

Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuvaterner Buzul Çöktükleri*

Recent Glaciers and Late Quaternary Glacial Deposits of Turkey

Atilla ÇİNER

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 Beytepe, Ankara
e-posta: aeiner@hacettepe.edu.tr

Öz

Türkiye'nin güncel buzulan ve Geç Kuvaterner buzullaşması ile ilgili çöktüklerin bulunduğu bölgeler başlıca 3 gurup altında toplanır: 1. Toros Dağları, 2. Doğu Karadeniz Dağları, 3. Volkanlar ve Anadolu'nun diğer bağımsız dağları,

Toros Dağları (Akdeniz kıyısı ve Güneydoğu Anadolu): Güncel buzulların üçte ikisi Güneydoğu Anadolu'da toplanmıştır. Bunlardan sadece Cilo Dağı (4168 m) İO'dan fazla buzul barındırır. Yapılan hesaplar güncel daimi kar sınırının 3400-3600 m, Son Buzul Çağı daimi kar sınırının ise 2800 m civarında olduğunu göstermektedir. Orta Toroslar'da, Aladağ (3756 m) ve Bolcardağ'da (3524 m) çok küçük de olsa birkaç buzul bulunmaktadır, Batı Toroslar'da ise Son Buzul Çağı daimi kar sınırının 2200 m civarında olduğu bilinmekle birlikte, bu bölgede güncel buzul bulunmamaktadır

Doğu Karadeniz Dağları: Bölgenin en yüksek zirvesi Kaçkar (3932 m) olup toplam 5 adet buzul bulunmaktadır. Bunun yanı sıra Verçenik (3710 m), Bulut (3562 m), Altıparmak (3353 m), Karadağ (3331 m) ve Karagözü (3107 m) dağlarında da çeşitli büyüklüklerde buzullar mevcuttur. Bu dağların güncel daimi kar sınırının yüksekliği güney yamaçlarında 3550 m civarında olup, kuzeye bakan yamaçlarda nemli hava dolaşımından dolayı çok daha aşağıdadır (3100-3200 m). Son Buzul Çağı daimi kar sınırının ise 2600 m civarında hesaplanmıştır.

Volkanlar ve Anadolu'nun diğer bağımsız dağları: Türkiye'nin en büyük volkanı olan Ağrı Dağı (5165 m) ülkenin yegane buz takkesini (10 km²) barındırır. Süphan (4058 m) ve Erciyes (3917 m) volkanlarında da küçük de olsa güncel bir buzul mevcuttur. Bu volkanların buzullar tarafından aşındırılmış vadilerinde de Kuvaterner buzullaşmasına ait yapılar ve çöktükler bol miktarda gözlenir. Bunun yanı sıra Uludağ (2543 m), Mercan Dağı (3368 m) ve Mescid Dağı (3239 m) gibi ülkenin diğer yörelerindeki dağlarında da Kuvaterner buzullaşmasına ait izlere rastlamak mümkündür.

Türkiye'nin çeşitli dağlarında Kuvaterner buzullaşmasının izleri net bir şekilde gözlenmekle beraber buzul evrelerinin mutlak yaş tayinleri henüz yapılmamıştır. Buna rağmen 20. yy'ın başından beri yapılan gözlemler güncel buzulların çekilmekte olduklarını ortaya koymaktadır,

Anahtar Sözcükler: Kuvaterner buzulları, kozmojenik yaş tayini, moren

Abstract

Present day glaciers and Late Quaternary glacier related landforms and deposits in Turkey occur in 3 major regions: 1. The Taurus Mountain Range, 2. The Pontic Mountain Range and 3. Volcanoes and independent mountains scattered in the Anatolian plateau.

The Taurus Mountain Range (Mediterranean coast and SE Turkey); Two thirds of the present day glaciers are concentrated in the SE part. Among these, Mount Clio (4168 m) alone supports more than ten glaciers. Hem the

actual snowline changes between 3400-3600 m and the Last Glacial snowline is estimated to have been at around 2800. In the Central part, Aladağ (3756m) and Bolkardağ (3524 m) constitute two of the most important mountains where modern glaciers, although very small, are present. Even though there are signs of past glacial activity (Last Glacial snowline is estimated to be around 2200 m), no glaciers are present in the W Taurus Mountains today.

The Pontic Mountain Range (Eastern Black Sea coast): The highest peak of the Pontic Range is Mount Koçkar (3932 m,) where five glaciers are developed. Several other mountains such as Verçenik (3710 m), Bulut (3562 m), Altıparmak (3353 m), Karagöl (3107 m) and Karadağ (3331 m) also support various glaciers. The modern snowline elevation is much lower on the north facing slopes (3100-3200 m) compared to that of south face (3550 m), because of the effect of more humid air masses. The Last Glacial snowline elevation was 2600 m on average.

Volcanoes and independent mountains scattered in the Anatolian plateau: In the interior of the country, volcanoes such as Mount Ararat (Ararat) (5165 m), with an ice cap of 10 km²; Mount Şüphem (4058 m) and Mount Erciyes (3917 m) show signs of glacial activity and active glaciers. On the other hand, Mount Uludağ (2543 m), Mount Mercan (3368 m) and Mount Mescid (3239 m) in Central Anatolia also bear traces of past glacial activity.

As a whole, very limited data are available on Turkish glaciers, and recent observations indicate a glacier recession at least since the beginning of the 20th century.

Key words: Quaternary glaciations, moraines, cosmogenic dating

* Bu makale 7 Şubat 2002'de aramızdan ayrılan Türkiye'nin ilk buzul bilimcisi Prof. Dr. Sırrı Erinç'in değerli anısına adanmıştır.

GİRİŞ

Bir Akdeniz ülkesi olan Türkiye konumu itibari ile kuvvetli iklimsel ve topoğrafik farklılıklara sahiptir. Özellikle Doğu Karadeniz ve Doğu Anadolu'da yükseltisi güncel daimi kar sınırının üzerine uzanan birçok dağ bulunmaktadır (Kurter ve Sungur, 1980; Kurter, 1991). 19. yüzyılda Ains worth (1842) ve Palgrave (1872) gibi gezginlerin ilgisini çeken Toros ve Kaçkar Dağlarındaki buzullar, 20. yy'da Maunsell (1901), Bobek (1940), Louis (1938, 1944), İzbirak (1951), Erinç (1953), Blumenthal (1954) ve Wright (1961, 1962) gibi araştırmacılar tarafından daha detaylı olarak çalışılmıştır. Türkiye'de bulunan güncel buzulların alansal olarak %65'ini barındıran Toros Dağları'nın yanı sıra, diğer dağlardaki buzullar ve bunlarla ilgili yerçekimleri ve çökeller Messerli (1964, 1967, 1980), Birman (1968), Arkel, (1973) ve Horvarth (1975) gibi araştırmacılar tarafından çalışılmışlardır (Şekil 1 ve Çizelge 1). Bunlar arasında özellikle buzullar konusunda ilk çalışmaları gerçekleştiren Türk yerbilimcisi Sırrı Erinç'in Kuvatemer iklim değişikliklerini de irdeleyen araştırmaları çok önemli bir yer kaplar (Erinç, 1944, 1949a, 1951, 1952a, 1952b, 1953,

1954, 1959, 1978, 2001). Uzaktan algılama teknolojisinin gelişmesine bağlı olarak Kurter ve Sungur (1980) ile Kurter (1991) Türkiye güncel buzullarının haritalarını yayınlamışlardır.

Güncel buzullaşma ile ilgili veriler yeterince mevcut ise de Pleistosen buzullaşmasına ait veriler daha azdır. Bu konuda en önemli eksiklik Pleistosen buzullaşmasının evrelerinin tesbiti için gerekli olan yaş tayinine yönelik çalışmaların ülkemizde şu ana kadar gerçekleştirilememesinden kaynaklanmaktadır. Türkiye'deki Kuvatemer buzul çökellerinin kozmojenik yöntemler ile yaş tayinine ve dolayısı ile buzulların ilerleme ve gerileme dönemlerinin belirlenmesine ve paleoiklim yorumlamalarına yönelik çalışmalar TÜBİTAK-NSF tarafından desteklenen bir araştırma projesi kapsamında devam etmektedir (Zreda vd., 2001). Bu makalenin amacı yazarın arazi gözlemleri ile yayımlanmış bilimsel çalışmaların ışığında ülkemizin güncel buzullarının ve Kuvatemer buzul çökellerinin bugün için bilinen bir derlemesinin yapılmasıdır.

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

GÜNCEL BUZULLAR VE BUZUL ÇÖKELLERİ

Türkiye'nin güncel buzulları ve Kuvaterner buzullaşması ile ilgili çökellerin bulunduğu bölgeler başlıca 3 guruba ayrılır (Şekil 1 ve Çizelge 1): Toros Dağları (Akdeniz kıyısı ve Güneydoğu Anadolu), Doğu Karadeniz Dağları ve volkanlar ile Anadolu'nun diğer bağımsız dağları.

Toros Dağları

Toroslar, Akdeniz'e paralel bir şekilde, Türkiye'nin güneybatısından güneydoğusuna kadar uzanan bir dağ silsilesidir. Özellikle Güneydoğu Toroslar ülkenin güncel buzul kapasitesinin üçte ikilik kısmını barındırması bakımından önemlidir. Orta Toroslar'da ise birkaç küçük buzulun varlığı bilinmektedir. Batı Toroslar ise yüksek daimi kar sınırı ve bu daimi kar sınırının üzerine çıkabilen çok az sayıdaki zirvenin varlığından dolayı güncel buzul barındırmazlar (Kurter, 1991).

Güneydoğu Toroslar

Güneydoğu Toroslar, Türkiye'de buzullaşmanın en etkili olduğu bölge olup 20'den fazla irili ufaklı buzulun varlığı tesbit edilmiştir (Erinç, 1952b). Özellikle Cilo Dağı'ndaki Reşko Tepe (4168 m) üzerindeki Uludoruk (İzbrak) buzulu, 4 km uzunluğu ve 8 km²lik alanı ile Türkiye'nin en büyük vadi buzuludur (Çizelge 1). Buzulun bilinen ilk fotoğrafını çeken MaunseÜ (1901) bugün gördüğümüzden daha kalın ve geniş bir buzul dili ile karakterize edilen ve günümüzdeki konumundan çok daha aşağı seviyelere inmiş bir buzul görüntülemiştir. Bölgeyi 1937'de ziyaret eden Bobek (1940) ise buzul dilinin ön kısmının 2600 m civarında olduğunu saptamıştır. 1948 yılında aynı buzulun 2900 m seviyesine kadar indiği gözlenmiştir (Erinç, 1952a). En son olarak Kurter (1991) uzaktan algılama yöntemi ile buzulun 3000 m'ye kadar gerilediğini tesbit etmiştir. Tüm bu gözlemler buzulun en azından 20. yy'ın başından beri eriyerek gerilemeye devam ettiğinin bir kanıtıdır.

Cilo Dağı'nın diğer önemli buzullarından biri de uzunluğu 3 km'yi geçen Suppa Durek (Erinç) buzulu ile geçmişte tek bir buzul olduğu düşünülen ancak bugün üç koldan oluşan Mia Hvara (Avaspi) buzuludur. Uzunluğu 3 km'yi geçen orta buzul dilinin ön kısmının 1937'de 2550 m (Bobek, 1940)

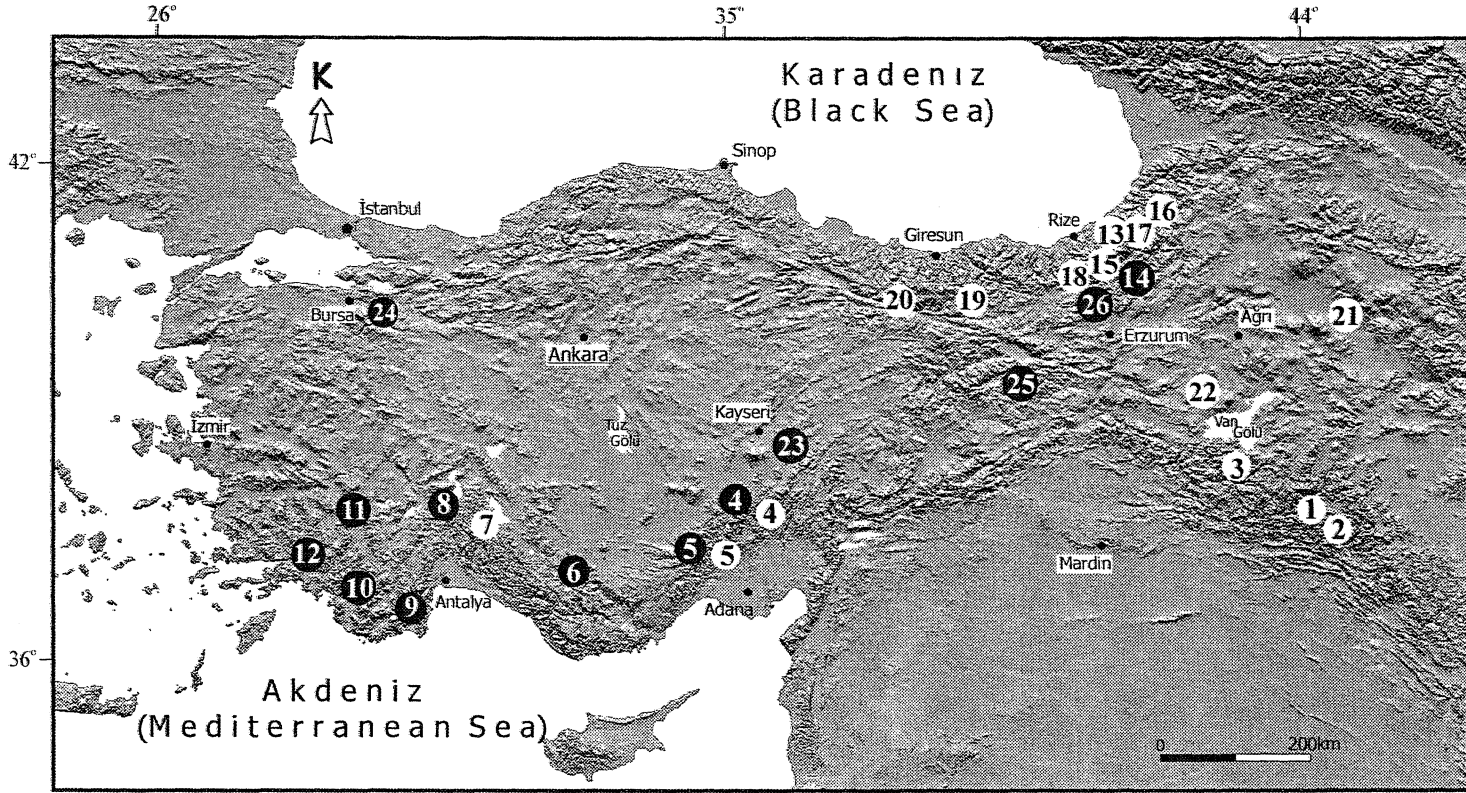
ve 1948'de ise 2800 m seviyesinde ölçülmesi ve çok genç görünümlü morenlerin varlığı (Erinç, 1952a) ile tüm bu gözlemlerin uydu görüntüleri tarafından doğrulanması (Kurter, 1991) buzul erimesinin boyutlarını göstermesi bakımından ilginçtir. Mia Hvara buzulunun orta kolunun Pleistosen'de 9 km uzunluğa ulaştığı bu buzula ait morenlerden anlaşılmaktadır.

Güneydoğu Toroslar'da daha küçük boyutlu buzullar Sat Dağı (3794 m) vadilerinde gözlenir (Çizelge 1). Bunlardan Geverok buzulunun uzunluğu 1 km'yi bulmaktadır. Bobek (1940) arazi gözlemlerine dayanarak bu buzulun Pleistosen'de 10 km uzunluğunda olduğunu öne sürmektedir. Van Gölü'nün güneyindeki Hasanbeşir Dağı (3503 m) da 3300 m yükseklikte 300 m uzunluğunda ve 200 m genişliğinde olan küçük bir buzul içermektedir (Klaer, 1965; Schweizer, 1972, 1975).

Güneydoğu Toroslar'da güncel daimi kar sınırı 3400-3600 m arasında değişmektedir. Son Buzul Çağı'nın daimi kar sınırı ise 2800 m civarında hesaplanmıştır (Messerli, 1967). Buna karşın güncel buzul dillerinin 3000 m sınırının altına inmiş olmaları, arazinin derin vadiler ile yarılmış olması (gölge etkisi) ve yağışların genelde kış aylarında kar şeklinde gerçekleşmesine (buzul erimesi az) bağlanmaktadır (Erinç, 2001).

Orta Toroslar

Orta Torosların birkaç yüksek zirvesi de ufak da olsa birkaç buzul barındırmaktadır. Küne (1928) öncülüğünde başlayan çalışmalar sonucu ortaya çıkarılan ve Toroslar'ın önemli iki sıradağı olan Aladağ ve Bolkarlar'daki dağ buzullarının konumları Çizelge 1'de verilmiştir. Aladağlar'm en yüksek ikinci zirvesi olan Kızılkaya (3725 m) zirvesi güneyinde uzunluğu 1 km'yi bulan Lolut buzulu ile daha küçük bir buzul yer almaktadır (Kurter, 1991; Ülker, 1992). Buna karşın Demirkazık (3756 m) ve Kaldı (3688 m) zirvelerinin kuzeydoğu, doğu ve güneydoğusundaki vadilerde gözlenen çok sayıdaki cephe ve yan morenler buzulların Pleistosen'de 2100-2200 m seviyelerine kadar indiklerini göstermektedir (Blumenthal, 1952; Spreitzer, 1939, 1956, 1957, 1958, 1959, 1960, 1969, 1971a, 1971b; Birman, 1968).



Şekil 1: Türkiye'nin güncel buzulları ve buzullar ile ilgili yerçekillerini gösterir harita (sayısalastırma Dr. Onur Köse tarafından yapılmıştır).
Figure 1: Location map indicating glaciers and glacier related landforms (map drawn by Dr. Onur Köse).

<p>① Güncel buzullar ve buzullar ile ilgili yerçekilleri Actual glaciers and glacial landforms</p> <p>② Güncel buzul yok (buzullar ile ilgili yerçekilleri) No actual glaciers (only glacial landforms)</p> <p>③ Uludoruk</p> <p>④ Dotampar</p> <p>⑤ Hasanbeşir</p>	<p>⑥ Demirkazık</p> <p>⑦ Medetsiz</p> <p>⑧ Geyikdağ</p> <p>⑨ Dipoyraz</p> <p>⑩ Davraz & Barla</p>	<p>⑪ Hacer</p> <p>⑫ Karagöl</p>	<p>Güneydoğu Toroslar</p> <p>Southeastern Taurus</p>	<p>Orta Toroslar</p> <p>Central Taurus</p>	<p>⑬ Beydağ</p> <p>⑭ Akdağ</p> <p>⑮ Honaz</p> <p>⑯ Sandıras</p> <p>⑰ Kaçkar</p> <p>⑱ Göller</p> <p>⑲ Verçenik</p> <p>⑳ Lazgediği</p> <p>㉑ Kindavul</p> <p>㉒ At</p> <p>㉓ Karadağ</p> <p>㉔ Karagöl</p>	<p>Batı Toroslar</p> <p>Western Taurus</p>	<p>Doğu Karadeniz Dağları</p> <p>Eastern Black Sea Mts.</p>	<p>㉕ Ağrı</p> <p>㉖ Süphan</p> <p>㉗ Erciyes</p>	<p>Volkanik Dağlar</p> <p>Volcanoes</p>	<p>㉘ Uludağ</p> <p>㉙ Mercan</p> <p>㉚ Mescit</p>	<p>Bağımsız Dağlar</p> <p>Independent Mountains</p>
---	---	---------------------------------	---	---	--	---	--	--	--	---	--

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

Çizelge 1: Türkiye'nin güncel buzulları, buzul tipleri ve buzul çökelleri. Güncel ve Son Buzul Çağı'na ilişkin daimi kar sınırları, eldeki bilgiler ışığında Kurter ve Sungur (1980) ile Kurter'in (1991) çalışmaları esas alınarak yeniden belirlenmiştir.

Table 1: Location and types of actual glaciers and glacial deposits in Turkey. A actual and Last Glacial permanent snowlines are also indicated where available. Modified from Kurter ve Sungur (1980) and Kurter (1991).

Dağlar	Dağ veya Zirve ismi	Zirve yüksekliği (m)	Konum (Enlem ve Boylam)	Buzul ismi	Buzul tipi	Alan (km ²)	Uzunluk (km)	Güncel daimi kar sınırı (m) (Wümm daimi kar sınırı (m))	Yerşekilleri
Cilo (Buzuldağ) (GD Toroslar)	Uludoruk (Reşko)	4168	37°26' - 37°32' K 43°56' - 44°04' D	Uludoruk	vadi	8.0	4.0	3600	yan ve cephe morenleri
				Mia Hvara	vadi	2.5	3.0		
				Suppa Durek	vadi	3.0	3.0		
				5 küçük buzul	vadi ve sirk	0.3-1.0	0.2 - 0.5		
Sat (GD Toroslar)	Dolampar	3794	37°18' - 37°24' K 44°10' - 44°20' D	Geverok	vadi	0.8	1.0	3500	cephe morenleri
				isimsiz	vadi	0.1	0.4		
Kavuşahap (GD Toroslar)	Hasanbeşir	3503	38°12' - 38°16' K 42°48' - 42°54' D	kuzeybatı	sirk	0.06	0.3	3400	cephe morenleri
Aladağ (Orta Toroslar)	Demirkazık	3756	37°49' - 37°53' K 35°06' - 35°11' D	Lolut	vadi	0.5	1.0	3450 (2200-1900)	cephe morenleri
Aladağ (Orta Toroslar)	Namerdiğin (Hacer vadisi)	3407	37°47' - 37°49' K 35°13' - 35°21' D	Güncel buzul yok				3450 (2200-1900)	yan, cephe ve tümseksi morenler
Bolkardağ (Orta Toroslar)	Gökboyun (Karagöl)	3524	37°26' - 37°33' K 34°36' - 34°50' D	Güncel buzul yok				3450-3700 (güney yüzü 2200-2000, kuzey yüzü 1900-2075)	yan ve cephe morenleri ve buzul gölleri
Bolkardağ (Orta Toroslar)	Medetsiz	3524	37°26' - 37°33' K 34°36' - 34°50' D	kuzey	sirk	0.06	0.3	3450-3700 (güney yüzü 2200-2000, kuzey yüzü 1900-2075)	cephe morenleri
Geyikdağ (Orta Toroslar)	Geyikdağ (Namaras vadisi)	2850	36°45' - 36°50' K 32°09' - 32°14' D	Güncel buzul yok				3200 (2000)	yan, cephe ve tümseksi morenler
Dedegöldağ (Orta Toroslar)	Dipoyraz	2997	37°40' - 37°45' K 31°19' - 31°24' D	güneyde çok küçük buzullar	sirk	0.3	0.2	3300-3500 (2350-2400)	cephe morenleri
Isparta (Orta Toroslar)	Davras ve Barla	2700	37°33' - 37°38' K 30°43' - 30°48' D	Güncel buzul yok				(2400)	yan ve cephe morenleri

ÇİNER

Çizelge 1 (devam ediyor)

Beydağlar (Batı Toroslar)	Beydağ	3086	36°33' - 36°38' K 30° 12' - 30°17' D	Güncel buzul yok				3600 (2400-2600)	cephe morenleri
Akdağ (Batı Toroslar)	Akdağ	3016	36°30' - 36°35' K 29°33' - 29°38' D	Güncel buzul yok				3500 (2200-2400)	cephe morenleri
Honaz (Batı Toroslar)	Honaz	2571	37°40' - 37°45' K 29° 18' - 29°23' D	Güncel buzul yok				3600 (2600)	cephe morenleri
Gölgelidağ (Batı Toroslar)	Sandıras	2295	37°10' - 37°15' K 28°45' - 28°50' D	Güncel buzul yok				(2050-2000)	yan ve cephe morenleri
Rize (Doğu Karadeniz)	Kaçkar	3932	40°50' - 41°00' K 41°08' - 41°20' D	Kaçkar I Kaçkar II Kaçkar III Krenek I, II Dübe	vadi vadi vadi sirk sirk	0.8 0.5 0.3 0.3 0.01	1.3 0.7 0.5 0.5 0.1	kuzey yüzü 3100-3200 (2300-2500), güney yüzü 3550 (2600-2700)	ablasyon, cephe, yan, taban ve tümseksi morenler, hörgüç kayalar ve buzul gölleri
Rize (Doğu Karadeniz)	Göller (Hunut)	3560	40°40' - 40°55' K 41°03' - 41°13' D	Güncel buzul yok				(2650)	cephe morenleri
Rize (Doğu Karadeniz)	Verçenik (Uçdoruk)	3710	40°40' - 40°46' K 40°52' - 41°05' D	Sinançor Dilektepe	sirk vadi	0.05 0.14	0.3 0.7	3500 (2700)	yan, orta ve cephe morenleri, buzul gölleri
Altıparmak (Doğu Karadeniz)	Lazgediği	3353	40°57' - 41°10' K 41°25' - 41°32' D	Kırmızıgedik	sirk	0.3	0.5	(2650)	cephe ve taban morenleri
Bulut (Doğu Karadeniz)	Kindevul	3562	40°53' - 41°00' K 41°15' - 41°23' D	Avucur	sirk	0.015	0.15	(2650)	yan morenler
Soğanlı (Doğu Karadeniz)	At	3395	40°25' - 40°45' K 40°45' - 40°52' D	Birkaç buzulcuk				(2650)	cephe morenleri
Gavur (Doğu Karadeniz)	Karadağ (Aptalmusa)	3331	40°22' - 40°26' K 39°02' - 39°07' D	Avliyana	sirk	0.045	0.15	3500 (2600-2850)	cephe ve tümseksi morenler
Giresun (Doğu Karadeniz)	Karagöl	3107	40°30' - 40°32' K 38°08' - 38°13' D	kuzeybatı Birkaç buzulcuk	sirk	0.08	0.4	2900 (2600-2700)	cephe morenleri
Stratovolkan, İğdır güneyi (Doğu Anadolu)	Ağn	5165	39°41' - 39°44' K 44°15' - 44° 19' D	11 buzul	Takke buzulu	10.0	1.5-3.0	4300 (3000)	cephe morenleri
Stratovolkan, Van Gölü kuzeyi (Doğu Anadolu)	Süphan	4058	38°53' - 38°55' K 42°47' - 42°52' D	güney ve kuzeyde birkaç buzul	vadi	3.0	1.5	3700-4000	cephe morenleri
Stratovolkan, (Kayseri)	Erciyes	3916	38°31' - 38°34' K 35°24' - 35°28' D	kuzeybatı	vadi	0.11	0.38	kuzey yüzü 3800 (2700) güney yüzü 3400 (3000)	cephe, ablasyon ve yan morenler, ölü buzul parçaları, sandur
Bursa (KB Anadolu)	Uludağ	2543	40°10' - 40°15' K 29° 11' - 29°16' D	Güncel buzul yok				(2200-2330)	cephe morenleri
Erzincan (Doğu Anadolu)	Mercan	3368	39°25' - 39°30' K 39° 15' - 39° 10' D	Güncel buzul yok				3600-3700 (2750)	cephe ve taban morenleri
Erzurum (Doğu Anadolu)	Mescid	3239	40°20' - 40°25' K 41°13' - 41°18' D	Güncel buzul yok				3600-3700 (2750)	buzul gölleri

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

Aladağlar'ın Yedigöller çanağından (3100 m civarı) aşağı sarkan buzul dilinin şekillendirdiği vadilerden biri olan Hacer Vadisi'ndeki arazi gözlemlen 1400 m civarında bile morenlerin varlığını ortaya koymuştur (Şekil 2). Yükseklikleri 200 m, uzunlukları ise 1 km'yi bulan ve 20 m'ye kadar çapı olan bloklar içeren bu morenlerin, Pleistosen'in çeşitli dönemlerine ait olduğu düşünülmektedir. Moren setlerinin gerisinde gelişmiş olan göller ise zamanla sedimanlar ile dolarak düzlük alanlara dönüşmüşlerdir. Vadinin daha aşağı kısımlarında (1100 m) ise glasiyo-flüvial kökenli malzemelere rastlamak mümkündür.

Kurter (1991), Bolkardağ'ın Medetsiz Zirvesi (3524 m) yakınlarında 3350 m'den 3000 m'ye kadar inen bir çekirdek buzulun (cirque glacier) varlığını uydu görüntülerinden tesbit etmiştir. Buna karşın bölgeyi 1998 yılında ziyaret eden Dr. Catherine Kuzucuoğlu (şahsi görüşme), bunun buzuldan ziyade donmuş kar (fim) olduğunu belirtmiştir. Torosların diğer kesimlerinde olduğu gibi burada da Pleistosen'de çok etkin bir buzullaşmanın hüküm sürdüğü, özellikle Maden ve Ganimet Dereleri boyunca, 1750 m civarında, çok iyi korunmuş bir halde bulunan yan morenlerin varlığından da anlaşılabilir. (Blumenthal, 1956a; Messerli, 1967; Birman, 1968; Klaer, 1969; Altın, 1998). (Şekil 3).

Orta Toroslar'da, Aladağ ve Bolkardağlar haricinde sadece Dedegöldağ (Dipoyraz Zirvesi, 2997 m) kuzeyinde çok küçük birkaç buzul bulunmaktadır (Delannoy ve Mairie, 1983). Bunun yanı sıra iyi korunmuş ve genç görünümlü birkaç cephe moreni de dağın doğu kesiminde gözlenmiştir. Orta Toroslar'ın diğer dağlarında güncel buzul bulunmamaktadır. Buna karşın İsparta'nın Davras ve Barla Dağları'nda, Pleistosen buzullarına ait küçük cephe morenleri mevcuttur (Atalay, 1987; Monod, 1977; Olivier Monod, şahsi görüşme).

Antalya'nın 100 km kadar kuzeydoğusunda, Geyikdağ'ın Namaras ve Susam vadilerinde gözlenen ve 30 km² bir alanı kaplayan yan ve tümseksi morenler (hummocky moraines) ise Pleistosen buzullarının yayılımını göstermesi açısından ilginçtir (Arpat ve Özgül 1972; Çiner vd., 1999) (Şekil 4 ve 5). Her biri ortalama 10 m yükseklikte ve 30 m kadar genişlikte olan ve

birbirlerinden birkaç on metrelik çukur alanlar ile ayrılan bu morenler ana buzul kütesinden kopmuş, ölü buzulların erimesi sonucu oluşan birikintiler olarak yorumlanmışlardır (Çiner vd., 1999) (Şekil 6, 7 ve 8). Bölgede buzullaşma ile ilgili birçok yüzey şekli ve sedimanter yapı da bol miktarda mevcuttur (Şekil 9 ve 10).

Orta Toroslar'daki güncel daimi kar sınırı 3200-3700 m ve Son Buzul Çağı daimi kar sınırı ise 2200 m civarındadır (Messerli, 1967).

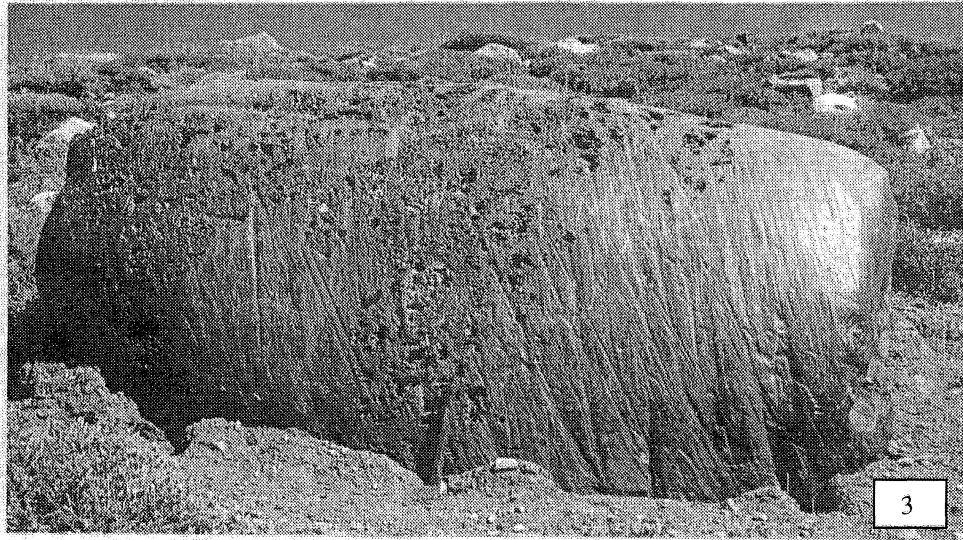
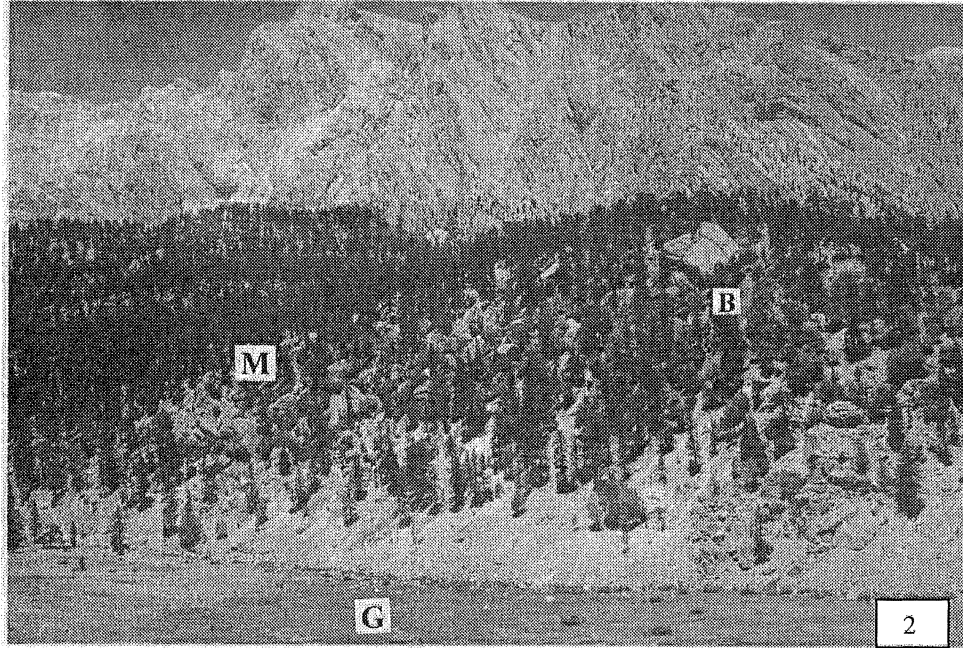
Batı Toroslar

Batı Toroslar'da güncel buzul bulunmamaktadır. Buna karşın Beydağ (3086 m) ve Akdağ'ın (3016 m) özellikle kuzeydoğuya bakan vadileri bol miktarda ve iyi gelişmiş yan ve cephe morenleri ile kaplıdır (de Planhol, 1953; Önde, 1954; Messerli, 1967; Doğu vd., 1999a, 1999b). Honaz (2571 m) (Yalçınlar, 1954, 1955; Darkot ve Erinç, 1954; Erinç, 1955a, 1955b) ve Sandıras Dağı'nın (2295 m) kuzeydoğu yamaçlarında da birkaç cephe moreni mevcuttur (de Planhol, 1953; Doğu, 1993).

Batı Toroslar'da güncel daimi kar sınırı 3500 m civarındadır (Doğu, 1993). Son Buzul Çağı daimi kar sınırı ise 2400 m olarak hesaplanmıştır. Sandıras Dağı'nda 2000 m civarında buzyalağı önünde gelişmiş cephe morenleri ise daimi kar sınırının, denize yakınlık ve nemli havanın etkisi gibi yöresel nedenlerden dolayı daha düşük seviyelerde gerçekleştiğini göstermektedir (de Planhol, 1953; Messerli, 1967; Doğu, 1993). Kuramsal olarak Orta ve Batı Toroslar'ın yüksek kesimleri Pleistosen'de çok daha kapsamlı bir buzullaşmaya maruz kalmış olmalıdırlar. Ancak, Son Buzul Çağı daimi kar sınırının hesaplanması dışında, bugün itibarıyla bu buzulların boyutları ve dinamikleri hakkında elimizde fazla bir veri bulunmamaktadır. Dolayısı ile Şekil 1'de işaretlenen buzul dağılımı haritası daimi kar sınırı, zirvelerin yükseklikleri ve moren depolarının dağılımları gibi kriterler göz önüne alınarak çizilmiştir.

Doğu Karadeniz Dağları

Doğu Karadeniz Dağları, Karadeniz'e paralel olarak batıdan doğuya gittikçe artan ve kimi yerde 3900 m'yi aşan yükseklikler ile temsil olunur (Leutelt, 1935; Lembke, 1939; Stratil-Sauer 1961, 1964, 1965; Gali, 1966; Doğu vd., 1999c). Güncel daimi kar sınırının kuzeye bakan yamaçlarda 3100-

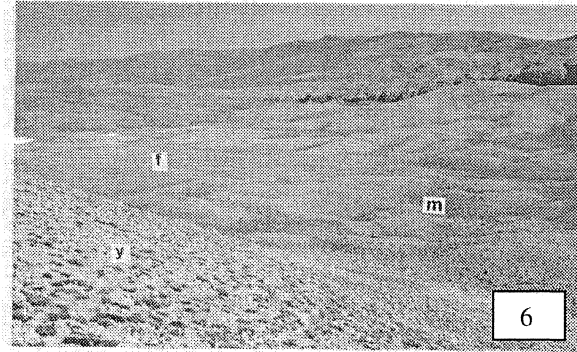
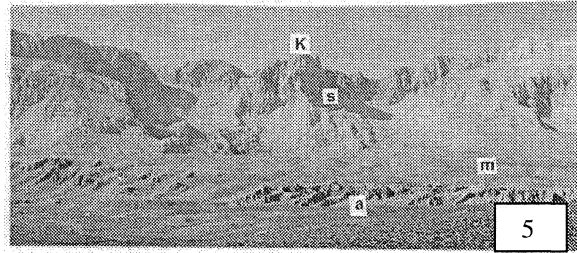
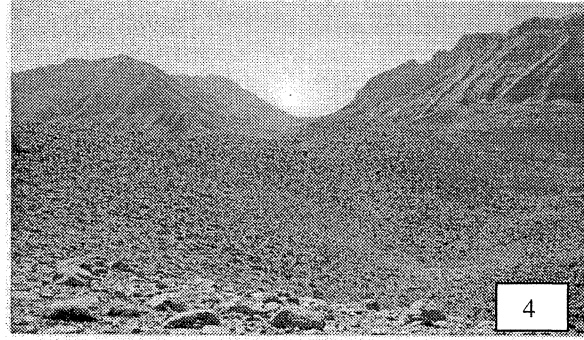


Şekil 2: Hacer Vadisi'nin (Aladağlar'da Yedigöller Çanağı doğusu, Orta Toroslar) kuzey yamacında gelişmiş 200 m yükseklikte bir yan moren seti (M) ve kurumuş moren seti gölü (G), Moren seti üzerindeki blok (B) 20 m çapındadır.

Figure 2: Approximately 200 m thick lateral moraine (M) developed on the northern flank of the Hacer Valley (east of Seven Lakes Plateau in Aladağlar, Central Taurus) and moraine dammed dry lake (G) > The boulder (B) on the top of the moraine ridge is 20 m in diameter.

Şekil 3s Buzul tarafından taşınmış ve içerdiği ince taneli sedimanlarca çizilmiş bir eratik blok. Ana kayanın kireçtaşı olmasına rağmen eratik bloğun serpantin olması bunal taşımalarının tipik kanıtlarındandır (Maden Vadisi, Balkarlar, Orta Toroslar). Ölçek örneğinin alt orta kısmındaki 15 cm'lik çividir.

Figure 3: Glacier transported and striated erratic block. The fact that the bedrock is limestone and the erratic block is serpentinite is typical of glacial transport (Maden Valley, Balkarlar, Central Taurus) > Chisel (15 cm) for scale.



Şekil 4s Geyikdağ'dakî (Orta Toroslar) Namaras Vadisi'nin kuzey yamacında gelişmiş bir yan moren. Geri planda tipik bir tekne buzul vadisi girişi (Susam Vadisi) görülmektedir.

Figure 4: Lateral moraine developed on the northern flank of the Namaras Valley (Geyikdağ, Central Taurus). Typical U-shaped glacial valley entrance (Susam Valley) on the background.

Şekil 5s Geyikdağ (Orta Toroslar) yakınındaki Kelce Dağı'nın (2850 m) Kretase yaşlı kireçtaşları (K) ile ön taraftaki Kretase yaşlı ana kaya (a) arasında gelişmiş tümseksi morenler (m) ve dağın kuzey yamaçlarında gelişmiş buzyalakları (s).

Figure 5: Typical hummocky moraines (m) developed between Cretaceous limestones (Kelçedağ Mountains; 2850 m, Central Taurus) (K) and Cretaceous bedrock ridge (a). Note the glacial cirques on the north-facing slopes (s).

Şekil 6; Orta Toroslar'daki Namaras Vadisi tabanında (2100 m) gelişmiş tümseksi morenler (m) ile yassı buzul önü yelpazesi (f) (yaklaşık 500 m uzunlukta). Sol ön tarafta yaklaşık 100 m yükseklikteki bir yan moren (y) sırtı görülmektedir.

Figure 6: Typical hummocky moraines (m) and flat-lying outwash fan (f) (approximately 500 m long) developed on the Namaras Valley floor (2100m) (Central Taurus). Note part of a lateral morainic ridge (y) nearly 100 m high on the lower left corner.

3200 m, güneye bakan yamaçlarda ise 3550 m olması, Karadeniz'den gelen nemli hava kütleleri ile ilişkilidir (Erinç, 1952a). Messerli (1967), Son Buzul Çağı daimi kar sınırınının 2600 m olabileceği hesaplanmıştır.

Doğu Karadeniz Dağları'nın en yüksek zirvesi Kaçkar Dağı (3932 m) olup yamaçlarında 6 adet buzul barındırmaktadır (Çizelge 1). Bunlardan en büyüğü 2850 m'ye kadar inmekte olup, Erinç (1949a) tarafından Kaçkar I buzulu olarak adlandırılmıştır. 1975 yılı Landsat MSS uydu görüntülerinde ise Kaçkar I buzulu 3650 m civarında başlayıp 2900 m'ye kadar inen ve toplam uzunluğu 1500 m olan bir buzul olarak tesbit edilmiştir (Kurter, 1991). Bölgede kapsamlı bir çalışma yapan Doğu vd., (1993) buzulun 3600-3000 m yüksekliğinde 1250-1300 m'lik bir uzunluğa sahip olduğunu belirtmişlerdir. Bölgede bulunan diğer buzullardan Kaçkar II buzulu 3000 m'ye ve Kaçkar III buzulu da 2940 m'ye ulaşmaktadır (Erinç, 1949a). 1975 tarihli Landsat MSS uydu görüntülerinde ise 3650 m'den başlayan iki buzul sırasıyla 2990 m ve 3130 m'ye kadar inmektedirler (Kurter, 1991). Doğu vd., (1993) tarafından yapılan gözlemler ise yine daha yüksek buzul dili sınırları vermektedir (3080 ve 3100 m). Yazarların haritasından sırası ile 700 and 500 m'lik buzul uzunlukları ölçülmüştür. Dolayısı ile her üç çalışma da daha önce Güneydoğu Toroslar'da, Cilo Dağı'nda da gözlenen buzulların erime eğilimini kesin olarak kanıtlamaktadır. Kaçkar Dağı'nda çok daha küçük boyutlu üç adet çekirdek buzul da (Krenek I, Krenek II ve Dübe buzulları) bulunmaktadır (Krenek, 1932). Doğu vd., (1993)'ye göre Kaçkar Dağı ve civarı içerdiği 4 adet tekne buzul vadisi, çeşitli tipteki morenleri ve yüzeyleri 750 m²'yi bulan buzul gölleri ile tipik bir buzul morfolojisi sunmaktadırlar.

Bölgenin en yüksek ikinci zirvesi Verçenik Dağı (3709 m) olup Erinç (1949a) kuzey yamacında üç adet buzul tesbit etmiştir. Buna karşın, 1975'de çekilen Landsat MSS uydu görüntülerinde yalnızca iki adet buzulun (Dilektepe (700 m) ve Sinaçor buzulları (300 m)) kaldığı gözükmemektedir (Kurter, 1991). Bölgede çalışan Doğu vd., (1996) ise haritalarında bu iki buzula yer vermemişler, buna karşın moren seti gölleri ve çeşitli tipte morenlerin varlığından bahsetmişlerdir.

Doğuya doğru, daha alçak olmalarına karşın Bulut-Altıparmak Dağları da birkaç küçük buzul barındırırlar. Bunlardan en büyüğü olan Kırmızıgedik buzulu 500 m uzunluğunda olup Lazgediği zirvesinin (3353 m) doğusundaki bir buzyalağı içine yerleşmiştir (Çizelge 1). Bir diğeri de Kindevul zirvesinin (3562 m) doğusundaki bir buzyalağında bulunan ve uzunluğu ancak 150 m'yi bulan Avucur buzuludur (Doğu vd., 1997).

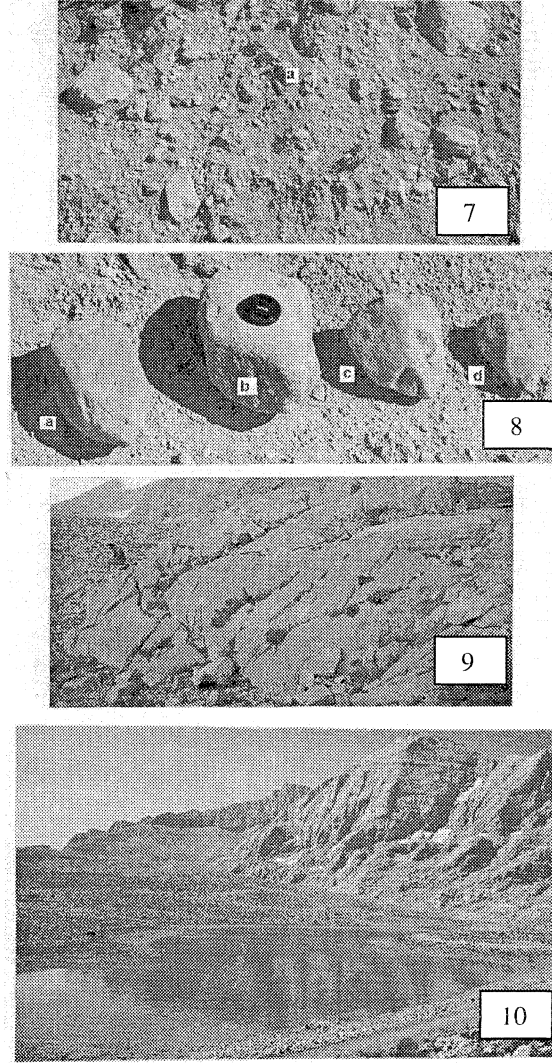
Bölgenin batısındaki Karagöl'de (3107 m) de birkaç küçük buzul bulunur (de Planhol ve Bilgin, 1964). Yazarlara göre bunlardan sadece kuzey batı buzulu 2850 m kotuna kadar inerek 400 m uzunluğa erişmiştir. Daha aşağı kesimlerde gözlenen çok genç görünümüne cephe morenleri de olasılıkla Küçük Buzul Çağı'nda (Little Ice Age) oluşmuşlardır.

Doğu Karadeniz Dağları'nın kuzey ve kuzeydoğuya bakan vadilerinin hemen hemen tamamı Pleistosen'de buzullaşmaya maruz kalmışlardır. Güncel buzulların bulunmadığı birçok vadide de buzullaşmaya ilişkin çeşitli izlerin varlığı bu durumu ispatlamaktadır. Bunlara Demirkapı Dağı'nın (3376 m) kuzeyindeki Demirkapı ve Küçük Yayla buzul vadileri örnek gösterilebilir (Doğuvd., 1999d).

Volkanlar ve Anadolu'nun Diğer Bağımsız Dağları

Anadolu'nun önemli volkanlarınının tümünde güncel buzullara ve Kuvaterner buzullaşmasının izlerine rastlamak mümkündür. Bunlardan Ağrı Dağı 5165 m'lik yüksekliği ile sadece ülkenin en yüksek zirvesi olmayıp aynı zamanda üzerinde 10 km²'lik güncel bir buz takkesi (ice cap) bulduran tek dağdır (Imhof, 1956; Arkal, 1973) (Şekil 11). Blumenthal (1956b; 1958) göre buz takkesinden sarkan ve uzunlukları 1 ile 2.5 km arasında değişen toplam 11 adet buzul dili dağın güney eteklerinde 4200 m'ye, kuzey eteklerinde ise 3900 m'ye kadar ulaşmıştır. Bu dillerden en büyüğü kraterin kuzeydoğusundaki Cehennemdere Vadisi'nde bulunur. Eğimin çok fazla olmasından dolayı zaman zaman kopan buzul parçaları vadinin aşağı kesimlerinde (2370 m civarı) döküntüler ile kaplı ölü bir buzulun (rejenere buzul) oluşumuna da yol açmıştır (Erinç, 2001). Bölgeyi 1963'de ziyaret eden Birman (1968) ise buzul dillerinin kuzeyde

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇOKELLERİ



Şekil 7: Katmanlanma ve boylanma özelliği göstermeyen ve tipik olarak matris destekli diamikton (till) görüntüsü sunan bir tümseksi moren sırtının kesiti. Ölçek jeolog çekici (a). (Geyikdağ Namaras Vadisi, Orta Toroslar).

Figure 7: Section in a hummocky morainic mound showing a typical matrix-supported, non sorted and non stratified diamicton (till) appearance (Namaras Valley near Geyikdağ, Central Taurus). Hammer (a, for scale).

Şekil 8: Tümseksi morenler içinde rastlanan ve buzul akması sırasında şekillenmiş ütü (a, b) ve kurşun (c, d) biçimli buzul çakılları (ütü taşı ve kurşun taşı).

Figure 8: Glacially sculptured flat iron- (a, b) and bullet-shaped (c, d) clasts (iron stone and bullet stone) found in the hummocky moraines.

Şekil 9: Buzul'un akışı sırasında şekillenmiş hörgüç kayalar (balina sırtı yapısı). Buzul akış yönü fotoğrafın sağından soluna (kişiye) doğrudur.

Figure 9: Bedrock shaped by the glacier (whaleback). Glacier flow direction from right towards left. Geologist for scale.

Şekil 10: Morenlerin eriyen buzul sularının önünü kapaması sonucu oluşan moren seti gölü (Namaras Vadisi, Orta Toroslar).

Figure 10: A glacial lake formed by the damming of morainic ridges (Namaras Valley, Central Taurus).

3700 m'de batıda ise 4500 m'de olduğunu belirtmiştir. 1976 tarihli Landsat MSS uydu görüntüsü de buz takkesinin kuzeybatı eğimli olduğunu açıkça göstermektedir (Kurter ve Sungur, 1980).

Ağrı Dağı güncel daimi kar sınırın 4300 m civarındadır (Klaer, 1965; Arkel, 1973; Kurter ve Sungur, 1980). Blumenthal (1958) ise Pleistosen'de daimi kar sınırının 3000 m'de olduğunu ve buz takkesinin 100 km²'lik bir alanı kapladığını hesaplamıştır. Ağrı Dağı eteklerindeki morenler diğer dağlara kıyasla çok daha az bir alan kaplamaktadırlar. Bunun nedeni, Cehennemdere Vadisi hariç, gelişmiş vadilerin bulunmaması, buzul üstünün ayrılmış malzeme ile kaplanmasını sağlayacak yüksek eğimli zirvelerin olmayışı ve zaman zaman aktif hale geçen volkandan çıkan malzemelerin daha yaşlı moren depolarını kaplaması olarak açıklanabilir (Blumenthal, 1958; Karakhanian vd., 2002).

Van Gölü'nün kuzey kıyısında bulunan Süphan Dağı'nın (4058 m) kuzey yamacında da çeşitli boyutta buzullar bulunur (Kurter ve Sungur, 1980). Bunlardan en büyüğü genişliği 2 km'yi uzunluğu ise 1.5 km'yi bulan ve kraterin doğusundan 3400 m'ye kadar sarkan buzuldur (Kurter, 1991).

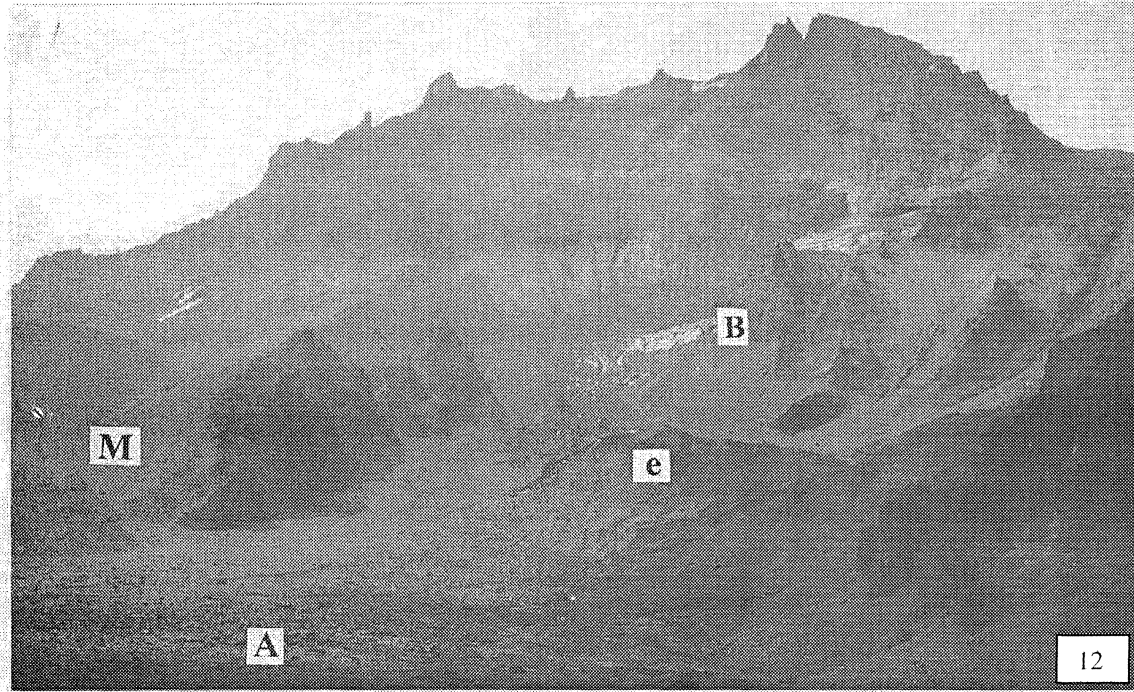
Güncel bir buzulun izlenildiği diğer bir volkan da Kayseri yakınlarındaki Erciyes (3917 m) Dağı'dır (Şekil 12). Penther (1905) tarafından 1902 yılında çekilen ve Türkiye'nin ilk buzul fotoğrafı olduğu sanılan fotoğrafta dağın kuzeybatı yamacından Aksu Vadisi'ne doğru 3100 m'ye kadar sarkan ve toplam uzunluğu 700 m olan bir buzul görülmektedir (Blumenthal, 1938). Erinç (1952a) ise bu fotoğrafın çekilişinden 50 yıl sonra buzulun 3380 m'ye çekildiğini, toplam uzunluğunun 550 m olduğunu ve üzerinin molozlar ile kaplı olduğunu bildirmektedir. Bartsch'm (1935) da gözlemlerine dayanan Erinç (1952a), son 22 yılda buzulun ortalama 3 m kadar eriyerek çekildiğini hesaplamıştır. Güner ve Emre (1983) ise buzulun 380 m uzunluğunda olduğunu ve buzul dilinin 3400 m'ye kadar gerilediğini belirtmektedirler. Bölgedeki en son çalışmayı gerçekleştiren Sarıkaya vd., (2002) ise aktif buzul dilinin 3420 m'ye kadar gerilediğini saptamışlardır. Bu dilden 150 m kadar aşağıda kalan alanda ise ana dilden kopmuş ve üzeri bloklar ile kaplı ölü

buzulların bulunduğunu belirtmişlerdir. Tüm bu gözlemler Türkiye'nin diğer bölgelerinde olduğu gibi buzulların hızla eridiğini kesin bir şekilde kanıtlamaktadır. Erciyes Dağı'nın diğer vadilerinde de gözlenen çeşitli moren depolan ve sandur düzlükleri gibi buzullaşmaya ilişkin izler Geç Kuvaterner'de bölgenin çok kuvvetli bir buzullaşma evresi geçirdiğini göstermektedir (Sarıkaya vd., 2002). Messerli (1967) Würm buzul devresinde daimi kar sınırının dağın güney yamacında 3000 m kuzey yamacında ise 2700 m'ye kadar indiğini ve uzunlukları 5 km'yi geçen buzulların oluştuğunu belirtmektedir.

Yukarıda bahsedilen sıradağlar ve volkanlar haricinde Anadolu'nun diğer bazı yüksek kesimleri de bugün için buzul barındırmamakla birlikte, Geç Kuvaterner'de buzullaşmasının etkisinde kalmışlardır. Bunlardan Bursa'nın güneydoğusunda bulunan Uludağ (2543 m), kuzeybatı yamacında uzunluğu 100 m'yi bulan küçük bir buzul içermektedir (Birman, 1968) (Çizelge 1), Bölgede her ne kadar Kuvaterner buzullarına ait morenler bulunmakta ise de sonraki çalışmalarda bu buzulun varlığından bahsedilmemektedir (Atalay, 1937), Doğu Anadolu'da, Erzincan yakınlarındaki Munzur Dağları'nın (3368 m) Mercan Vadisi'nde ve Keşiş Dağları'nda Kuvaterner buzulların 1650 m'ye kadar indiği bilinmektedir (Bilgin, 1972; Atalay, 1987; Türkunal, 1990; Akkan ve Tımçel, 1993). Erzurum yakınlarındaki Mescid Dağı (3239 m) da aynı buzullaşmanın etkisi altında kalmış diğer bir bölgedir (Yalçınlar, 1951) (Çizelge 1).

SONUÇLAR

Güncel buzullar, tekne vadiler ve moren depolarının varlığı Türkiye'de Kuvaterner dönemi buzullaşmasına işaret etmektedir. Moren depolarının yaş tayinlerinin (jeokimyasal, kozmik yaş tayini gibi) bu güne kadar yapılamamış olması geçmiş buzul dönemlerinin evreleri hakkındaki yorumların morfostratigrafik yaşlandırma ilkelerine dayandırılmasını zorunlu kılmaktadır. Buna karşın, Geç Kuvaterner'de araştırmacılar arasında çeşitli buzul ilerleme ve gerileme evrelerinin gerçekleştirildiğine dair genel bir görüş de hakimdir (Louis, 1944; Erinç, 1952a; Blumenthal, 1958; Klaer, 1969, 1977, 1978; Messerli, 1967; Schweizer, 1975; Atalay, 1987; Kurter, 1991), Örneğin Schweizer (1975), Hasanbeşir Dağı'ndaki



Şekil 11: Ağrı Dağı (5165 m) güney yamacının görünümü. Daimi kar sınırı 4300 m civarı olup buz takkesi birkaç yüz metre daha yukarıdadır.

Figure 11: Southern view of Mount Ararat (5165 m). Permanent snowline is around 4300 m and the ice cap is some couple hundreds meters higher.

Şekil 12: Erciyes Volkanı'nın (3917 m) kuzeybatısındaki Aksu Vadisi buzulu (B). Buzulun çekilmesi sırasında oluşan genç erime morenleri (e) ve ana vadiye ulaşan bir yan moren (M) seti ile buzul akarsularından itibaren gelişen sandur düzlüğü (A) görülmektedir.

Figure 12: Aksu Valley glacier (B) on the northwestern flank of Erciyes Volcano (3917 in). Young ablation moraines (e) originated from the recent retreat of the glacier and fluvio-glacial outwash plain (A). A side valley lateral moraine (M) joins the main valley.

çalışmasında aşınmış ve en yaşlı görünümdeki morenleri Wurm'den ziyade Riss dönemine atfetmektedir. Yapılan çalışmaların hemen hepsi Son Buzul Maksimumu'nda (Last Glacial Maximum) daimi kar sınırının bugüne kıyasla 1000 ile 1500 m aşağıda olduğunu ve buzulların 2000 m ve hatta altına indiğini belirtmektedir (Kuzucuoğlu ve Roberts, 1998).

Bunun yanı sıra az aşınma, toprak örtüsü eksikliği, yüksek eğim gibi nedenlerle, nispeten genç olduğu anlaşılan moren depolarının Son Buzul Çağı çökellerini üzerlemesi ve hatta daha da aşağı kotlara kadar inmesi Erinç (1952a) tarafından iklim koşullarının çok daha nemli olduğu "Younger Dryas" (Genç Drayas) (10-11 bin yıl) ve Küçük Buzul Çağı (Little Ice Age) (15-18 yüzyıl) dönemlerinde gelişmiş olan buzullara atfedilmiştir. Dolayısı ile Günümüz buzullaşması. Pleistosen buzullaşmasının bir devamı olmayıp, iklim optimumu sırasında (günümüzden 4-5 bin yıl önce) eriyen buzulların yerine gelişen yeni buzullar ile ilgili olmalıdır. Güncel buzulların bulunmadığı buzyalıklarının bazılarında gözlenen çok genç görünümlü morenler de Küçük Buzul Çağı'na atfedilebilir. Karadeniz'de Karagöl (de Planhol ve Bilgin, 1964), Erciyes Volkanı Aksu Vadisi'nde (Sarıkaya vd., 2002) ve Bursa Uludağ'da (Erinç, 1949b, 1952a; Pfannenstiel, 1956) bulunanlar bu tip morenlere aittir.

Eldeki veriler, güncel buzullardaki erimenin 20, yy'da başlayıp, 1930'lu yıllarda ivme kazandığını göstermektedir (Erinç, 1952a; Erol, 1981; Güner ve Emre, 1983; Kurter, 1991; Sarıkaya vd., 2002). Bu gözlemlere ilave olarak ülkemiz Kuvaterner buzullaşması çalışmalarının öncüsü Sırrı Erinç'in çalışmaları ve 2000 m civan ve üstünde gözlenen buzullaşma ile ilgili veriler de, özellikle çeşitli evrelere ait morenlerin yaş tayinleri ile ilgili çok daha detaylı çalışmaların yapılması gerekliliğini ortaya koymaktadır. Bu beklentilerin bir kısmına yanıt vereceği umulan bir National Science Foundation (NSF)-TÜBİTAK ortak çalışması halen devam etmektedir (Zreda vd., 2001). Bu proje kapsamında ülkemizin önemli buzullaşma alanlarındaki morenleri oluşturan sedimanlardan toplanacak olan ve kozmik ışınımına maruz kalmış blokların üzerlerinde uygulanması düşünülen "kozmojenik ³⁶C1 yüzey yaşlandırması yöntemi (Cosmogenic ³⁶C1 surface exposure dating)"

sayesinde yüzey şekillerinin yaş tayinlerinin yapılması olanaklı hale gelecektir. Çeşitli ülkelerde bu yöntemin kullanıldığı çalışmalar sonucu çok detaylı yaş tayinleri yapılmış ve buzullaşma kronolojileri ortaya konabilmiştir (Zreda ve Phillips, 1995; Phillips vd., 1996; Shanahan ve Zreda, 2000). Bunlara ilave olarak gerçekleştirilmesi planlanan glasiyo-flüviyal ve buzul gölü sedimanlarındaki çalışmalar da buzulların zaman ve mekan içerisindeki ilerleme ve gerilemelerine ve dolayısıyla Türkiye'nin Kuvaterner'deki iklim değişikliklerinin boyutunun ve zamanlamasının belirlenmesine ışık tutacaktır.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Ainsworth, W.F., 1842. Travels and researches in Asia Minor, Mesopotamia, Chaldea and Armenia. London, J. W. Parker, 1, 346s.; 2, 399s.
- Akkan, E. ve Tunçel, M. 1993. Esence (Keşiş) dağlarında buzul şekilleri. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 2, 225-240.
- Altın, B. N. 1998. Aladağlar ve Bolkar dağları üzerinde karstlaşma ve glasiyo-karstik şekiller. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yıl sempozyumu bildirileri, 531-550.
- Arkei, N. A. van 1973. Die Gegenwärtige Vergletscherung des Ararat. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, 89-103.
- Arpat, E. ve Özgül, N. 1972. Geyikdağ'da kaya buzulları, Orta Toroslar. MTA Dergisi, 80, 30-35.
- Atalay, İ. 1984. Mescit dağının glasiyal morfolojisi. Ege Coğrafya Dergisi, 2, 129-138.
- Atalay, İ. 1987. Türkiye jeomorfolojisine giriş. Ege Üniversitesi yayınları, İzmir, 2. Basım, 456s.
- Bartsch, G. 1935. Das Gebeit des Erciyes Dağı und die Stadt Kayseri in Mittel-Anatolien. Jahrbuch der Geographischen

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

- Gesellschaft zu Hannover für 1934 und 1935, 87-202.
- Bilgin, T. 1972. Munzur Dağları doğu kısmının glasyal ve periglasyal morfolojisi, İstanbul Üniversitesi Yayınları, 1757, Coğrafya Enstitüsü Yayınları, 69.
- Birman, J. H. 1968. Glacial reconnaissance in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 79, 1009-1026.
- Blumenthal, M. M. 1938. Der Erdchias-Dağ, 3916m. Die Alpen, 14(3), 82-87.
- Blumenthal, M. M. 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dahilindeki Toroslar'ın jeolojisine umumi bir bakış. MTA Dergisi, Seri B, 6, 45-95.
- Blumenthal, M. M. 1952. Das taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik. Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 6, 136s.
- Blumenthal, M. M. 1954. im südostanatolischen Hochland zwischen dem Van-See und den Cilo-Ketten. Die Alpen, 30, 223-240.
- Blumenthal, M. M. 1956a. Yüksek Bolkardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi, MTA Dergisi Seri D, 7, 153.
- Blumenthal, M. M. 1956b. Die Vergletscherung des Ararat (Nordöstliche Türkei). Geographica Helvetica, 11(4), 263-264.
- Blumenthal, M. M. 1958. Vom Ağn Dağ (Ararat) zum Kaçkar Dağ. Bergfahrten in nordostanatolischen Glanzlanden. Die Alpen, 34, 125-137.
- Bobek, H. 1940. Die gegenwärtige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge. Zeitschrift für Gletscherkunde, 27(1-2), 50-87.
- Çiner, A., Deynoux, M. ve Çörekçioğlu, E. 1999. Hummocky moraines in the Namaras and Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey. Quaternary Science Reviews, 18, 659-669.
- Darkot, B. ve Erinç, S. 1954. Observations géographiques dans le sud-ouest de l'Anatolie: Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul. 1, 149-167.
- Delannoy, J. J. ve Maire, R. 1983. Le Massif de Dedegöl dağ (Taurus Occidental, Turquie). Recherches de géomorphologie glaciaire et karstique. Bulletin Association Géographe Français, 491, 43-53.
- Doğu, A. F. 1993. Sandıras dağındaki buzul şekilleri. Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, Ankara Üniversitesi, 263-274.
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, I., Tunçel, H. ve Gürgen, G. 1993. Kaçkar dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 2, 157-184.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G., Tunçel, H. ve Somuncu, M. 1994. Göller (Hunut) dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 3, 193-218.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 1996. Üçdoruk (Verçenik) dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 5, 29-52.
- Doğu, A. F., Gürgen, G., Tunçel, H. ve Çiçek, I. 1997. Bulut-Aİtıparmak dağlarında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 6, 63-91.

- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 1999a. Akdağ'ın jeomorfolojisi ve bunun beşeri faaliyetler üzerindeki etkisi (Fethiye-Muğla). Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 7, 95-120.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 1999b. Akdağ (Fethiye-Muğla)'nın glasyal ve karst jeomorfolojisi. Cumhuriyetin 75. yıldönümü yerbilimleri ve madencilik kongresi bildiri özleri kitabı, MTA, 63-64.
- Doğu, A. F., Çiçek, L., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 1999c. Doğu Karadeniz dağlarının glasyal jeomorfolojisi. Cumhuriyetin 75. yıldönümü yerbilimleri ve madencilik kongresi bildiri özleri kitabı, MTA, 64-66.
- Doğu, A. F., Çiçek, I. ve Gürgen, G. 1999(1, Demirkapı Dağı ve Uzungöl çevresinin jeomorfolojisi, Cumhuriyetin 75. yıldönümü yerbilimleri ve madencilik kongresi bildiri özleri kitabı MTA, 66-67.
- Erinç, S. 1944. Glazialmorphologie Untersuchungen im Nordostanatolischen Randgebirge. İstanbul University Geography Inst. Pub., Ph.D disser, Series. 1,56s.
- Erinç, S. 1949a, Eiszeitliche Formen und gegenwärtige Verletscherung im nordostanatolischen Randgebirge* Geologische Rundschau, 37, 75-83.
- Erinç, S. 1949b, Uludağ üzerinde glasiyal morfoloji araştırmaları. Türkiye Coğrafya Dergisi* 11-12,79-94.
- Erinç, S. 1951. Glasiyal ve postglasiyal safhada Erciyes glasiyesL 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 17th International Congress of the Int. Geographical Union, 8th proceedings, Washington D.C., 326-330.
- Erinç, S, 1953= Van'dan Cilö dağlarına, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, 2(3-4), 84-106.
- Erinç, S. 1954. The Pleistocene history of the Black Sea and adjacent countries with special reference to climatic changes. Review of the Geographical Institute of the University of İstanbul. 1, 84-133.
- Erinç, S. 1955a. Honaz Dağında periglasyal şekiller (Güneybatı Toroslar). İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, % 185-187.
- Erinç, S. 1955b. A propos de la note de İ. Yağınlar intitulée "Sur la présence de formes glaciaires quaternaires au Honaz-Dağ et au Boz-Dağ (Ouest de la Turquie)". Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France, 13-14, 259-261.
- Erinç, S, 1959. Regional and Seasonal Distribution of Climatic Elements in Turkey and its Dynamic-Genetic Background. İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi, Uluslararası Baskı, no. 5, 23-76.
- Erinç, S, S978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of the Last Glacial. In: The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age. W. C. Brice (ed.). Academic Press, London, 87-110.
- Erinç, S> 2001. Jeomorfoloji II. Güncelleştirenler! Ertek, A. ve güneysu, C, Der Yayınları, 3.Baâim,483s.
- Eföl, O, 1981. Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. In: Beitfaege zur Umweltgeschichte des

- vordaran Orients (Contributions to the environmental history of Southwest Asia), W, Prey va H. P, Üarpmann (ids.) Baihafta *mm* Tusingar Atlas das Vordaren Orients, laiha A, Naturwisiensehaft@n, 8, 101-109,
- Gall, H. 1966. Glatseharkundlioha Baobaehlung im Hoohgibirga von Laiistan (nordostanatotisehas Randgibirga) (Glaciologie observations in thi high mountains of Ladstan* border ranges of northeastern Anatolia), Mitteilungen der Oasterriichischen Gaographisöhan Gisallsohift, 108(24), 261486,
- Günü% Y. vi Emri, Ö* 1983. Ereyes dağında Plaistosan buzullaşması v@ volkanizma İli ilişkili, Jeomorfoloji DŞrgM> 11,23=34,
- Horvarth, E, 1975* Glacieri of Turkey, Armenian S.S.R. and İran, In: Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere pt. III, Glaciers of Southern Asia, W, 0, Field (id), US Army Cold Regions Research and Ing, Lab,, 343419,
- Imhof, B. 1956, Der Ararat, Die Alpan, **32(1), 1-14**,
- tibirtk, R> 195 L Clio Dağı ve Hakkari ile Van Gölü şevreilndi coğrafya araştırmaları, Ankara Üniversiteli Dil Tarih Coğrafya Fakültesi, 67(4), **149s.**
- Karakhanian, A., Djrbañiñ, R., Trifonov, V., Philips H,ş Ârakeliñ^ S, ve Avagian, A* 2002, Hölöcene-historiGal voleanism and aetive faults as natural risk factors for Armenia and adjacent aountries, Journal of Völeanology and Giothermal Risiâreh, 113,319444,
- Mmr*, W. 1965, Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See (Östanatolien). Zeitschrift flir Geomorphologie, N.F., 9(3), 346-355.
- Ilaar, W, 1969, Glaşialmorpholojisşhi Problemi in dan Hoehgibirgin Vorderasiins, Efdkundi, 23(3), 192-200.
- Klaer, W, 1977* Zur Morphogenese und Formunpdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerkes der Hochgebirge Vorderasiens (The morphopnesis and dynamics within tha periglacial. tiers in the Near East)* In; Forman, Formengesellschaften und Untargrenzirt in den heutigen periglacialan Hoehenstufen der Hoehgibirga Europas ynd Aftikas ^wiichan Arktii und Aequator. H< Poser (ad.) Abhandlungen dar Akadamie der Wissanighaftan in Goettingan, Mathematisch-Physikalische Klasse, 31, 261.474,
- Klaar> W, 1978* Periglaziale Hangformung in dan Hochgebirgen vordarasianı (Pariglacial slopes in the mountains of tha Near East). İn: Colloqua surle piriglaciaire d'altituda du domaina mlditİrranian at aborda Association Giographiqua d'Aliaca> France, 253-261,
- Krenek, L* 1932, Glatshar im Pontischen Gabirga, Zaitsehrift flir Glatsharkunda, 20(1-3), 129-131.
- Kflnne, G, 1928, Dia deutsche alpine Taurus-Expedition 1927 (Ala Dagh in Zilizien): Patarmanns Gaographische Mittailungan^ 74, 273=276,
- Kurtar* A. va Sungur, K, 198Ö. Prasant glaciation in Turkey. In: World Oiacier Inventory. Proeaadings of tha workshop at Riadaralp, Switzerland, 17-22 Septambar 1978. International Association of Hydrologkal Saiancas, 126,155=160,
- Kurter, A, 1991. Olaiars of Middla East and Attca-Glaciers of Turkey, In: Satellite İflaga Atlas of tha World, 1, S, Williams va L O, Farrigno (Eds,)* USGS Profteisional Papar, 1386-G-1, 1-30.
- Kuuueuođlu, C. va Robtrts, N< 1998, Evolution da l'environnement *m* Anatolia da 20000-6000 *W*. Palloriant, 23/2, 744,

- Lembke, H. 1939. Klima und Höhenstufen im Nordostanatolischen Randgebirge. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 171-184.
- Leutelt, R. 1935. Glazialgeologische Beobachtungen im Lazistanischen Hochgebirge. Zeitschrift für Gletscherkunde, 23, 67-80.
- Louis, H. 1938. Eiszeitliche Seen in Anatolien. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 73(7-8), 267-285.
- Louis, H. 1944. Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geologische Rundschau, 34, 447-481.
- Maunsell, F. R. 1901. Central Kurdistan. Geographical Journal, 18(2), 121-144.
- Messerli, B. 1964. Der Gletscher am Erciyas Dağh und das Problem der rezenten Schneegrenze im anatolischen und mediterranen Raum. Geographica Helvetica, 19(1), 19-34.
- Messerli, B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung in Mittelmeerraum. Geographica Helvetica, 22, 105-228.
- Messerli, B. 1980. Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa. In: World glacier inventory; workshop, IAHS-AISH Pub. 126, 197-21 i.
- Monod, O. 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales au sud de Beyşehir (Turquie). Unpublished Thesis, Univ. Paris Sud (Orsay), 442s.
- Onde, H. 1954. Formes glaciaires dans le Massif Lycien de FAKdağ (Turquie du Sud-Ouest). Congrès Géologique International, XV, 327-335.
- Palgrave, W. G. 1872. Vestiges of the glacial period in northeastern Anatolia. Nature, 5, 444-445.
- Penther, A. 1905. Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagh (Kleinasien), 1902. Abhandlungen der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien, 6, 1.
- Pfannenstiel, A. 1956. Rezente Frostsstrukturböden und Karstm des Ulu Dağh. Ak. D. Wiss. U. d. Lit. Mat.-Nat. Kl., Abh. 5, 329-340.
- Philippson, A. 1906. Ein Gletscher am Erdschias-dagh (Argaeus) in Kleinasien. Zeitschrift für Gletscherkunde, I, 1,66-68.
- Phillips, F. M., Zreda, M., Plummer, M. A., Benson, L. V., El more, P, W. ve Sharma, P. 1996. Chronology for fluctuations in Late Pleistocene Sierra Nevada glaciers and lakes, Science, 274 (5288), 749-751.
- Planhol, X. de 1953. Les formes glaciaires du Sandıras Dağ et la limite des neiges éternelles quaternaires dans le SO de l'Anatolie. Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France, 263-265.
- Planhoi, X. de ve Bilgin, T. 1964. Glaciaire et périglaciaire quaternaires et actuels dans le massif du Karagöl (chaines pontiques), Turquie. Revue de Géographie Alpine, 497-512.
- Sarıkaya, M. A., Çiner, A. ve Zreda, M. 2002. Erciyas Volkanı'nda Geç Kuvaterner buzullaşması ve buzul çökelleri. HÜ Yerbilimleri Bülteni, (inceleme).
- Schweizer, G. 1972. Klimatisch bedingte geomorphologische und glaziologische Züge der Hochregion vorderasiatischer Gebirge (Iran und Ostanatolien). in: Geoecology of the high mountain regions of Eurasia. Erdwissenschaftliche Forschung, 4, 221-236.
- Schweizer, G. 1975. Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. Tübinger Geographische Studien, 60, Special issue, 9, 145s.

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

- Shanahan, T. ve Zreda, M. 2000. Chronology of Quaternary glaciations in East Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 23-42.
- Spreitzer, H. 1939. Bergfahrten und Forschungen im Ala Dağ (Südostanatolien), Deutsche Taurus-Bergfahrt 1938 des Zweiges Klagenfurt, Die Kuinfahrt und Hire Ergebnisse. *Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins*, 70, 50-52.
- Spreitzer, H. 1956. Untersuchungen im Kilikischen Ala Dağ im Taurus» *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 98(1), 57-64.
- Spreitzer, H. 1957. Zur Geographic des Kilikischen Aladağ im Taurus. *Festschrift zur Hundertjahrfeier des Geographisches Gesellschaft in Wien*, 414-459.
- Spreitzer, H. 1958. Friihrezente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dağ im Taurus. *Innsbruck, Geographische Forschungen*, 190, 265-281.
- Spreitzer, H. 1959. FuBflächen am Kilikischen Ala Dağ im Taurus. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 101(11), 183-201.
- Spreitzer, H. 1960. Hangformung und Asymmetrie der Berguecken in den Alpen und im Taurus. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 211-236.
- Spreitzer, H. 1969. Die eiszeitliche und gegenwaertige Vergletscherung des kikilschen Ala Dağ im Taurus (Pleistocene geology and glaciation of Ala Dağ, Taurus Mountains, Turkey). *Actas-Congreso Internacional del I. N. Q. U. A. (International Union for Quaternary Research)* 5(1), 339-347.
- Spreitzer, H. 1971a. Rezente und eiszeitliche Grenzen der glazialen und periglazielen Höhenstufen i m Zentralen Taurus (vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dağ). *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, 101, 139-162.
- Spreitzer, H. 1971b. Die eiszeitliche Depression der glazialen und periglazialen Region und die Pedimentbildung im Zentralen Taurus (bes. im Kilikischen Ala Dağ) (The ice-age depression of the glacial and periglacial region, and pedimentation in the central Taurus Mountains, Cilician Ala Dağ). In: *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*, Vol. 1. *Bulletin de l'Information, Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 4, 105-111.
- Stratil-Sauer, G. 1927. Der östliche Pontus. *Geographische Zeitschrift*, 33(9), 497-519.
- Stratil-Sauer, G» 1961. Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*. 103(1), 1-24.
- Stratil-Sauer, G. 1964. Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen. Teil II. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*. 106(1), 16-44.
- Stratil-Sauer, G. 1965. Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen. Teil III. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*. 107(1-2), 20-44.
- Türkunal, S. 1990. Türkiye'nin sıradağları ve dağları, *Türkiye Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 30, 42s.
- Ülker, L, 1992. Dağ Turizmi. *T.C. Turizm Bakanlığı Basımevi*, 265s.
- Wright, H. E., 1961. Late Pleistocene soil development, glaciation, and cultural change in the eastern Mediterranean region. *Annals*

- of the New York Academy of Sciences, 95, 718-728,
- Wright, HL E. 1962, Pleistocene glaciation in Kurdistan. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 12, 131-164.
- Yalçınlar, L 1951, Soğanlı-Kaçkar ve Mescit Dağı silsilelerinin glasyasyon şekilleri. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 1(2), 82-85.
- Yalçınlar, t* 1954. Sur la presence da formes glaciaires quaternaires au Honaz Dağ et au Boz Dağ (Ouest de la Turquie). *Compte Rendu Sommaire da la Societé Geologique de France*, 13, 296-298,
- Yalçınlar, İ 1955, Etudes morphologiques sur la glaciation du Honaz Dağ et de la chaine de Boz Dağ (Turquie occidentale). *Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul*, 2,45-55,
- Zreda, M ve Phillips, F. M 1995, Insights into alpine moraine development from cosmogenic ³⁶C1 buildup dating, *Geomorphology*, 14(2), 149-156,
- Zreda, M., Çiner, A, ve Bayan, S. 2001. Magnitude of Quaternary glaciers and glaciations from low to high latitudes: global or local dominant controlling factors? TÜBİTAK-NSF (American National Science Foundation) ortak projesi,

KATKI BELİRTME

Hamburg Jeoloji Enstitüsü'nden Dr. Jürgen Ehlers'e Türkiye'nin Kuvaterner buzullaşması ile ilgili bir makalenin yazımı için bana verdiği destekten dolayı müteşekkirim. Arazi çalışmalarının çeşitli evrelerinde bana eşlik iden Dr. Max Daynoux (CNRS, Strasbourg-Fransa), Dr, Erdal Koşun (Akdeniz Üniversitesi), Dr, Serdar Bayan ve Jeoloji Yük. Müh, M, Akif Sarıkaya (Hacettepe Üniversitesi), Dr, Marek Zreda (University of Arizona, USA) ve Erdem Çörekçioğlu'na

(MTA) da teşekkür ederim. Bu makalede Dr. Olivier Monod (CNRS, Orléans-Fransa), Dr. Ali Fuat Doğu (Ankara Üniversitesi) ve Dr. Brigitte Kaiser ile Dr, Catherine Kuzucuoğlu'nun (CNRS, Meudon-Fransa) sözlü görüşlerinden de yararlanılmıştır. Makalenin hakemliğini yaparak gelişmesine katkıda bulunan Prof. Dr, Öğuz Erol ile Mustafa Karabıyıkçoğlu'na (MTA, Ankara) da teşekkürlerimi sunarım. Arazi çalışmalarına maddi destek Ankara Fransız Elçiliği, MTA ve TÜBİTAK tarafından sağlanmıştır,

EXTENDED SUMMARY

Turkey is situated in the eastern Mediterranean region and is characterised by strong climatic and topographic contrasts, As early as in mid-19th century, the existence of glaciers in the Taurus Mountains and the Eastern Black Sea Mountains was noted by Ainsworth (1842) and Palgrave (1872), Since then, several researchers have made general observations about the glaciers and glacier-related landforms in Turkey (Figure 1 and Table 1), The most important in this respect is the work carried out by the first Turkish glaciologist, Sırrı Erinç. He published several very detailed papers on glaciers and variations in snowline altitudes (Erinç, 1944, 1949a, 1951, 1952a, 1952b, 1953, 1954, 1978).

Whereas the distribution and extent of recent Turkish glaciers is relatively well known, information about the Pleistocene glaciations of Turkey is comparatively poor. This article attempts to present a review of the present state of research. Because of the lack of quantitative data on the age of Quaternary glaciations, this study is mostly based on the pre-existing literature combined with an evaluation of unpublished data and personal observations.

GLACIERS AND GLACIAL LANDFORMS

Present-day glaciers and glacier-related landforms occur in 3 major regions in Turkey (Figure 1 and Table 1): 1. The Taurus Mountains. 2. The Eastern Black Sea Mountains. 3. Volcanoes and independent mountain chains scattered throughout the Anatolian plateau.

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

Taurus Mountains

The Taurus Mountains extend from the SW to the SE of Turkey, up to the Iranian border, running parallel to the Mediterranean coast,

Southeastern Taurus

This is the most important recently glaciated region in Turkey from which more than 20 glaciers have been reported (Erinç, 1952b). The glaciers are especially very well developed on Reşko Hill (4168 m) on Mount Gilo. Here, the Uludoruk (Izbrak) valley glacier, which is almost 4 km long, covers an area of 8 km² (Table 1). Maunsell first photographed this glacier in 1901. This picture, although not very clear, shows a thicker and broader glacial tongue, that reached down to lower levels than today. Bobek, who visited the area in 1937 found the glacier terminus at 2600 m (Bobek, 1940). The same glacier tongue was observed in 1948 to have retreated to the 2900 m level by Erinç (1952a). Finally, the satellite image observations made by Kurter (1991) indicate that the glacier has continued to retreat up to an elevation of nearly 3000 m. These observations clearly indicate thinning and shrinking of the glacier, at least since the beginning of the 20th century,

Another glacier complex on Mount Cilo, the Mia Hvara (Avaspi) glacier that comprises three isolated glaciers in the Mia Hvara Valley, probably originally formed one single glacier. This glacier reached at least a length of 9 km during Pleistocene as marked by prominent end moraines. The Suppa Durek (Erinç) glacier, more than 3 km long is also an important glacier situated to the west of the Mia Hvara glacier,

In the southeastern Taurus Mountains, less important glaciers also exist on Mount Sat (3794 m). The most important, the Geverok glacier has a length of nearly 1 km. In the Pleistocene, this glacier probably reached a maximum length of 10 km (Bobek, 1940),

The actual snowline in the SE Taurus Mountains varies between 3400-3600 m and the Last Glacial snowline is estimated to be around 2800 m (Messerli, 1967). Therefore the presence of glaciers is easily explained by favourable local climatic and physiographic conditions.

Central Taurus

Aladağ and Bolkardağ constitute the two most important mountains of the Central Taurus where some small glaciers can be seen. On Mount Aladağ, the southern flank of Kmlkaya (3725 m) peak bears a 1 km long glacier (Lolot glacier) (Kurter, 1991; Ülker, 1992). However, glacial landforms at much lower altitudes suggest that Pleistocene glaciations were far more extensive. To the S and SE of the Demirkazık (3756 m) and Kaldı (3688 m) peaks several valleys contain terminal and lateral moraines reaching down to altitudes of about 2100-2200 m. For instance, a lateral moraine that occupies the northern flank of Hacer Valley (2000 m) is several hundred metres high and a few kilometres long. It is composed of large limestone blocks (up to 20 m in diameter), now partly covered by trees (Figure 2). F /io-glacial deposits to the E of the Hacer Valley are also preserved down to an altitude of ca. 1100 m,

On the Medetsiz peak (3524 m) of Mount Bolkardağ, Kurter (1991) observed a mountain glacier of about 300 m long to descend from an altitude of 3350 down to 3000 m from satellite images. However, Catherine Kuzucuoğlu (personal communication), who visited the area in 1998, noticed only permanent snows and few stationary remains of glaciers in this locality. Several very distinct moraines are present along the Maden and Ganimet streams, situated around 1750 m (Figure 3),

Apart from the Bolkardağ and Aladağ Mountains, only the northern face of the Dedegöldağ (Dipoyraz peak, 2997 m) bears a few very small glaciers today. Well-developed moraines around 2000 m are also present on the eastern face of the Dipoyraz peak. All other mountains in the Central Taurus Range show no sign of modern glaciers. However, small morainic ridges on the Davras and Barla Mountains, near İsparta, are also reported (Monod, 1977).

Another area situated 100 km NE of Antalya in the Central Taurus Mountains, is characterised by the presence of a peculiar hummocky topography that covers an area of approximately 30 km² in the Namaras and Susam Valleys (2000 m), near Geyikdağ (Figure 4 and 5) (Arpat and özgül, 1972; Çiner et al, 1999). In these valleys, coarse, loose materials form a chaotic knob and kettle

topography with hillocks up to 10m high and 30 m wide, separated by irregular depressions (Figure 6). These landforms are interpreted as hummocky disintegration moraines from former active glaciers (Çiner et al., 1999). Several glaciers related landforms, such as kettle holes, whalebacks and lakes formed by lateral moraines are also very commonly observed in the area (Figure 7, 8, 9 and 10).

Western Taurus

The mountains of the Western Taurus do not support recent glaciers. However, Beydağ (3086 m) and Akdağ (3016 m) show several cirques and well-developed morainic landforms, especially on their NE facing slopes. A few moraines also occur on the NE flanks of Honaz (2571 m) and Sandiras Mountains (2295 m). The modern snowline is estimated to be around 3500 m. On the other hand, the Last Glacial snowline elevation was approximately 2400 m in the Western Taurus Mountains, except for on Mount Sandiras where a snowline at 2000 m elevation was determined. This lower snowline reflects probably its vicinity to the sea and favourable humid climatic conditions (de Planhol, 1953; Messerli, 1967; Doğu, 1993).

Eastern Black Sea Mountains

The Eastern Black Sea Mountains trend W-E along the Black Sea coast of Turkey. The actual snowline elevation is much lower on the north facing slopes (3100-3200 m) as compared to the south facing ones (3550 m) because of the effect of humid air masses (Erinç, 1952a). The Last Glacial snowline elevation is estimated at 2600 m on average (Messerli, 1967).

The highest peak of the Politic Range is Mount Kaçkar (3932 m). Five glaciers are developed on its northern flank (Table 1). Erinç (1949a), who first described the largest and named it Kaçkar I glacier, indicates that the glacier tongue descends down to 2850 m. On Landsat MSS images taken in 1975, the same glacier is seen to originate from 3650 m and terminate at an elevation of 2900 m with a total length of 1500 m (Kurter, 1991). Doğu et al. (1993), who carried out a detailed field survey in the area, give the length as 1250-1300 m (between 3600-3000 m altitude). Other glaciers present in the region are the Kaçkar II and III glaciers. Erinç (1949a) indicates that the tongues of these two glaciers descended down to 3000 and 2940 m respectively. According to Kurter (1991), Landsat

MSS satellite images (taken in 1975) show two glaciers originating from 3650 m that extend down to 2990 (1 km long) and 3130 m respectively. The lower limits given by Doğu et al. (1993) are again somewhat higher, being 3080 and 3100 m respectively. From their map, glacier lengths of 700 and 500 m can be calculated. These three studies confirm the general tendency of glacial retreat in Turkey that has already been observed in the SE Taurus (Cilo) Mountains. According to Doğu et al. (1993), this most mountainous part of the Pontic Range contains four large U-shaped valleys where different glacier-related landforms such as ablation, terminal, lateral and ground moraines, roches moutonnées and glacial lakes (up to 750 m²) are observed.

The second highest peak in the Pontic Range is Mount Verçenik (3709 m). According to Erinç's (1949a) map three glaciers are present on its northern slope. However on the Landsat MSS images taken in 1975 only two glaciers, the Dilektepe (700 m) and Sinançor glaciers (300 m) remain (Kurter, 1991). Doğu et al. (1996) who carried out a field survey of the valleys near Mount Verçenik do not show those two glaciers on their map. They indicate, however, the presence of several cirque and moraine-dammed lakes and medial, terminal and lateral moraines.

Although less high, the Bulut-Aitiparmak Mountains bear some recent glaciers. The largest, the Kırmızıgedik glacier (500 m), occupies a cirque to the east of Lazgediği peak (3353 m) (Table 1). To the west, Mount Karagöl (3107 m) bears several small glaciers. According to these authors, only one, the NW glacier (400 m long) descended down to 2850 m and deposited a set of terminal moraines probably during the Little Ice Age.

Volcanoes and Independent Mountains on the Anatolian Plateau

The volcanoes in the interior of the country show signs of glacial activity and active glaciers. Among them, Mount Ararat (5165 m), near the Iranian border, is not only the highest mountain in Turkey, but is also the only mountain on which a recent ice cap is developed (Imhof, 1956) (Figure 11). According to Blumenthal (1956b; 1958), eleven glaciers emerged from the summit, descending down to 3900 m on the north-facing

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BUZULLARI VE GEÇ KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİ

slope and 4200 m on the south-facing slope, and covering an area of approximately 10 km². On Mount Ararat, the actual snowline elevation is estimated as 4300 m and Blumenthal (1958) calculated a Pleistocene snowline elevation of 3000 m for an ice cap of presumably 100 km². He explains the absence of moraines by the lack of confining ridges to control valley glaciers, by insufficient debris load in the ice to form moraines and by volcanic eruptions that later covered the pre-existing moraines.

Another volcano, Mount Süphan (4058 m) is situated to the north of Lake Van in SE Turkey. Several small glaciers are developed on the northern slope of the crater (Kurter and Sungur, 1980). The largest is 2 km wide and 1.5 km long and descends down to 3400 m (Kurter, 1991).

The last volcano is Mount Erciyes (3917 m), where a glacier exists on its northwestern slope, located near Kayseri (Figure 12). It was first visited by Penther (1905) who observed that the glacier descended to the 3100 m level, with a total length of 700 m (Blumenthal, 1938). Later, Erinç (1952a) described the glacier as having a length of 550 m reaching down only to 3380 m. He also noticed that the glacier was strongly covered by debris, interpreted as ablation moraine. Together with the observations of Bartsch (1935), Erinç (1952a) roughly calculated that the glacier had been shrinking at an average rate of 3 m per year over a period of 22 years. Giiner and Emre (1983) indicate a glacier length of only 380 m. The most recent survey carried out on Mount Erciyes, by Sarı kay a et al. (2002) confirm the overall tendency of glacier retreat already observed in other Turkish glaciers. Five large and several smaller cirques indicate much stronger glaciations during the Quaternary, The largest Würmian glacier had a length of c. 5 km. Messerli (1967) estimates that the snowline occurred at 2700 m on the northern and 3000 m on the southern side. Erratic blocks have been interpreted as traces of older, more extensive glaciations. They have been found about 2 km beyond the maximum limits of the Würmian glaciers, suggesting a snowline some 200 m lower than in the Würmian.

Apart from the volcanoes, few mountain chains and massifs in Central Anatolia bear signs of past

glacial activity. Among them Mount Uludağ (2543 m) near Bursa, Munzur Mountains (3368 m) near Erzincan and Mount Mescid (3239 m), to the north of Erzurum experienced glacial activity during the Pleistocene.

CONCLUSION

The presence of U-shaped valleys and morainic deposits and recent glaciers in the Turkish Mountains indicate the existence of past and present glacial activity. Unfortunately, the absence of dating of the morainic landforms makes it difficult to assign a precise age to the past glacial periods. However a general consensus seems to exist between scientists, that there must have been several ice advances and retreat phases. Most of the works carried out also concluded that, at the time of the maximum extension of glaciers during the Last Glacial, the snowline was 1000 to 1500 m lower than present (Kuzucuoğlu and Roberts, 1998), and numerous cirques and small valley glaciers developed down to an elevation of 2000 m. They all disappeared during the Last Glaciation.

The fact that moraines deposited during the postglacial readvance phases overlie a major part of the Pleistocene glacial deposits was interpreted by Erinç (1952a) as evidence for a more recent humid stage (Younger Dry as; Little Ice Age?) during which the valley glaciers descended lower than during the Last Glacial. Therefore, according to this author, the present-day glaciation cannot be considered as a continuation of that during the Pleistocene. Some very fresh morainic landforms are also observed in cirques that are not occupied by recent glaciers. In the Karagöl (de Planhol and Bilgin, 1964) and in the Mount Uludağ (Erinç, 1949b, 1952a, 1957; Pfannenstiel, 1956) these moraines have been attributed to the Little Ice Age.

The Pleistocene glaciations were ignored for a long time in Turkey. The pioneering works of Sırrı Erinç together with the indisputable presence of morainic deposits and glacier-related landforms observed on the mountain ranges over 2000 m indicate the need for a detailed study which will take into account the altitudes and orientations of those deposits and their relative chronologies.

The data available on Turkish glaciers indicate that the most recent glacier retreat probably started at the beginning of the 20th century, becoming faster since the 1930's. This general shrinkage trend has yet to be quantified by additional field observations in order to understand the glacier evolution of Turkey. For this purpose a National Science Foundation (NSF)-TÜBİTAK joint project has been organised by Marek Zreda (University of Arizona) and by Attila Çiner (University of Hacettepe) (Zreda et al, 2001). During this project cosmogenic ¹⁴C method based on in-situ accumulation of ³⁶Cl in boulders exposed to cosmic radiation will be carried in order to determine the age of the landforms. It is hoped that this study will help to better understand the magnitude and timing of Quaternary glaciations in Turkey.

Makale Geliş Tarihi ; 22 Eylül 2002
Kabul Tarihi ; 13 Şubat 2003

Received ; September 22, 2002
Accepted : February 13, 2003