



Cora Maarı'nın (Erciyes Volkanik Bölgesi) Fiziksel Volkanolojisi
Physical Volcanology of the Cora Maar, Erciyes Volcanic Complex

Cüneyt ATILLA

Gonca GENÇALIOĞLU KUŞCU

N.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 51100, NİĞDE
e-posta: catilla06@yahoo.com
Muğla Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi,
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kötekli-MUĞLA
e-posta: goncacuscu@superonline.com

Öz

Cora Maarı (CM), Kapadokya Volkanik Bölgesi (KVB)'nde Erciyes Dağı'nın yaklaşık 20 km kuzeybatısında yer alan Kuvaterner yaşlı monojenetik bir volkandır. CM ortalama 1.2 km çapında hemen hemen dairesel bir şekle sahip krateriyle maar tipi volkanlara tipik bir örnektir. Krateri çevreleyen iyi tabakalanmış taban yayılım ürünlerinin (base surge) kalınlığı ortalama 40 m'dir. Bu istif içerdiği malzemenin özelliklerine göre çeşitli fasiyeslere ayrılmıştır. CM kraterinin D/d oranı 12'dir. Bu değerler ile CM dünyadaki güncel maar kraterleriyle karşılaştırıldığında nispeten olgun bir maardır.

Cora kraterinin duvarları yer yer Kuvaterner yaşlı, maar oluşumundan önceki yer seviyesini temsil eden andezitik lav akıntılarıyla çevrelenmiştir. Taban yayılım istifi tutturulmamış olup, 70 cm boyuta ulaşan skorya, 130 cm boyutuna ulaşan litik bloklar, 1.2 cm çapa ulaşan yığışım lapillileri ve büyük oranda kül boyutlu volkanik malzemeden oluşmaktadır. Yığışım lapillileri hemen her seviyede gözlenir ve çerçeve (rim) ve çekirdek (core) tipi olarak sınıflandırılabilirler. Taban yayılım tabakaları taşınma yönünü işaret eden, çok iyi gelişmiş anti dune yapıları gösterirler. CM istifinde hem ilerleyen, hem de gerileyen dune yapıları mevcuttur. Diğer çökme yapıları ise, çarpma ve kanal yapılarıdır. CM taban yayılım çökellerinin tabaka yapılarında gözlenen dikey ve yanal fasiyes değişikliğinin sırasıyla taban yayılımının akış gücünde bir azalma ve taban yayılım birimlerinin asılı tefra yükü taşınma hızında bir azalma ve/veya tefra yükünde bir artma nedeniyle oluştuğu düşünülmektedir.

CM taban yayılım istifinde 5 ayrı lokasyondan tabaka tabaka kesit ölçülmüştür. Bu kesitler kraterden yaklaşık 500, 750, 1000 m uzaklıkta bulunan ve 400 m uzunluğunda bir tefra profili boyunca ölçülmüş ve örneklenmiştir. Alınan örnekler tane boyu (granülometrik) analizine tabii tutulmuşlardır. Toplam 168 örnek $\Phi = -5$ ile $+4$ (32mm-1/16 mm) aralığını kapsayacak şekilde elek setiyle elenmiştir. Elde edilen veriler kullanılarak CM için çizilen σ_{Φ} 'ye karşı Md_{Φ} dağılım diyagramında örnekler taban yayılım alanı ile örtüşmektedir. İki modlu (bimodal) bir dağılım gösteren CM taban yayılım ürünleri çok kötü boylanmışlardır. Yamukluk, bu depozitler için hem pozitif, hem de negatif alanda yer almaktadır.

Anahtar Kelimeler: Cora Maar, Kapadokya Volkanik Bölgesi, taban yayılım ürünleri, sedimanter yapılar, yığışım lapillisi, tane boyu analizi

Abstract

Cora Maar (CM) is a monogenetic volcano located to the 20 km northwest of Mount Erciyes, within the Cappadocian Volcanic Province (CVP). Cora Maar is a typical example of a maar-diatreme volcano with a nearly circular crater with a mean diameter of c. 1.2 km. The CM crater is surrounded by a well-bedded base surge tephra rim sequence up to 40 m in thickness. This sequence is subdivided into various facies depending on the characteristics of the constituents. Having a D/d ratio of 12, Cora is a relatively mature maar compared to recent maar craters in the world.

Cora crater is excavated within the andesitic lava flows of Quaternary age. The tephra sequence is not indurated, and consists of juvenile scoria clasts up to 70 cm, lithic clasts up to 130 cm, accretionary lapilli up to 1.2 cm in diameter, and ash-lapilli sized volcanic material. Accretionary lapilli are observed in almost every level of the sequence, and classified as rim and core-type. Base surge layers display well-developed antidune structures indicating the direction of the transport. Both progressive and regressive dune structures are present within the tephra sequence. Other depositional structures are impact sags and channel structures. Observed vertical and lateral facies change in bedding style of base surge deposits can be explained by the decrease of the surge flow power and due to a decrease in suspended-load transport rate and/or an increase in bedload transport rate, respectively.

Detailed sections were made bed by bed from 5 different locations from CM tephra. These sections were measured and sampled for granulometric analyses along a 400 m tephra profile 500, 750, 1000 m distance from the crater. A total of 168 samples were sieved with mesh size ranging from $\Phi = -5 - +4$ (32mm-1/16 mm). According to granulometric analyses, samples plot within the base surge field on σ_{Φ} vs. Md_{Φ} diagram. CM samples display a bimodal distribution with a wide range of Md values, characteristic for the surge deposits. Very poorly sorted, bimodal ash deposits generally vary from coarse tail to fine tail grading depending on the grain size distribution while very poorly sorted lapilli and block-rich deposits display a positive skewness due to fine tail grading.

Key Words: *Cora Maar, Cappadocian Volcanic Province, base surge deposits, sedimentary structures, accretionary lapilli, granulometric analyses.*

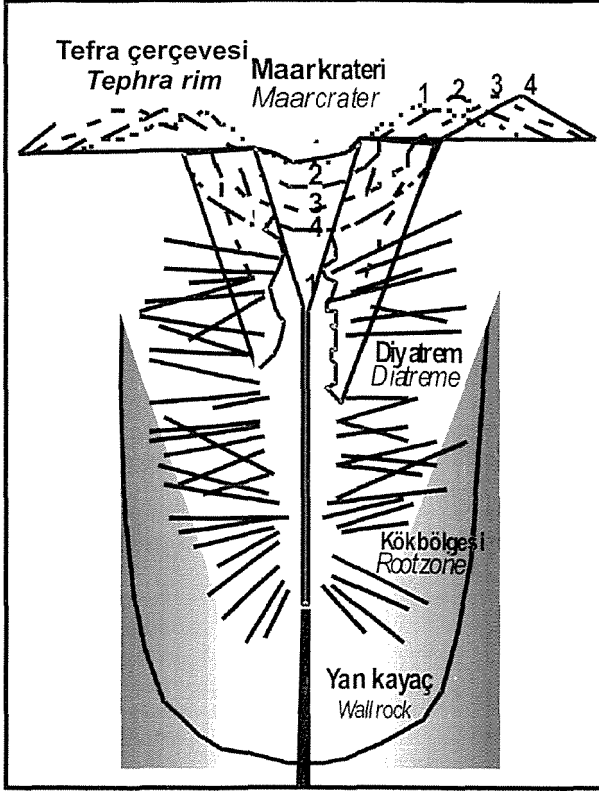
GİRİŞ

Maarlar, freatomagmatik veya freatik aktivite nedeniyle oluşan, düz tabanlı kraterleri patlama öncesi topografyanın altında uzanan ve düşük açılı bir tefra istifiyle çevrelenmiş volkanik konilerdir (Waters ve Fisher, 1970; Lorenz, 1986; Cas ve Wright, 1987). Maar kraterleri yaklaşık 2-3 km'ye ulaşan çap (ortalama krater çapı 700 m) ve 200-300 m'ye ulaşan derinliğe sahiptirler (Cas ve Wright 1987).

Maar volkanlarının oluşumları 2 model ile açıklanmaktadır. Birinci model magmatik modeldir ve yüzeye yakın ultramafik veya karbonatitik magmaların

yan kayacı parçalamasıyla bir maar volkanının oluşumunu açıklar. İkinci model ise freatomagmatik modeldir. Yükselen magma ile yer altı suyunun patlamalı etkileşimini ifade eder. Bu patlamalara neden olan karışma başlangıçta yüzeye yakın kısımlarda iken, ilerleyen evrelerde patlama merkezi diyatremın kök bölgesini oluşturacak şekilde aşağıya doğru hareket eder (Lorenz 2004). Bu patlama ile yan kayaçların parçalanması krater tabanının çökmesine neden olur ve böylece diyatremler meydana gelir. Kök bölgesinin kendi beslenme daykı üzerinde aşağı doğru hareketi ve diyatremın çökme fazı ile bu sistemin üst kısmında genişleyen bir maar krateri oluşur (Lorenz 2004). Patlamaya neden olan magmanın parçaları ve patlama

sonucunda oluşan yan kayaç blokları bir taban yayılım çökeli (base surge deposits) şeklinde maar kraterini çevreler (Şekil 1). Taban yayılım çökelleri antidune, kanal yapıları, çöküntü yapıları gibi tipik depolanma yapılarını içermektedir. U şeklinde kanallar, yığılım lapilli (accretionary lapilli) ve yüksek oranda rastlantısal kayaç (accidental clast) parçaları bulundurulur (Moore ve diğ., 1966; Lorenz, 1973, 1974; Fisher, 1977; Kienle ve diğ., 1980; Self ve diğ., 1980).



Şekil 1. Bir maar volkanının gelişim modeli (Lorenz, 2004).
Figure 1. Growth model of a maar volcano (Lorenz, 2004).

Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde (KVB) monojenetik volkanlar başlıca Karapınar; Karacadağ-Hasandağ; Keçiboyduran-Melendiz; Derinkuyu-Acıgöl ve Erciyes olmak üzere 5 bölgede toplanmışlardır (Toprak, 1998). Bu bölgelerde bilinen en az 10 tane maar olmasına karşılık, bunların fiziksel volkanolojisi hakkında sınırlı sayıda çalışma bulunmaktadır. Türkiye'de maarlarla ilgili ilk çalışma, Keller (1974) tarafından yapılmıştır. Bu çalışma Karapınar (Konya) civarındaki 4 maarı (Acıgöl, Mekegölü, Meke Obruğu ve Yılan Obruğu) kapsamaktadır. Çalışma arazi gözlemleri ve tefra ürünlerinin petrografisi hakkındadır. Kazancı ve diğ. (1995), Acıgöl Maarı'ndaki (Nevşehir) fasiyes değişimini ve bölgedeki yüksek kalorili turba oluşumunu

araştırarak maarın yaşını ve litostratigrafisini belirlemişlerdir. Gevrek ve Kazancı (2000), Narköy Maarı'nı (Nevşehir) inceleyerek maarın çapıyla püsküren malzeme miktarı arasındaki farkı karşılaştırmışlar ve tektonik yerleşimin sonucu olarak maarlardaki materyal eksikliğinin nedenini araştırmışlardır.

Türkecan ve diğ. (2004) Erciyes Volkanik Bölgesi'nde yer alan Cora Maarı (CM) (Kayseri)'nin krater içi göl çökellerini çalışarak maar oluşumundan sonra bölgede mafik karakterli volkanizmanın etkili olduğunu bildirmişlerdir. CM taban yayılım çökelleri ile ilgili ilk detaylı çalışma Gençalioğlu Kuşcu ve diğ. (2004) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada CM'nin genç özellikleri tanıtılmış ve maarın kalkalkalen karakterli ve bazaltik andezit bileşimli olduğu ortaya konulmuştur.

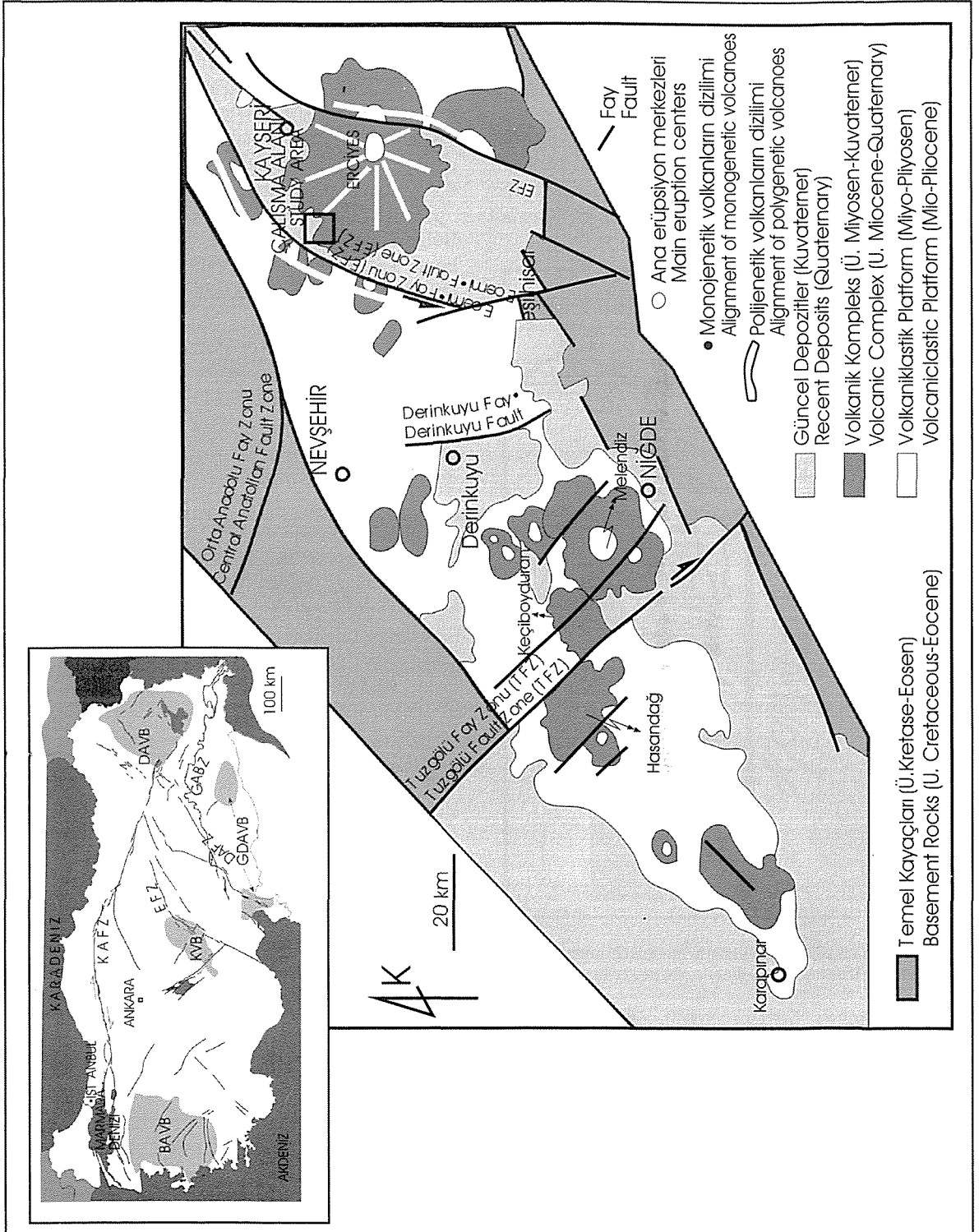
Bu çalışmanın amacı, maar volkanizmasına çok iyi bir örnek oluşturan CM taban yayılım çökellerinin depolanma yapılarını, tane boyu dağılımını, tefradaki yanal ve dikey fasiyes değişimlerini ortaya koymak ve buradan yola çıkarak taban yayılımın yerleşme ve depolanma süreçleri hakkında bir yoruma gitmektir.

CORAMAARI

CM, Neojen-Kuvaterner yaşlı Kapadokya Volkanik Bölgesi (KVB)'ndeki 19 polijenetik volkanın en büyüğü olan Erciyes'in yaklaşık 20 km kuzeybatısında yer almakta olup, ürünleri yaklaşık 6 km²'lik bir alana yayılmıştır. Piroklastik çökeller doğuya doğru 3.5 km'ye kadar takip edilebilmektedir (Şekil 3).

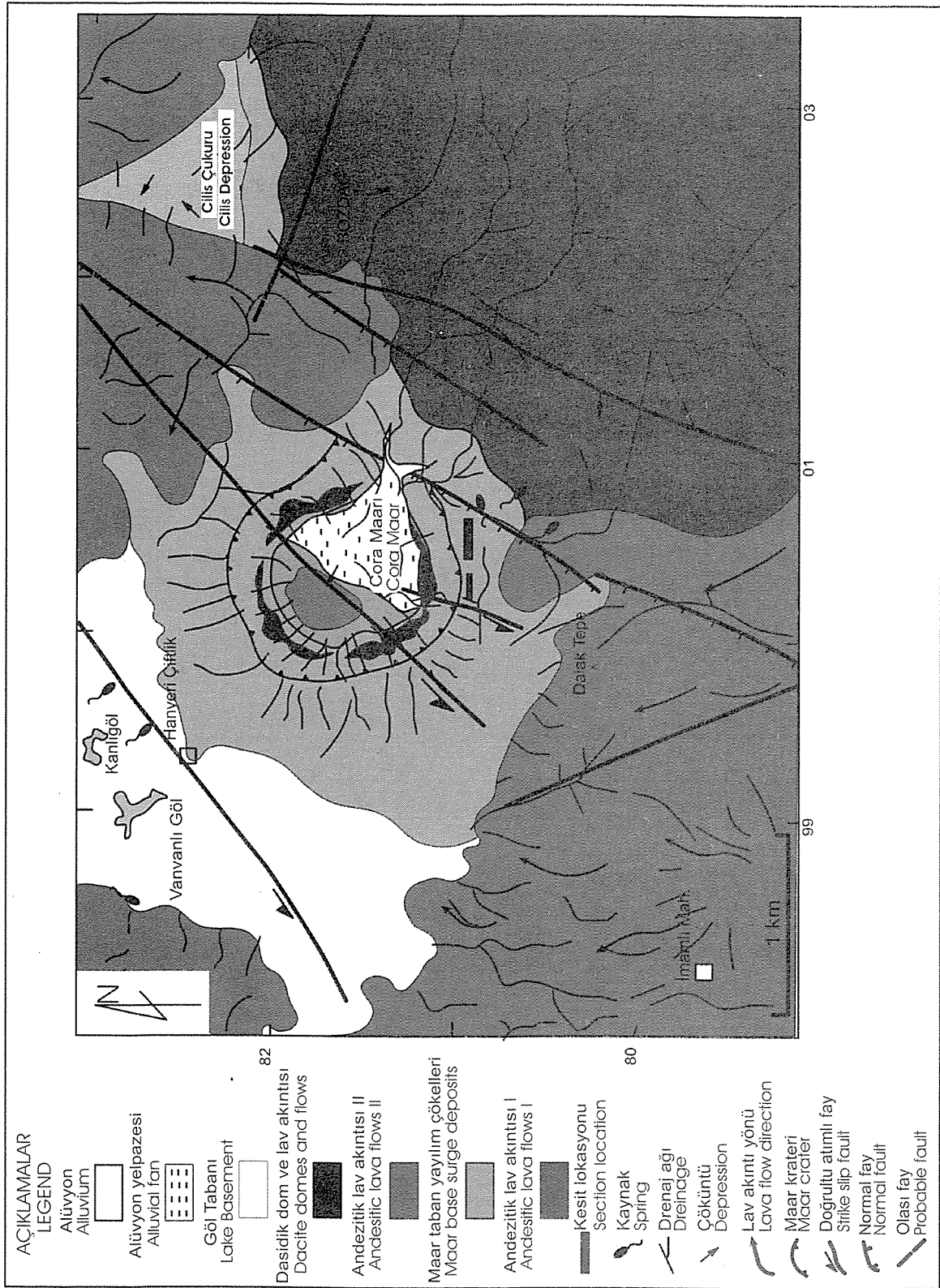
Cora krater çapı 1.2 km, krater derinliği 100 m, krater taban çapı ise 615 m olarak ölçülmüştür. CM krater duvarı kısmen Kuvaterner yaşlı andezitik lav akıntılarıyla çevrelenmiştir (Şekil 3). Erciyes Volkanizması ve CM öncesi lav akıntıları ile ilgili detaylı bilgi Şen ve diğ. (2003)'de verilmiştir.

Krater, çap (D) ve derinlik (d) oranının (D/d) maarların yaşı hakkında genel bir bilgi verdiği düşünülmektedir (Cas ve Wright, 1987; Carn, 2000). Bilinen en genç maarlar için D/d oranı 4-6 arasındadır (Carn, 2000). Bu oran zamanla sedimanla dolan kraterin derinliğinin azalması ve erozyonla krater çapının genişlemesiyle artar (Cas ve Wright, 1987; Carn, 2000). Kullanılan bu ölçütlere göre, D/d oranı 12 olan CM dünyadaki güncel maar kraterleriyle karşılaştırıldığında nispeten olgun bir maardır (Şekil 4).

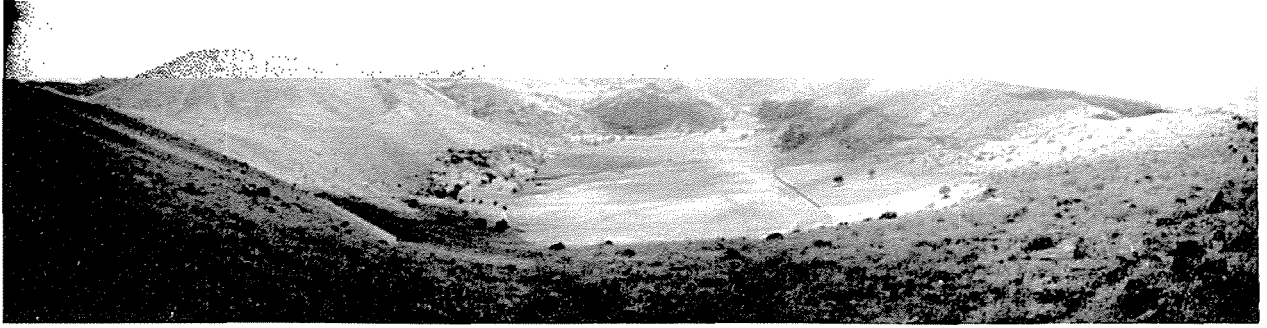


Şekil 2. Neojen-Kuvaterner yaşlı Kapadokya Volkanik Bölgesi (KVB)'nin jeolojik haritası (Toprak, 1998'den basitleştirilmiştir). Küçük şekil Türkiye'deki Neojen-Kuvaterner yaşlı volkanik bölgeleri göstermektedir. BAVP: Batı Anadolu Volkanik Bölgesi; DAVB: Doğu Anadolu Volkanik Bölgesi; GDAVB: Güney-Güneydoğu Anadolu Volkanik Bölgesi.

Figure 2. Geological map of the Neogene-Quaternary Cappadocian Volcanic Province (KVB) (simplified from Toprak, 1998). Inset shows the Neogene-Quaternary volcanic provinces of Turkey. BAVP: West Anatolian Volcanic Province; DAVB: East Anatolian Volcanic Province; GDAVB: South-southeast Anatolian Volcanic Province.



Şekil 3. Cora Maarı'nın jeolojik haritası
 Figure 3. Geological map of the Cora Maar.



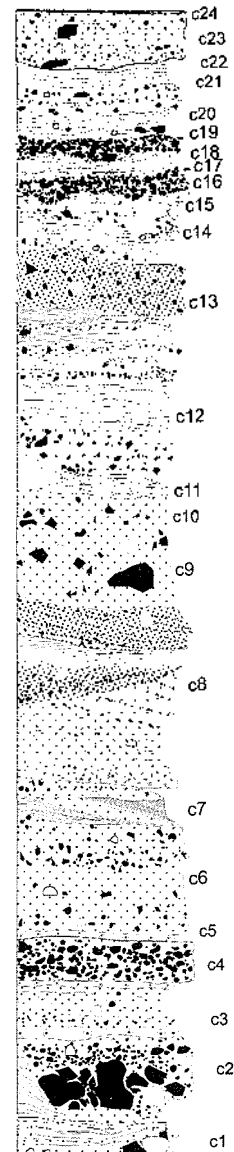
Şekil 4. Cora Maarı kraterinin genel görünüşü (güneye bakışlı).
Figure 4. General view of the CM crater looking towards south.

CM taban yayılım ürünleri krater kenarından dışarıya doğru 10° 'lik bir eğime sahiptir. İçeriye doğru eğimli tabakaya rastlanmamıştır. Tabaka kalınlığı krater kenarında ortalama 60 m iken kraterden uzaklaştıkça tabaka kalınlığı azalmaktadır.

Maar istifi genellikle kahverengi-siyah renkli skorya parçaları içermektedir. Oksidasyona işaret eden kırmızı renkli skorya parçalarına rastlanılmamıştır. Bazı karnıbahar skorya bombaları litik kapanımlar içermektedir. Bu kapanımlar genellikle açık gri renkli köşeli volkanik kayaçlar parçalarıdır. CM skorya parçaları kalkalkali nitelikli olmalarıyla literatürdeki çoğu maar malzemesinden farklılık göstermektedir (Gençaliolu Kuşcu ve diğ., 2004; Gençaliolu Kuşcu, 2005). Literatürde çalışılan maarların çoğunda patlamalı aktivite bazaltik (özellikle alkali bazaltik-nefelinitik) magmanın yeraltı suyuyla etkileşimi nedeniyle gerçekleşmiştir (Keller, 1974; Kienle ve diğ., 1980; Pier ve diğ., 1992).

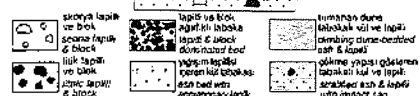
Litik klastlar genellikle veziküllü andezitler ve bazaltik andezitlerden oluşmaktadır. Litik ve skorya tanelerinden en büyük örneklerinden 3-5 tanesinin uzun eksenini boyunca boyutları ölçülmüş ve ortalamaları alınmıştır. İstiften alınan tanelerin skorya boyutu 1 ile 33 cm, litik tane boyutu 7 ile 130 cm arasındadır (Gençaliolu Kuşcu ve diğ., 2005). Litik ve skorya tane çapları çıkış merkezinden uzaklaştıkça hiperbolik olarak azalmaktadır (Şekil 6a, b).

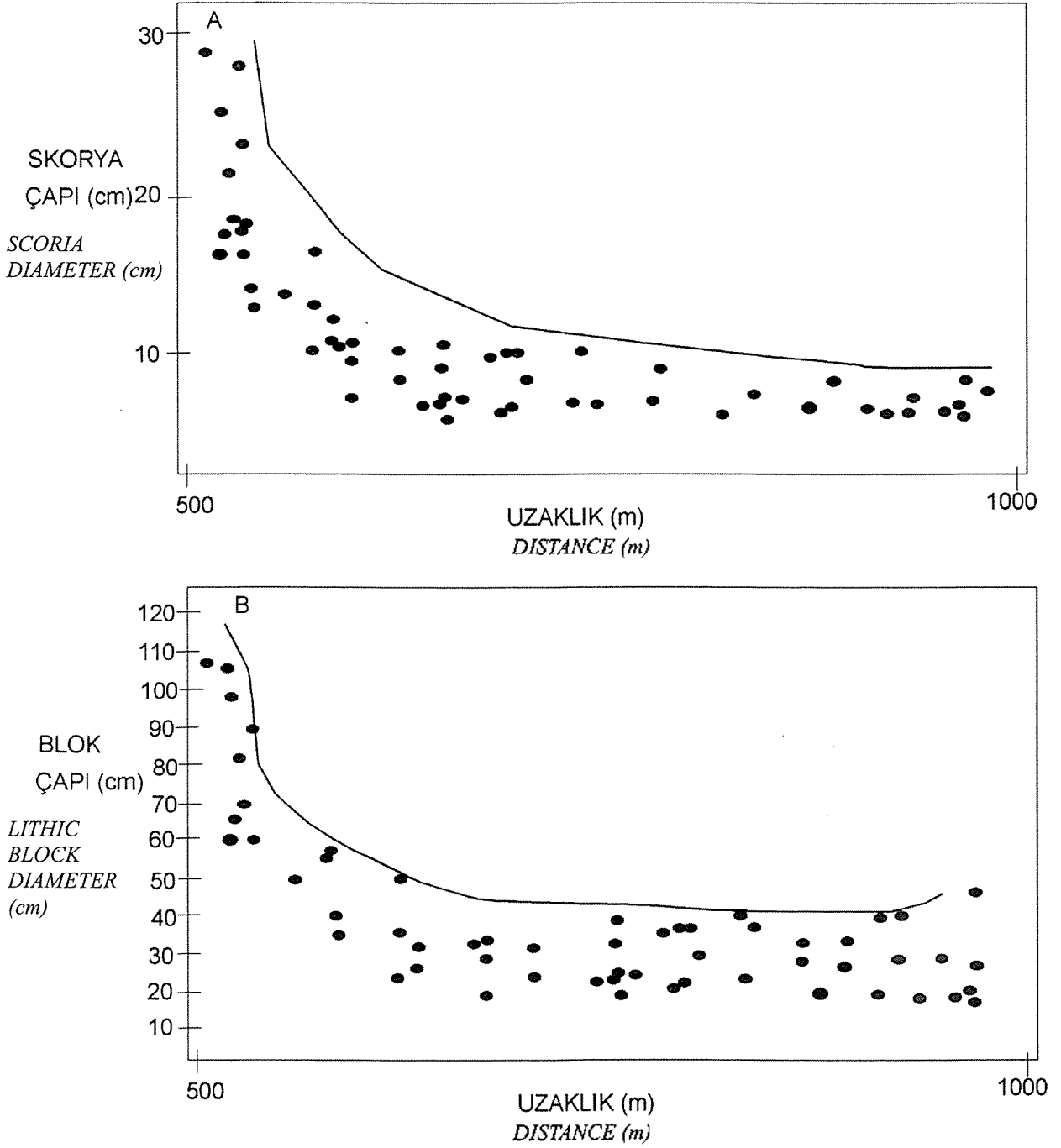
CM taban yayılım ürünlerinin bir diğer özelliği açık gri-bej renkli büyüklükleri 1.2 cm'ye kadar varan yığılma lapillileri içermesidir (Şekil 7a). Yığılma lapillilerinin yapısı Schumacher ve Schmincke (1991)'deki sınıflandırmaya göre çeper (rim) ve çekirdek (core) tipi olarak sınıflandırılmıştır. CM istifinden alınan yığılma lapillilerinden hem çekirdek, hem de çeper tipi yığılma lapillileri belirlenmiştir (Şekil 7b).



Şekil 5. Cora Maarı'nın ölçeksiz dikme kesiti.

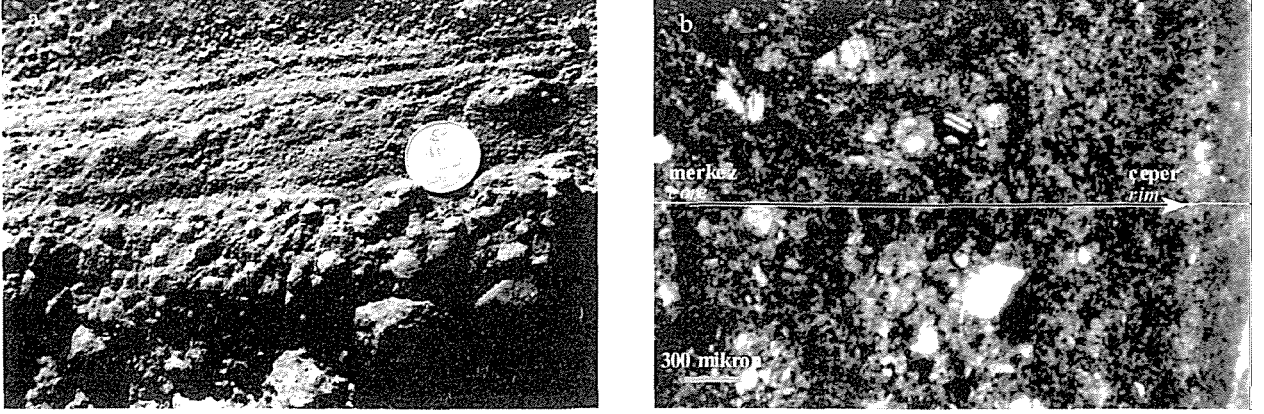
Figure 5. Columnar section of the Cora Maar (not to scale)





Şekil 6. a) Skorya boyutunun kaynaktan uzaklığa göre değişim diyagramı. b) Litik blok boyutunun kaynaktan uzaklığa göre değişim diyagramı.

Figure 6. A) Scoria diameter plotted against distance from source. B) Lithic block diameter plotted against distance from source.

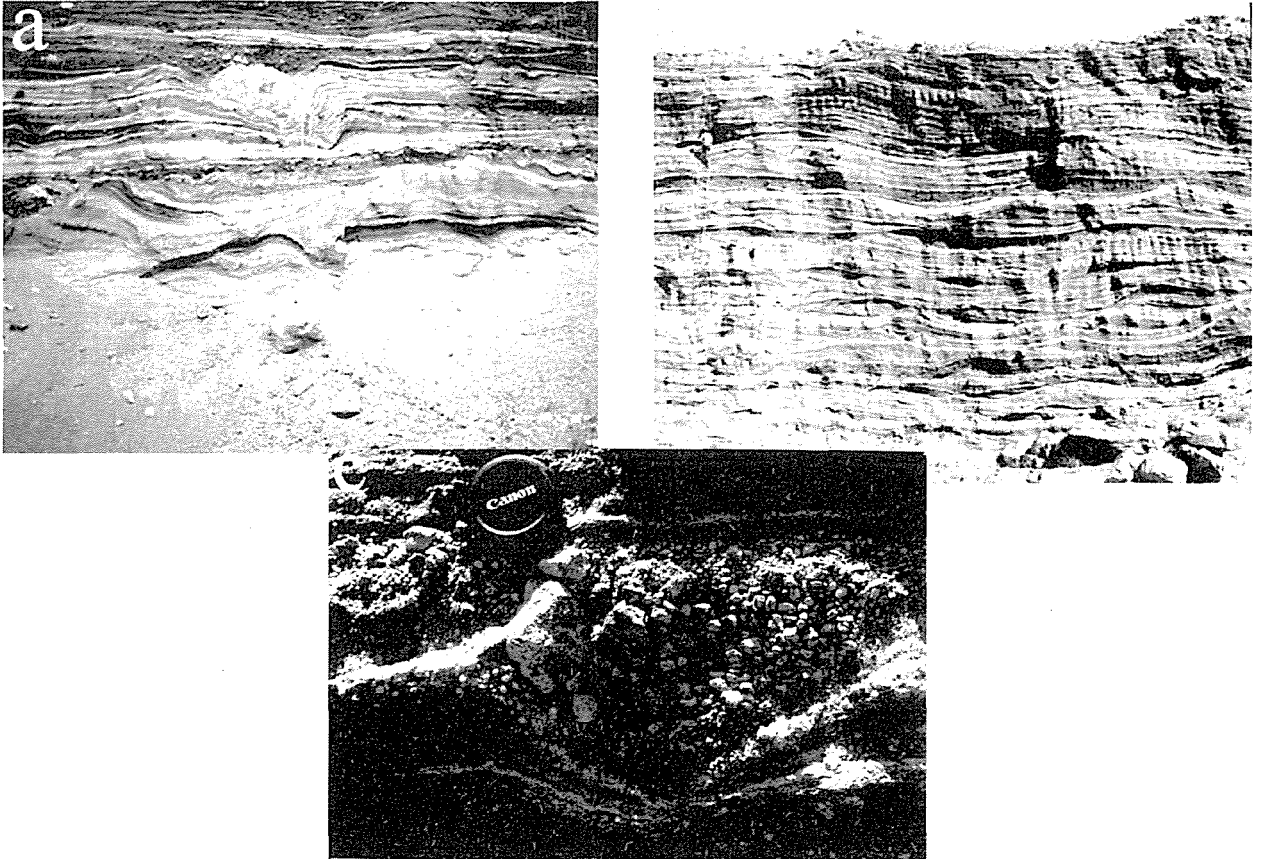


Şekil 7. a) CM kesitinde yığışım lapillilerinin görünüşü, b) Çeper tipi yığışım lapillisinin fotomikrografı (Tek Nikol).
 Figure 7. a) Accretionary lapilli from CM section, b) Photomicrograph of rim-type accretionary lapilli (Plane Polarized Light).

DEPOLANMA YAPILARI

CM istifi antidune, kanal yapıları, çökme yapıları gibi maar taban yayılım çökelleri için tipik

sedimenter yapıları içermektedir (Şekil 8a, b). Çökme yapıları (Şekil 8a) litik blokların daha bol miktarda ve daha büyük boyutlu olduğu istifin alt seviyelerinde daha iyi gözlenir.



Şekil 8. a) CM taban yayılım birimlerinde çökme yapısı b) Çeşitli antidune tabakalanma tiplerini ve dune yapılarının kaynaktan uzaklaştıkça yukarı tırmandığını gösteren şekil, c) Kanal yapısı (objektif kapağının çapı 58 mm'dir).

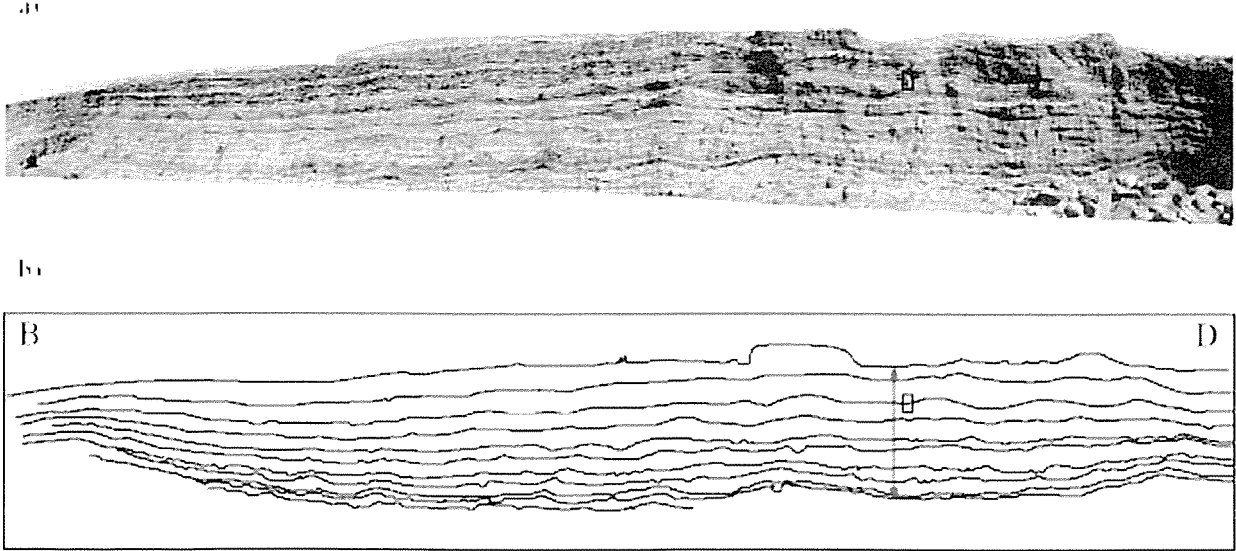
Figure 8. a) Impact sag in CM base surge deposits, b) figure showing the antidune bedding types, and migration of dunes away from the source, c) channel structure (lens cap is 58 mm in diameter).

Taban yayılım tabakaları taşınma yönüne işaret eden çok iyi gelişmiş antidune yapıları sergilemektedir. CM taban yayılımı çökelleri içinde en az 3 farklı tip dune yapısı gözlenir: 1) tip II (chute ve pool; Schmincke ve diğ., 1973) veya tip d (Cole, 1991); 2) tip III (Schmincke ve diğ., 1973) veya tip b (Cole, 1991) ve 3) tip IV (Schmincke ve diğ., 1973), veya tip a (Cole, 1991).

CM taban yayılım ürünlerinin tabaka şekillerinde yanal ve dikey olarak fasiyes değişiklikleri gözlenmektedir. Çökeller krater kenarında genellikle düz

tabakalıdır ve kaynaktan uzaklaştıkça tabakalarda artan bir dalgalanma gözlenmektedir. Bununla birlikte, dune tabakaları istifin alt kesiminde daha yaygın iken, istiften yukarı doğru düzlemsel tabakalanmaya geçiş yaparlar (Şekil 9).

CM taban yayılım birimleri içindeki dune yapılarının bazılarında dalga boyu ve dalga yüksekliği ölçümleri yapılmıştır. Dalga boyu (L) 4.35-10.88 m, dalga yüksekliği (H) 0.15-0.87 m ve L/H oranı 8.90-29.00 arasında değerler olarak ölçülmüştür (Çizelge 1).



Şekil 9. Kraterin güneydoğu kenarındaki kum ocağında CM tefra duvarının profili. İstifin gözlenen kalınlığı 40 m'dir.
Figure 9. Profile of the Cora Maar tephra deposit from the quarry wall on the southeastern rim of the crater. Observed thickness of the section is 40 m.

TANE BOYU ANALİZİ

CM taban yayılım istifinde 5 farklı lokasyondan kesit alınarak 24 ana fasiyes ve alt fasiyesler ayırt edilmiş ve bu fasiyeslerin her birisinden tane boyu analizi için örnek alınmıştır. CM taban yayılım ürünleri gevşek olduğundan doğrudan kuru elek analizine tabi tutulmuştur. Toplam 168 örnek $\Phi = -5$ ile $+4$ (32 - 1/16 mm) aralığını kapsayacak şekilde bir Φ aralığına sahip elek setiyle elenmiştir. Her elekteki örnek miktarı tartılarak toplam miktar içindeki yüzdeleri hesaplanmıştır.

Kümülatif (eklenik) eğriler üzerinde her taban yayılım örneği için 5Φ , 16Φ , 50Φ , 84Φ değerlerine karşılık gelen tane boy yüzdeleri okunmuş ve daha sonra bu değerler kullanılarak Inmann (1952)'nin Md_{Φ} (Ortalama çap = 50Φ), σ_{Φ} [$\text{Boylanma} = (84\Phi - 16\Phi)/2$] ve α_{Φ} [$\text{yamukluk} = (M_{\Phi} - Md_{\Phi})/2$] parametreleri hesaplanmıştır.

CM taban yayılım ürünlerinin ortalama çap (Md_{Φ}) değerleri -2Φ 'den $+4\Phi$ 'ye kadar geniş bir aralık sunar. Boylanma değerleri genellikle 2-3 Φ arasında olup

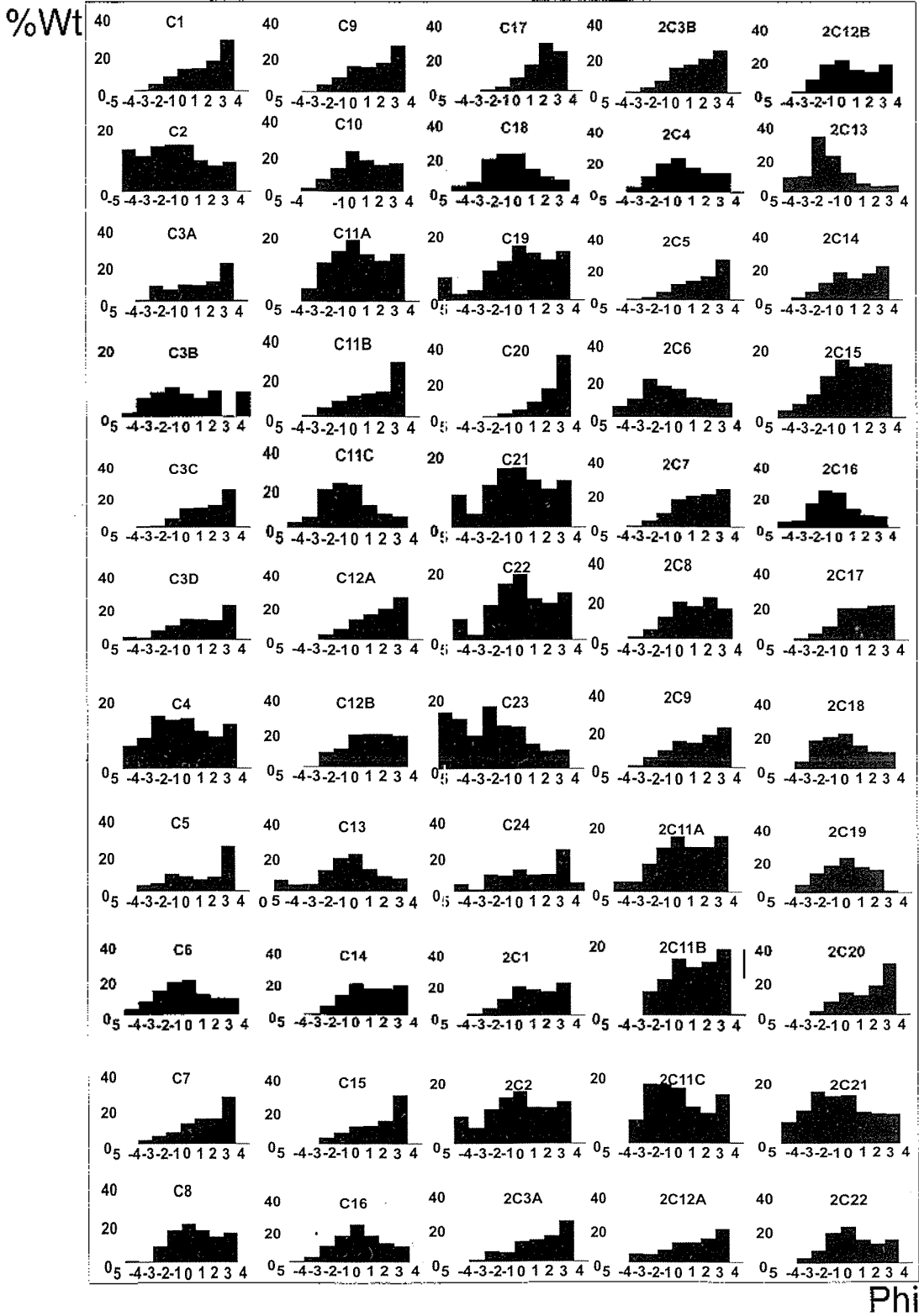
çok kötü boylanma alanı içine düşmektedir. CM taban yayılım ürünlerindeki iki modlu (bimodal) dağılım, kötü boylanmanın en önemli nedenidir (Şekil 10). Yamukluk, CM taban yayılım ürünleri için hem pozitif, hem de negatif değerler göstermektedir. Kül ağırlıklı CM taban yayılım ürünleri genellikle geniş bir iri kuyruklanmaya veya negatif yamuklaşmaya, bazı örnekler ise zayıf yamuklaşmaya sahiptirler. Lapilli ve blok ağırlıklı CM taban yayılım ürünleri, ince kuyruklanma veya pozitif yamuklaşmaya sahiptirler (Şekil 11a). Bu çökellerin değişik kuyruklanmaya sahip olmaları yani hem pozitif, hem de negatif olmaları, kaba ve ince taneli birimlerin araldanmasından kaynaklanmaktadır.

Tane boyu verileri bazı durumlarda çökeltme ortamlarının tayin edilmesinde ve birbirinden ayırt edilmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Elde edilen bu parametrelerden, σ_{Φ} 'ye karşı Md_{Φ} dağılım diyagramı (Şekil 11b) üzerinde akma, düşme ve taban yayılım çökelleri ayırt edilebilmektedir (Walker, 1971). Bu çalışmada incelenen çok kötü boylanmalı CM çökelleri Walker (1971)'de tanımlanan taban yayılım alanı içerisinde yer almaktadır (Şekil 11b).

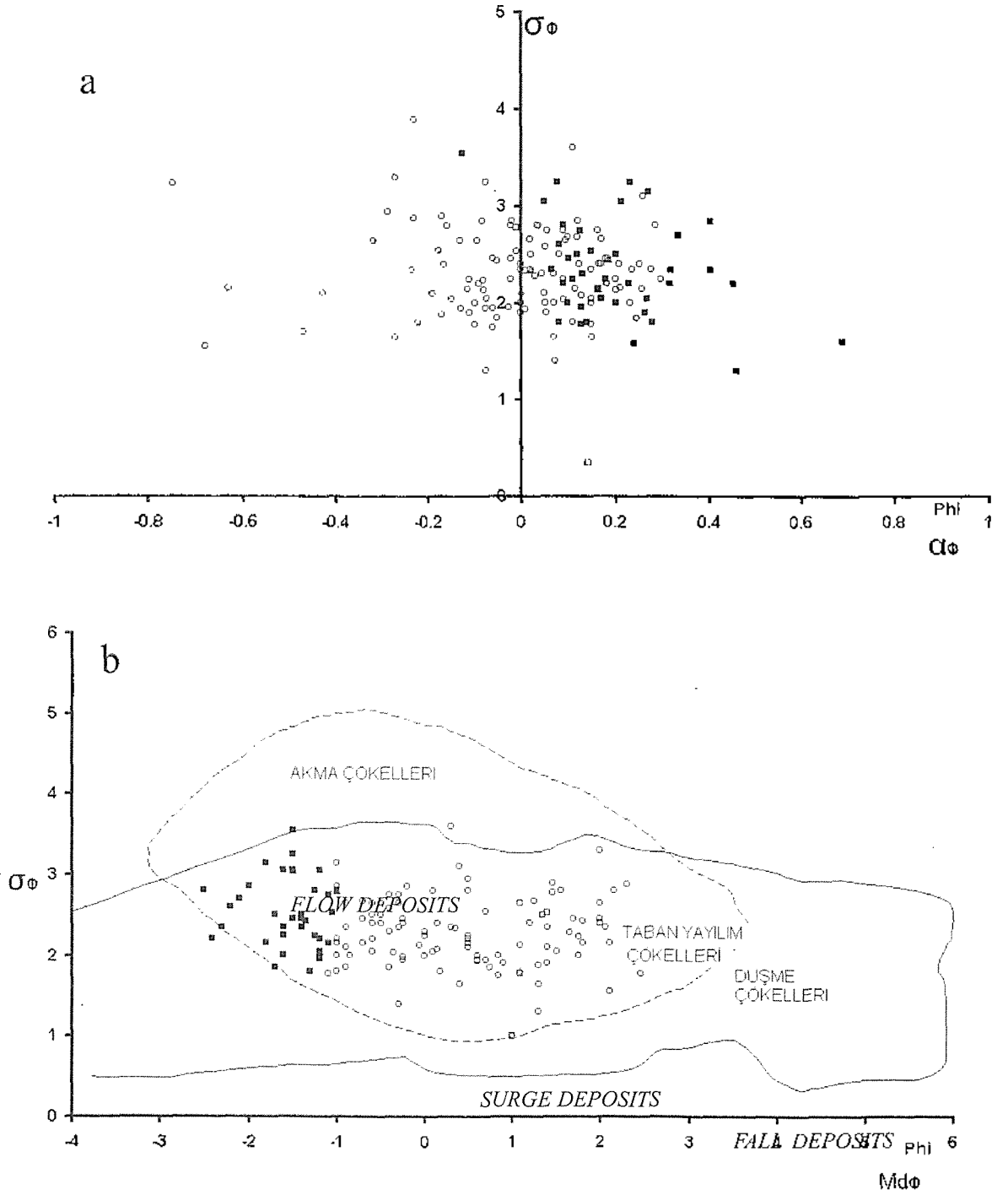
Çizelge 1. CM istifindeki çeşitli seviyelerden ölçülen dune yapılarının dalga boyu ve yükseklikleri (ölçümler metre cinsinden verilmiştir)

Table 1. Wave height and wave length measurements of the dunes from several facies of the CM sequence (in meters).

| Ölçüm No | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Dalga Boyu (L) | 7.25 | 6.24 | 6.50 | 9.72 | 8.70 | 6.50 | 6.50 | 10.88 |
| Dalga Yüksekliği (H) | 0.58 | 0.44 | 0.73 | 0.80 | 0.87 | 0.44 | 0.44 | 0.80 |
| L/H oranı | 12.5 | 14.18 | 8.90 | 12.15 | 10.00 | 14.77 | 14.77 | 13.60 |
| Ölçüm No | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| Dalga Boyu (L) | 4.35 | 7.25 | 4.35 | 5.80 | 10.88 | 11.60 | 6.50 | 8.00 |
| Dalga Yüksekliği (H) | 0.36 | 0.58 | 0.15 | 0.44 | 0.87 | 0.58 | 0.44 | 0.87 |
| L/H oranı | 12.08 | 12.50 | 29.00 | 13.18 | 12.50 | 20.00 | 14.77 | 9.20 |



Şekil 10. CM taban yayılım fasiyeslerinin taneboyu dağılım histogramları
 Figure 10. Grain size distribution histograms of CM base surge facies.



Şekil 11. a) σ_ϕ karşı α_ϕ dağılım diyagramı. b) σ_ϕ 'ye karşı Md_ϕ dağılım diyagramı (Walker, 1971). ■: lapilli ve blok ağırlıklı taban yayılım fasiyesi ve o: kül ağırlıklı taban yayılım fasiyesi

Figure 11. a) σ_ϕ vs. α_ϕ scatter diagram. b) σ_ϕ vs. Md_ϕ scatter diagram (after Walker, 1971). ■: lapilli and block-dominated base surge facies, and o: ash-dominated base surge facies.

TARTIŞMA

Freatomagmatik aktivite ile oluşan CM taban yayılım çökelleri ince ve kaba taneli tabakaların ardalanmasından oluşmaktadır. Kül ağırlıklı taban yayılım fasiyesi ince, lapilli ve blok ağırlıklı fasiyes ise kaba taneli kısmı temsil eder (Şekil 8a). Taban yayılım çökelleri için, tabakalı ve tırmanan dune yapılı fasiyeslerde kaba ve ince taneli malzemenin ardalanması karakteristiktir (Sohn ve Chough, 1989). Lapilli ve blok ağırlıklı tabakalar vezikül oranı ve renk açısından çeşitlilik sunan başlıca andezitik bileşimli volkanik parçalardan meydana gelirler. Volkanik kül matriks konumundadır. CM taban yayılım istifinde litik ve skorya tane boyları hem dikey (istifte yukarı doğru) hem de yanal olarak (kraterden uzaklaştıkça) genellikle azalmaktadır (Şekil 6a ve b). Bu durum maarı oluşturan freatomagmatik aktivitenin enerjisinde zamanla bir azalma meydana gelmesiyle açıklanabilir.

CM istifinde yığışım lapillisi içeren kül tabakaları çok yaygındır (Şekil 7a). Bunlar kül ve lapilli ağırlıklı tabakalı ve dune tabakalı seviyeler ile birlikte kül ağırlıklı taban yayılım fasiyesini oluştururlar. Yığışım lapillisinin yaygın bir şekilde bulunması ve çarpma yapılarının altında deforme olmuş tabakalar bulunması depolanma sırasında ortamın yüksek oranda nem içerdiğinin bir göstergesidir. Bu yüzden, CM istifinin bir ıslak (wet) taban yayılım ürünü olduğu söylenebilir (Crowe ve Fisher, 1973; Lorenz, 1974; Nemeth ve diğ., 2001). CM istifinden alınan örneklerde çekirdek ve çeper tipi yığışım lapillileri (Schumacher ve Schmincke, 1991) belirlenmiştir.

Lapilli ve blok ağırlıklı tabakalar bazen tane destekli olarak gözlenirler. Bu tabakaların tane destekli olması taban yayılımından ziyade düşme depozitleri olduklarını ifade edebilir. Kraterin yakın bölgelerde taban yayılım ve düşme çökelleri depolanması eş zamanlı bir şekilde meydana gelebilir. Cas (1989) bu şekilde birlikte çökeltme etkisiyle yerleşen birimleri yayılmaya bağlı olan düşme (surge modified fall) birimleri olarak adlandırmıştır. Buna göre, taban yayılım çökellerinin fasiyes tipleri sadece yanal akma süreçleriyle şekillenmezler. Aynı zamanda, değişen oranlarda düşme çökellerinin de taban yayılımına katılması ile düşey yerleşme süreçleri de etkilidir. CM tefrası içinde a, b ve d tipi dune yapıları (Schmincke ve diğ., 1973; Wohletz ve Sheridan, 1979) tanımlanmıştır. Bunlardan a tipi dune yapısı durağan (stationary), gerileyen (regressive) veya ilerleyen (progressive) türlerde olabilirken d tipi

gerileyen bir türdür. Hem ilerleyen, hem de gerileyen dune tiplerinin aynı çökeltde yakın ilişkili bir şekilde bulunması, taban yayılımının akma rejimindeki değişikliklere ve kısa süreli tekrarlayan patlamalarla (pulsatory) yerleşme özelliğine bağlıdır (Cole, 1991).

Çizelge 1 incelendiğinde artan dune dalga boyu ile birlikte genel olarak dune yüksekliğinin de arttığı görülür. İstifin alt ve üst seviyelerindeki ölçümler genellikle benzerdir. Ancak istifin üst seviyelerindeki bazı dalga boyu ve dalga yüksekliği oranı ölçümleri istifin alt seviyelerindekilerden daha küçüktür. Literatürdeki çalışmalar incelendiğinde Filipinler'de Taal volkanında (Waters ve Fisher, 1971) ve Almanya'da Laacher See bölgesindeki maarlarda (Schmincke ve diğ., 1973) kaynaktan 1 km uzakta benzer şekilde büyük dalga boyu ve yüksekliğine sahip dune yapılarına rastlanmaktadır.

Batı-doğu doğrultusundaki tefra duvarı profilinde CM taban yayılım çökellerinin tabakalanma tarzında düzensel tabakalardan dalgalı tabakalara doğru yanal bir fasiyes değişikliği görülür (Şekil 9). Yanal fasiyes değişimi gösteren tırmanan dune yapılı benzer taban yayılım birimlerinin aslı tefra yükü taşınma hızında bir azalma ve/veya tefra yükünde bir artma nedeniyle oluştuğu düşünülmektedir (Sohn ve Chough, 1989). Aynı şekilde istifte aşağıdan yukarıya doğru dikey bir fasiyes değişimi de söz konusudur (Şekil 9). Böyle bir değişim de taban yayılımının akış gücünde bir azalma ile açıklanabilir (Crowe ve Fisher, 1973).

CM tefrasında ayırt edilen 24 fasiyesin Walker (1971)'in σ_{ϕ} - Md_{ϕ} diyagramında örnekler düşme ve akma çökelleri alanlarının kesişiminde yer alan taban yayılım çökelleri alanına düşmektedir. Aynı şekilde, CM örnekleri geniş bir aralıkta değişen Md_{ϕ} değerleriyle taban yayılım çökelleri için tipik olan iki modlu (bimodal) bir dağılım gösterirler (Şekil 11b). Çok kötü boylanmalı iki modlu kül çökelleri genellikle tane boyuna bağlı olarak kabadan ince yamukluğa doğru değişirler. Çok kötü boylanmalı lapilli ve blok ağırlıklı CM çökelleri ise ince kuyruklanmadan dolayı pozitif bir yamukluğa sahiptirler (Şekil 10 ve 11a).

SONUÇLAR

CM Orta Anadolu'daki Kapadokya Volkanik Bölgesi'nde freatomagmatik aktivite ile oluşmuş Kuvaterner yaşlı monojenetik volkanlara bir örnektir. CM kraterine dik, taban yayılım taşınma yönüne paralel

açılmış bir kum ocağında gözlenen kalın bir tefra istifinde depolanma özellikleri ve taşınma yönünde meydana gelen değişiklikler analiz edilebilmektedir. Bu nedenle CM maar volkanlarının tipik bir örneğidir. Çok iyi tabakalanmış ve günümüze dek iyi korunmuş istif maar volkanları için tipik olan depolanma yapıları ve tabaka şekillerinin güzel örneklerini sunar. CM istifi genellikle kül ağırlıklı ve lapilli-blok ağırlıklı taban yayılım fasiyeslerinin ardalanmasından meydana gelmiştir. İstifte bol miktarda rastlanan yığışım lapillilerinden de anlaşıldığı üzere ıslak taban yayılım (wet base surge) çökellerine bir örnektir.

CM istifi dune tabakaları, kanal yapıları ve çöküntü yapıları gibi taban yayılım çökellerinde görülmesi beklenen tipik depolanma yapılarını içinde barındırır. Tabaka şekillerinde yanallı fasiyes değişimi ve ilerleyen ve gerileyen dune tiplerinin aynı çökelerde bulunması taban yayılımının akış rejiminde oluşan değişiklikler ile açıklanabilir. Ayrıca skorya ve litik blok boyutunda kaynaktan dikey ve yanallı olarak uzaklaştıkça meydana gelen azalma freatomagmatik aktivitenin enerjisinde bir azalma ile açıklanabilir. CM örnekleri literatürdeki diğer taban yayılım çökellerinde de görüldüğü üzere, geniş bir Md_{ϕ} aralığına sahiptirler ve σ_{ϕ} - Md_{ϕ} dağılım diyagramında da taban yayılım çökelleri alanı içinde yer alırlar. CM taban yayılım istifi hem kaba hem de ince taneli malzemeden oluştuğu için yamukluk hem pozitif hem de negatif değerler sunmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK tarafından ÇAYDAG 102Y131 kod nolu ile proje kapsamında ele alınan bir çalışma olup yazarlar her türlü teknik ve finansal destekten ötürü TÜBİTAK'a, ve makalenin son halini almasına yapıcı eleştirileri ile katkıda bulunan Dr. Biltan Kürkçüoğlu ve Ahmet Türkecan'a teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Cora Maar (CM) is one of the monogenetic volcanoes within the Erciyes Volcanic Complex of Neogene-Quaternary Cappadocian Volcanic Province (CVP). CM is a Quaternary volcano located approximately 10 km northeast of İncesu town of Kayseri province and 20 km northwest of Erciyes. CM is a typical example of maar volcanoes formed as a result of phreatomagmatic activity with a circular crater 1.2 km in

diameter, and a well-bedded base surge sequence approximately 40 m in thickness.

The CM tephra comprise alternations of "fine" and "coarse" grained layers. Ash-dominated base surge facies represent fine, and lapilli and block-dominated base surge facies represents the coarse part. Alternation of fine and coarse material is characteristic for the stratified and climbing dune bedded facies in base surge deposits. Lapilli and block-dominated beds consist of volcanic rock clasts (mainly andesites) with varying color and vesicularity. The size of the lithic and scoria blocks generally decreases away from the crater and upward in the tephra sequence. Ash beds with accretionary lapilli are very common, and, together with stratified and climbing dune bedded ash and lapilli, they constitute the ash-dominated base surge facies. Widespread occurrence of accretionary lapilli beds and deformed beds beneath impact sags indicate the presence of abundant moisture and, hence formation from a "wet surge".

Type a, b, and d dunes were identified within the CM tephra. Type a dunes can be stationary, regressive, or progressive; type b is progressive, while type d is regressive. Close relation of both progressive and regressive types within the same deposit can be explained by the pulsatory nature and change in flow regime of the base surges.

Along the W-E tephra rim profile ash-dominated CM base surge facies display lateral change in bedding style, i.e. from planar to wavy. Units with similar lateral facies change, and climbing dunes are interpreted to occur due to a decrease in suspended-load transport rate and/or an increase in bedload transport rate. Also, a vertical facies change occurs from dune to plane beds upsection. Such a change can be explained by the decrease of the surge flow power.

There is a general increase in wavelengths with increasing wave height on a wave length vs. wave height diagram. Dune measurements from bedsets downsection and upsection are generally comparable, although some measurements for both wavelength and wave height from bedsets upsection are smaller than the ones from downsection. With large wavelength and height values Cora tephra display similarities to Taal and Laacher See base surge deposits.

24 major facies and subfacies were identified within CM tephra, and sampled for granulometric were

analyses. As CM tephra is not indurated, the samples were dry sieved directly. Sieving was not carried out mechanically to avoid excessive breakage of juvenile clasts. 56 samples were sieved in total with a set of sieves with mesh size ranging from -5 - +4 (32-1/16 mm). Tephra retained in each sieve was weighed, and weight percentages were calculated. Based on the grainsize data cumulative curves and histograms were plotted, and Inman (1952) parameters of median diameter ($Md\phi$), sorting ($\sigma\phi$), and skewness ($\alpha\phi$) were obtained. Using these parameters, flow, fall, and surge deposits (Fisher and Schmincke, 1984) can be distinguished on a $\sigma\phi$ - $Md\phi$ diagram (Walker, 1971). CM samples display a bimodal distribution with a wide range of $Md\phi$ values, characteristic for the surge deposits. Moreover, bimodal CM tephra has a wide range of $Md\phi$ values, from negative towards positive values.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Carn, S. A., 2000. The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 95, 81-108.
- Cas, R. A. F., 1989. Physical volcanology in Australian and New Zealand Cainozoic intraplate terrains. In: Johnson, R. W (ed.) *Intraplate volcanism in eastern Australia and New Zealand*, 55-85.
- Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1987. *Volcanic Successions*. Chapman and Hall, 528 s.
- Cole, P. D., 1991. Migration direction of sand-wave structures in pyroclastic-surge deposits: Implications for depositional processes. *Geology*, 19, 1108-1111.
- Crowe, B. M., ve Fisher, R. V., 1973. Sedimentary structures in base surge deposits with special reference to cross bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 663-682.
- Fisher, R.V., 1977. Erosion by volcanic base surge density currents: U-shaped channels. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1287-1297.
- Gençaliolu Kuşcu, G., 2005. Kalkalkalin Karakterli Bir Maar Volkanı: Cora Maarı, Erciyes Volkanik Kompleksi (Kayseri). 1. Ulusal Jeokimya Sempozyumu, Bursa, Bildiriler Kitabı (baskıda).
- Gençaliolu Kuşcu, G., Şatvan, N., ve Atilla, C., 2004. An example to Quaternary maar volcanism in Cappadocian Volcanic Province: Cora Maar, Central Anatolia, Turkey. 2nd International Maar Conference, Kecskemet, Hungary, Abstracts, 59.
- Gençaliolu Kuşcu, G., Atilla, C., Cas, R. A. F., ve Kuşcu, İ., 2005. Physical Volcanology of the Cora Maar, Cappadocian Volcanic Province (central Anatolia, Turkey), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, (inceleme).
- Gevrek, A. İ., ve Kazancı, N., 2000. A Pleistocene, pyroclastic-poor maar from central Anatolia, Turkey: influence of a local fault on a phreatomagmatic eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 95, 309-317.
- Inmann, D.L., 1952. Measures of describing the size distribution of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 22, 125-145.
- Kazancı, T.N., Gevrek, A.İ. ve Varol, B., 1995. Facies changes and high calorific peat formation in a Quaternary maar lake, Central Anatolia, Turkey: the possible role of geothermal processes in closed lacustrine basin. *Sedimentary Geology*. 94, 255-266
- Keller, J., 1974. Quaternary maar volcanism near Karapınar in central Anatolia. *Bull. Volcanol.*, 38, 378-396.
- Kienle, J., Kyle, P.S., Motyka, J., ve Lorenz, V., 1980. Ukinrek maars, Alaska. 1. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *J. Volcanol. Geotherm.* 7, 11-37.
- Lorenz, V., 1973. On the formation of maar. *Bull. Volcanol.* 37, 183-204.
- Lorenz, V., 1974. Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 21, 273-291.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.*, 48, 265-247.
- Lorenz, V., 2004. Syneruptive and posteruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary (Abstract volume of the 2nd International Maar Conference, Budapeşte, Macaristan)*, 203, s. 71.
- Moore, J.G., Nakamura, K., ve Alcazar, A., 1966. The eruption of Taal volcano. *Science* 151, 955-960
- Nemeth, K., Martin, U., ve Harangi, Sz., 2001. Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 111, 111-135.
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A. ve Aranda-Gomez, J.J., 1992. The La Brena-El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico: II. Petrology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, 54, 405-428.
- Schumacher, R., ve Schmincke, H. U., 1991. *Internal*

- structure and occurrence of accretionary lapilli-
a case study at Laacher See volcano. *Bull. Volcanol.*, 53, 612-634.
- Schmincke, H. U., Fisher, R. V., ve Waters, A. C., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology*, 20, 553-574.
- Self, S., Kienle, J., ve Huot, J.P., 1980. Ukinrek maars, Alaska. II. Deposits and formation of craters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 39-65
- Sohn, Y. K., ve Chough, S. K., 1989. Depositional structures of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology*, 36, 837-855.
- Şen, E. Kürkçüoğlu, B., Aydar, E., Gourgaud, A., ve Vincent, P. M., 2003. Volcanological evolution of Mount Erciyes stratovolcano and origin of the Valibaba Tepe ignimbrite (Central Anatolia, Turkey). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 125, 225-246.
- Toprak, V., 1998. Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 85, 55-67.
- Türkecan, A., Kuzucuoğlu, C., Mouralis, D., Pastre, J-F., Atıcı, Y., Karabıyıköğlu, M., ve Guillou, H., 2004. Erciyes Yanardağı'nın freatomagmatik ürünlerine bir örnek: (Cora Maarı). 57. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri (poster), 296-297.
- Walker, G. P. L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, 619-714.
- Waters, A., ve Fisher, R. V., 1970, Maar volcanoes: Columbia River Basalt Symp., 2nd, Cheney, Washington, Proc.: Eastern Washington State Coll. Press, 157-170
- Waters, A., Fisher, R. V., 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 76, 5596-5614.
- Wohletz, K.H., ve Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 180, 177-194.

Makale Geliş Tarihi : 15 Mart 2005
Kabul Tarihi : 19 Temmuz 2005

Received : March 15, 2005
Accepted : July 19, 2005