fonksiyon çalışmalarında karşılaşılan en önemli sorunlardan biri çok çözümlülüktür. Yeraltının ortalama hızını önceden gerekli doğrulukla tahmin etmek oldukça zaman alıcı ve çoğu kez başarısız bir işlemdir. Ağırlıklı ters çözüm yönteminin bilgisayardaki sayısal uygulaması oldukça ekonomik olduğu için, çözüm parametrelerinin olası aralığı taranabilmekte ve bunlar arasından en uygun olan çözüm seçilebilmektedir. Söz konusu yöntemin bundan sonra yapılacak çalışmalarda, çok çözümlülük sorununun aşılmasında araştırmacılara önemli katkılar sağlayacağı umulmaktadır.

#### KATKI BELİRTME

Yazarlar, makalenin son şekline gelmesinde katkıda bulunan Yerbilimleri Dergisi Editörlüğüne teşekkür ederler. Prof. Dr. Aykut BARKA, yaptığı değerli çalışmalar ile yazarlara ışık tutmuştur, kendisini saygıyla anıyor ve teşekkür ediyoruz.

#### KAYNAKLAR

- Ammon, C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81, 2504-2510.
- Ammon, C. J., and Zandt, G., 1993. Receiver structure beneath the Southern Mojave Block, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 737-755.
- Ammon, C. J., Randall, G.E., and Zandt, G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. *Journal of Geophysical Research*, 95, 15303-15318.
- Cassidy, J. F., 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1453-1474.
- Cassidy, J. F., 1995. A comparison of the receiver structure beneath stations of the Canadian National Seismograph Network. *Canadian Journal of Earth Science*, 32, 938-951.
- Chen, X., 1993. A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space. *Geophysical Journal International*, 115, 391-409.
- Clitheroe, G., Gudmundsson, O., and Kennet, B. L. N., 2000. The crustal thickness of Australia. *Journal of Geophysical Research*, 105, 13697-13713.
- Çakır, Ö., Erduran, M., Çınar, H., and Yılmaztürk, A., 2000. Forward modelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey). *Geophysical Journal International*, 140, 341-356.
- Darbyshire, F. A., Priestley, K. F., White, R. S., Stefansson, R., Gudmundsson, G. B., and Jakobsdottir, S. S., 2000. Crustal structure of central and northern Iceland from analysis of teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 143, 163-184.
- Du, Z., and Foulger, G. R., 1999. The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves. *Geophysical Journal International*, 139, 419-432.
- Du, Z., and Foulger, G. R., 2001. Variation in the crustal structure across central Iceland. *Geophysical Journal International*, 145, 246-264.
- Erduran, M., 2002. Alıcı fonksiyonlar ve yüzey dalgalarının birlikte ters çözümünden TBZ (Trabzon) sismik istasyonunun kabuk yapısı. Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü., Trabzon, Doktora Tezi, 121 s.
- Erduran, M. ve Çakır, Ö., 2001. Kabuk ve üst-manto hız yapısının saptanmasında alıcı fonksiyonun çok çözümlülüğü. *Yerbilimleri*, 23, 99-112.
- Erduran, M., Çakır, Ö. ve Çınar, H., 2001. Anadolu kabuk yapısının bölgesel Rayleigh ve Love yüzey dalgaları ile yorumu. *Jeofizik*, 15, 51-62.
- Frederiksen, A. W., and Bostock, M. G., 2000. Modeling teleseismic waves in dipping anisotropic structures. *Geophysical Journal International*, 141, 401-412.
- Gurrola, H., Minster, J. B., and Owens, T., 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle discontinuities. *Geophysical Journal International*, 117, 427-440.
- Julia, J., Vila, J., and Macia, R., 1998. The receiver structure beneath the Ebro Basin, Iberian Peninsula. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 1538-1547.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., and Correig, A. M., 2000. Joint inversion of receiver

- function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143, 99-112.
- Kennet, B. L. N., 1983. *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*. Cambridge University Press, New York, 342 pp.
- Langston, C. A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4749-4762.
- Last, R. J., Nyblade, A. A., and Langston, C. A., 1997. Crustal structure of the east African plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities. *Journal of Geophysical Research*, 102, 24469-24483.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995. *Modern global seismology*. Academic Press Inc., San Diego, 397-433.
- Levin, V., and Park, J., 1997. Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver functions. *Geophysical Research Letters*, 24, 1283-1286.
- Mangino, S. G., Priestley, K., and Ebel, J., 1999. The receiver structure beneath the China digital seismograph network stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 1053-1076.
- Mokhtar, T. A., and Al-Saeed, M. M., 1994. Shear wave velocity structures of the Arabian Peninsula. *Tectonophysics*, 230, 105-125.
- Müller, G., 1985. The reflectivity method: a tutorial. *Journal of Geophysics*, 58, 153-174.
- Owens, T. J., 1987. Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform modeling. *Journal of Geophysical Research*, 92, 6391-6401.
- Owens, T. J., Zandt, G., and Taylor, S.R., 1984. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 89, 7783-7795.
- Owens, T. J., Taylor, S. R., and Zandt, G., 1987. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 631-662.
- Özalaybey, S., Savage, M. K., Sheehan, A. F., Louie, J. N., and Brune J. N., 1997. Shear wave velocity structure in the northern Basin and Range Province from the combined analysis of receiver functions and surface waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 183-199.
- Peng, X., and Humphreys, E. D., 1997. Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87, 745-754.
- Sambridge, M., 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm-I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International*, 138, 479-494.
- Sandvol, E., Şeber, D., Calvert, A., and Barazangi, M., 1998. Grid search modeling of receiver functions: Implications for crustal structure in the Middle East and North Africa. *Journal of Geophysical Research*, 103, 26, 899-26, 917.
- Sheehan, A. F., Abers, G. A., Jones, C. H., and Lerner-Lam, A. L., 1995. Crustal thickness variations across the Colorado Rocky Mountains from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20, 391-20, 404.
- Takeuchi, H., and Saito, M., 1972. *Seismic surface waves: in Methods in computational Physics*. Academic Press Inc., New York, 11, 217-294.
- Tarantola, A., 1987. The least-squares criterion: in *Inverse problem theory*. Elsevier Science Company Inc., New York, 187-255.
- Zhang, J., and Langston, C. A., 1995. Dipping structure under Dourbes, Belgium, determined by receiver function modelling and inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 254-268.
- Zhou, L., Chen, W., and Özalaybey, S., 2000. Seismic properties of the Central Indian shield. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 1295-1304.



## Kale (GB Denizli) bölgesindeki Tersiyer yaşlı kayaçların kil sedimantolojisi

*Clay sedimentology of the Tertiary aged rocks around Kale (SW Denizli) area*

**Sezin HASDİĞEN, Emel BAYHAN**

Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

### ÖZ

İnceleme alanı, Denizli ili güneydoğusunda yer alan Kale ilçesi ve çevresinde yer almaktadır. Bu alanda, Paleozoik ve Mesozoik yaşlı temel kayaçlar (kuvarsit, mermer, şist, kireçtaşı, radyolarit, ofiyolit), ile bu temel üzerinde uyumsuz olarak bulunan Oligosen-Kuvaterner yaşlı karasal kırıntılılar, sığ denizel karbonatlar ile gölsel silttaşları ve kilttaşlarından oluşan bir istif mevcuttur. Tersiyer yaşlı sedimanter birimlerden ölçülü stratigrafik kesitler boyunca alınan örnekler X-ışınları analiz yöntemiyle incelenmiştir. Bu birimlerde tüm kayaç ve kil fraksiyonundaki minerallerin belirlenmesi ve kökenlerinin araştırılması çalışmanın amacını oluşturmaktadır. Yapılan tüm kayaç analiz sonuçlarına göre çalışma alanında kil, kalsit, mika, kuvars, dolomit ve feldispat en sık rastlanan minerallerdir. Kil fraksiyonunda ise simektit hakim mineral olarak bulunmakta olup illit, klorit, kaolinit, serpantin, talk gibi diğer mineraller de simektite eşlik etmektedir. Kil fraksiyonu kimyasal analiz sonuçlarının MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve ayrıca Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından zengin olması, çökeltme ortamının iki farklı kaynaktan malzeme aldığını göstermektedir. Mg bakımından zengin fraksiyonlar güneydeki ofiyolitlerden kaynaklanırken, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından zengin fraksiyonlar ise Menderes Masifi'nden çökeltme ortamına malzeme geldiğini göstermektedir.

**Anahtar kelimeler:** Denizli-Kale bölgesi, kaynak bölge, kil, Tersiyer sedimanter istifi.

### ABSTRACT

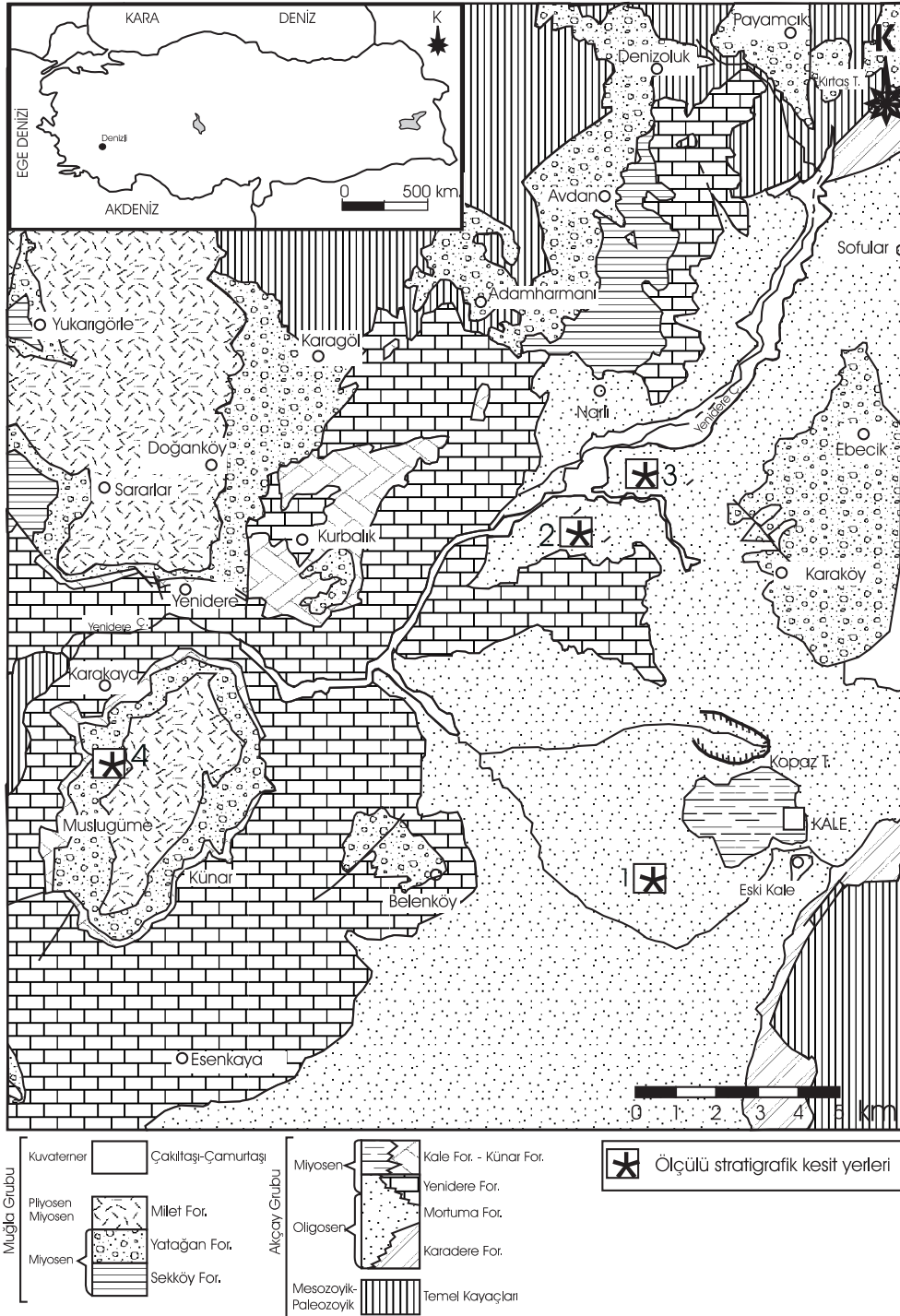
*The study area is located at Kale town and its neighbouring regions at the southwest of Denizli city. The rock stratigraphic units of the region is composed of the Paleozoic and Mesozoic basement rock units (quartzite, marble, schist, limestone, radiolarite, ophiolite) and Oligocene-Quaternary cover rock units consisting of continental clastics, shallow marine carbonates, lacustrine siltstones, claystone. The cover rock units unconformably overlie the basement rock units. The samples, taken from the measured stratigraphic sections of the Tertiary aged sedimentary rock units, were analysed by using X-ray analysis method. The aim of this study includes the determination of whole rock analysis and clay fraction minerals, and finding of the sources of these minerals. Based on the whole rock analysis results, clay, calcite, mica, quartz, dolomite, and feldspar are the common minerals in the study area. In clay fraction analysis, smectite is found as a dominant mineral and it is accompanied by the other clay minerals as illite, chlorite, kaolinite, serpentine, and talc. Chemical analysis results obtained from clay fraction indicate that MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> are very rich in the samples. This data revealed two different source areas for the depositional environment. Based on the data it can be concluded that while Mg rich fractions were originated from ophiolites at the southern parts, the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rich fractions were originated from the Menderes Massif.*

**Key words:** Denizli-Kale region, province, clay, Tertiary sedimentary sequence.

### GİRİŞ

Çalışma alanı Denizli ili güneybatısında yer alan Kale ilçesi ve çevresini içeren (Şekil 1), yaklaşık

600 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplamaktadır. Bölgede Paleozoik – Mesozoik yaşlı temeli kuvarsit, mermer, şist, kireçtaşı, radyolarit ve ofiyolit kayaçlar oluşturmaktadır. Bunların üzerlerinde uyumsuz-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve bölgesel jeoloji haritası (Hakyemez, 1989'dan basitleştirilmiştir)  
Figure 1. Location map and geological map of the study area (simplified from Hakyemez, 1989)

lukla Tersiyer yaşlı kayaçlar yüzeylenmektedir. Bölgede temel ve genç birimler üzerinde çeşitli çalışmalar yapılmıştır, Bunlardan genel jeoloji konusunda olanlar; Altınlı (1954), Becker ve

Platen (1970), Şimşek (1982), Göktaş vd. (1989); stratigrafi ve sedimentoloji konusunda Taner (1975), Bilgin ve Köseoğlu (1985), Gökçen ve Gündoğdu (1984), Hakyemez ve Örcen

(1982), Hakyemez (1987, 1989), Şahbaz ve Görmüş (1993), Sözbilir (1994, 1995, 1997, 1999), Sözbilir vd. (2000), Alçiçek vd. (2000); Akgün ve Sözbilir (2001), paleontoloji konusunda Gökçen (1982), Kaya (1993), Taner (2001) gibi araştırmacılar tarafından yapılmıştır. Ancak bu alana ait yerel olarak kil fraksiyonu mineralojisine yönelik ayrıntılı bir çalışma bulunmamaktadır. Bu nedenle, Tersiyer yaşlı sedimanter kayaların; tüm kayaç ve kil fraksiyonu mineral topluluklarının belirlenmesi ve kil minerallerinin oluşumu ve kaynak bölgenin araştırılması amacıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir.

## STRATİGRAFI

İnceleme alanında Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel kayaçlar ile Oligosen ve Kuvaterner yaş aralığında çökelen sedimanter kayaçlar yer almakta olup, bu çalışmada Hakyemez (1989) tarafından tanımlanan istif kullanılmıştır. Oligosen-Alt Miyosen yaşlı, karasal ve kısmen lagüner-denizel kırıntılı ve karbonat kayalarından oluşan Akçay Grubu ile Orta Miyosen-Pliyosen yaş aralığındaki gösel-karasal çökellerden oluşan Muğla grubu Tersiyer yaşlı istifi oluşturmaktadır (Şekil 2). Temel kayaçlar üzerine alttan üste doğru sırasıyla Akçay grubu (Karadere formasyonu, Mortuma formasyonu, Yenidere formasyonu, Kale formasyonu yanal geçişli Künar formasyonu), Muğla grubu (Sekköy formasyonu, Yatağan formasyonu ve Milet formasyonu) ve tümünün üzerinde ise Kuvaterner yaşlı çökeller bulunmaktadır. Temel kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen Akçay grubunun en altında yaşı Hakyemez (1989)'e göre Oligosen olarak verilen Karadere formasyonu bulunmaktadır. Karadere formasyonu (konglomera, çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı) alüvyon yelpazesi çökelleridir. Üst Oligosen yaşlı Mortuma formasyonu da yine akarsu çökelleri olup (konglomera, kumtaşı, silttaşı, kiltası ve linyit araldanması) Karadere formasyonunun üzerinde bulunmaktadır. Alt Miyosen yaşlı Yenidere formasyonu ise (konglomera, çamurtaşı, silttaşı, kiltası ve linyit araldanması) Mortuma formasyonunun üzerine gelmektedir. Kale formasyonu da Alt Miyosen yaşlı (resifal kireçtaşı, konglomera, kumtaşı, çamurtaşı araldanması) ve aynı yaşta yatay geçişli Künar formasyonu (konglomera, kumtaşı silttaşı) ile birlikte en üstte yer almaktadır. Bu grubun üzerine uyumsuzlukla Muğla grubu gelmektedir. Bu grup içinde Sekköy formasyonu (killi kireçtaşıla-

rı, yer yer linyit ara katmanlı silttaşı ve kiltası), Yatağan formasyonu (çakiltası; çamurtaşı, kumtaşı ve yer yer renkli tuf ve tüfitler) ve Milet formasyonu (mikritik ve killi kireçtaşı) vardır. Tüm birimlerin üzerinde ise uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı çökeller vardır.

## MALZEME VE YÖNTEM

Bölgede, Tersiyer yaşlı birimlerden dört adet stratigrafi kesiti ölçülmüş (bkz. Şekil 1) ve bu kesitler boyunca amaca yönelik 66 adet örnek alınmıştır. Bu örneklerin 38 tanesinde tüm kayaç, 29 tanesinde kil fraksiyonunu oluşturan mineraller saptanmıştır. Tüm kayaç ve kil difraktogramlarının değerlendirilmesinde ASTM (1972) kartoteksi esas alınmıştır. Kil fraksiyonunda kil minerallerinin saptanmasında (001) yansımalarından elde edilen d değerleri Grim (1968), Brown (1961), Brindley (1980), Velde (1985) ve Wilson (1987)'a göre belirlenmiştir. Tüm kayaçta mineral yüzdelerinin hesaplanmasında ise, Gündoğdu (1982) tarafından önerilen yöntem uygulanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu mineralojisi X-ışınları difraktogramlarının çekimi Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan Philips PW-1140 model X-ışınları difraktometresi ile gerçekleştirilmiştir. Kil fraksiyonu kimyasal bileşiminin saptanması amacıyla 8 adet kil örneğinde ana element kimyasal analizi yapılmıştır. Kimyasal analizler de Hacettepe Üniversitesi jeokimya laboratuvarlarında Philips PW-1480 model X-ışınları flouresans spektrometresi ile gerçekleştirilmiştir. Kil minerallerinin mikromorfolojik özelliklerinin tanımlanması ve yarı nicel bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla SEM ve EDS analizi de yapılmıştır. SEM ve EDS çalışmaları için TPAO Genel Müdürlüğü'nde bulunan JEOL JSM 84-A-EDX model taramalı elektron mikroskobundan yararlanılmıştır.

## TÜM KAYAÇ VE KİL FRAKSİYONU MİNERALJİSİ

Kale-Denizli bölgesinden ölçülü kesitler boyunca alınan örneklerin tüm kayaç ve kil fraksiyonu analiz sonuçları Şekil 3-6'da verilmiştir. Tüm kayaç analiz sonuçlarında kil, kalsit, mika, kuvars, feldispat en fazla bulunan minerallerdir. Tüm kayaç parajenezi içinde kil, %9-76 arasındaki bolluk oranı ile en bol bulunan mineraldir. Kalsit, çok sayıdaki örnekte bulunmakla birlikte, yüzde-

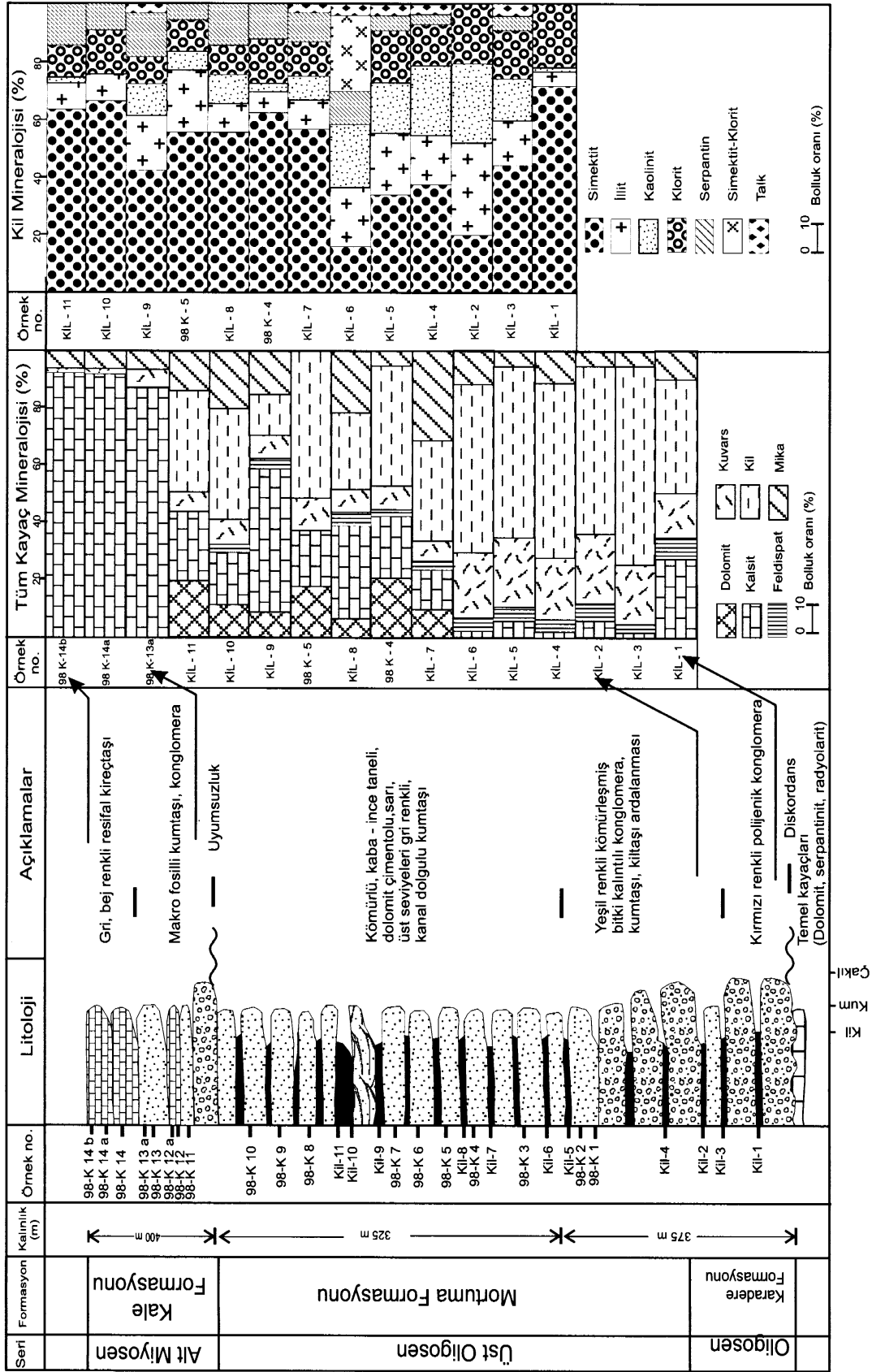
SİSTEM	SERİ	GRUP	FORMASYON	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR						
TERSİYER	Kuvâlemler			70m		Konglomera - çamurtaşı						
						Üst Miyosen Pliyosen	Milet	~150m		Mikritik, killi kireçtaşı		
						Orta Miyosen	MUĞLA	Yatağan	~250m		Konglomera - çamurtaşı - kumtaşı, tuf, tüfit	
								Sekköy	~150m		Killi - mikritik - kırıntılı kireçtaşı, silttaşı, tuf, tüfit, linyit	
						Alt Miyosen	AKÇAY	Kale Künar	~70m-90m		Kırıntılı - killi - resifal kireçtaşı, konglomera - kumtaşı - çamurtaşı	Konglomera - kumtaşı - silttaşı
								Yenidere	~1450m		Konglomera - kumtaşı - çamurtaşı - silttaşı - kiltası killi kireçtaşı, linyit	
								Mortuma	2400m		Konglomera - kumtaşı - silttaşı - kiltası - linyit	
						Oligosen	Karadere	425m		Konglomera - çamurtaşı - kumtaşı		
						Paleozoyik Mesozoyik	Temel Kayaçlar				Kuvarsit, mermer, şist, kireçtaşı, ofiyolitik kayaç	

Ölçeksiz

Şekil 2. Denizli-Kale bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Hakyemez 1989'dan basitleştirilmiştir).  
Figure 2. Generalized stratigraphic column of the Denizli-Kale region (simplified from Hakyemez, 1989).

si düşük olup en az %2 bolluğunda, 2 örnekte ise %100 bolluğuna erişmektedir. Mika %2-49, kuvars %1-24 arasında değişmekte olup, örneklerin çoğunda bulunmaktadır. Yine tüm kayaç içinde saptanan dolomit %2-28, feldispat %1-8 arasındaki bolluklardadır. Sadece iki tane karbonatlı örnekte çok az olarak aragonit minerali de belirlenmiştir.

Örneklerin kil fraksiyonunda Oligosen-Üst Miyosen yaş aralığındaki sedimanter istifte belirgin bir farklılık gözlenmemiş olup, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı kireçtaşlarında kil minerali saptanamamıştır. Simektit kil fraksiyonu içinde hakim olan mineraldir. Simektitin dışında illit, klorit, kaolinit, serpantin mevcut olan diğer minerallerdir. Çok az sayıdaki örnekte 14V-14K, 14K-14S ve



Şekil 3. Denizli (Kale) yöresinden alınan 1 no.lu ölçülü stratigrafik istifin tüm kayaç ve kil fraksiyonu minerallerine ait yüzde bollukları (Bayhan 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 3. % Abundance of whole rock and clay fraction minerals of the measured stratigraphic section number 1 of Denizli (Kale) region (modified from Bayhan, 2001).

talk belirlenmiştir. Simektitler %16-75 arasındaki bolluklardadır. Çalışma alanı içinde sadece bir örnekte simektit minerali bulunmamıştır. Illit ve klorit daima simektit ile birlikte, illit %4-46, klorit ise %3-23 arasındaki bolluklardadır. Diğer minerallerden kaolinit %1-28 arasındaki bolluklarda olup, silisiklastik kayaların hakim olduğu Mortuma formasyonundaki yüzdesi diğer birimlere göre daha fazladır. Talk minerali de çok az yüzdelerde ve çok az sayıdaki örnekte saptanan kil mineralidir. Serpantin minerali, yine çok az sayıdaki örnekte mevcut, ancak silisiklastik kayalar içinde %16 gibi bir bolluğa erişmektedir. Kaolinitin arttığı birimlerde serpantin yüzdesi düşmektedir.

### KİMYASAL ANALİZ SONUÇLARI VE KÖKEN

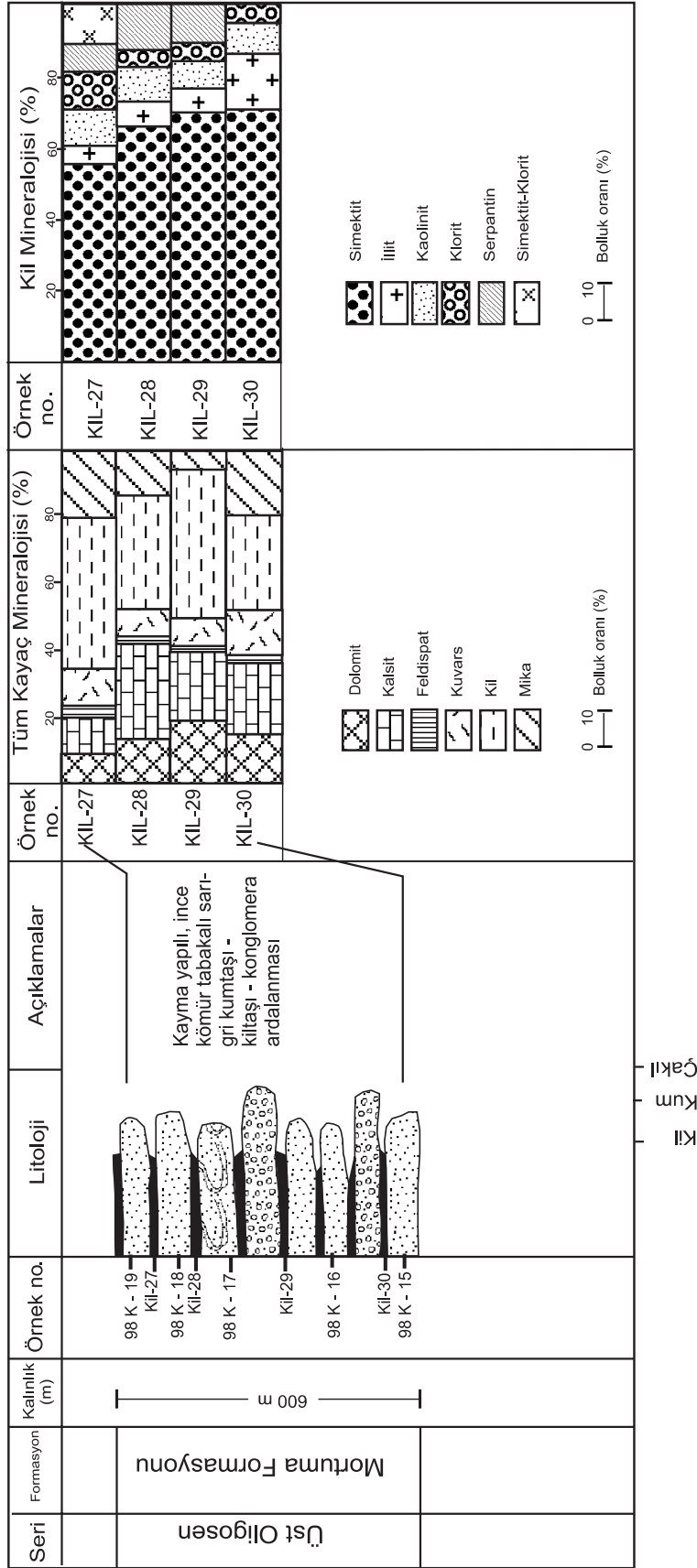
Kil fraksiyonunun kimyasal bileşimini belirlemek amacıyla 8 örnek üzerinde ana element kimyasal analizi yapılmıştır (Çizelge 1). Analiz sonuçlarına göre, serpantin mineralinin fazla olduğu örneklerde (Kil-7, Kil-10, Kil-11, Kil-22, Kil-29, Kil-36) MgO'nin önemli olduğu görülmektedir. MgO'nin yanısıra Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> değeride Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 'e göre daha yüksektir. Serpantin mineralinin hiç olmadığı Kil-1 ve Kil-30 no.lu örneklerde kil fraksiyonu içinde Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> yüzdesi fazla olup, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 'den sonra Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> önemlidir.

Çalışma alanı içindeki örneklerin kil fraksiyonunda monomineralik simektit bulunmadığı için yapısal formül hesaplanamamıştır. Ancak SEM görüntüsü Şekil 7a ve b'de verilen Kil-24 no.lu örneğin EDS analiz sonucu (Şekil 8) bu simektitin Mg'ca zengin olduğunu göstermektedir. Bu veriler değerlendirildiğinde, aşağıdaki sonuçlara varılmaktadır. Kale-Denizli bölgesindeki Tersiyer yaşlı sedimanter istifin kil fraksiyonunun ağırlıklı olarak MgO ve Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bakımından zengin olması, serpantin, talk ve trioktaedrik simektitin (EDS analizi yapılan örnekte) bulunması çökelme ortamının ağırlıklı olarak güneydeki Toros ofiyolitlerinden malzeme aldığını göstermektedir. Mg'ca zengin simektitlerin yanı sıra, talk ve serpantin mineralleri de yine ultramafik kayalardan kaynaklanmaktadır. Benzer durum, Gökçen ve Gündoğdu (1984)'ün Denizli- Muğla arasında yapılan çalışmada da belirtilmektedir. Becker ve Platen (1970) de aynı kaynak bölgeyi belirtmiştir. Çalışılan alan içinde özellikle Oligosen yaşlı birimlerde illit ve kaolinit miktarlarındaki, az da olsa, bir artışın gözlenmesi ve kimyasal analiz sonuçlarında kil fraksiyonunun

Çizelge 1. Denizli-Kale bölgesindeki simektitlerin ana element kimyasal analiz sonuçları.  
Table 1. Principle element chemical analysis results of smectites of Denizli-Kale region.

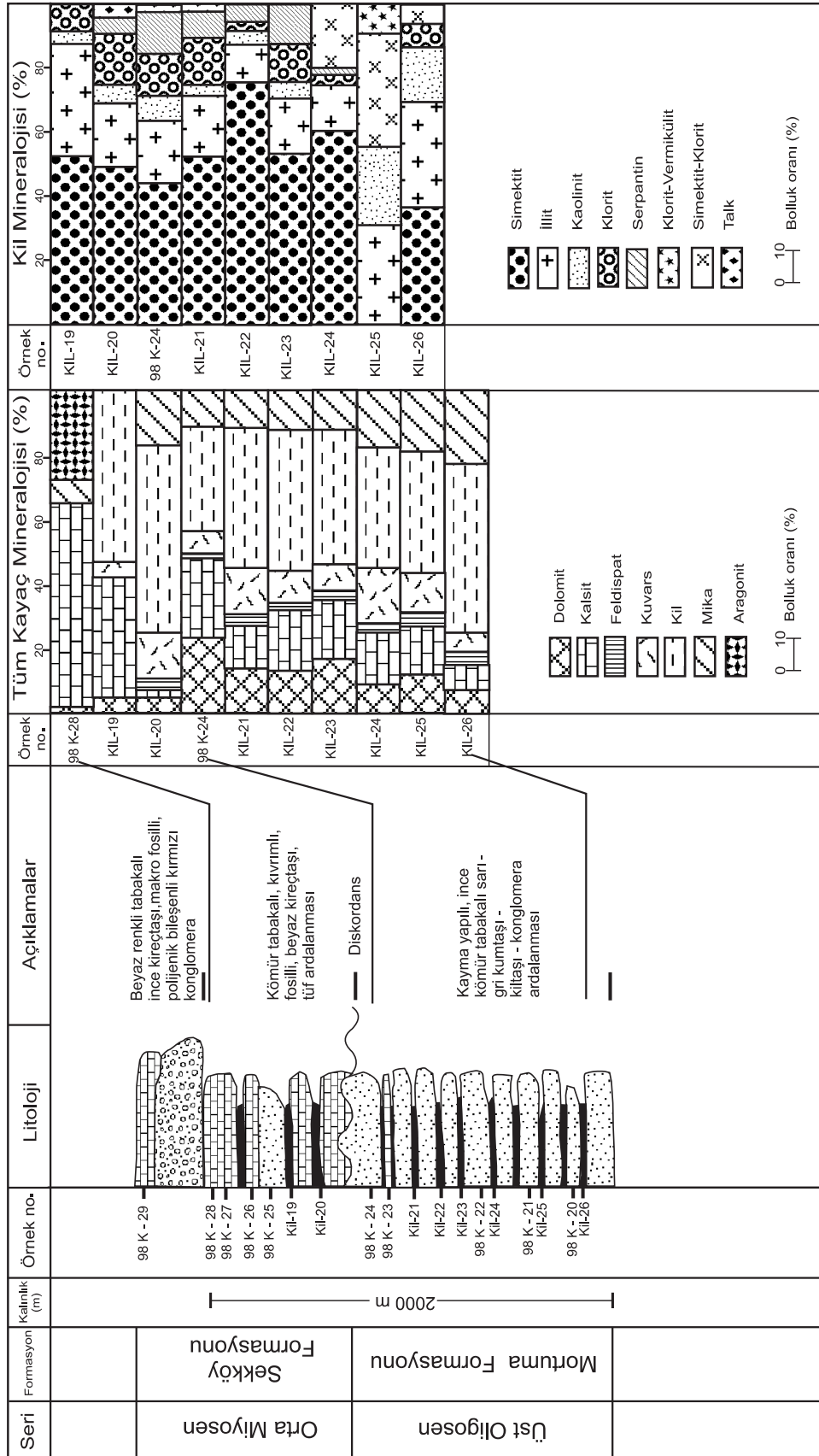
Örnek No	KİL-1	KİL-7	KİL-10	KİL-11	KİL-22	KİL-29	KİL-30	KİL-36
Yüzde oksit (%)								
SiO <sub>2</sub>	48.02	47.04	47.64	47.02	47.10	46.68	48.61	45.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.92	11.32	7.84	7.38	9.87	7.39	15.19	8.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.80	10.90	8.83	8.48	8.88	8.73	13.61	10.00
MgO	7.75	16.41	22.97	23.42	20.51	22.22	7.41	17.45
CaO	1.69	1.42	1.36	1.45	1.48	2.51	1.61	3.88
K <sub>2</sub> O	1.81	1.71	1.04	0.93	1.34	0.84	1.91	0.95
Na <sub>2</sub> O	<0.01	0.12	0.05	<0.01	0.05	<0.01	0.13	<0.01
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.56	0.35	0.33	0.38	0.29	0.54	0.26
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.03
LOI	11.57	8.70	9.34	9.59	8.46	10.12	9.28	12.36
Toplam	98.21	98.26	99.49	98.67	98.12	98.87	98.39	98.93
Mineralojik bileşim (%)	72S+41+1K+23C	56S+101+8K+12C+11Se+3T	66S+91+15C+10Se	63S+91+1K+11C+16Se	75S+121+4K+3C+6Se	70S+71+7K+5C+11Se	71S+161+8K+5C	70S+91+3K+3C+15Se

LOI: Ateşte kayıp, S: Simektit, I: Illit, K: Kaolinit, C: Klorit, Se: Serpantin, T: Talk



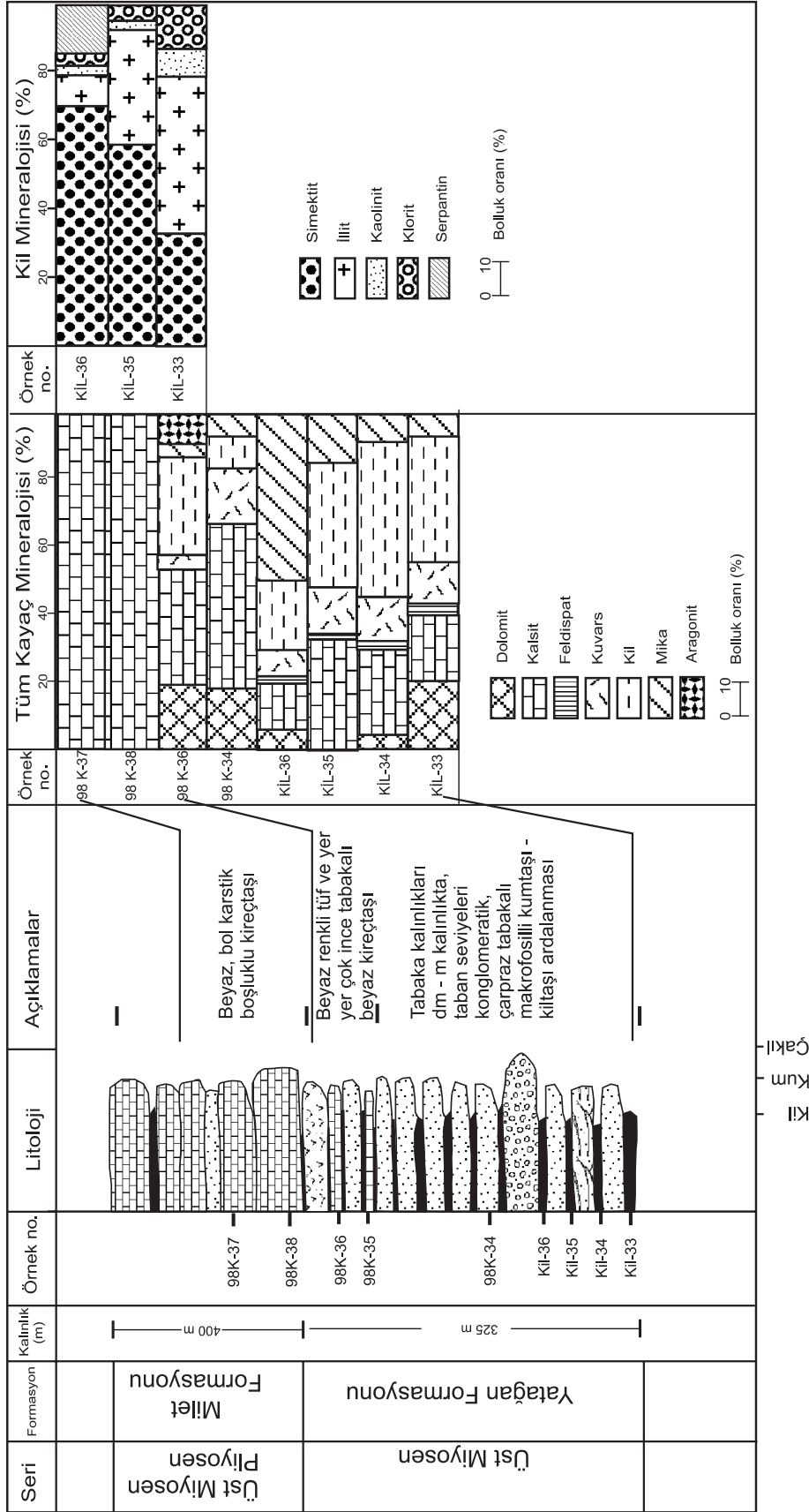
Şekil 4 Denizli-Kale (Güney) yöresinden alınan 2 no'lu ölçülü stratigrafik istifin tüm kayaç ve kil fraksiyonu minerallerine ait % bollukları (Bayhan 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 4. % Abundance of whole rock and clay fraction minerals of the measured stratigraphic section number 2 of Denizli-Kale (Güney) region (modified from Bayhan, 2001).

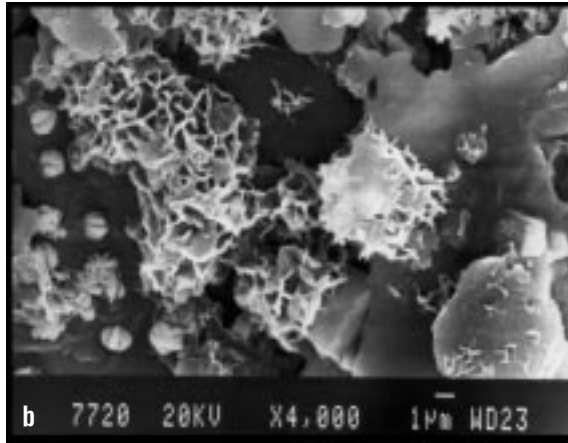
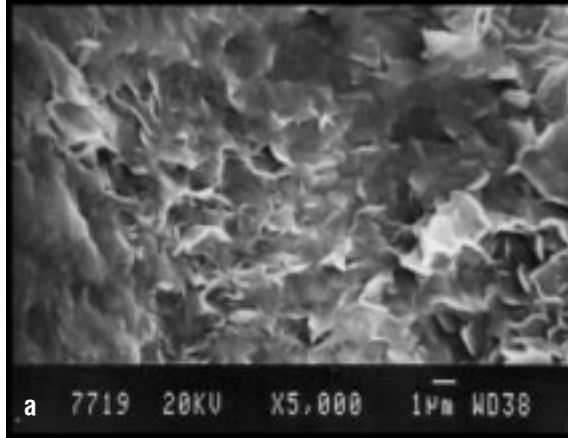


Şekil 5. Denizli-Kale (Narlı) yöresinden alınan 3 no.lu ölçülü stratigrafik istifin tüm kayaç ve kil fraksiyonu minerallerine ait % bollukları (Bayhan 2001'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 5. % Abundance of whole rock and clay fraction minerals of the measured stratigraphic section number 3 of Denizli-Kale (Narlı) region (modified from Bayhan, 2001).



Şekil 6. Denizli-Kale (Muslugüme) yöresinden alınan 4 no'lu ölçülü stratigrafik istifin tüm kayaç ve kil fraksiyonu minerallerine ait % bollukları (Bayhan 2001'den değiştirilerek alınmıştır).  
Figure 6. % Abundance of whole rock and clay fraction minerals of the measured stratigraphic section number 4 of Denizli-Kale (Muslugüme) region (modified from Bayhan, 2001).

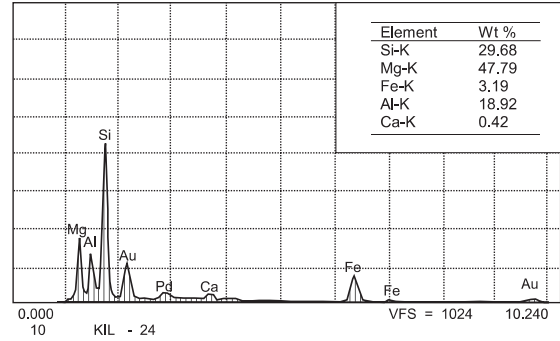


Şekil 7. (a) Simektitlerin SEM analiz görüntüsü (7719 no.lu fotoğraf), (b) Boşluklarda ve feldispatlar üzerinde gözlenen simektitler (7720 no.lu fotoğraf).

Figure 7. (a) SEM image of smectites (photograph no. 7719), (b) Smectites found on the feldspars and in the pores (photograph no. 7720).

$Al_2O_3$  bakımından zengin olması asit-magmatik veya metamorfik bir kaynağı ifade etmekte (Curtis, 1990) ve çökelme ortamının ofiyolitlerin yanı sıra bölgenin batısındaki Menderes Masi-fi'nden de malzeme aldığını göstermektedir. Feldispatlardan itibaren simektit oluşumu (bkz. Şekil 7b), Millot (1970), Chamley (1989), Tucker (1992) tarafından da belirtildiği gibi, çalışılan alanda etkin olmuş oluşum mekanizmalarından biri olarak görülmektedir. Bunun yanı sıra, simektitler, feldispatların alterasyonu ile oluşabileceği gibi, kırıntılı simektitlerin transformasyonu veya kırıntılı malzemenin neoformasyonu sonucunda da oluşabilmektedir.

Alınan örneklerde De Segonzac (1970)'a göre illitin kristalinite ölçümü yapılmış ve ilgili diyag-



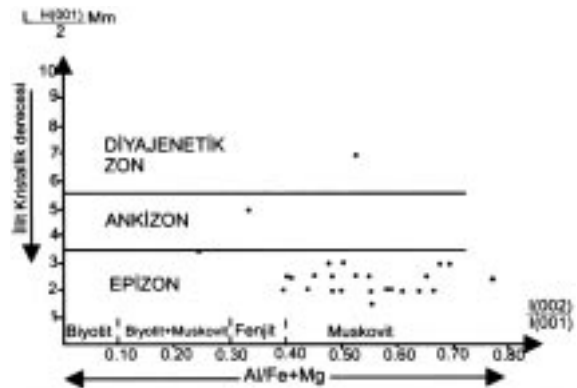
Şekil 8. Simektit EDS analiz diyagramı ve yüzde değerleri.

Figure 8. EDS analysis diagram of smectite and percentage values.

ramda (Şekil 9) çoğunun epizon ve az olarak da ankizonda bulunduğu saptanmıştır. Bu nedenle illitlerin temeldeki metamorfik kayalardan kaynaklandığı söylenebilir. İllit gibi kloritler de metamorfik kayalardan türemiştir. Şekil 3, 4 ve 5'de verilen istiflerde Oligosen yaşlı kömürlü seviyelerde kaolinitin artıp simektitin azalması, kömürleşme ortam koşullarının kaolinit oluşumunu hızlandırıcı yönde etkilemesinin bir sonucu olduğu düşünülmektedir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından desteklenen 97 – 02 – 602 – 004 no.lu “Dış Toros Kuşağı’ndaki (Denizli –



Şekil 9. İnceleme alanı illitlerinin I (002) / (001) – illit kristallik derecesi diyagramındaki konumu (De Segonzac, 1970).

Figure 9. The location of the illite minerals of the region in I (002) / (001) illit crystallinity degree diagram (De Segonzac, 1970).

Burdur) Tersiyer yaşlı istiflerin stratigrafik, tektonik ve sedimantolojik incelenmesi" başlıklı proje kapsamında yapılmıştır. Yazarlar; çalışmaya maddi destek saġlayan Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu'na, saha çalışmalarında yardımlarından dolayı Prof. Dr. Abdurrahim şahbaz (Muġla Üniversitesi), Yrd. Doç. Dr. Sezai Görmüş ve Doç. Dr. Cemal Tunoġlu'na (Hacettepe Üniversitesi), kimyasal analiz ve XRD-tüm kay ile kil fraksiyonu çekimlerinin yapılmasını saġlayan Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliġi Bölümünden Prof. Dr. Abidin Temel ile laboratuvar sorumlularına, E.D.S. ve taramalı elektron mikroskopu analizlerindeki katkılarında dolayı TPAO Araştırma Grubu Müdürü Dr. Oġuz Ertürk ve aynı kuruluştan Fizik Mühendisi Abdullah Öner'e teşekkür ederler.

## KAYNAKLAR

- Akgün, F., and Sözbilir, H., 2001. A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasse. *Geodinamica Acta*, 14, 71-93.
- Alçiçek, M., Kazancı, N. ve Özkul, M., 2000. ameli-Acıpayam (Denizli, GB Türkiye) Neojen havzası ve tortul dolgusu. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 201-203.
- Altınlı, İ., E., 1954. Denizli güneyinin jeolojik incelenmesi. M.T.A. Enstitüsü Rapor No. 2794, 110 s.
- ASTM., 1972. Inorganic index to the powder diffraction file. Joint Committee on Powder Diffraction Standards. Pennsylvania, 1432 pp.
- Bayhan, E., 2001. Dış Toros Kuřaġı'ndaki (Denizli-Burdur) Tersiyer yaşlı istiflerin stratigrafik, tektonik ve sedimantolojik incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi, 115 s.
- Becker-Platen, J. D., 1970. Lithostratigraphische Untersuchungen in Kanozoikum Südwest-Anatoliens (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei, 2)-Beih. *Geol. Jb.*, Hannover, 97, 244 p.
- Bilgin, A. ve Köseoġlu, M., 1985. Denizli – Babadaġ dolayının stratigrafisi. *Akdeniz Üniversitesi Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi*, 1, 29-65.
- Brindley, G.W., 1980. Quantitative X-ray mineral analysis of clays. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification*. G.W. Brindley and G. Brown (eds.), London Mineralogical Society, 125-195.
- Brown, G., 1961. The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. Jarrold and Sons Ltd., Norwich, 544 pp.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin, 623 pp.
- Curtis, C. D., 1990. Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, pleosols and clastic sedimentary rocks. *Journal of Geological Society of London*, 147, 351-358.
- De Segonzac, G.D., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism. *A Review Sedimentology*, 15, 281-346.
- Gökçen, N., 1982. Denizli ve Muġla evresi neojen istifinin Ostrakod Biyostratigrafisi. *Yerbilimleri*, 9, 111-131.
- Gökçen, N. ve Gündoġdu, M., N., 1984. Denizli-Muġla neojeninin kil mineralojisi, 1. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Çukurova Üniversitesi, 243-254.
- Göktaş, F., akmakoġlu, A., Tarı, E., Sütçü, Y.F. ve Sarıkaya, H., 1989. ivril ardak arasının jeolojisi. MTA Enstitüsü Rapor No. 8701, 109 s.
- Grim, R. E., 1968. *Clay Mineralogy*. Mc Graw Hill Book Company, New York, 596 pp.
- Gündoġdu, N., 1982. Neojen yaşlı sedimanter basenin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Ankara, 386 s.
- Hakyemez, Y., 1987. Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. *Istanbul Üniversitesi, Doktora Tezi*, İstanbul, 84 s.
- Hakyemez, Y., 1989. Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi. *MTA Dergisi*, 109, 9-21.
- Hakyemez, Y. ve Örcen, S., 1982. Muġla-Denizli arasındaki (Güneybatı Anadolu) Senozoyik yaşlı çökel kayaların sedimantolojik ve biyostratigrafik incelenmesi. MTA Enstitüsü Rapor No. 7311, 236 s.
- Kaya, T., 1993. Sazak (Kale – Denizli) Geç Miyosen Perissodactyla' sı. *M.T.A. Dergisi*, 115, 35-43.
- Millot, G., 1970. *Geology Of Clays*. Springer Verlag, Berlin, 429 pp.
- Sözbilir, H., 1994. Kaklık (KD Denizli) evresindeki Mesozoyik-Tersiyer istifinin stratigrafisi ve çökelme ortamları. Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik Fakültesi VII. Mühendislik Haftası, Bildiri Özleri, 3-4.
- Sözbilir, H., 1995. Stratigraphy and provenance of the paleocene-eocene Alakaya basin in the Denizli province, southwestern Turkey. *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, İzmir, 309-329.

- Sözbilir, H., 1997. Stratigraphy and sedimentology of the Tertiary sequences in the northeastern Denizli Province (Southwest Turkey). Dokuz Eylül Üniversitesi, Doktora Tezi, İzmir, 195 s.
- Sözbilir, H., 1999. Çaykavuştu konglomeralarının yapı malzemesi olarak kullanılabilirliği (Kaklık-Denizli) stratigrafik ve sedimentolojik bulgular. 1. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu Bildirileri, M.T.A. Ege Bölge Müdürlüğü, 74-81.
- Sözbilir, H., Akgün, F. ve Akkiraz, S., 2000. Uyumsuzluklarla sınırlandırılmış Tersiyer yaşlı tortul istiflerin Denizli ve İzmir arasındaki stratigrafisi. 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 179-182.
- Şahbaz, A. ve Görmüş, S., 1993. Çardak (Denizli) kuzeyindeki Eosen ve Oligosen yaşlı kumtaşlarının kaynak kaya türleri ve provenansı. Yerbilimleri, 16, 43-53.
- Şimşek, Ş., 1982. Denizli – Sarayköy Buldan alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, 1, 145-162.
- Taner, G., 1975. Denizli bölgesi Neojen'inin paleontolojik ve stratigrafik etüdü. M.T.A. Dergisi, 85, 45-67.
- Taner, G., 2001. Denizli Bölgesi Neojeni'ne ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 21.
- Tucker, M.E., 1992. Sedimentary Petrology. Blackwell, Oxford, 260 pp.
- Velde, B., 1985. Clay Minerals: A Physico-chemical Explanation of Their Occurrence. Developments in Sedimentology, 40, Elsevier Scientific Publication Company, Amsterdam, 425 pp.
- Wilson, M.J., 1987. A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy. Blackie, London, 308 pp.



## Erciyes Volkanı Geç Kuvaterner buzul çökelleri

### *Late Quaternary glacial deposits of the Erciyes Volcano*

**M. Akif SARIKAYA, Attila ÇİNER**

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, ANKARA

**Marek ZREDA**

University of Arizona, Department of Hydrology and Water Resources, AZ 85721 Tucson, USA

#### ÖZ

Kapadokya Volkanik Bölgesi'nin en yüksek volkanı olan Erciyes Dağı, Geç Kuvaterner'de üç evrede izlenebilen önemli bir buzullaşma dönemi geçirmiştir. Buzullaşmanın izleri özellikle dört ana vadi ile bir sırtta gözlenir. Kuzey-batıya doğru uzanan tekne şekilli Aksu Vadisi'nde, dili 3400 m yüksekliğinde olan güncel bir buzul ile buzul dilinin ön kısımlarından itibaren üzerleri kaya bloklarıyla kaplı ölü buzul parçaları gözlenir. Vadi boyunca üç buzul evresine ait erime, yan ve cephe morenleri ile sandur düzlükleri bulunmaktadır. İlk evreye ait yan morenler 2900 m yükseklikten 2200 m'ye kadar inmekte ve bazı yerlerde göreceli yükseklikleri 100 m'yi geçmektedir. Bu morenlerden türemiş 3-4 m çaplı büyük bloklar içerebilen sandur düzlüğü ise geniş alanlar kaplar. Erciyes Volkanı'nda diğer önemli bir buzul vadisi ise, dağın doğusunda geniş bir buzyalağının içinde gelişerek 2500 m yüksekliğe kadar indiği belirlenen buzulların oluşturduğu cephe moren karmaşığı ile temsil edilen Uçker Vadisi'dir. Yan, cephe, gerileme ve tümseksi morenlerden oluşan bu moren karmaşığının en üst kesimlerinde güncel kaya buzulları da gözlenir. Dağın kuzeydoğusuna doğru uzanan dar bir vadi olan Öksüzdere Vadisi boyunca 2900 m yükseklikten 2300 m'ye kadar uzanan ilk evreye ait bir yan moren çifti ile yukarı kesimlerde ikinci evreye ait tümseksi moren karmaşığı ve bir sandur düzlüğü bulunmaktadır. Daha küçük bir vadi olan Kırkpınar Vadisi buzul çökelleri ise, Aksu Vadisi'nin batısında, 2850-2600 m yükseklikleri arasında kalan kuzeybatı uzanımlı küçük bir vadede gelişmiş yan ve tümseksi morenlerden oluşan bir karmaşık ile temsil edilir. Erciyes Volkanı'nın güneyinde buzul vadisi oluşumu bulunmamakla birlikte 3300 ile 2500 m yükseklikleri arasında kalan Topaktaş Sırtı'nda ilk iki evreye ait yan ve cephe morenleri ile Dikkartın Domu'nun etrafında gelişmiş sandur düzlüğü gözlenmektedir. Aksu Vadisi'nde bulunan güncel buzulda yapılan gözlemler, Türkiye'nin diğer buzullarında olduğu gibi burada da, en azından 20. yüzyılın başlarından bu yana bir gerilemenin olduğunu belirtmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Erciyes, Geç Kuvaterner, güncel buzul, kaya buzulları, kozmojenik yüzey yaşlandırma, moren.

#### ABSTRACT

*Mount Erciyes, highest stratovolcano of Cappadocian Volcanic Province, witnessed widespread valley glaciations during Late Quaternary. It is characterized by four valleys and one ridge that contain a small glacier and glacial deposits on its flanks. Aksu Valley is a northwest trending U-shaped valley with an actual glacier descending down to 3400 m of elevation. Few dead ice fragments covered by debris are also present starting from the lower end of the glacier. Lateral and terminal moraines, together with young ablation moraines and outwash plains indicate three glacial epochs. The oldest and most extensive one is characterized by two well-preserved, 100 m high lateral moraines at altitudes 2900-2200 m. A vast outwash plain derived from these moraines contains large andesitic blocks up to 3-4 m in diameter. Another important glacial valley, situated on the eastern side of the mountain, is Uçker Valley with a wide cirque area originated from a volcanic amphitheatre. It contains a vast terminal moraine complex covering the present ski area. On the southern rim of the mountain, several rock glaciers are also observed. Öksüzdere Valley is a northeast trending narrow glacial valley containing two lateral moraines between*

2900-2300 m of altitude. Between these moraines, a younger hummocky moraine complex and an outwash plain are present. There is no glacial valley development on the southern side of the volcano. However, on the Topaktaş Ridge, small lateral and terminal moraines are present at altitudes between 3300 and 2500 m. Kırkpınar Valley, situated to the west of Aksu Valley, is covered by a northwest oriented small terminal moraine complex made up of lateral and hummocky moraines between 2850 and 2600 m of altitude. The data available on the modern glacier situated in the Aksu Valley, indicate that the recent glacier retreat probably started at least at the beginning of the 20<sup>th</sup> century.

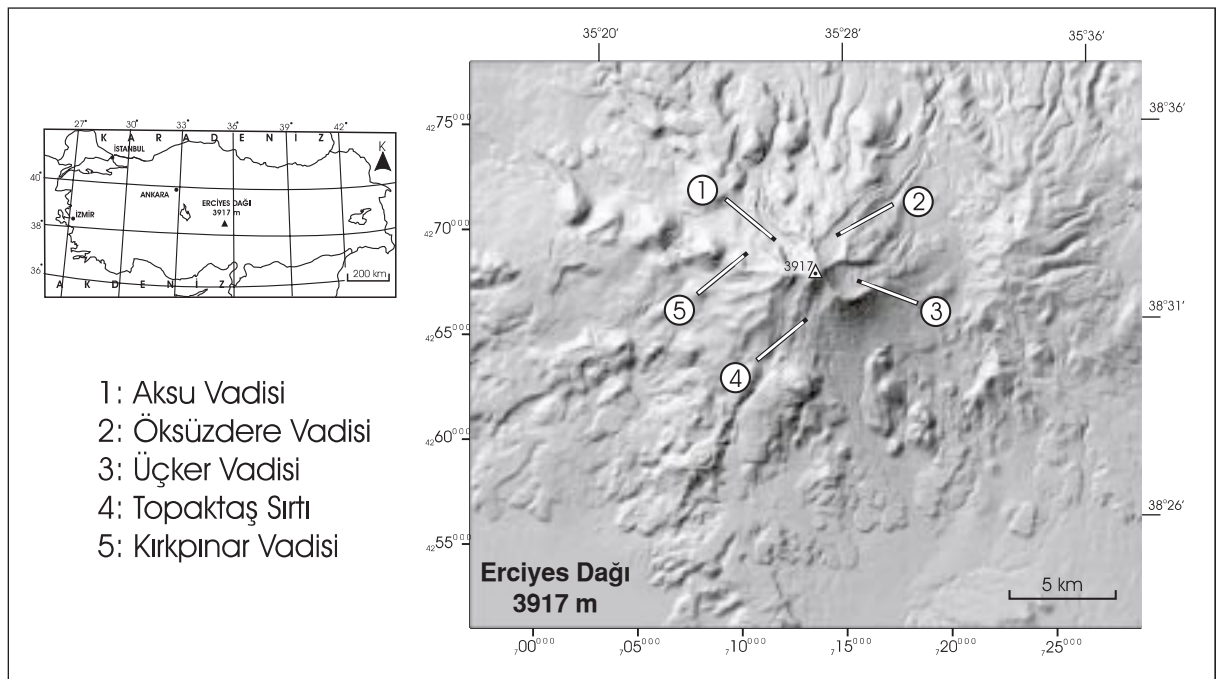
**Key words:** Erciyes, Late Quaternary, actual glacier, rock glacier, cosmogenic surface dating, moraines.

## GİRİŞ

Kapadokya Volkanik Bölgesi'nin en yüksek stratovulkanı olan Erciyes Dağı (3917 m), Kayseri'nin 20 km güneyinde yer alır (Şekil 1). Türkiye'nin 2500-3000 m'yi aşan birçok dağında (Ağrı, Süphan ile Toroslar ve Doğu Karadeniz Dağları) olduğu gibi, Erciyes Volkanı'nda da Geç Kuvaterner buzullaşmasına ait izlere rastlamak mümkündür.

Bölgede özellikle volkanolojiye yönelik çalışmalar oldukça fazladır (Pasquare, 1968; Innocenti vd., 1975; Ayrancı, 1991; Notsu vd., 1995; Şen, 1997). Buna karşın, tüm Türkiye'de olduğu gibi, Erciyes'de de buzullaşmaya ve buzul çökellerine yönelik çalışmalar çok sınırlı sayıdadır (Pent-

her, 1905; Bartsch, 1930; Blumenthal, 1938; Erinç, 1951; Güner ve Emre, 1983). Erciyes Dağı'nda en son çalışmayı gerçekleştiren Şen (1997), volkanizmayı iki aşamada incelemiştir. Birinci Koç Dağı aşamasından sonra gelişen Yeni Erciyes volkanizması bugünkü Erciyes Volkanı'nın oluştuğu aşamayı belirtir. 1.7 my (Innocenti vd., 1975; Ercan vd., 1994; Notsu vd., 1995) önce andezitik, dasitik ve bazaltik lav akıntıları ile başlayan bu aşama, dasitik, riyodasitik karakterdeki kuvvetli patlamalı volkanizma ile 0.14 my (Ercan vd., 1994; Notsu vd., 1995) öncesine kadar sürmüştür. Volkanik kayalara ait bölgede saptanan en son 0.083 my'dir. Notsu vd. (1995) tarafından belirlenen bu yaş Perikartın Domu'nun yaklaşık 4 km kuzeyinde bulunan Çarık Tepe (1719 m)'deki dasitik lavlara ait-



Şekil 1. Erciyes Volkanı'nın yer bulduru haritası.  
Figure 1. Location map of the Erciyes Volcano.

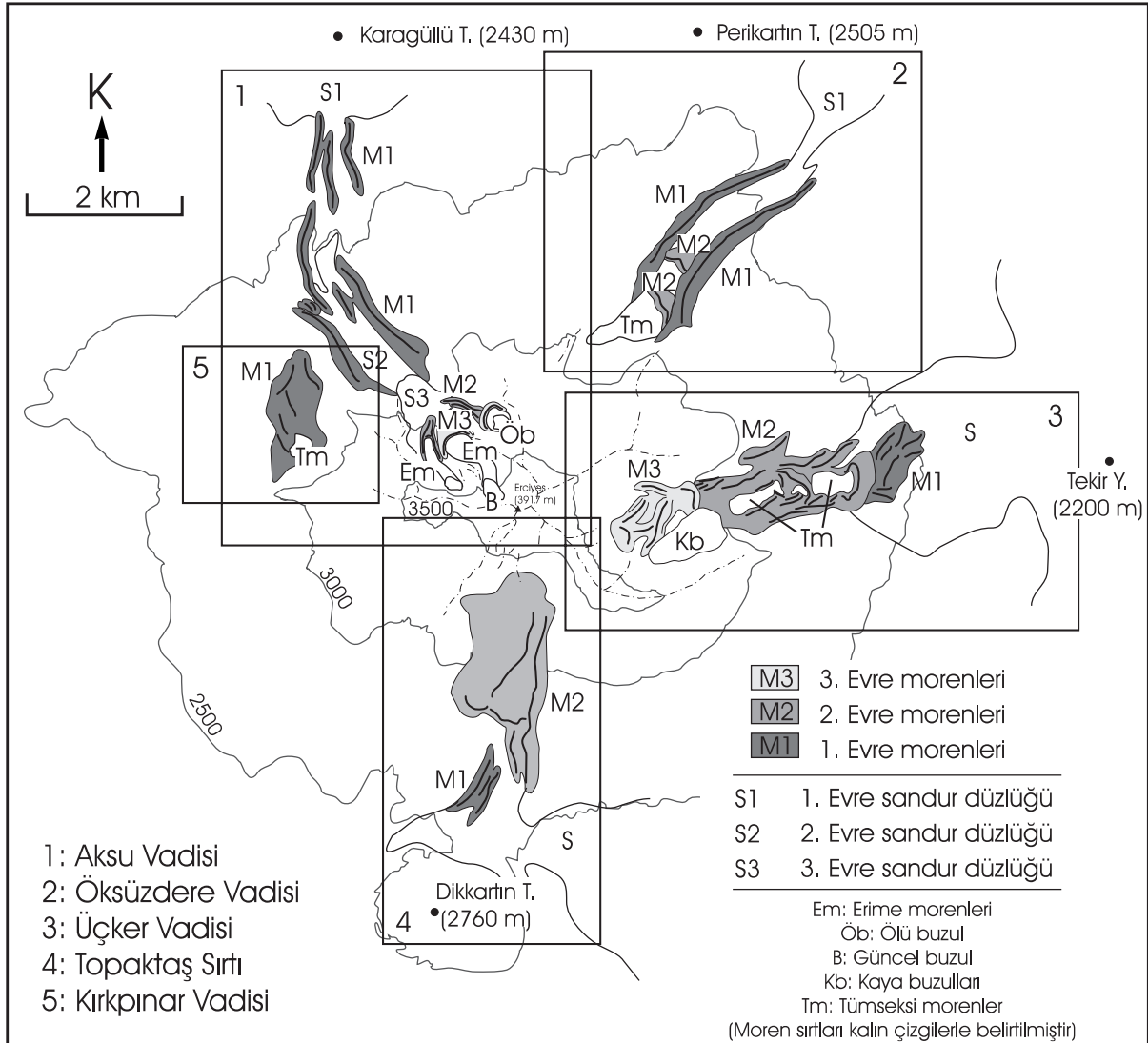
tir. Bu tarihten sonra dağın doğu yamacında bulunan amfiteyatroyu oluşturan volkanik çığın oluşumu ile Erciyes Volkanı en son halini almıştır (Şen, 1997).

Geç Kuvaterner'in üç evresinde geçirdiği buzullaşma sonucu ise, Erciyes bugünkü görünümünü kazanmıştır. Buzullaşmanın yoğun olarak geliştiği kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğuya bakan yamaçlarda aşınma o denli ilerlemiştir ki, Güner ve Emre, (1983)'nin belirttiği gibi dağın iskeleti ortaya çıkmıştır. Buna karşın, dağın güney yamacında Erciyes tam bir volkan görünümündedir.

Erciyes Volkanı'nda buzullaşmanın esas olarak dört vadi boyunca geliştiği gözlenmektedir (Şekil 2). Bunlar; (1) kuzeybatıya doğru uzanan Aksu, (2) kuzeydoğuya doğru uzanan Öksüzdere ve (3) bugünkü kayak merkezini de kısmen içine alan ve doğuya bakan Üçker Vadileri'dir. Diğer buzullaşma bölgeleri ise genelde küçük bir buz yalağından itibaren gelişen ancak fazla ilerleyemeyen buzulların oluşturduğu (4) güneydeki Topaktaş Sırtı ve (5) batıdaki Kırkpınar Vadisi'dir.

### AMAÇ VE YÖNTEM

Türkiye'de Kuvaterner buzullaşması ile ilgili olarak yapılan daha önceki çalışmalarda buzullaş-



Şekil 2. Erciyes Volkanı buzul çökelleri haritası.  
Figure 2. Glacial deposits map of the Erciyes Volcano.

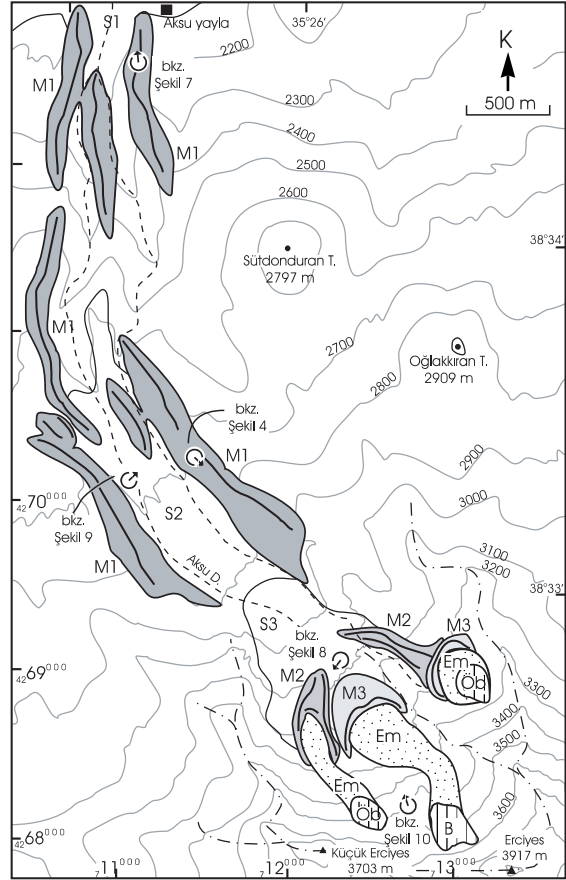
ma evrelerine ait mutlak (nicel) bir yaş verisi bulunmamaktadır. Geçmiş evrelere ait buzulların biriktirme ve aşındırma özelliklerine bakılarak ve bu yapılar arasındaki stratigrafik ve morfolojik ilişkiler incelenilerek yapılan bu tür stratigrafik yaşlandırma yöntemleri ancak göreceli yaş verebilmektedir. Erciyes Volkanı'nda yapılan bu çalışmanın temel amacı, dağın Geç Kuvaterner'den günümüze kadar geçirdiği buzullaşma evrelerinin mutlak yaşlandırmasının yapılabilmesi için gerekli ön çalışmaların gerçekleştirilmesidir. Bu amaç doğrultusunda öncelikle aşınma ve birikme yapılarının (özellikle moren setleri) kapsamlı haritaları GPS kullanılarak yapılmıştır. Bunun yanı sıra, moren setlerini oluşturan buzul çökellerinin (till) ve sandur düzlüklerinin sedimentolojik tanımlamaları yapılmış ve kozmojenik  $^{36}\text{Cl}$  yüzey yaşlandırması (Cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$  surface exposure dating) için örnekler toplanmıştır.

## BUZUL ÇÖKELLERİ

### Aksu Vadisi

Genel görünümü itibariyle tipik bir tekne şekilli buzul vadisi olan Aksu Vadisi, Erciyes Volkanı'nın kuzeybatıya bakan yamacında zirveden itibaren gelişmiş yaklaşık 4 km uzunluğunda dar ve derin bir vadidir (Şekil 2, 3 ve 4). Büyük Erciyes (3917 m) ve Küçük Erciyes (3703 m) zirveleri ile başlayan vadi esas olarak iki kısma ayrılır. Bunlar, ana vadi ile kuzeydoğusunda ana vadiye paralel olarak uzanan ve yaklaşık 1 km sonra 3000 m kotunda ana vadiye bağlanan asılı vadidir. Ana vadi, Küçük ve Büyük Erciyes zirvelerinin kuzey eteklerinde iki adet buzyalağı ile başlar. Asılı vadi ise, bu iki buzyalağından farklı bir buzyalağına sahiptir. Yüksek ve dik sırtlarla çevrili Aksu Vadisi 3917 m kotundan 3000 m'ye kadar dik bir eğimle alçalır ve en dar olduğu (375 m) noktadan itibaren 2600 m kotuna kadar sabit bir eğimle uzanır.

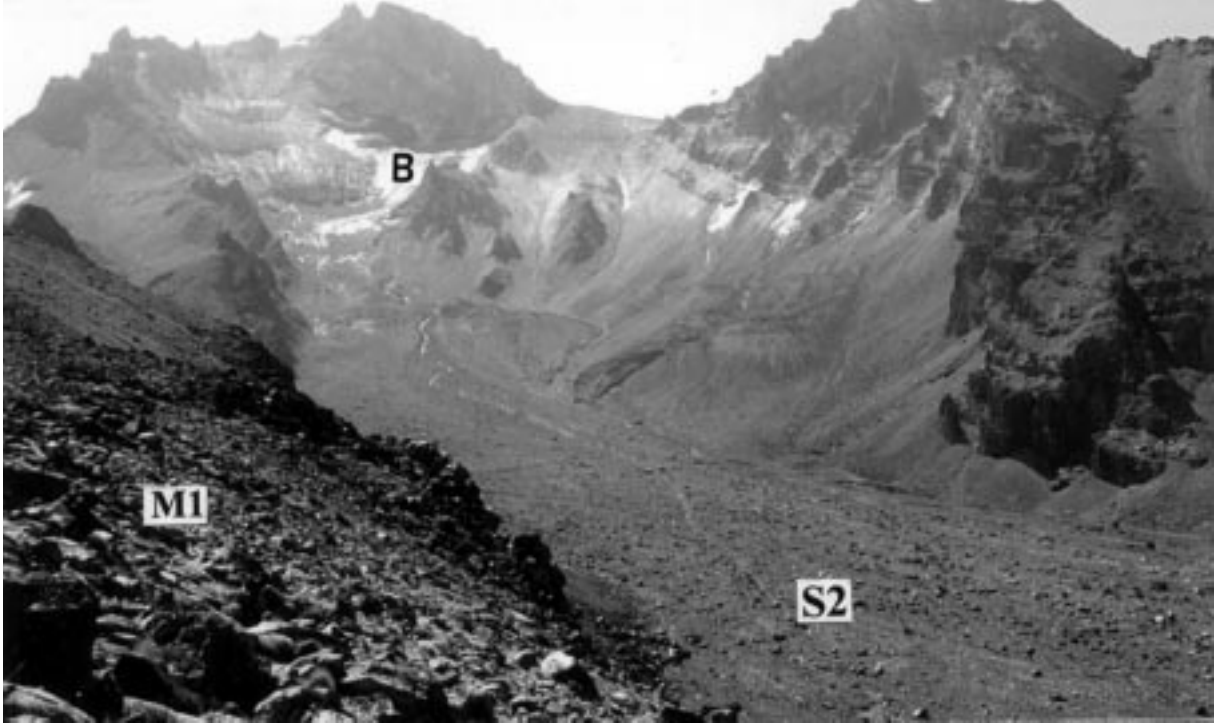
Yukarıda genel morfolojik özellikleri belirtilen Aksu Vadisi tekne vadi özelliğini günümüze kadar süregelen buzul aktiviteleri nedeniyle almıştır. Bu aktivitenin aşındırma ve biriktirme izlerini Aksu Vadisi ve asılı vadi içinde görmek mümkündür. Buzul aşındırma izlerinin en önemli kanıtları vadinin 2900 m kotundan daha yüksek olan kesimlerinde bulunan ve ortalama rakımları 3300-3400 m olan dik ve keskin sırtlar (arê-



Şekil 3. Aksu Vadisi buzul çökelleri haritası (M1: Birinci evre morenleri, M2: İkinci evre morenleri, M3: Üçüncü evre morenleri, S1: Birinci evre sandur düzlüğü, S2: İkinci evre sandur düzlüğü, S3: Üçüncü evre sandur düzlüğü, B: Güncel buzul, Öb: Ölü buzul, Em: Erime moreni, Moren sırtları kalın çizgilerle gösterilmiştir, ☉: Foto bakış yönlerini göstermektedir).

Figure 3. Glacial deposits map of Aksu Valley (M1: 1<sup>st</sup> epoch moraine, M2: 2<sup>nd</sup> epoch moraine, M3: 3<sup>rd</sup> epoch moraine, S1: 1<sup>st</sup> epoch outwash plain, S2: 2<sup>nd</sup> epoch outwash plain, S3: 3<sup>rd</sup> epoch outwash plain, B: actual glacial, Öb: Dead ice, Em: Ablation moraine, Moraine crests are indicated by thick lines, ☉: Indicates the view directions of the pictures).

tes) ile 3500 m'den sonra bulunan ve taban yükseklikleri ortalaması 3550 m olan buzyalıklarıdır. Bunun yanı sıra, buzulun ana kayadan geçerken cilalayarak oluşturduğu hörgüçkayalar ile, çok daha küçük boyutlu olsa da, buzulun içerdiği ince malzemelerce çizilmiş yüzeyler ve buzul yontması sonucu gelişmiş hilal şekilleri (crescent marks) de gözlenir (Şekil 5 ve 6).



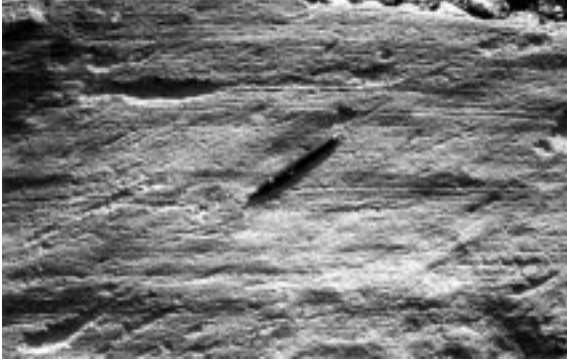
Şekil 4. Aksu Vadisi'nin genel görünümü (Arka planda, sol tarafta Büyük Erciyes (3917 m), sağ tarafta ise Küçük Erciyes (3703 m) zirveleri gözükmemektedir. Fotoğrafın çekildiği sırt 1. evre yan morenini (M1), zirvenin alt kısmındaki beyaz alan güncel buzulu (B), aşağıdaki düz alan ise 2. evre sandur düzlüğünü (S2) temsil etmektedir, fotoğraf yeri için Şekil 3'e bakınız).

Figure 4. General view of Aksu Valley (Greater Erciyes Peak (3917 m) on the left and Little Erciyes Peak (3703 m) on the right. Picture is taken from the top of the 1<sup>st</sup> epoch lateral moraine (M1) from where the actual glacier (B), and the 2<sup>nd</sup> epoch outwash plain (S2) can be seen, see Figure 3 for picture location).

Aksu Vadisi'nde buzul aşındırma yer şekillerinin yanı sıra, birçok buzul birikinti yer şekilleri de bulunmaktadır. Bu vadi boyunca birikinti yer şekillerini üç evrede incelemek mümkündür. En yaşlı evreye (birinci evre) ait buzul çökelleri genellikle yan morenlerden oluşan ve 2800-2900 m kotundan başlayıp, Aksu Yaylası'nın bulunduğu 2200 m'ye kadar ilerleyen moren karmaşığı (M1) ile temsil edilirler (Şekil 3 ve 4). Başlangıçta iki adet büyük yan morenden oluşan karmaşık, 2600 m'den sonra belli belirsiz sırtlar halinde devam eder. Belirgin bir bitki örtüsünün geliştiği bu moren karmaşığının yarı pekişmiş bileşenleri ve aşınmış morfolojileri nedeniyle Pleyistosen sonunda oluştuğu belirtilmiştir (Erinç, 1951; Güner ve Emre, 1983). Vadinin her iki tarafında bulunan yan morenlerin yükseklikleri Aksu Vadisi tabanından itibaren yaklaşık 60-100 m, genişlikleri ise 60-120 m civarındadır. Gerek yükseklik ve doğrultuları, gerekse fasiyes özelliklerinin benzer olmaları bu morenlerin aynı evrede oluştuğu izlenimini vermektedir. Vadi bo-

yunca kuzeybatıya doğru birbirlerine paralel bir şekilde uzanan yan morenler, 2600 m'den sonra gelişmiş flüvyal etki nedeniyle ilksel görünümünü kaybetmişlerdir. Birinci evre morenleri Aksu Yaylası (2200 m) civarında gelişen volkanizma nedeniyle Karagüllü Domu yerleşimine ait piroklastik akış, yayılma ve geri düşme çökelleri tarafından üzerlenmişlerdir (Şekil 7). Birinci evre buzullaşmasının oluşturduğu sandur düzlüğü (S1) Aksu Yaylası (2200 m)'nden itibaren Hacılar (1550 m)'a doğru devam eden bölgeyi kaplar durumdadır. Buzullaşmayı izleyen evrede Erciyes Volkanı'nın eteklerindeki parazit konilerde meydana gelen ikincil volkanizma ile bu sandur düzlüğünün örtüldüğü gözlenmektedir (Şekil 7).

Aksu Vadisi'nde gelişen ikinci evreye ait buzullaşma 3000-3100 m kotunda, asılı vadi ile ana vadinin güney kenarından itibaren yaklaşık 300-500 m uzunluğa ve 50-70 m yüksekliğe sahip ikişer çift yan moren (M2) ile temsil edilir (Şekil 8). Morenleri oluşturan buzul çökellerinin bile-



Şekil 5. Buzulun ilerlemesi sırasında taşıdığı ince taneli sedimanların bir andezit bloğunu çizmesi sonucu oluşmuş buzul çizikleri (Örnekte buzul akış yönü ilk önce sağdan sola (veya tersi) iken bloğun dönmesi ile kalemin sivri ucunun gösterdiği yönde ikincil buzul çizikleri (birincil çizikleri keser halde) gelişmiştir).

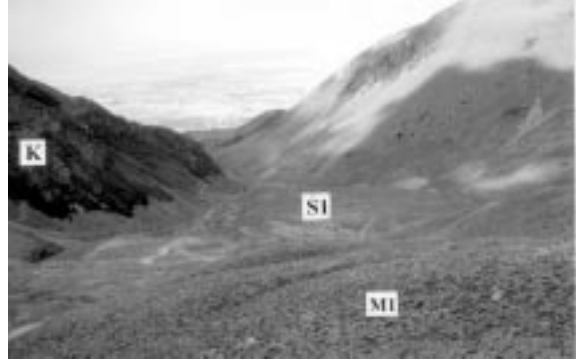
Figure 5. Striations developed by fine grained sediments within the flowing glacier on the surface of an andesitic block (Example shows two well developed striations, first from left to right (or visa versa) and a second (younger since they cut the first ones) towards the upper left corner of the picture).



Şekil 6. Buzulun uyguladığı basınç nedeniyle kayıktan yontarak oluşturduğu hilal şekilleri (Akış yönü fotoğrafın üst kısmından aşağıya doğrudur).

Figure 6. Crescent marks developed due to the pressure applied by flowing glacier (Flow from top towards bottom).

şenleri genelde köşeli-yarı köşeli olup, 5-20 cm çapındadır. Bunun yanı sıra, çapı 2-4 m arasında değişen bloklar da ince taneli bir matriks içerisinde yüzer durumdadırlar. Yer yer bitki örtüsünün de geliştiği bu morenlerin cephe setleri daha sonraki evrelerde gelişen flüvyal etki sonucu bozulmuştur. Ancak bu morenlere ait sandur düzlüğü (S2) Aksu Vadisi tabanı boyunca 2500 m kotuna kadar devam eder (bkz. Şekil 3).

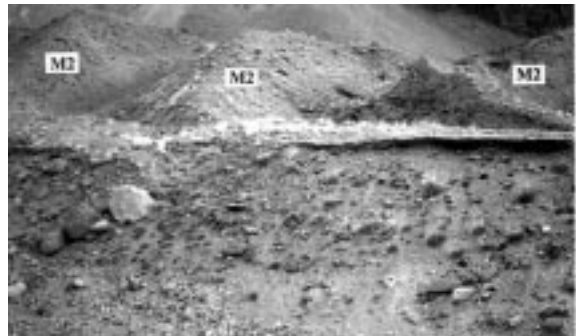


Şekil 7. Aksu Vadisi'nin aşağı kesimlerindeki birinci evre sandur düzlüğü (S1) ve yan morenlerini (M1) kesen Karagüllü Dom'u (K) (Arka planda Kayseri şehri görülmektedir, fotoğraf yeri için Şekil 3'e bakınız).

Figure 7. Karagüllü Dome (K) cutting the 1<sup>st</sup> epoch outwash plain (S1) and lateral moraines (M1) on the lower end of Aksu Valley (Kayseri town on the background, see Figure 3 for picture location).

Sandur düzlüğünde 1,5-4 m tane boyuna sahip iri blokların yanı sıra birkaç cm çapı olan daha ince tane boyutlu malzeme de bulunmaktadır (Şekil 9).

Aksu Vadisi'nde bulunan üçüncü evreye ait morenler buzulun gerilemesi esnasında gelişmiş erime morenlerinden (ablation moraines) (M3)



Şekil 8. Üç adet 2. evre yan moreni (M2) ve bunlardan birinin kesiti (Tabakalanmanın ve tane boyu ayrışmasının gözlenmediği kum matriks destekli til içinde yüzen bloklar. Fotoğrafın sol tarafındaki beyaz blok yaklaşık 2 m çapındadır).

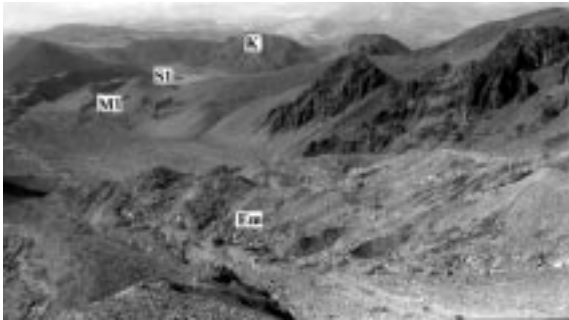
Figure 8. Three 2<sup>nd</sup> epoch lateral moraines (M2) and a cross-section through one of them (Note the non-stratified, non-sorted nature of the till and blocks floating in a sandy matrix. The white boulder to the left is approximately 2 m in diameter, see Figure 3 for picture location).



Şekil 9. Aksu Vadisi 1. evre sağ yan moreni (M1) ve 2. evre sandur düzlüğü (S2) (Blokler 2-4 m çapında olup sandur düzlüğü güncel akarsu (a) tarafından kesilmiştir, fotoğraf yeri için Şekil 3'e bakınız).

Figure 9. The 1<sup>st</sup> epoch right lateral moraine (M1) and the 2<sup>nd</sup> epoch outwash plain (S2) (Blocks are 2 to 4 m in diameter and a recent river (a) cuts through the outwash plain, see Figure 3 for picture location).

oluşur (Şekil 10). Hem Aksu Vadisi'nde, hem de ana vadiye bağlanan asılı vadide 3100-3150 m kotunda bulunan bu morenleri oluşturan çökelmelerin tane boyu birkaç 10 cm'den 3-5 m'lik bloklara kadar uzanır. Gerek çok genç olmaları, gerekse de çok az oranda ince boyutlu malzeme içermelerinden dolayı bloklar yerlerinde sabit değildirler. Çok köşeli tane boyuna sahip olan



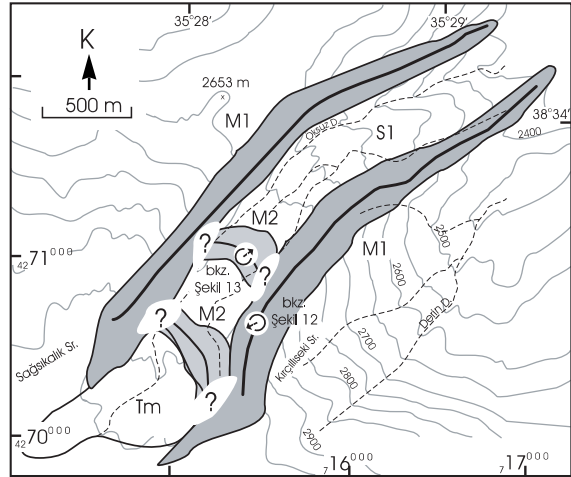
Şekil 10. Aksu Vadisi 3. evre erime morenlerinin (Em) buzuldan itibaren görünüşü (Geri planda 2. evre sandur düzlüğü, 1. evre sağ yan moreni (M1), 1. evre sandur düzlüğü (S1) ve Karagüllü Dom'u (K) görülmektedir, fotoğraf yeri için Şekil 3'e bakınız).

Figure 10. The general view of the 3<sup>rd</sup> epoch ablation moraines (Em) from the glacier (The 2<sup>nd</sup> epoch outwash plain (S2) and 1<sup>st</sup> epoch right lateral moraine (M1), the 1<sup>st</sup> epoch outwash plain (S1) and Karagüllü Dome (K) can be observed on the background, see Figure 3 for picture location).

bloklar ile ölü buz parçaları karışık halde bulunurlar. Üçüncü evre buzullarından itibaren oluşmuş sandur düzlüğü (S3) 3200 m'den 2800 m kotuna kadar devam eder. Nispeten düz bir topoğrafyaya sahip olan sandur düzlüğü içinde 30-50 cm'lik köşeli-yarı köşeli taneler gözlenir.

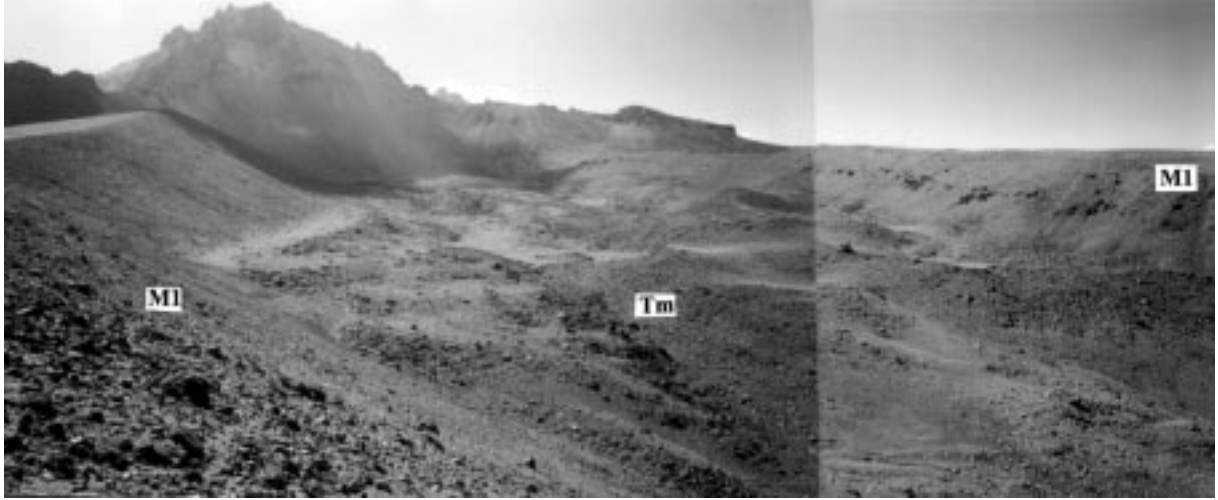
### Öksüzdere Vadisi

Öksüzdere Vadisi, Erciyes Volkanı'nın kuzeydoğuya bakan yamacından itibaren 2150 m yüksekliğe kadar yaklaşık 6 km uzanan bir buzul vadisidir (Şekil 2 ve 11). Öksüzdere vadisi 1.5 km genişliğinde ve 2 km uzunluğunda geniş bir buzyalağından itibaren başlar. Vadinin en dar yeri, Sağısıklık ve Kırçılıseki Sırtları arasında düzgün bir şekilde uzanan tepeler arasında yaklaşık 250 m kadardır. Erciyes'in zirvesinden itibaren kuzeydoğuya doğru 45-60°'lik bir eğimle başlayan buzyalağı günümüzde zirve ve çevresindeki dik yamaçlardan dökülen malzemelerle tamamen kaplı bir haldedir (Şekil 12). 2900-3000 m kotuna kadar devam eden yamaç döküntülerinin oluşturduğu yüksek eğimli topoğrafya, 3000 m kotundan sonra yerini biri 2800 m di-



Şekil 11. Öksüzdere Vadisi buzul çökeltileri haritası (M1: Birinci evre morenleri, M2: İkinci evre morenleri, S1: Birinci evre sandur düzlüğü, Tm: Tümseksi moren, Moren sırtları kalın çizgilerle gösterilmiştir, ↻: Foto bakış yönlerini göstermektedir).

Figure 11. Glacial deposits map of Öksüzdere Valley (M1: 1<sup>st</sup> epoch moraine, M2: 2<sup>nd</sup> epoch moraine, S1: 1<sup>st</sup> epoch outwash plain, Tm: Hummocky moraine, Moraine crests are indicated by thick lines, ↻: Indicates the view directions).



Şekil 12. Öksüzdere Vadisi'nde gözlenen 1. evreye ait sağ ve sol yanıl moren setleri (M1) ve arasında gelişmiş tümseksi morenler (Tm) (fotoğraf yeri için Şekil 11'e bakınız).  
 Figure 12. Öksüzdere Valley 1<sup>st</sup> epoch right lateral moraines (M1) and hummocky moraines (Tm) in between (see Figure 11 for picture location).

ğeri ise 2900 m'de bulunan cephe morenlerinin oluşturduğu iki basamağa bırakır. Bu basamakların arka kesimlerinde ise küçük tepeler ve çukur alanların bulunduğu bir morfoloji gözlenir. Alt basamaktan itibaren vadi flüvyal etki ile aşınarak 2100-2000 m kotunda son bulmaktadır.

Aksu Vadisi'nde gözlemlenen birinci ve ikinci evre buzullaşmasının eşlenikleri Öksüzdere Vadisi'nde de görülmektedir. Her ne kadar gözlenemese de, buzyalağı içerisinde bulunan ve 3400 m kotundan 3000 m'ye kadar devam eden geniş ve kalın alüvyal yelpaze örtüsünün genç morenleri (üçüncü evre) üzerlediği düşünülmektedir.

Öksüzdere Vadisi'nin her iki yanında 2800 m'den başlayarak 2250 m kotuna kadar devam eden yan moren çiftinin (M1) vadi tabanından itibaren yükseklikleri 60-100 m, genişlikleri ise 50-150 m kadardır (Şekil 12). Yan morenlerin yüksekliklerinin, uzunluklarının ve sedimantolojik özelliklerinin benzer olması aynı evrede oluştuğularının birer belirtisidir. Yarı pekişmiş, matriks destekli bir görünüm sunan bu birinci evre morenleri, yarı çapları birkaç 10 cm'den 3-5 m'lik bloklara kadar değişen bileşenler içerirler. Riyolit ve bazalt gibi volkanik kökenli kayalar parçaları içeren morenlerin üzerleri yosun ve çalılıkların oluşturduğu seyrek bir bitki örtüsü ile kaplıdır. Birinci evre buzullaşmanın oluşturduğu cephe

morenleri daha sonra bölgede gelişen flüvyal etki nedeniyle aşınmışlardır.

Öksüzdere Vadisi'nde gözlemlenen birinci evre buzullaşması sırasında gelişen sandur düzlüğü (S1) 2600 m kotundan başlar ve 1200 m'ye kadar devam eder. Genellikle 20-30 cm'lik bloklar ile daha ince tane boyutlu malzemeden oluşan sandur düzlüğü flüvyal etkinin artması sonucu giderek belirginsizleşir.

Vadideki ikinci buzul evresi 2700 m ve 2900 m kotunda birbirini izleyen iki set görünümünde olan ve buzul gerilemesini ifade eden cephe morenleri (M2) ile kendini gösterir (Şekil 11). Yerden yükseklikleri 100-150 m'yi bulan bu cephe morenlerinin genişlikleri yaklaşık 30-50 m olup, uzunlukları vadiyi dolduracak şekilde 100 m civarındadır. Bileşenleri genellikle 10-20 cm'den 3-5 m'ye kadar olan bloklardan oluşan söz konusu morenler, yarı pekişmiş, matriks destekli kil-kum boyu bağlayıcı içeren yığılımlar halindedir (Şekil 13). Yüzeylerinde seyrek de olsa bir bitki örtüsü gelişmiştir.

Her iki cephe moreni gerisinde ise, genellikle düzensiz bir dağılım gösteren, küçük tepecikler ile çukur alanlardan oluşan bölgeler ("knob-and-kettle topography", Gravenor ve Kupsch, 1959) gözlenmektedir. Tepecikler 2-4 m yüksekliğinde, 5-10 m genişliğinde hafif yuvarlak ve genel-



Şekil 13. Öksüzdere Vadisi içerisinde bulunan 2. evre cephe moren setlerinden 2900 m'de olanı (M2) ve kozmojenik yüzey yaşlandırması için örnek alımı (fotoğraf yeri için Şekil 11'e bakınız).

Figure 13. The 2<sup>nd</sup> epoch frontal moraine (M2) at 2900 m, and sampling for cosmogenic dating, (see Figure 11 for picture location).

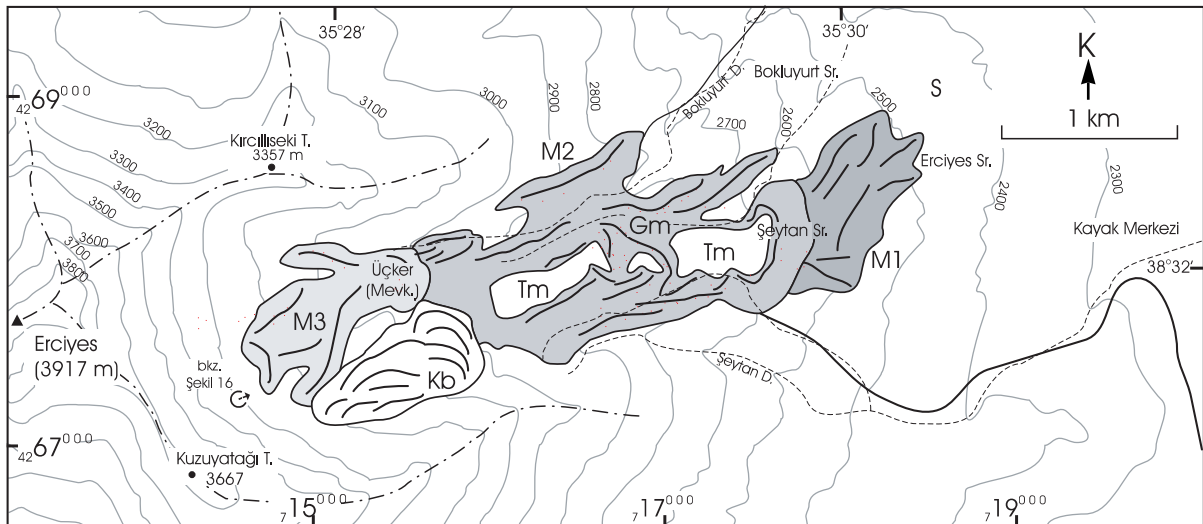
likle uzunlamasına olup, 1-3 m derinliğinde ve 4-6 m genişliğinde çukur alanlar ile birbirlerinden ayrılmışlardır. Tepeciklerin bileşenleri yarı pekişmiş, kil-kum boyu bağlayıcı içeren, matriks destekli ve kahverengi-sarımsı renkli 5-10 cm çaplı çakıllar ile 1-1,5 m çapındaki bloklardan oluşur. Çukurluklar ise genellikle kil, yer yer kum boyu malzeme ile örtülü haldedir. Yağışlı mevsimlerde gölcüklerin olduğu bu alanlar, yaz aylarında kurur ve bitki örtüsü ile kaplanır. Cephe morenleri gerisindeki bu tepecikler onlarla

hemen hemen aynı evrede oluşmuş tümseksi morenler (hummocky moraines) olarak yorumlanmıştır.

### Üçker Vadisi

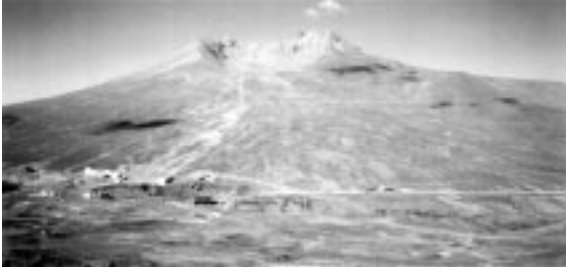
Erciyes Volkanı zirvesinden itibaren doğuya doğru uzanan ve kuzeyde Kırçılıseki Sırtı (3357 m) ile güneyde Kuzuyatağı Tepe (3667 m) arasında bulunan Üçker Vadisi volkanik çökme ile oluşan bir amfiteyatroyu içine alır (Şekil 14 ve 15). 1-1.5 km genişliğinde, 2-2.5 km uzunluğunda ve 800-900 m derinliğinde dik yamaçlarla çevrili bu amfiteyatroyu Geç Kuvaterner'de Üçker Vadisi'nde gelişmiş buzullar için bir buzyalağı işlevini görmüştür. Homojen bir morfoloji arz etmeyen vadi, Üçker mevki civarında etrafı kapalı çukur bir buzyalağı, Şeytan Sırtı (2734 m) ve Bokluyurt Sırtı (2663 m) kotunda ise basamaklar halinde gelişmiş tepeler ve çukur alanlardan oluşur. Yer yer flüvyal etki nedeniyle aşınan vadi, güneyde Şeytan Deresi kuzeyde ise Bokluyurt Deresi ile sınırlıdır.

Yukarıda genel morfolojik özellikleri aktarılan Üçker Vadisi içinde Kuvaterner'de gelişen üç evreli buzullaşmanın izleri görülmektedir. Birinci evre buzullaşmasına ait morenler (M1) 2650 m kotunda bulunan Şeytan Sırtı'ndan itibaren baş-



Şekil 14. Üçker Vadisi buzul çökelleri haritası (M1: Birinci evre morenleri, M2: İkinci evre morenleri, M3: Üçüncü evre morenleri, S: Sandur düzlüğü, Kb: Kaya buzulu, Gm: Gerileme moreni, Tm: Tümseksi moren, Moren sırtları kalın çizgilerle gösterilmiştir,  $\odot$ : Foto bakış yönünü göstermektedir).

Figure 14. Glacial deposits map of Üçker Valley (M1: 1<sup>st</sup> epoch moraine, M2: 2<sup>nd</sup> epoch moraine, M3: 3<sup>rd</sup> epoch moraine, S: Outwash plain, Kb: Rock glacier, Gm: Recessional moraine, Tm: Hummocky moraine, Moraine crests are indicated by thick lines,  $\odot$ : Indicates the view direction of the pictures).



Şekil 15. Erciyes Volkanı'na doğudan bakış (Arka planda Erciyes Zirvesi ve volkanik çökmeyele oluştuğundan sonra Üçker buzyalağının geliştiği amfiteyatroyla ön planda kayak merkezi görülmektedir).

*Figure 15. View of Erciyes Volcano from east (The Greater Erciyes Peak and its amphitheater formed by volcanic collapse that later overridden by Üçker glacier on the background and the ski area on the foreground).*

lar ve Erciyes Sırtı'na kadar devam ederek 2470 m'de sonlanır. Uzunlamasına sırt ve tepelerin oluşturduğu yarı tutturulmuş, birkaç 10 cm'den 2-7 m blok boyu malzemeye kadar bileşen içeren bu moren karmaşığı matriks destekli, kil-kum boyu bağlayıcı içeren, köşeli-yarı köşeli sedimanlardan oluşur. Genel görünümü kahverengi-sarı renkte olup, bileşenler arasında gelişmiş ince toprak tabakası üzerinde yer yer bitki örtüsü gözlenir.

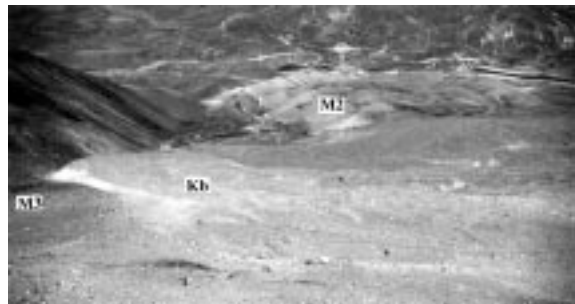
Birinci evre buzullaşmasının oluşturduğu sandur düzlüğü (S1) güneyde Şeytan Sırtı, kuzeyde ise Bokluyurt Sırtı'nı takip ederek günümüzde kayak merkezi olarak kullanılan alan da dahil olmak üzere Tekir Yaylası'nı da içine alan geniş bir bölgede yüzeylenir. Bu alan sadece birinci evre buzullarının sandur düzlüğü olmayıp, her üç döneme ait bileşenleri de barındırır. 5-15 cm ile 1-2 m blok boyutunda sediman içeren sandur düzlüğü daha sonra gelişmiş flüvyal etkinlik nedeni ile yarılmıştır.

Üçker Vadisi'nde gelişmiş ikinci evre buzullaşmanın izleri, Öksüzdere Vadisi'nde olduğu gibi, iki basamak halinde gözlenir. Birinci basamak 2700 m kotunda, ikinci basamak ise 2850 m'de yer alır. Cephe morenlerinin (M2) oluşturduğu bu basamakların gerisinde çoğunlukla gerileme morenleri ile tümseksi morenler bulunur. Anılan moren karmaşığı kuzeyden ve güneyden ikişer çift yan moren ile sınırlandırılmıştır. Birçok küçük ve uzunlamasına moren setlerinin bulundu-

ğu ikinci evre moren karmaşığı birinci evre morenlerini Şeytan Sırtı civarında üzerler.

İkinci evre morenlerini oluşturan ilk cephe moreninin vadi tabanından yüksekliği 70 m, genişliği ise 550 m kadardır. Arka bölümünde 50x100 m genişliğindeki bir alanda tümseksi morenler barındıran bu ilk cephe moreninden sonra yüksekliği 25-30 m, genişliği ise 350 m olan ikinci cephe moreni gelir. Yine bu moren setinin arkasında 70x800 m'lik bir alan kaplayan ve gerileme morenleri ile tümseksi morenlerden oluşan bir bölge yer alır. Bileşenleri birkaç 20 cm'den 2-5 m arasında bloklara kadar değişen bu morenler, yarı pekişmiş matriks destekli, kil-kum boyu bağlayıcı içeren ve seyrek bitki örtüsünün geliştiği bir görünüm arz ederler (Şekil 16).

Erciyes kayak alanının üst kısımlarını da içine alan ikinci evre moren karmaşığı 3000-3050 m kotunda bölgede bulunan üçüncü evre morenleri (M3) tarafından üzerlenir. 50-70 m uzunluğunda, 10-45 m genişliğinde, 15-30 m yüksekliğinde uzunlamasına tepeciklerden oluşan bu üçüncü evre morenlerinin en belirgin özellikleri diğerlerine göre çok daha genç görünümlü olmalarıdır. 3050 m kotunda bulunan cephe moreninin yüksekliği 55 m, 3250 m kotundaki diğer cephe moreninin yüksekliği ise 35 m kadardır. 3400 m kotunda bile küçük buzyalaklarından itibaren gelişmiş cephe moreni setlerine rastlanır. Gevşek, tutturulmamış, köşeli-yarı köşeli, 50-80 cm'den 3-8 m'lik bloklara kadar sediman içeren morenler hemen hemen hiç bağlayıcı malzeme



Şekil 16. Üçker Vadisi içerisinde 2. evre morenlerinden oluşan karmaşık (M2) ile bunu üzerleyen güncel kaya buzulları (Kb) ve 3. evreye ait morenler (M3) (fotoğraf yeri için Şekil 14'e bakınız).

*Figure 16. The 2<sup>nd</sup> epoch morainic complex (M2) within the Üçker Valley is overlain by 3<sup>rd</sup> epoch moraines and active rock glaciers (Kb) (see Figure 14 for picture location).*

içermezler. Aksu Vadisi'nde gözlenen son evre morenleri ile ortak özelliklere sahip bu morenlerin onlarla aynı evrede oluştuğu söylenebilir.

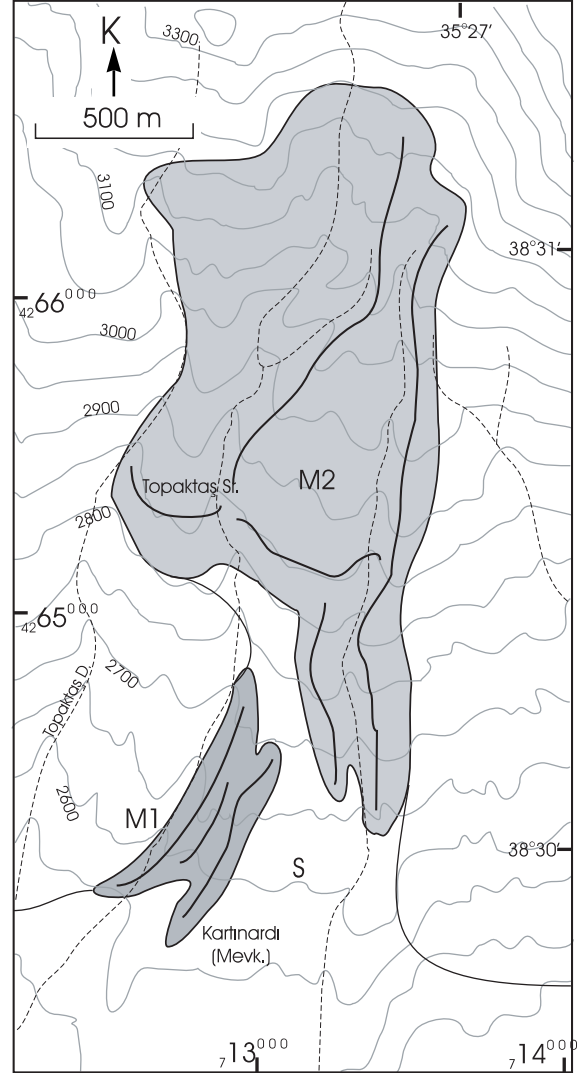
Üçker Vadisi' nin 3000 ile 3250 m kotları arasında, 15-20 m uzunluğunda, yarı kapalı, sıralı, yay şekilli tepelik ve çukur alanlardan oluşturan ve gevşek, tutturulmamış, 10-40 cm'den 1-3 m'ye kadar bloklar içeren aktif kaya buzulları bulunmaktadır (Şekil 16). Bunun yanı sıra bölgede, kaya buzullarının içerisindeki ölü buz parçacıklarının zaman içinde erimesi ve üstteki sedimanların bu boşluğa göçmesi sonucu oluşan huni şekilli buz çukuru ile bunların su ile dolması sonucu gelişen gölcükler de gözlenmektedir.

### Topaktaş Sırtı

Erciyes'e güneyden bakıldığında dağ gerçek bir volkan görünümündedir. Düzenli bir eğimle yükselen Kuzuyatağı Sırtı dağa bu özelliğini verir. Ancak kuzeyden bakıldığında Erciyes Dağı iskeletimsi bir görünüm arz eder. Güner ve Emre (1983) dağın bu özelliğini kuzey yamaçta Kuvarterner'de gelişen etkin ve yaygın buzullaşmanın oluşturduğunu belirtmektedirler. Kuzey ve doğu yamaçlarda söz konusu evrelerde gelişmiş buzullaşmalar ile bu bölgelerde buzyalıkları ve buzul vadileri açılmıştır. Güney ve batı yamaçlarda ise, küçük boyutlu buzyalıklarından itibaren gelişen buzullar, tekne şekilli vadiler oluşturmuşlardır da, sırtlar üzerinde çökellerini bırakmışlardır.

Erciyes zirvesinden itibaren güneye doğru uzanarak Kartınardı (2500 m) civarında sona eren ve Topaktaş Sırtı olarak anılan bölge yan morenler ile bir cephe moreni içermektedir (Şekil 2 ve 17). Başlangıçta 3110 m kotunda küçük bir buzyalağı da içeren Topaktaş Sırtı, batısında Topaktaş Dere ve doğusunda Kuzuyatağı Sırtı ile sınırlandırılmıştır.

Topaktaş Sırtı'nda ilk iki evre buzullaşmasının izlerini görmek mümkündür. Birinci evre morenleri (M1) 2700-2562 m kotları arasındaki alanda gözlenir (Şekil 18). 250-400 m uzunluğunda kuzey-güney doğrultulu birkaç moren sırtından oluşan birinci evre morenleri kuzey ve doğudaki vadilerde bulunan eşlenikleri kadar gelişmemişlerdir. Dikkartın Domu tarafından üzerlenen birinci evre morenleri, 10-15 cm boyutundaki çakıllar ile 2-3 m'lik bloklardan oluşmuştur. Ge-



Şekil 17. Topaktaş Sırtı buzul çökelleri haritası (M1: Birinci evre moranleri, M2: İkinci evre moranleri, S: Sandur düzlüğü, Moran sırtları kalın çizgilerle gösterilmiştir).

Figure 17. Glacial deposits map of Topaktaş Ridge (M1: 1<sup>st</sup> epoch moraine, M2: 2<sup>nd</sup> epoch moraine, S: Outwash plain, Moraine crests are indicated by thick lines).

nellikle yarı tutturulmuş, matriks destekli, kil-kum boyutunda malzeme içeren moranler, kahverengi-sarımsı renktedirler.

Topaktaş Sırtı'nda gözlemlenen ikinci evre moran karmaşığı (M2) 3100 m kotunda, 600-650 m uzunluğundaki birkaç yan moren ile başlar ve 2650 m kotunda son bulur. Birinci evre morenlerini üzerleyen cephe moraninin yüksekliği 60 m civarında olup, uzunluğu 450-500 m genişliği



Şekil 18. Topaktaş Sırtı'nı kaplayan 2. evre moren (M2) sırtındaki en büyük boyutlu bloktan örnekleme.

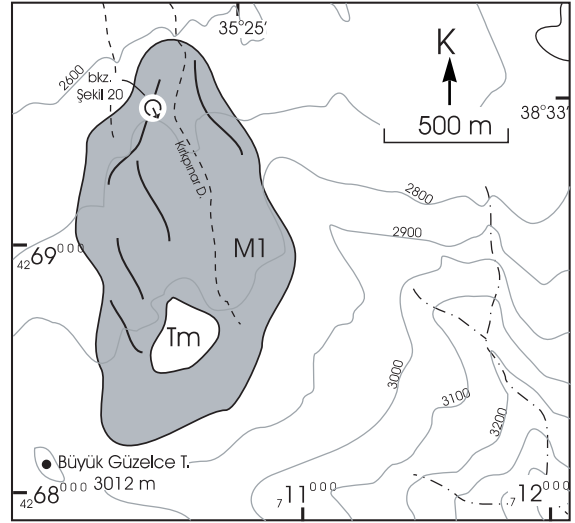
Figure 18. Sampling from the largest boulder available from the 2<sup>nd</sup> epoch moraines on Topaktaş Ridge.

ise 70 m kadardır. 20-40 cm ile 2-5 m arasında, köşeli-yarı köşeli malzeme içeren ikinci evre morenleri, kil-kum boyu bağlayıcı malzeme içerirler ve üzerlerinde yer yer bitki örtüsü gelişmiştir. Topaktaş Sırtı'nda son evre buzullaşmasının izlerine rastlanılmamıştır. Sırtın güneye bakması ve son evre buzullaşmasının olduğu dönemde daimi kar seviyesinin bölgede bulunan buz yalağının üzerinde olması nedeniyle dağın diğer bölgelerinde gözlenen üçüncü evre buzullaşmasının burada gelişemediği söylenebilir. Topaktaş Sırtı'nda her iki evre buzullaşmasına ait sandur düzlüğü (S) Dikkartın Tepe'nin batı ve doğu kenarlarından itibaren gelişmiştir. Bu bölgede bulunan sandur düzlüğünün Dikkartın Domu tarafından örtüldüğü düşünülmektedir.

### Kırkpınar Vadisi

Aksu Vadisi'nin batısında Küçük Erciyes zirvesi (3703 m)'nden itibaren kuzeybatıya doğru uzanan Kırkpınar Vadisi üzerinde 2850-2600 m kotları arasındaki 1.5 km<sup>2</sup>'lik alanda Topaktaş Sırtı'ndakilere benzer bir moren karmaşığı gözlenmektedir (Şekil 2, 19 ve 20). Güneş alan açık bir konumda olması nedeniyle bölgede önemli bir buz yalağı gelişmemiştir. Dolayısıyla bu bölgede gelişen küçük bir buzulun oluşturduğu morenler de çok fazla yayılım göstermezler.

Değişik doğrultularda, 40-60 m uzunluğunda, 15-20 m genişliğinde 5-10 m yüksekliğinde yan ve tümseksi morenlerden oluşan bölgede yer yer 5-10 m derinliğinde uzunlamasına çukur alanlar yer alır. 10-20 cm çakıllar ile 1-4 m blok



Şekil 19. Kırkpınar Vadisi buzul çökelleri haritası (M1: Birinci evre morenleri, Tm: Tümseksi moren, Moren sırtları kalın çizgilerle gösterilmiştir, ↷: Foto bakış yönünü göstermektedir).

Figure 19. Glacial deposits map of Kırkpınar Ridge (M1: 1<sup>st</sup> epoch moraine, Tm: Hummocky moraine, Moraine crests are indicated by thick lines, ↷: Indicates the view direction of the pictures).

boyutundaki malzemeden oluşan morenler, kil-kum boyu matriks ile yarı tutturulmuş haldedir. Yer yer bitki örtüsünün geliştiği morenler arasındaki çukurluklarda gelişen gölcüklerde daha da yaygın bir bitki örtüsü gözlenir. Bileşenlerinin tutturulmuş olması ve gelişmiş bitki örtüsü nedeniyle Kırkpınar Vadisi morenleri birinci evre morenleri (M1) olarak ele alınmıştır.



Şekil 20. Kırkpınar Vadisi'nde gözlenen 1. evre tümseksi morenler (Tm) (Arka planda Küçük Erciyes zirvesi görülmektedir, fotoğraf yeri için Şekil 19'a bakınız).

Figure 20. The southeastern view of the 1<sup>st</sup> epoch hummocky moraines (Tm) in the Kırkpınar Valley. (Little Erciyes Peak on the background, see Figure 19 for picture location).

## GÜNCEL BUZUL

Erciyes Volkanı'nda güncel buzul sadece kuzeybatıya bakan Aksu Vadisi'nde bulunmaktadır (Şekil 4). 20. yy'ın başlarından itibaren sistematik olmasa da, yapılan ölçümler Aksu Buzulu'nun sürekli bir gerileme içerisinde olduğunu göstermektedir (Şekil 21). Buzula ilişkin en eski veriler 1902 yılının Temmuz ayına aittir. Penther (1905) buzul dilinin 3100 m kotuna kadar indiğini belirtmekte ve Türkiye'nin yayınlanmış ilk buzul fotoğrafı olduğu düşünülen bir fotoğrafı da çalışmasında sunmaktadır. Penther (1905)'in uzunluğunu 700 m olarak hesapladığı buzulun dil kısmının olduğu yerde bugün üçüncü evre buzullaşmasının cephe morenleri gözlenmektedir. 1930 yılının yaz aylarında yapılan bir başka çalışmada ise buzul dilinin 3250 m kotuna çekildiği belirtilmektedir (Bartsch, 1930 ve 1935).

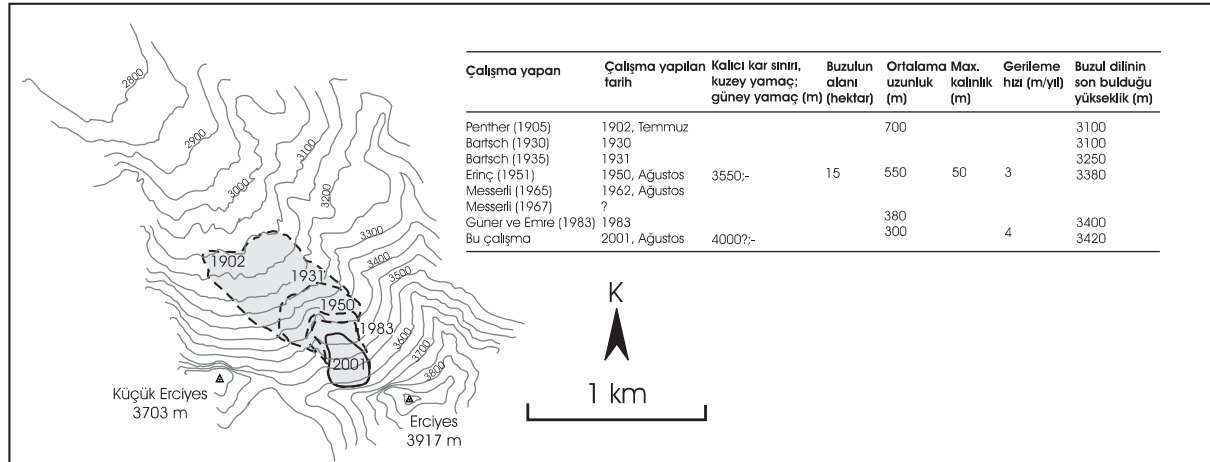
Erciyes Volkanı'nda Türk araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar Erinç (1951 ve 1952a,b) tarafından başlatılmıştır. Erinç 1950 yılının Ağustos ayında yaptığı çalışmada daimi kar sınırınının 3550 m kotunda olduğunu ve buzulun 3380 m'ye çekildiğini belirtmiştir (Erinç, 1951 ve 1952a). Araştırmacı ayrıca Penther (1905)'in çalışmasına atıfta bulunarak buzulun yılda ortalama 3 m geri çekildiğini hesaplamıştır. Erinç (1951)'e göre 1950 yılında 15 hektar alan kaplayan buzulun o zamanki uzunluğu 550 m olup, kalınlığı en fazla 50 m kadardır. İzleyen yıllarda Erciyes Volkanı'nda güncel buzul ve daha önce-

ki evrelerdeki buzullaşmaya ilişkin çalışmalar devam etmiştir (Messerli, 1964, 1965, 1967; Birman, 1968). Günümüze en yakın çalışma ise, Güner ve Emre (1983) tarafından yapılmıştır. Bu araştırmacılar, buzulun uzunluğunun 380 m'ye gerilediğini ve buzul dilinin 3400 m kotuna ulaştığını belirtmişlerdir.

Bu çalışma kapsamında yapılan arazi çalışmaları ile güncel buzulun daha önceki çalışmalarda da belirtildiği gibi gerilediği görülmüştür. Günümüzde buzul, Aksu Vadisi içerisinde Büyük Erciyes (3917 m) ile Küçük Erciyes zirvesi (3703 m) arasında kalan geçidin Büyük Erciyes zirvesine daha yakın olan kısmında kuzeye bakan dik eğimli yamaçta bulunmaktadır. Yaklaşık 400 m uzunluğunda olan buzulun son bulunduğu nokta 3420 m kotundadır. Buzulun ön kısmında kopmuş ölü buz parçaları ile çevreden dökülen blokların oluşturduğu moren karmaşığı 3300 m kotuna kadar devam etmektedir.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Erciyes Volkanı Geç Kuvaterner'de üç buzullaşma evresi geçirmiştir. Toplam dört ana vadi (Aksu, Üçker, Öksüzdere ve Kırkpınar Vadileri) ve bir sırtta (Topaktaş Sırtı) gözlenen buzullaşma sonucu çeşitli buzul aşındırma izleri ve biriktirme şekilleri oluşmuştur. Özellikle Aksu ve Öksüzdere Vadileri'nde görülen tekne vadi karakteri ile Üçker buzulunun volkanik amfiteyatroyu işleyerek yarattığı büyük boyutlu buzyalağı önemli



Şekil 21. Buzulun zaman ve mekan içindeki gelişimini gösterir harita ve bölgede çalışan çeşitli araştırmacılara göre buzul evrimi (kesikli çizgiler araştırmacılara göre buzulun kapladığı alanları göstermektedir).

Figure 21. Time and space relationships of the glacier and its evolution (dashed lines indicate the areas covered by the glacier) throughout the years according to various investigators.

aşındırma izlerindedir. Ana kaya ve bloklar üzerinde gözlenen çizikler ve hilal şekilleri de küçük boyutlu aşındırma izlerine örnek olarak verilebilir.

Biriktirme şekillerinden en önemlilerini yan ve cephe morenleri oluşturur. Özellikle birinci evreye ait yan morenlerin vadilerin çoğunda 2200-2300 m kotuna kadar inmiş olmaları ve oluşturdukları sırtların yüksekliklerinin yer yer 100 m'yi geçmesi bunların en etkin buzul evresinin ürünü olduklarını kuşkuyla yer vermeyecek şekilde kanıtlamaktadır. Çalışmanın temel amacını oluşturan moren setleri üzerindeki bloklardan kozmojenik yaş tayini için toplanan örneklerden henüz nicel bir yaş bulgusu olmasa da, birinci evreye ait morenlerin (M1) ve sandur düzlüğünün (S1) Karagüllü Domu'ndan çıkan piroklastik malzemeler ile örtülmüş olması buzullaşmanın bağlı yaşı hakkında bilgi vermektedir. Her ne kadar Karagüllü Domu'ndan yaş verisi bulunmasa da, benzer bileşim ve volkanik geçmişe sahip Perikartın ve Dikkartın Domları'nın (Şen vd., 2002)  $0.14 \pm 0.02$  ile  $0.11 \pm 0.03$  My yaş aralığında oluştuğu (Ercan vd., 1994) gözönüne alındığında, birinci buzul evresinin bağlı yaşının yukarıda belirtilen yaştan daha fazla olması gerektiği açıktır. Kuvaterner stratigrafisi içinde 6. buzul evresi olarak bilinen (125 000 yıl önce) evreye karşılık gelebilecek bu morenlerin kesin yaşları kozmojenik yaş tayini sonucu daha da net bir şekilde belirlenebilecektir.

Çok daha az yaygın olan ikinci evre yan ve cephe morenleri ise, özellikle Öksüzdere Vadisi'nde görüldüğü üzere, gerileme morenleri ve tümseksi morenler olarak bulunurlar. Her ne kadar yan ve cephe morenlerinin oluşum mekanizmaları açık bir şekilde anlaşılabilmiş ise de, tümseksi morenler hakkında tam bir fikir birliği bulunmamaktadır. Konu ile ilgilenen araştırmacıların birçoğu tümseksi morenlerin ana buzul dilinden koparak ölü buz haline gelen buzulların üzerindeki, içindeki ve/veya altındaki sedimanların zamanla öbekler halinde birikmesi sonucu oluştuğu konusunda görüş birliği içindedirler (Eyles, 1983; Benn, 1992; Bennett ve Boulton, 1993; Eyles vd., 1998; Klassen ve Hughes 2000; Boone ve Eyles, 2001). Ülkemizde bilinen en yaygın tümseksi morenler, Orta Toroslar'da Geyikdağ civarındaki Namaras Vadisi'nde gelişmiş olup, çok geniş alanlar (30 km<sup>2</sup>) kaplarlar (Çiner vd., 1999; Çiner, 2003).

Üçüncü evreye ait morenler genellikle taze görünümlü ve bitki örtüsünün gelişmediği, bağlayıcı içermeyen iri bloklara sahip erime ve cephe morenlerinden oluşurlar. Üç vadide de gözlemlenen bu morenlerin yaklaşık olarak 1500-1800 yılları arasında etkin olan Küçük Buzul Çağı'nda oluştuğu düşünülmektedir.

Üçker Vadisi'nde ikinci ve kısmen üçüncü evre moren karmaşığını üzerler durumunda bulunan kaya buzulları buzul çevresi (periglacial) ortamların tipik göstergelerindedir. Capps (1910)'ın ilk defa kaya buzulu deyimini kullanmasından sonra kapsamlı bir çalışma ile Alaska'da 200'den fazla kaya buzulunu inceleyen Wahrhaftig ve Cox (1959), bunları "vadi yamaçlarının eteklerinde veya küçük buzulların önünde gelişmiş, dil veya yayvan şekilli, köşeli ve kötü boylanmış malzemeden oluşan kütleler" olarak tanımlamışlardır. Kaya buzullarının kökeni ve dinamiği ile ilgilenen araştırmacıların bir kısmı, kaya buzullarının periglasiyal kökenli olduğunu ve yamaç döküntülerini oluşturan malzemeler arasındaki boşlukları dolduran suyun donması ve çözülmesi esnasında gelişen kuvvetlerin bu kütleleri ("birincil kaya buzulları", Corte, 1976) aşağıya doğru yavaş bir şekilde hareket ettirdiklerini öne sürmektedirler (Wahrhaftig ve Cox, 1959; Blagbrough ve Farkas, 1968; Haeberli, 1985; Barsch, 1992). Bir diğer gurup araştırmacı ise, kaya buzullarının oluşumunu küçük buzulların yüzeyine yamaçlardan dökülen malzemenin buzulun erimesi sonucu birikmesine ("ikincil kaya buzulları", Corte, 1976) bağlamaktadır (Richmond, 1952; Humlum, 1988). Bu çalışma kapsamında Üçker Vadisi'nde gözlemlenen kaya buzullarının daha ziyade periglasiyal kökenli, yani birincil kaya buzulu oldukları düşünülmektedir.

Erciyes Volkanı'nda 20. yüzyılın başından beri güncel buzula ait toplanan veriler buzul dilinin 1902 yılındaki 3100 m kotundan günümüzde 3420 m'ye çekildiğini göstermektedir. 1950 yılında ortalama geri çekilme hızı 3 m/yıl iken (Eriñç, 1952a), günümüzde bunun daha da artarak, ortalama 4 m/yıl'a çıktığı görülmektedir. Eriñç (1951)'e göre bu buzul Pleyistosen buzullaşmasının bir devamı olmayıp, günümüzden 4-6 bin yıl önce gelişmiş sıcak ve kurak İklim Optimumu'nda tamamen erimemiş veya firn seviyesine inmiştir. Büyük olasılıkla Küçük Buzul Çağı'nda gelişmiş bu buzulun ürünleri olan erime moren-

leri ise bu çalışma kapsamında 3. evre morenleri başlığı altında toplanmışlardır.

Erciyes Volkanı'nda gerçekleştirilen bu çalışma sonucunda buzulların zaman ve mekan içerisindeki bağıl konumları saptanabilmiş ve çökeltilikleri morenlerin çeşitli özellikleri ortaya konulabilmiştir. Kozmojenik yaş tayini için sistematik olarak toplanan örneklerden alınacak sonuçlar sadece Erciyes'in değil, Türkiye'nin Geç Kuvaterner'deki iklim değişikliklerinin boyutunun ve zamanlamasının anlaşılabilmesine de önemli katkılar sağlayacaktır.

### KATKI BELİRTME

Bu makale, birinci yazar M. Akif Sarıkaya'nın halen devam etmekte olan ve TÜBİTAK-Münir Bırsel Vakfı bursu ile kısmen desteklenen doktora çalışmasının bir bölümünü içermektedir. Çalışmalar, TÜBİTAK ile NSF (National Science Foundation) tarafından desteklenen "Magnitude of Quaternary Glaciers and Glaciations from Low to High Latitudes: Global or Local Dominant Controlling Factors" isimli 101Y002 No'lu projenin maddi desteği ile yürütülmüştür. Yazarlar, arazi çalışmalarında kendilerine eşlik eden Hacettepe Üniversitesi'nden Dr. Erdal Şen ve Yüksek Müh. Bülent Akıl'a, Erciyes'in sayısallaştırılmış haritasını sağlayan Dr. Biltan Kürkçüoğlu'na ve makalenin volkanizması ile ilgili olarak görüşlerinden yararlanan Prof. Dr. Erkan Aydar'a teşekkürlerini sunarlar. Yazarlar, ayrıca bu çalışmanın gelişmesinde değerli görüşlerinden yararlanan Prof. Dr. Oğuz Erol ve Prof. Dr. Nizamettin Kazancı'ya teşekkür ederler.

### KAYNAKLAR

- Ayrancı, B., 1991. The magnificent volcano of Central Anatolia; Mt. Erciyes near Kayseri. Bulletin of İstanbul Technical University, 44, 375-417.
- Barsch, D., 1992. Permafrost creep and rockglaciers. Permafrost and Periglacial Processes, 3, 175-163.
- Bartsch, G., 1930. Vorläufiger Bericht über eine Reise nach Mittel-Anatolien. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover.
- Bartsch, G., 1935. Das Gebeit des Erciyes Dagi und die Stadt Kayseri in Mittel-Anatolien. Jahrbuch der Geographischen Gessellschaft zu Hannover für 1934 und 1935, 87-202.
- Benn, D.I., 1992. The genesis and significance of hummocky moraines: evidence from the Isle of Skye, Scotland. Quaternary Science Reviews, 11, 781-799.
- Bennett, M.R., and Boulton, G.S., 1993. A reinterpretation of Scottish hummocky moraines and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial. Geological Magazine, 130, 301-318.
- Birman, J.H., 1968. Glacial reconnaissance in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 79, 1009-1026.
- Blagbrough, J.W., and Farkas, S.E., 1968. Rock glaciers in the San Mateo mountains, south-central New Mexico. American Journal of Science, 266, 812-823.
- Blumenthal, M.M., 1938. Der Erdchias-Dağh, 3916 m. Die Alpen, 14(3), 82-87.
- Boone, S.J., and Eyles, N., 2001. Geotechnical model for great plains hummocky moraine formed by till deformation below stagnant ice. Geomorphology, 38, 109-124.
- Capps, S.R., 1910. Rock glaciers in Alaska. Journal of Geology, 18, 359-375.
- Corte, A., 1976. Rock Glaciers. Biuletyn Peryglacialny, 26, 175-197.
- Çiner, A., 2003. Geyikdağ'da (Orta Toroslar) Geç Kuvaterner buzullaşmasına ait morenlerin sedimanter fasiyes analizi ve ortamsal yorumu. Türkiye Jeoloji Bülteni (baskıda).
- Çiner, A., Deynoux, M., and Çörekçioğlu, E., 1999. Hummocky moraines in the Namaras and Susam valleys, Central Taurids, SW Turkey. Quaternary Science Reviews, 18, 659-669.
- Ercan T., Tokel S., Matsuda J.I., Ui T., Notsu K. ve Fujitani T., 1994. Erciyes Dağı (Orta Anadolu) Pliyo-kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik, radyometrik veriler ve jeotermal enerji açısından önemi. Türkiye 6. Enerji Kongresi Bildiriler Kitabı, 208-222.
- Erinç, S., 1951. Glasiyal ve postglasiyal safhada Erciyes glasiyesi. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 1 (2), 82-90.
- Erinç, S., 1952a. Glacial evidences of the climatic variations in Turkey. Geografiska Annaler, 34(1-2), 89-98.
- Erinç, S., 1952b. The present day glaciation in Turkey. General assembly and 17<sup>th</sup> International Congress of the Int. Geographical Union, 8<sup>th</sup> proceedings, Washington D.C., 326-330.
- Eyles, N., 1983. Modern Icelandic glaciers as depositional models for hummocky moraines in the Scottish Highlands. In: Tills and related deposits. E.B. Evenson, C. Schlüchter and

- J. Rabassa (eds.). Rotterdam: Balkema, 47-60.
- Eyles, N., Boyce, J.I., and Barendregt, R.W., 1998. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 123, 163-174.
- Gravenor, C.P., and Kupsch, W.O., 1959. Ice-disintegration features in Western Canada. *Journal of Geology*, 67, 48-64.
- Güner, Y. ve Emre, Ö., 1983. Erciyes dağında Pleistosen buzullaşması ve volkanizma ile ilişkisi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 23-34.
- Haeberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol., ETH Zurich* 77, 142.
- Humlum, O., 1988. Natural grains on rock glaciers as an indication of a solid ice core. *Geografiska Tidsskr*, 88, 78-82.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F., and Villari, L., 1975. Neogene calc-alkaline volcanism of Central Anatolia: Geochronological data on Kayseri-Niğde area. *Geological Magazine*, 112, 349-360.
- Klassen, R.W., and Hughes, D., 2000. Diamict till in Sub-glacial channels, Poplar River strip mine, Southern Saskatchewan. *Quaternary International*, 68-71, 111-115.
- Messerli, B., 1964. Der Gletscher am Erciyas Dagħ und das Problem der rezenten Schneegrenze im anatólischen und mediterranen Raum. *Geographica Helvetica*, 19(1), 19-34.
- Messerli, B., 1965. Erciyas Dagħ 3916 m (Türkei). Sonderabdruck aus dem Quartalsheft 2, *Die Alpen*, 1-11.
- Messerli, B., 1967. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung in Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 105-228.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J., and Ercan, T., 1995. Geochemical feature of collision related volcanic rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanological Geothermal Research*, 64, 171-192.
- Pasquare, G., 1968. Geology of the Cenozoic volcanic area of Central Anatolia. *Atti Accad. Naz. Lincei*, 9, 53-204.
- Penther, A., 1905. Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagħ (Kleinasien), 1902. *Abhandlungen der k. k. Geography Gesellschaft in Wien*, 1-6.
- Richmond, G.M., 1952. Comparison of rock glaciers and block streams in the La Sal Mountains, Utah. *Geological Society America Bulletin*, 63, 1292-1293.
- Şen, E., 1997. Erciyas stratovolkanının (Orta Anadolu) volkanolojik ve petrolojik gelişiminin incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, 264 s (yayımlanmamış).
- Şen, E., Aydar, E., Gourgaud, A., and Kürkçüoğlu, B., 2002. Initial explosive phases during the extrusion of volcanic lava domes: example from rhyodacitic dome of Dikkartın Dağ, Erciyas Stratovolcano, Central Anatolia, Turkey. *Geosciences*, 334/1, 27-33.
- Wahrhaftig, C., and Cox, A., 1959. Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin*, 70, 383-436.



## İnler Yaylası (Şebinkarahisar-GİRESUN) kurşun-çinko yataklarında kararlı izotoplar (O, H ve S) jeokimyası incelemeleri

*Stable isotopes (S, O and H) studies at the lead-zinc deposits in the İnler Yaylası (Şebinkarahisar – Giresun), Northeast Turkey*

**Gülcan BOZKAYA, Ahmet GÖKÇE**

Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

### ÖZ

İnler Yaylası Pb-Zn yatakları; Doğu Karadeniz Bölgesi'nin iç kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi yatakların tipik örneklerindedir. Yörede, Üst Kretase yaşlı volkanitler, Tersiyer yaşlı Granitoyitler, Eosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler yüzeylemektedir. Yöredeki kurşun-çinko yatakları; Üst Kretase yaşlı volkanitler içinde, yaklaşık D-B doğrultulu ve üç cevher damarı şeklinde olup, bu damarlar yaklaşık olarak KB-GD doğrultulu faylarla kesilip ötelenmişlerdir. İncelenen örneklerde cevher minerali olarak; sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz ve ender olarak da kalkosin ve kovellin, gang minerali olarak ise kuvars ve kalsit gözlenmiş olup sfalerit ve galenit en yaygın cevher mineralleridir. Opak cevher mineralleri, en son evrede oluşmuş kuvars kristalleri arasındaki boşluklarda kristallenmiş olup, kuvarslardan daha sonra oluşmuşlardır. Sfalerit ve galenitlerdeki kükürt izotopları bileşimi ( $\delta^{34}\text{S}$ ); -3.9 ile +0.4 ‰ CDT arasında değişmekte olup, bu değerlerden yararlanılarak, hidrotermal çözeltilerdeki  $\text{H}_2\text{S}$ 'in izotopsal bileşiminin -5.0 ‰ civarında olduğu hesaplanmıştır. Bu kükürt izotopları değerleri doğrudan magmatik faaliyetlerle ilişkili değerlere göre hafif olup, sülfürlü minerallerin bileşimindeki kükürtün yöredeki Tersiyer yaşlı granitoyitler ve genç volkaniklerle doğrudan ilişkili magmatik kökenli kükürt olmaktan daha çok, epigenetik hidrotermal çözeltilerle Üst Kretase yaşlı volkanik kayalardan çözülmüş kükürt olduğu kabul edilebilir. Mineral oluşurucu çözeltiler içindeki suyun oksijen izotopları bileşimi, kuvarslarda analiz edilmiş  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ve sıvı kapanım incelenmeleri sırasında ölçülmüş homojenleşme sıcaklığı değerleri kullanılarak hesaplanmıştır. Bu hesaplanan  $\delta^{18}\text{O}$  (+4.2 ile +6.7‰; SMOW) değerleri ve sıvı kapanımlarında analiz edilmiş  $\delta\text{D}$  değerleri (-83.0 ile -59.0‰; SMOW),  $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta\text{D}$  diyagramları üzerinde magmatik kökenli su kutusu içinde veya meteorik su çizgisi tarafında konumlanmakta olup mineral oluşurucu çözelti içinde magmatik kökenli suyun hakim olduğu ve az miktarda meteorik suyun da karışmış olabileceğini belirtmektedir.

**Anahtar kelimeler:** İnler Yaylası (Giresun), kararlı izotoplar jeokimyası, kurşun-çinko.

### ABSTRACT

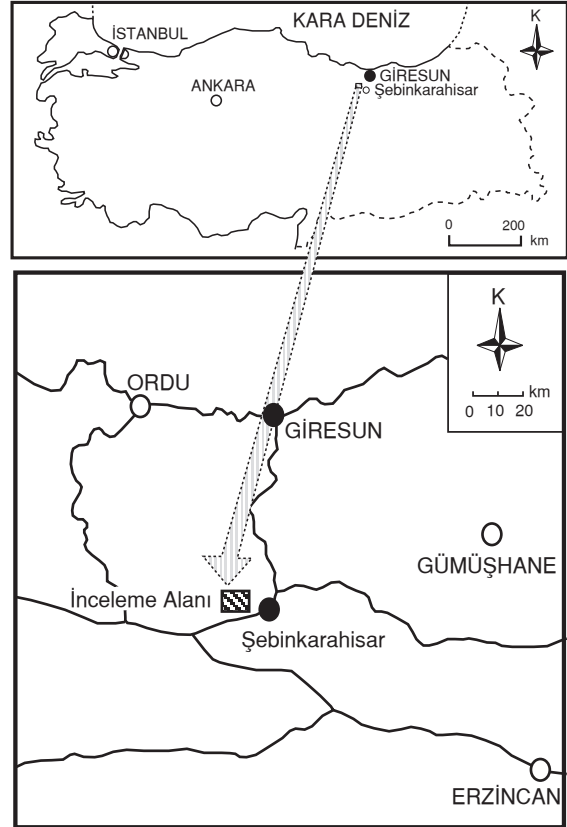
*İnler Yaylası lead and zinc deposits are the typical examples of the vein type lead-zinc deposits occur within the Eastern Black Sea Region in Turkey. In the study area; Upper Cretaceous volcanics, Tertiary granitoids, Eocene and Plio-Quaternary aged volcanics are outcropped. Ore deposit are developed as ore veins along the the faults in the Upper Cretaceous volcanics. Three ore veins in E-W direction were identified and they were cut and displaced by NW-SE trending faults. Microscopic studies revealed that the ore veins contain sphalerite, galena, pyrite, chalcopryrite, fahlore group minerals, chalcosite and covellite as ore minerals, and quartz and calcite as gangue minerals. Sphalerite and galena are dominant. Opaque minerals occur among the quartz crystals. This indicates that sulfide mineralisation occurred later than quartz crystalization. The sulphur isotope composition ( $\delta^{34}\text{S}$ ) of sphalerite and galena ranges from -3.9 to +0.4 ‰ CDT and that of  $\text{H}_2\text{S}$  in hydrothermal fluids was calculated around -5.0 ‰. These sulphur isotope values are light compared to that of direct magmatic activities and it may be assumed that the sulphur in the sulfide minerals was possibly leached from the Upper Cretaceous volcanics by epigenetic hydrothermal fluids, rather than having direct magmatic relation to Tertiary granitoids and the younger volcanics occurring in the area. The oxygene isotope composition of the water in the mineralising fluid was calcu-*

lated using the  $\delta^{18}O$  values analysed in quartz and homogenisation temperature values measured during the fluid inclusion studies. The calculated  $\delta^{18}O$  values (+4.2 to +6.7‰ (SMOW)) and  $\delta D$  values analysed in inclusion fluid (-83.0 to -59.0‰ (SMOW)) plot in or at the meteoric water line side of the magmatic water box on the  $\delta D - \delta^{18}O$  diagram and indicate that mineralising fluid was dominated by magmatic water and minor amount of meteoric water might have been mixed.

**Key words:** İner Yaylası (Giresun), lead-zinc, stable isotope geochemistry.

## GİRİŞ

İner Yaylası Pb-Zn yatakları; Doğu Karadeniz Bölgesi'nin iç kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi yatakların tipik örneklerinden birisi olup, Giresun iline bağlı Şebinkarahisar ilçesinin yaklaşık olarak 20 km kuzeybatısında, Tutakdağı yöresinde yer almaktadır (Şekil 1). İner Yaylası Pb-Zn yataklarının çeşitli jeolojik özellikleri, Tutakdağı Yöresi'ndeki diğer yataklar ile birlikte, değişik araştırmacılarca incelenmiştir. Çalapkulu ve Ayan (1982), Etir Yaylası florit damarlarının Üst Kretase andezitik volkanitleri içinde K 10° B – K 40° B doğrultusundaki çatlak sistemlerine yerleşmiş olarak, iki aşamada oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, birinci aşamada yeşil florit, sfalerit, galen, tennantit ve kalkopiritlerin, ikinci aşamada ise pembe ve mor floritlerin oluştuğunu düşünmektedirler. Çalapkulu ve Ayan (1982) sfalerit ve floritlerde yapmış oldukları sıvı kapanım çalışmalarında, 150 - 200°C arasında değişen homojenleşme sıcaklığı değerleri ölçmüşlerdir. Karaoğlu (1985) ile Çalapkulu ve Karaoğlu (1987), İner Yaylası Pb-Zn yataklarında yaptıkları sıvı kapanım incelemelerinde, 150 - 290°C arasında değişen homojenleşme sıcaklığı değerleri ölçmüşler ve cevher damarlarının mezotermal ve epitermal koşullarda oluştuklarını ifade etmişlerdir. Şaşmaz (1993) ile Şaşmaz ve Sağıroğlu (1994 a ve b), Tutakdağı yöresindeki cevherleşmelerin Üst Kretase yaşlı volkanitler içinde ve geniş bir alterasyon zonu boyunca damarlar şeklinde oluştuklarını, cevher minerali olarak; sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz, ender olarak da kalkosin, kovellin, enarjit, pirotin, linneit, tetradimit, klaprotit, altait, nabit Au ve manyetit içerdiklerini, cevherleşmeler çevresinde yoğun hidrotermal alterasyon gözlendiğini ve hidrotermal çözeltilerin oluşumunda Paleosen yaşlı granitoyitlerin etkili olduğunu belirtmektedirler. Son olarak, Gökçe ve Bozkaya (2002) tarafından bu yatakların jeolojik özellikleri yeniden değerlendirilmiş, yataklanma şekilleri, mikroskopik özelliklerle



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.  
Figure 1. Location map of the study area.

ri, sıvı kapanım özellikleri ve kararlı izotoplar jeokimyası özellikleri incelenmiştir.

Gökçe ve Bozkaya (2002) tarafından yapılan sıvı kapanım incelemelerinde, kuvars kristallerinin oluşumu sırasında; sıcaklığı ve tuzluluğu yüksek, bileşim olarak  $CaCl_2$ ,  $MgCl_2$  ve  $NaCl$  içeren, sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında; sıcaklığı ve tuzluluğu orta, bileşim olarak  $MgCl_2$ ,  $NaCl$ ,  $FeCl_2$  gibi tuzları içeren, daha sonraki evrelerde ise; sıcaklığı ve tuzluluğu düşük,  $NaCl$ ,  $Na_2CO_3$ ,  $NaHCO_3$ ,  $Na_2SO_4$  ve  $KCl$  gibi tuzları içerebilecek, üç farklı özellikte çözeltinin etkili olduğu belirlenmiştir.

Bu çalışmada ise, yöredeki cevher damarlarından alınmış örnekler üzerinde yapılan kararlı izotoplar (O, H ve S) jeokimyası incelemelerinin sonuçları tartışılmakta olup, sülfürlü minerallerin yapısındaki kükürtün ve cevher oluşturuvcu hidrotermal çözeltilerdeki suyun kökeni belirlenmeye çalışılmıştır.

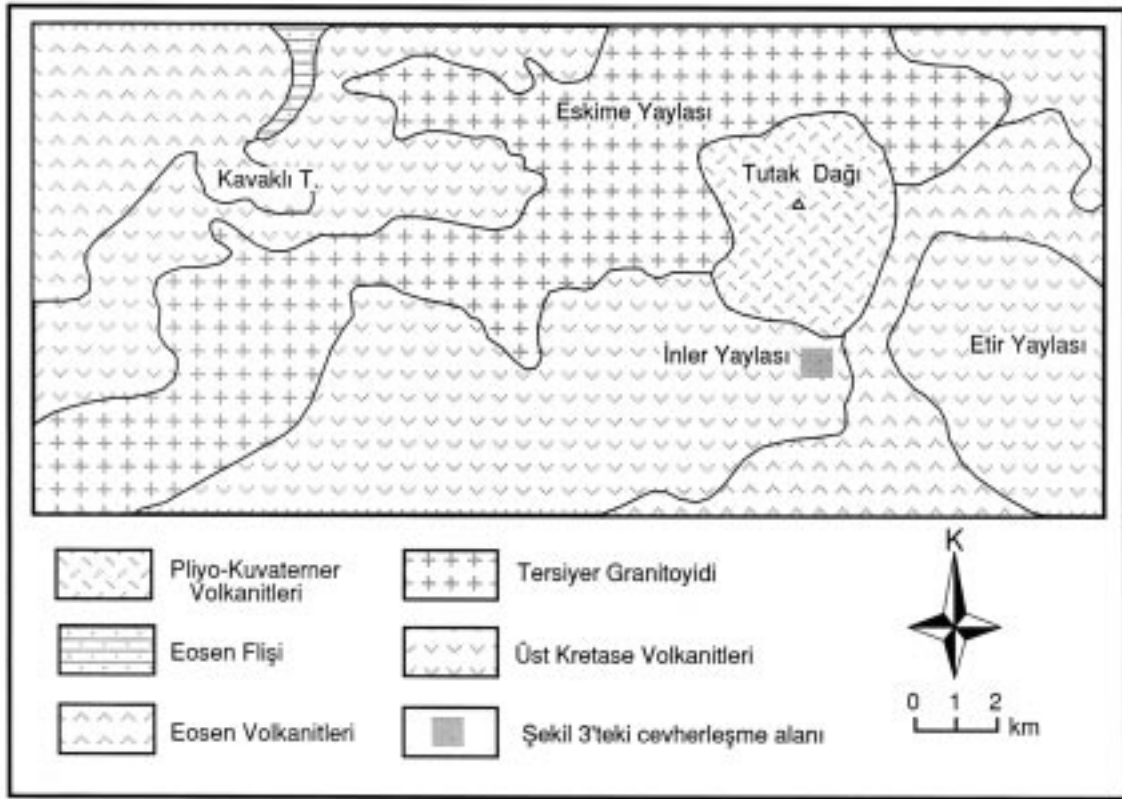
### YATAKLAR ÇEVRESİNİN GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanı, Pontidler Tektonik Birliği'nin iç doğu bölümünde yer almaktadır. İnceleme alanı yakın çevresinde; Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaçlar, Tersiyer yaşlı granitoyitler, Eosen yaşlı volkanitler, Eosen yaşlı filiş çökelleri ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler yüzeylenmektedir (Şekil 2). Bu birimlerin yanı sıra, inceleme alanı dışında kalan kesimlerde, Üst Kretase ve Eosen yaşlı sedimanter kayaçlar ile Oligo-Miyosen yaşlı jipsli çökeller de gözlenmektedir (Şaşmaz,1993).

Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaçlar, inceleme alanı içinde; riyodasitik, dasitik ve andezitik bileşimli lav ve piroklastikler ile temsil edilmektedir. Bölge genelinde tanımlanmış Dasitik seriye ait bir seviye olduğu düşünülebilir. Bu birimler, kısmen açık renkleri ve ileri derecede bozunmuş olmaları ile genç birimlerden ayrılmaktadırlar.

Tersiyer yaşlı granitoyitler; Tutak Dağı'nın batısında yüzeylenmekte ve genellikle alkali granit, granit ve siyenit bileşimli derinlik kayaçları ile bunların damar kayaçlarından oluşmaktadır. Bu granitoyitler, Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaçları keserken, inceleme alanı dışında kalan yüzleklerinde Eosen yaşlı sedimanter kayaçlar tarafından örtülmektedirler. Bu nedenle, plütonizma yaşı "Eosen öncesi" ve/veya "Üst Kretase sonu - Paleosen" olarak kabul edilebilir.

Eosen yaşlı volkanitler; andezitik, bazaltik ve trakiandezitik bileşimli lav ve tüflerden oluşmak-



Şekil 2. İnceleme alanı yakın çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Şaşmaz ve Sağıroğlu, 1994a'dan basitleştirilmiştir).

Figure 2. Simplified geological map of the study area and its close vicinity (simplified after; Şaşmaz and Sağıroğlu, 1994a).

tadır. Belirtilen kayaç türleri, aralanmalar ve yanıl olarak değişiklikler göstermekte olup, daha yaşı birimler üzerinde uyumsuz olarak gözlenmekte, Pliyo-Kuvaterner yaşı volkanitler tarafından örtülmektedir. Eosen volkanitleri, Üst Kretase volkanitlerine göre daha az bozunmuş olup, lav şeklindeki kesimleri daha masif ve tıkHz yapılıdır. Bu kayaçlarda; andezitik ve bazaltik kesimler koyu renkli iken, trakiandezitik kesimler daha açık renklidirler. Eosen yaşı filiş çökelleri; Üst Kretase yaşı volkano-sedimanter kayaçlar üzerinde uyumsuz olarak çökemiş, sarımsı gri renkli, iyi tabakalanmalı kumtaşı-silttaşı-kiltaşı aralanması şeklinde gözlenmektedirler.

Pliyo-Kuvaterner yaşı volkanitler; Tutak Dağı'nın tepe kesiminde yüzeylemekte ve daha yaşı birimler üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadırlar. Bu birimler; fazla bozunmamış, taze yüzlekler oluşturmaktadırlar.

### **CEVHERLEŞMELERİN YATAKLANMA ŞEKLİ VE MİKROSKOPİK ÖZELLİKLERİ**

#### **Cevherleşmelerin Yataklanma Şekli**

Tutak Dağı güneybatısında, yaklaşık 1-1.5 km genişlikte ve 5-6 km kadar devam eden, KD-GB doğrultulu geniş bir alterasyon zonu içinde damarlar şeklinde çok sayıda cevherleşme bulunmaktadır. Bu zondaki cevherleşmeler, Şaşmaz (1993) tarafından; İner Yaylası, Makedüzü, Dereköy ve Sübak Cevherleşmeleri şeklinde dört sektöre ayrılarak incelenmişlerdir. Bu çalışmanın saha incelemelerinin yapıldığı yıllarda, yalnızca İner Yaylası yöresindeki cevherleşmeler işletildiği için, bu cevherleşmeler incelenebilmişlerdir.

Yörede, Üst Kretase yaşı volkanitler içinde, yaklaşık D-B doğrultulu, üç cevher damarı belirlenmiş olup, bu damarlar yaklaşık olarak KB-GD doğrultulu faylarla kesilip ötelenmişlerdir (Şekil 3). Cevherleşmeler çevresindeki yan kayaçlarda; silisleşme, limonitleşme, kloritleşme, killeşme ve epidotlaşma yaygındır.

Belirlenmiş cevher damarları Şekil 3'de D1, D2 ve D3 simgeleri ile gösterilmiş olup, F1 ve F2 fayları arasında kalan kesimlerinde üretim yapılmakta, diğer kesimlerinde ise üretim faaliyeti bulunmamaktadır.

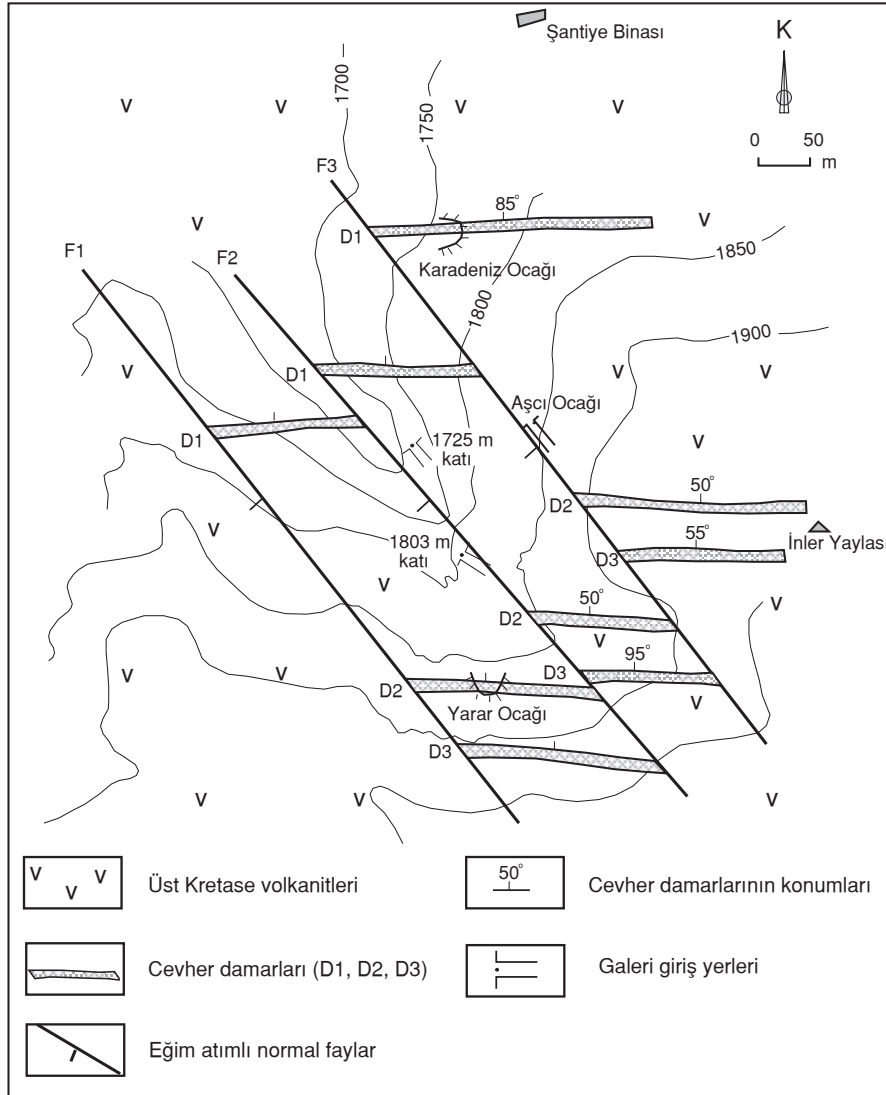
D1 damarı: Bu damar yüzeyde, kuvars, limonit ve hematit içeren bir demir şapka zonu şeklinde gözlenmektedir. Karadeniz ocağı olarak isimlendirilmiş kısa mesafeli bir galeri içinde, cevher damarında özellikle pirit ve kalkopiritin zenginleştiği, az miktarlarda galenit ve sfaleritin bulunduğu gözlenmiştir. Cevher damarının doğrultusu yaklaşık olarak D-B olup, eğimi 85°K ile 85°G arasında değişmektedir. Cevher damarının kalınlığı 0.7 m ile 2.0 m arasında değişmektedir. Damarın alt seviyelerinin sondajlarla (DS-89/6,7, DS-90/ 3,4,5,6,7 gibi) araştırıldığı, ancak işletilebilir özellikte bir zenginleşme saptanmadığı belirtilmektedir (Berkman, 1992).

D2 ve D3 damarları: Bu damarlar; Aşçı Ocağı olarak bilinen yerde, aralarında 50 m kadar uzaklık bulunan, birbirine paralel iki cevher damarıdır. Yüzeyde; kuvars, limonit ve hematit içeren bir demir şapka zonu şeklinde gözlenmektedirler. 1910 m, 1880 m, 1803 m ve 1725 m kotlarından açılmış kat galeriyle (1992 yılına kadar) üretim yapılmıştır. Özellikle 1990 ve 1992 yıllarında değişik tarihlerde bu makalenin yazarları tarafından yapılan incelemeler sırasında 1803 m ve 1725 m kat galerinde ve ara katlarında gözlemler yapılmış ve örnekler alınmıştır (Şekil 4).

Bu katlarda cevher damarları, yaklaşık D-B doğrultulu ve 45 ile 60° arasında değişen değerlerle K'ye eğimli, kalınlıkları 0.5 m ile 3.0 m arasında değişen ve sülfürlü mineral zenginleşmeleri içeren kuvars damarları şeklindedirler. Üst seviyelerinde galenit ve sfalerit hakim iken derine doğru pirit ve kalkopirit içerikleri artmaktadır. Kuvarslı zonların kalınlığı yer yer 8 m' yi bulmaktadır.

#### **Cevherleşmelerin Mikroskopik Özellikleri**

Saha incelemeleri sırasında yüzeyden ve işletme galerilerinden alınan cevher örneklerinden ince kesit ve parlatma blokları hazırlanarak, alttan ve üstten aydınlatmalı polarizan mikroskop yöntemleri ile incelenmişlerdir. İncelenen örneklerde cevher minerali olarak; sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz ve ender olarak da kalkosin ve kovellin gözlenmiştir. Sfalerit ve galenit en yaygın cevher mineralleridir. Kalkopiritler, genellikle sfaleritler içinde benekli ayrışmalar halinde olup, bağımsız ve büyük boyutlu kristalleri ender olarak gözlenmektedir. Fahlerz yer yer çok zenginleşmektedir. Pirit ise öz şekilli kristaller halinde, çok yaygın olarak gözlenmektedir.



Şekil 3. İnler Yaylası yöresinde Pb-Zn cevherleşmelerinin konumu.  
Figure 3. Position of the Pb-Zn deposits in the İnler Yaylası.

Şaşmaz (1993) ile Şaşmaz ve Sağıroğlu (1994a ve b) tarafından yapılan araştırmalarda bu minerallerin yanı sıra, enarjit, pirotin, linneit, tetradiomit, klaprotit, altait, nabit Au ve manyetit gibi minerallerin de bulunduğu belirtilmektedir.

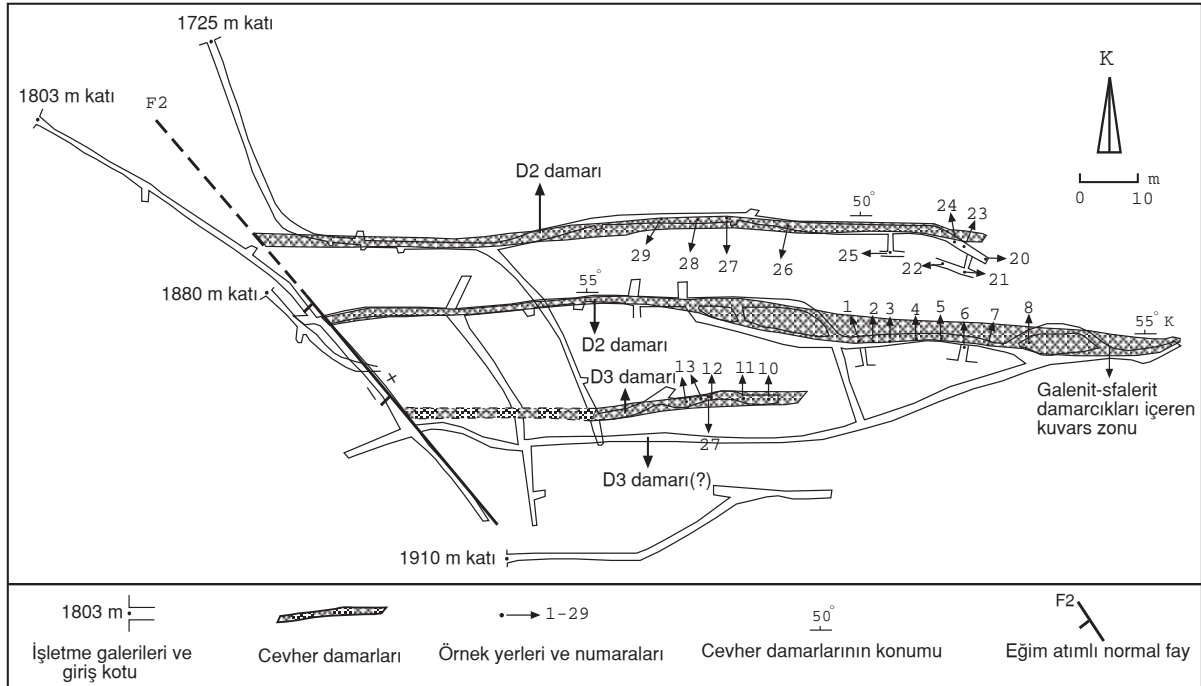
Gang minerali olarak; kuvars ve kalsit gözlenmiştir. Ayrıca, ileri derecede karbonatlaşmış ve limonitleşmiş yan kayaç kırıntıları cevher damarlarının yaygın bileşenleridir. Kuvarslar 3 farklı büyüklükte kristaller halinde gözlenmekte olup, iri kristaller çatlakların kenar kısımlarında, en küçük kristaller ise çatlakların en iç kesimlerinde oluşmuşlardır. Bu durum, kuvarsların 3 farklı evrede oluştuğu şeklinde yorumlanabilir.

Kalsitler ise yer yer büyük kristaller halinde, yer yer ise kuvarslı zonları kesen ince damarcıklar halinde gözlenmektedirler. Opak cevher mineralleri, özellikle küçük kuvars kristalleri arasındaki boşluklarda kristallenmiş olup, kuvarslardan daha sonra oluştuğu söylenebilir.

## KÜKÜRT İZOTOPLARI JEOKİMYASI

### Örnekleme ve Analiz Yöntemleri

Kükürt izotopları analizleri, saha incelemeleri sırasında cevher damarlarından alınmış bazı örneklerden ayrılmış saf sfalerit ve galenit kristalleri üzerinde yapılmıştır. Mineral ayırma işleme-



Şekil 4. İşletme galerilerinde D2 ve D3 damarlarının konumu ve örnek yerleri.  
Figure 4. Position of D2 and D3 veins and sampling locations in the mining galleries.

ri; örnekler kırılıp öğütüldükten sonra, serbestleşmenin en iyi olduğu “-250 + 125 mikron” tane boyu fraksiyonu iyice yıkanmış stereo mikroskop altında elle seçme ve ağır sıvı yöntemleri ile gerçekleştirilmiştir.

Saf sfalerit ve galenit mineral örnekleri, agat havanda öğütülerek toz haline getirildikten sonra; bir kısmı İngiltere’de NERC İzotop Jeokimyası Laboratuvarlarında, bir kısmı ise Nevada Üniversitesi Jeolojik Bilimler Bölümü Kararlı İzotoplar Jeokimyası laboratuvarlarında analiz edilmişlerdir. Her iki laboratuvar da kullanılan yöntemler birbirine yakın olup, sülfürlü mineraller CuO ile kavrularak bileşimlerindeki kükürt SO<sub>2</sub> gazına dönüştürülmekte ve <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S oranları izotop oran tipi kütle spektrometlerinde analiz edilmektedir. Analiz sonuçları, δ<sup>34</sup>S CDT şeklinde ifade edilmekte olup, Çizelge 1’de toplu halde görülmektedir. Her iki laboratuvar da analizlerdeki hata payının ± 0.2 %’den daha az olduğu belirtilmektedir.

#### Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Örneklerin δ<sup>34</sup>S değerleri, -3.9 ile +0.4 % CDT arasında değişmekte olup, aynı örneklere ait sfalerit ve galenitler arasındaki izotopsal farklı-

lık, bu iki mineral arasında Ohmoto ve Rye (1979) tarafından belirlenmiş izotopsal ayırlanma yönüne uyumluluk göstermektedir. Bu minerallere ait değerlerden yararlanılarak ve Ohmoto ve Rye (1979) tarafından belirlenmiş izotopsal ayırlanma eşitlik ve grafikleri kullanılarak hidrotermal çözeltilerdeki H<sub>2</sub>S’ in izotopsal bileşiminin -5.0 % civarında olduğu hesaplanmıştır. Bu değerler doğrudan magmatik kökenli (yöredeki plütonik sokulumla veya genç volkanik faaliyetlerle doğrudan ilişkili) çözeltilerdeki H<sub>2</sub>S’in kükürt izotopları bileşimine göre biraz hafif olup, epijenetik hidrotermal çözeltilerce yöredeki Üst Kretase yaşlı volkanik kayalardan öncelikle çözeltilere geçecek hafif kükürt izotopları bileşimi ile uygunluk göstermektedir. Dolayısıyla, sfalerit ve galenitin bileşimindeki kükürtün çevrede bulunan granitoyitik ve genç volkanik kayalarla doğrudan ilişkili olmaktan daha çok, daha sonra ortama gelen hidrotermal çözeltilerce Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar içinde bulunan kükürtün hafif izotopsal bileşimli kısmının öncelikle çözülmesi şeklinde kaynaklanmış magmatik kökenli kükürt olduğu kabul edilebilir.

ŞT-6 ve 20 nolu örneklere ait sfalerit - galenit çiftlerinin δ<sup>34</sup>S değerlerinden itibaren Ohmoto ve Rye (1979) tarafından önerilmiş eşitlikler kul-

Çizelge 1. İnceleme alanındaki cevher damarlarından alınmış örneklerden ayrılmış sfalerit ve galenit kristallerinin kükürt izotopları bileşimleri.

Table 1. Sulphur isotope compositions of sphalerite and galena taken from the veins in the study area.

Örnek No.	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ CDT
ŞT-1 (*)	Galenit	-3.9
ŞT-6 (*)	Sfalerit	-2.0
ŞT-6 (*)	Galenit	-3.9
ŞT-10 (**)	Sfalerit	+0.4
ŞT-20 (*)	Sfalerit	0.0
ŞT-20 (*)	Galenit	-1.7
ŞT-21 (**)	Sfalerit	-0.4
ŞT-24 (**)	Sfalerit	-0.5
ŞT-25 (**)	Sfalerit	-0.8
ŞT-25 (**)	Galenit	-1.9

\* NERC Kararlı İzotoplar Jeokimyası laboratuvarlarında analiz edilmiş örnekler (Samples analysed at Stable Isotope Geochemistry Laboratories of NERC).

\*\* Nevada Üniv. Kararlı İzotoplar Jeokimyası Laboratuvarlarında analiz edilmiş örnekler (Samples analysed at Stable Isotope Geochemistry Laboratories of Nevada Univ.).

lanılarak kükürt izotopları jeotermometresi sıcaklık değerleri 343.6 ve 378.9 °C olarak hesaplanmıştır.

## OKSİJEN VE HİDROJEN İZOTOPLARI JEOKİMYASI

### Örnekleme ve Analiz Yöntemleri

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası, sıvı kapanım incelemelerinin sonuçları da dikkate alınarak, cevher damarlarından alınmış bazı örneklerden ayrılmış kuvars kristalleri üzerinde incelenmiştir. Örnekler kırılıp öğütüldükten sonra değişik tane boyu fraksiyonlarına ayrılmış, serbestleşmenin en iyi olduğu tane boyu fraksiyonu (-600 - +400 mikron aralığı) iyice yıkandıktan sonra stereo mikroskop altında seçme ve ağır sıvı yöntemleri ile kuvars taneleri ayrılmıştır. Örnekler iki kısma ayrılarak, bir kısmı oksijen izotopları analizi için toz haline getirilmiş, diğer kısmı ise hidrojen izotopları analizi için taneler halinde saklanmıştır.

Oksijen izotopları analizleri, toz haline getirilmiş örnekler üzerinde Clayton ve Mayeda (1963) tarafından geliştirilmiş florlama yöntemiyle analiz

edilmiş ve sonuçları  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ (SMOW) değerleri şeklinde ifade edilmiştir. Hidrojen izotop analizleri ise kuvars kristalleri içindeki sıvı kapanımlarında bulunan çözeltiler ısıyla serbestleştirme yöntemiyle serbestleştirilerek, üretilen su buharı hidrojen gazına dönüştürüldükten sonra analiz edilmişler ve sonuçları  $\delta\text{D}$  (SMOW) değerleri şeklinde ifade edilmiştir.

Analizler, Nevada Üniversitesi Jeolojik Bilimler Bölümü Kararlı İzotoplar Jeokimyası laboratuvarlarında; devamlı akış tipi, Eurovector 3000 model elemental analizör bağlanmış, Micro-mass IsoPrime marka, izotop oran tipi kütle spektrometresi kullanılarak yapılmıştır. Analizlerdeki hata payları; oksijen için  $\pm 0.15$  ‰, hidrojen için ise  $\pm 1$  ‰ olarak belirlenmiştir. Analiz sonuçları, Çizelge 2'de toplu halde verilmiştir.

### Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Örneklerin  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, +11.9 ile +12.9 ‰ arasında değişmekte olup, mağmatik kayalara ait değerlerle (örneğin; Hoefs, 1984) uyum halindedir. Bu durum, kuvarslar için gerekli silisin çevrede bulunan plütonik kayalardan gelmiş ve/veya daha sonraki hidrotermal çözeltiler tarafından volkanik yan kayalardan çözülmüş olabileceğini düşündürmektedir.

Sıvı kapanımları içinde hapsolmuş ve kuvarslarla denge halinde olduğu düşünülen hidrotermal çözeltilere ait suyun  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, sıvı kapanımlarında ölçülmüş sıcaklık değerleri dikkate alınarak, Sharp ve Kirschner (1994) tarafından geliştirilmiş eşitlikten hesaplanmıştır. Bu hesaplanmış  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri +4.2 ile +6.7 ‰ (SMOW) arasında değişmektedir. Sıvı kapanımları içinde hapsolmuş suyun  $\delta\text{D}$  değerleri ise -83.0 ile -59.0 ‰ arasındadır.

Belirlenmiş bu oksijen ve hidrojen izotop değerleri,  $\delta^{18}\text{O}$  -  $\delta\text{D}$  diyagramı üzerine yerleştirildiğinde, hidrotermal çözeltilerdeki suyun mağmatik kökenli su alanı içinde veya meteorik su çizgisi tarafında (formasyon suyu alanı içinde) konumlandıkları görülmektedir (Şekil 5). Benzer sonuçlar, çeşitli çalışmalarda mağmatik ve meteorik suların karışımı veya meteorik su - mağmatik kayaç etkileşimi şeklinde açıklanmıştır (örneğin Criss and Taylor, 1983; Gökçe vd., 1993; Campbell ve Larson, 1998; Gökçe ve Spiro, 2002). Bu çalışmadaki değerlerin mağmatik

Çizelge 2. Kuvars kristallerinin ve sıvı kapanımlarda hapsolmuş suyun hidrojen ve oksijen izotopları bileşimi.  
Table 2. Hydrogene and oxygene isotope compositions of the quartz and inclusion fluids.

Örnek No.	Kapanım suyunun $\delta D$ Değerleri (% SMOW)	Kuvarsların $\delta^{18}O$ Değerleri (% SMOW)	Ortalama Homojenleşme sıcaklıkları ( $^{\circ}C$ )	$10^3 \ln \alpha$	Kapanım suyunun $\delta^{18}O$ Değerleri (% SMOW)
ŞT-6	-61	12.9	288.9	8.7	+4.2
ŞT-10	-69	11.9	352.5	6.4	+5.5
ŞT-20	-59	12.8	302.7	7.4	+5.4
ŞT-21	-81	12.5	351.4	5.8	+6.7
ŞT-25	-83	12.1	327.3	6.4	+5.7

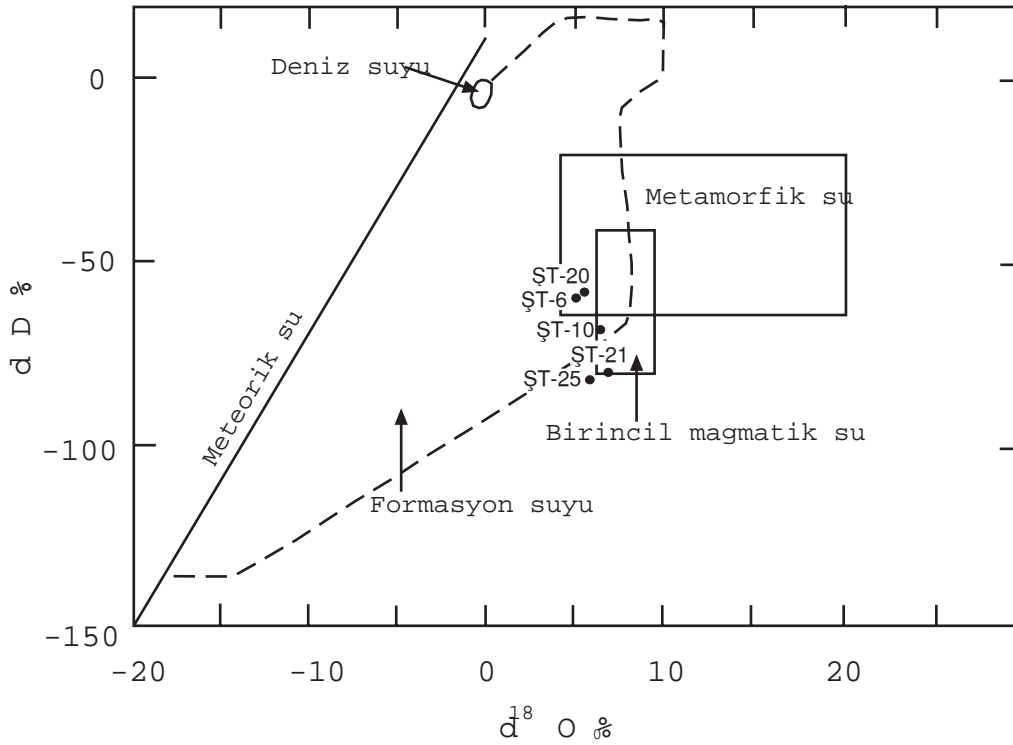
su alanına çok yakın olmaları nedeniyle, hidrotermal çözeltiler içinde mağmatik kökenli suların egemen olduğu, çok az da olsa, yüzeysel kökenli suların da karışmış olabileceği söylenebilir.

## SONUÇLAR

Tutakdağı yöresinde günümüzde işletilmekte olan Pb-Zn yatakları İler Yaylası yöresinde bulunmakta olup, yöredeki yataklar; Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar içinde, fay zonları boyunca oluşmuş damar tipi yataklardır. Cevherleşmeler; Azak-Yarar Ocağı zonu, Aşçı Ocağı zonu ve Karadeniz Ocağı zonu olmak üzere, üç farklı

zon halinde oluşmuşlardır. Bu zonlar, birbirine paralel olarak oluşmuş, D-B doğrultulu, üç cevher damarının KD-GB doğrultulu faylarla düşey yönde ötelenmiş bölümleri olarak düşünülmüşlerdir.

Cevher damarlarında gang minerali olarak kuvars ve kalsit, cevher minerali olarak ise sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, fahlerz ve ender olarak da kalkosin ve kovellin gözlenmiştir. Kuvarslar üç farklı büyüklükte kristaller halinde gözlenmekte olup, en iri kristaller çatlakların kenar kısımlarında, en küçük kristalli olanları ise çatlakların en iç kesimlerinde oluşmuşlardır. Bu du-



Şekil 5. Cevher oluşturuç çözeltilerdeki suyun  $\delta D$  -  $\delta^{18}O$  diyagramındaki konumları.  
Figure 5. Plots of the water within the mineralizing fluid on the  $\delta D$  -  $\delta^{18}O$  diagram.

rum, kuvarsların üç farklı evrede oluştukları şeklinde yorumlanabilir. Kalsitler ise; yer yer büyük kristaller halinde gözlenirken, yer yer kuvarslı zonları kesen ince damarlar halinde gözlenmektedirler. Opak cevher minerallerinin özellikle küçük kristalli kuvarslar içinde geliştikleri görülmektedir.

Kükürt izotopları jeokimyası incelemelerinde; sfalerit ve galenitlere ait  $\delta^{34}\text{S}$  değerleri, -3.9 ile +0.4 ‰ CDT arasında değişmekte olup, aynı örneklerle ait sfalerit ve galenitler arasındaki izotopsal farklılık, bu iki mineral arasındaki izotopsal ayrımlanma yönüyle uyumludur. Bu mineralere ait değerlerden yararlanılarak, hidrotermal çözeltilerdeki  $\text{H}_2\text{S}$ 'in izotopsal bileşiminin -5.0 ‰ civarında olduğu hesaplanmıştır. Bu değerler, doğrudan mağmatik kökenli (yöredeki plütonik ve volkanik kayalarla ilişkili) çözeltilerdeki  $\text{H}_2\text{S}$ 'in kükürt izotopları bileşimine göre daha hafif olup, doğrudan mağmatik kökenli olduğunu söylemek zordur. Bu nedenle, sfalerit ve galenitin bileşimindeki kükürtün çevrede bulunan granitoyitik ve genç volkanik kayalarla doğrudan ilişkili olmaktan daha çok daha sonra ortama gelen hidrotermal çözeltilerle Üst Kretase yaşlı volkanik kayalar içinde bulunan kükürtün hafif izotopsal bileşimli kısmının öncelikle çözülmesi şeklinde kaynaklanmış mağmatik kökenli kükürt olduğu kabul edilebilir. ŞT-6 ve 20 numaralı örneklerle ait sfalerit - galenit çiftlerinin  $\delta^{34}\text{S}$  değerlerinden itibaren, kükürt izotopları jeotermometresi sıcaklık değerleri 343.6 ve 378.9 °C olarak hesaplanmış olup, özellikle birincil sıvı kapanımlarında ölçülmüş homojenleşme sıcaklığı değerlerine benzerlik göstermektedir.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri; sıvı kapanımları içinde hapsolmuş hidrotermal çözeltilere ait suyun mağmatik kökenli su alanı içinde veya meteorik su çizgisi tarafında (formasyon suyu alanı içinde) konumlandıklarını göstermektedir. Bu durum, cevher oluşturucu hidrotermal çözeltiler içinde mağmatik kökenli suların egemen olduğunu, çok az da olsa yüzeyel kökenli suların da karışmış olabileceğini göstermektedir.

Sonuç olarak, yöredeki damar tipi cevherleşmelerin; içinde yerleştikleri fay zonlarının oluşumundan sonra, yakınlarında bulunan Tersiyer yaşlı granitoyitler ile doğrudan ilişkili veya meteorik su ile karışmış mağmatik kökenli hidroter-

mal çözeltilerle çevredeki Üst Kretase yaşlı volkanik kayalardan çözülmüş metal iyonlarının ve kükürtün fay zonları boyunca çökeltilmeleri şeklinde oluştukları söylenebilir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma, M-194 Nolu proje kapsamında, Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Destekleme Komisyonu'na desteklenmiştir. Yazarlar; sağlanan maddi destek için ilgili Komisyon Başkanlığı'na, saha çalışmaları sırasındaki katkıları için BER-ONER Madencilik A.Ş. yetkililerine ve çalışanlarına, izotop analizleriyle ilgili katkıları için başta Dr. Greg B. ARHART ve Dr. Baruch SPIRO olmak üzere Nerc (İngiltere) ve Nevada Üniversitesi (ABD) İzotoplar Jeokimyası Laboratuvar sorumlularına ve çalışanlarına teşekkürü borç bilir.

## KAYNAKLAR

- Berkman, H., 1992. Sözlü görüşme. Tutakdağı Maden İşletmesi, Şebinkarahisar.
- Campbell, A.R., and Larson, F.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In Richards, J.P., and Larson, P.B., (eds.). *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology; Reviews in Economic Geology*, 10, 173-193.
- Clayton, R.N., and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, 27, 43-52.
- Criss, R.E., and Taylor, H.P., Jr., 1983. An  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and D/H study of the Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith; *Geological Society of America Bulletin*, 94, 640-663.
- Çalapkulu, F. ve Ayan, Z., 1982. Etir yaylası Şebinkarahisar fluorit zuhurunun mineralojisi ve oluşumunun sıvı kapanımı yöntemi ile incelenmesi. *Jeoloji Mühendisliği*, 15, 29-36.
- Çalapkulu, F. ve Karaoğlu, N., 1987. İnler Yaylası kurşun-çinko-bakır cevherleşmesinin metalojenik incelemesi. 40. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, s.31.
- Gökçe, A. ve Bozkaya, G., 2002. Tutakdağı (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn yatağının oluşum koşullarının ve kökeninin araştırılmasında sıvı kapanım, iz element ve izotoplar jeokimyası incelemeleri. Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Komisyon Başkanlığı Projesi, Proje No: M-194, 41 s (yayımlanmamış).

- Gökçe, A., and Spiro, B., 2002. Fluid-related characteristics of the Çakmakçaya and Damarköy copper deposits, Northeast Turkey. *International Geology Review*, 44, 744-754.
- Gökçe, A., Spiro, B., and Miller, M.F., 1993. Kurşunlu (Koyulhisar-Sivas) damar tipi Pb-Zn-Cu yataklarında mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltilerin kararlı izotoplar (O, H ve C) jeokimyası ve kökeni. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36, 73-79.
- Hoefs, J., 1984. *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin-Heidelberg-New York, Springer Verlag, (3<sup>rd</sup> edition.) 241 pp.
- Karaoğlu, N., 1985. İner Yaylası (Şebinkarahisar) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi. Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, İzmir. (yayımlanmamış).
- Ohmoto, H., and Rye, O., 1979. Isotopes of sulphur and carbon. In Barnes, L.H., (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, New York, Wiley, 509-567.
- Sharp, Z.D., and Kirschner, D.L., 1994. Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: a calibration based on natural isotopic variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4491-4501.
- Şaşmaz, A., 1993. Tutak Dağı güneybatısındaki Pb-Zn yatakları.. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, Elazığ, 98 s (yayımlanmamış).
- Şaşmaz, A. ve Sağıroğlu, A., 1994a. Tutakdağı güneybatısındaki (Şebinkarahisar-Giresun) Pb-Zn yatakları. *MTA Dergisi*, 116, 51-64.
- Şaşmaz, A. ve Sağıroğlu, A., 1994b. İner Yaylası (Şebinkarahisar -Giresun) Pb-Zn yatakları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 13-28.