

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2003 • Cilt 46 • Sayı 1
February 2003 • Volume 46 • Number 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- GÖKÇE, A. ve BOZKAYA, G., Karalar (Gazipaşa-Antalya) Barit-Galenit Yataklarının jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri
Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Karalar (Gazipaşa-Antalya) Barite-Galena Deposits..... 1
- YILMAZER, E., KUŞÇU, İ. ve DEMİRELA, G. Divriği A-B Kafa Cevherleşmeleri: Alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri
A-B-Kafa Mineralizations in Divriği: Alteration zoning and zoning.....17
- ÇİNER, A., Geyikdağ'da (Orta Toroslar) Geç Kuaterner Buzullaşmasına Ait Morenlerin Sedimanter Fasiyes Analizi ve Ortamsal Yorumu
Sedimentary Facies Analyses and Depositional Environments of Late Quaternary Moraines in Geyikdağ (Central Taurus Mountains).....35
- ÇİNER, A., Türkiye'nin Güncel Buzulları ve Geç Kuaterner Buzul Çökelleri
Recent Glaciers and Late Quaternary Glacial Deposits of Turkey.....55

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri:

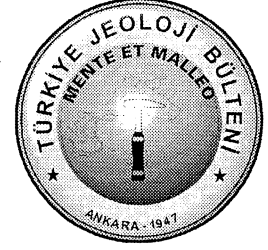
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS ve ULAKNET veri tabanlarında yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey is indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstract, Mineralogical Abstract, GEOBASE, BIOSIS and ULAKNET

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Karalar (Gazipaşa-Antalya) Barit-Galenit Yataklarının Jeolojisi ve Sıvı Kapanım Özellikleri

Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Karalar (Gazipaşa-Antalya) Barite-Galena Deposits

Ahmet GÖKÇE

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 058140, Sivas
e-posta: gokce@cumhuriyet.edu.tr

Gülcan BOZKAYA

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 058140, Sivas
e-posta: gbozkaya@cumhuriyet.edu.tr

Öz

Karalar barit-galenit yatakları Orta Toroslar Bölgesi'nde yaygın olarak gözlenen barit-galenit yataklarının tipik örneklerinden birisidir. Yöredeki cevherleşmeler (Boyahk ve Büyük Ocakları), Permian yaşlı Bıçkıcı Formasyonuna ait kireçtaşları içinde, tabakalanma düzlemleri ile uyumsuz, kırık hatlarına bağlı, damar tipi cevherleşmeler şeklindedirler.

Cevherleşmelerden alınan örneklerden hazırlanmış incekesit ve parlatma blokları ile çekilen XRD diyagramlarından barit (% 80-85 kadar) ve galenitin (%10-15 kadar) hakim mineraller oldukları; s fah, pirit, fahl, limonit, kuvars ve kalsit gibi minerallerin çok az miktarlarda bileşime katıldıkları görülmüştür. Cevherleşmelerde barit ve galenitler eş zamanlı olmayıp, baritler daha önce oluşmuşlar ve tektonik hareketlerle milonitleşmişlerdir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen T_pM , T_mjCE ve H değerleri, mineral oluşturucu hidrotermal çözeltilerin içinde $CaCl_2$ ve $MgCl_2$ gibi tuzların bulunduğunu, çözeltilerin deniz suyu kökenli olduklarını veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerini, baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının biraz yüksek, sıcaklıklarının düşük olduğunu, kuvarsların ve sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise tuzluluğun önemli miktarda düştüğünü ve sıcaklığın yükseldiğini göstermektedir.

Hidrotermal çözeltilerin sıcaklıklarının erken evrede düşük, geç evrede yüksek olması olağan hidrotermal sistemlerle uyuşmamakta olup bu durum; hidrotermal çözeltilerin magmatik kökenli olmaktan daha çok yüzeysel kökenli olduğu, sığ derinlere inerek az ısınmış çözeltilerin tabandaki sedimanlardan ve kayalardan çözdükleri baryum ve sülfat iyonlarını erken evrede cevherleşme ortamına taşıyarak baritleri oluşturdukları, derinlere inerek daha fazla ısınmış çözeltilerin ise tabandaki sedimanlardan ve kayalardan çözdükleri kurşun, çinko ve diğer elementleri geç evrede cevherleşme ortamına getirerek sülfürlü mineralleri oluşturdukları şeklinde açıklanabilir.

Anahtar Sözcükler: Barit, galenit, cevher mikroskopisi, Gazipaşa, Karalar, sıvı kapanımı

Abstract

Karalar barite - galena deposits are the typical examples of the carbonate hosted barite - galena, deposits occurred in the Central Tauride Belt Ore deposits (Büyük and Boyalık Mines) of the area occurred in the limestones of the Permian Bıçkıcı Formation as ore veins along the fault zones which are discordant to the bedding planes.

Microscopic and XRD studies show that the ore deposits mainly contain barite (80 - 85 %) and galena (10 - 15 %) and small amounts of sphalerite, pyrite, fahlerz, limonite, quartz and calcite. Barite s were occurred during the earlier episode of mineralization and mylonitized before than the galena formation.

The measurements of T_f , T_m and ICE^{ant} during the fluid inclusion studies indicate that the ore deposits of the area were developed by hydrothermal fluids with following characteristics; the presence of the salts of $CaCl_2$ and $MgCl_2$ which indicate that the fluids are of sea water origin or circulated in the marine sediments, the salinity of the fluids were relatively high and their temperature were low during the crystallization of barites (earlier episode of mineralization), and the salinity of the fluids decreased while their temperatures increased during the crystallization of sulfide minerals (later episode of mineralization).

The disharmonies between the salinity and temperature of the fluids during the early and later episode of mineralization may be explained as; the fluids were of magmatic origin (either meteoric or sea water) rather than magmatic origin and the fluids which circulated in the shallow depth were slightly warmed, dissolved the Ba and sulfate from the marine sediments of the basement and transported to the mineralization environment during the early episode, while the deeply circulated fluids were heated up to the higher temperatures, dissolved the Pb, Zn and other elements from the basement and reached to the environment during the later episode of mineralization.

Key Words: Barite, galena, ore petrography, Gazipaşa, Karalar, fluid inclusion

GİRİŞ

Antalya-Gazipaşa yöresinde, karbonat yankayaçlı barit yatakları yaygın olarak gözlenmekte olup, bazıları baritle birlikte galenit içermektedir. Bunlardan en önemlileri; Karalar, Yuları, Aydap, Burhan Mahallesi, Kıcık, Endişegüney ve Seyfe yörelerinde bulunmaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında ve yakın çevresinde bulunan galenit ve barit yataklarının oluşum süreçleri ve kökenleri hakkında daha önceki araştırmacılarca ileri sürülen görüşleri iki grupta toplamak mümkündür.

Birinci görüşte; yöredeki yatakların stratiform, stratabound ve damar tipi yataklanma şekilleri gösterdiği, stratiform yatakların sinsedimenter süreçlerle, stratabound ve damar tipi yatakların ise daha sonraki jeolojik olaylar sırasında (diyajenez, bölgesel metamorfizma ve tektonizma gibi) stratiform yataklardan remobilizasyon ve rekristalizasyon süreçleri ile oluştuğu ileri sürülmektedir (Striebel, 1965; Şenel, 1977; Sadıklar, 1978, Sadıklar & Amstutz, 1981; Ayhan, 1979, 1981 ve 1982; Çopuroğlu, 1994; Gülseren, 1987).

İkinci grup görüşte ise; yöredeki yatakların epijenetik hidrotermal süreçlerle oluştuğu, genellikle damar, yerel olarak ta stratabound tipte yataklandığı belirtilmiştir (Barutoğlu, 1942; Petrascheck, 1966; Turner & Türk, 1974; Bilgisu,

1976; Çöteli & Türk, 1977; Remzi, 1978; Gümüş ve diğ., 1996).

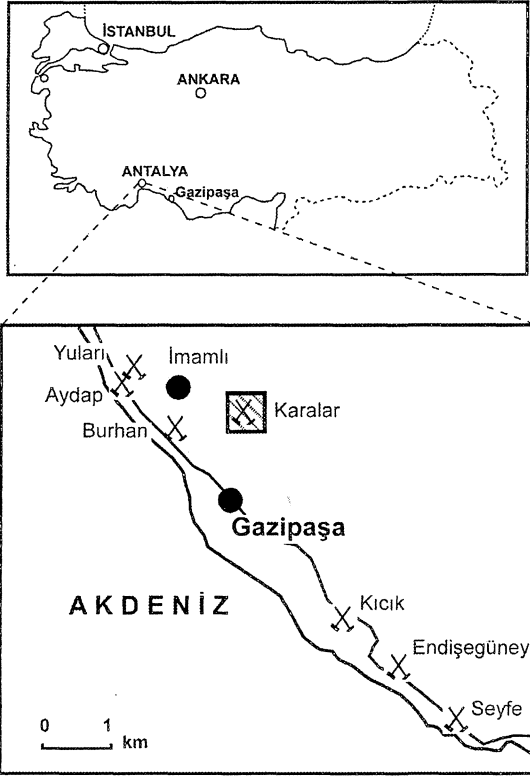
Bu çalışmada, Karalar yöresinde bulunan cevherleşmeler çevresinde yapılmış saha incelemeleri ile alınan örneklerde yapılmış mikroskopik incelemelere ve sıvı kapanım incelemelerine ait bulgular değerlendirilerek cevherleşmelerin yataklanma şekilleri, yan kayaçlarla ilişkileri, mineralojik bileşimleri, yapı - doku gibi temel jeolojik özellikleri ve oluşum koşulları belirlenmeye çalışılmıştır.

İNCELEME ALANININ JEOLJİK ÖZELLİKLERİ

Bölgesel Jeoloji

İnceleme alanının içinde bulunduğu Orta Toroslar Bölgesi'nde yer alan kayaçlar, Bolkaradağ Birliği, Bozkır Birliği, Geyikadağ Birliği, Aladağ Birliği, Antalya Birliği ve Alanya Birliği şeklinde ayrılmışlardır (Özgül, 1976 ve 1984).

İnceleme alanı yakın çevresinde bu birliklerden Antalya ve Alanya birlikleri yüzeylenmektedir. Antalya Birliği, gravite tektoniğinin etkili olduğu bir ortamda gelişmiş, Kambriyen - Üst Kretase arası yaşlı, boyutları çakıl boyundan kilometrelere kadar değişen, sığ ve derin deniz çökellerine ait bloklardan oluşan, Üst Triyas yaşlı volkanitleri ve ofiyolitleri içeren, metamorfizma geçirmemiş kayaçlardan oluşmaktadır. Alanya Birliği ise; Permiyen - Triyas - Alt Tersiyer yaşlı, sublitoral



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

ortamlarda çökelmiş, karbonatlı ve kırıntılı kayalardan oluşan bir birlik olup, Permian ve Triyas yaşlı kesimleri yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Alanya Birliği, Antalya Birliği üzerinde allokon olarak konumlanmış olup, derince aşındığı yerlerde Antalya Birliğine ait kayalar açığa çıkmakta ve bu kesimler Alanya Tektonik Penceresi olarak tanımlanmaktadır (Özgül, 1984).

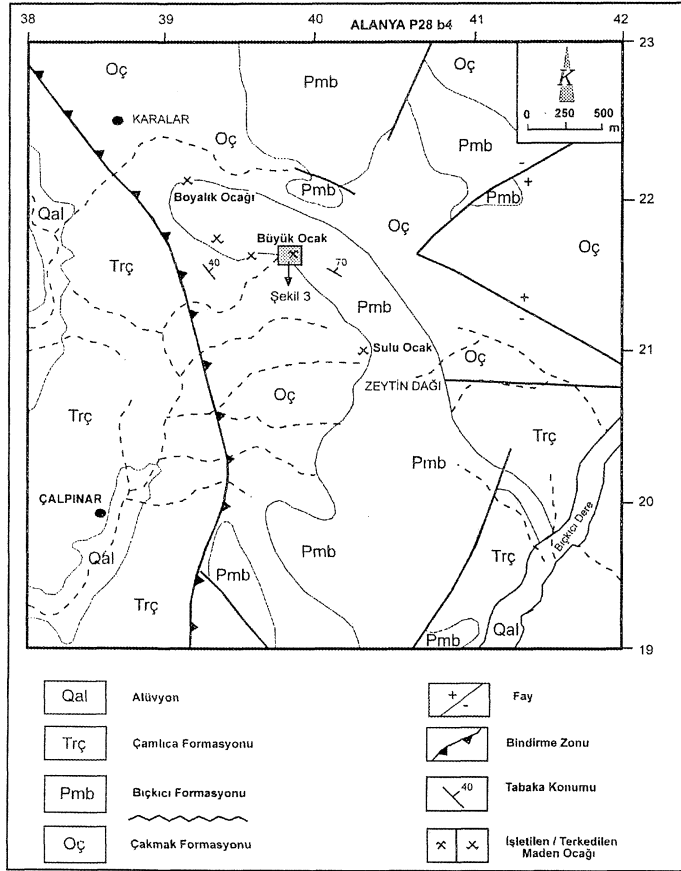
Diğer yandan, Şengör ve Yılmaz (1981) ile Özgül (1984) bölgede Permian ve öncesi'nde bir karbonat platformunun yeraldığını, Triyas (Ladinyen - Noriyen)' ta bölgede bir açılma olayının geliştiğini ve Antalya Naplarındaki birimlerin çökelebilmeleri için bir çanağın oluştuğunu, Permian platformuna benzer neritik karbonat ortamının Triyas başlarında da devam ettiğini, ancak daha sonra ortamın derinleşmesine

bağlı olarak pelajik hamurlu breşlerin, pelajik kireçtaşlarının ve manganlı radyolaryaların çökeldiğini, bu sırada alkali bazaltlardan oluşan yaygın bir volkanik faaliyetin geliştiğini belirtmektedir.

Yerel Stratigrafi

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, yukarıda belirtilen Antalya Birliği'ne ait birimlerden; Ordovisiyen - Alt Devoniyen, Permian ve Triyas yaşlı tortul kayalar ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yüzeylemekte olup, Ulu (1983) tarafından yapılmış isimlendirmeler kullanılarak; sırasıyla Çakmak, Bıçkıcı ve Çamlıca Formasyonları şeklinde isimlendirilmişlerdir. İnceleme alanının doğu ve güneydoğu kesimlerinde Ulu (1983) tarafından Yöreme Formasyonu olarak ayrılmış Triyas yaşlı çökeller de Çamlıca Formasyonu içinde düşünülmüşlerdir. Diğer yandan, Özgül (1984) tarafından Antalya Birliği içinde bulunduğu belirtilen oflyolitik kayalar ve Triyas yaşlı volkanitler inceleme alanı içinde gözlenmemiştir.

Çakmak Formasyonu (Oç): İnceleme alanı içinde Karalar Köyü'nden itibaren KB - GD doğrultuda uzanan bir zon halinde gözlenmektedir (Şekil 2). Alt seviyeleri mikali kumtaşı arakatlı, üst seviyeleri ise şeyi ve laminalı kireçtaşı arakatlı olmak üzere genellikle çamurtaşı - şeyi - mikali siltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Kırıntılı kesimleri gri - yeşil, üst seviyedeki karbonatlı kesimler ise alacalı bordomsu - grimsi renklere sahiptir. Formasyonu oluşturan kayalar önceki araştırmaların (Ulu, 1983, Gülseren, 1987, Çopuroğlu, 1994) belirttiği gibi düşük dereceli metamorfik oluşumlardan daha çok ileri diyajenez evresini yansıtan özellikler sergilemektedir (Bozkaya ve Yalçın, 2001). İnceleme alanı içinde, Çakmak Formasyonunun tabanı gözlenememekte olup, üzerindeki Bıçkıcı Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Ordovisiyen - Alt Devoniyen yaşlı verilen (Ulu, 1983) birimden alınan çamurşeyl ve şeyi örneklerinden hazırlanmış incekesitlerde yaygın biçimde şeyi - çamurtaşı / siltaşı mikrolaminasyonları gözlenmektedir. Şeyi seviyelerinde yer yer ileri diyajenez evresini temsil eden buruşma kıvrımları ve dilinimleri gelişmiştir. Üst seviyelerde arakatlılar halinde gözlenen kireçtaşları genellikle biyomikrit karakterli olup.



Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş yerel jeoloji haritası (Ulu, 1983'ten değiştirilerek) ve bilinen cevherleşmelerin yerleri

Figure 2. Simplified geology map of the study area (modified after Ulu, 1983) and location of the known deposits and prospects.

0.5 - 1 mm'lik şeyi laminaları içermektedir. Kalın kireçtaşı arakatlı (3 - 4 m) ileri derecede yeniden kristailenme geçirmiş olup, iri kristalin bir görünüm kazanmıştır.

Bıçkıcı Formasyonu (Pmb): İnceleme alanının yüksek kesimlerinde, Zeytin Dağı çevresinde yüzelemektedir. İnceleme alanı içinde, kirli beyaz renkli, kalın tabakalı kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Yer yer ileri derecede yeniden kristailenme geçirmiştir. İnceleme alanındaki galenitli barit cevherleşmeleri bu birim içinde gözlenmekte olup, cevherleşmelere yakın kesimlerde çatlaklar boyunca dolomitleşmeler

gelişmiştir. Altındaki Çakmak Formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak yer almaktadır. Ulu (1983) tarafından Permian yaşı verilmiştir. Bu birimden alınmış örneklerden yapılmış incekesitlerde; karbonatlı minerallerin hakim olduğu, az miktarda kuvars bulunduğu, yer yer stilolitik dokulu, mikrit bağlayıcı, fosil (Mizzia sp.) içeren biyomikrit ve biyomikrosapirit bileşimindedir. XRD incelemelerinde karbonatlı minerallerin genellikle kalsit, cevherleşmeye yakın kesimlerde ise dolomit olduğu belirlenmiştir.

Çamlıca Formasyonu (Trç): İnceleme alanının batı kesimlerinde, Çalpınar Köyü çevresinde yüzelemektedir. Sarımsı renkli ve ince tabakalı, kumtaşı - sittaşı - şeyi ardalanması ile temsil edilmektedir. Üst seviyelerinde yer yer ince kireçtaşı arakatlı bulunmaktadır. Birim içinde Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonlarına ait bloklar bulunmaktadır. Ulu (1983), Çamlıca Formasyonunun Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonları tarafından tektonik olarak üzerlendiğini belirtmiş ve bindirme zonunun Karalar Köyüne yakınlığını dikkate alarak Karalar Bindirmesi şeklinde isimlendirmiştir. Bu birimden alınmış örneklerden hazırlanan incekesitlerde; ince taneli seviyelerin Çakmak Formasyonundakilerden daha belirgin buruşma kıvrım ve dilinimleri kazandığı, silttaşlarında ise matriksin tamamen serizit ve klorite dönüştüğü, kuvarların uzun eksenleri sıkışma yönüne dik olarak yönlendiği ve basınç çözünmesi nedeniyle matriks ile girift sınır ilişkisi kazandığı gözlenmektedir. Bu nedenle bazı seviyeler tamamen sleyt ve metaklastik kayaç özelliği sergilemektedir. Alt seviyelerde artan kireçtaşı arakatlılarında, breşleşmiş allokem taneleri ile otijenik kloritlerin oluştuğu, yaygın olarak ikincil karbonat damarlarının geliştiği gözlenmiştir.

Jeolojik Yorum

İnceleme alanı içinde; Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonları, Triyas yaşlı Çamlıca Formasyonu üzerinde gözlenmekte olup, bu ilişki Ulu (1983) tarafından tektonik bindirme olarak nitelenmiş ve Karalar Bindirmesi şeklinde tanımlanmıştır. Ancak; Çakmak ve Bıçkıcı Formasyonlarına ait kayaçların dolamaları çok düzensiz ve bloksu görünümde olup, bu formasyonlara ait kayaçların,

KARALAR (GAZİPAŞA-ANTALYA) BARİT-GALENİT YATAKLARI

Triyas yaşlı Çamlıca Formasyonu içinde bloklar şeklinde buldukları (çökelme ortamına ortam kenarından bloklar şeklinde kaymış; sin-sedimanter yerleşim) da söylenebilir. Ayrıca, Antalya Birliği için yukarıda anlatılan özellikler dikkate alındığında tüm formasyonlara ait kayaçların bloklar şeklinde olduğu (post sedimanter, tektonik karışım) da düşünülebilir.

Diğer yandan, önceki çalışmalarda belirtildiği gibi inceleme alanındaki birimlerin hiçbiri metamorfik kay aç ve/veya şist olarak tanımlanabilecek derecede metamorfizma koşullarından etkilenmemişlerdir. Şeyi ve/veya çamırşeyl karakteri hakim olup, Triyas yaşlı Çamlıca Formasyonunun diyajenez/metamorfizma koşullarının, kendisinden daha yaşlı olan Çakmak ve Bıçkıcı formasyonlarına göre daha yüksek olduğu gözlenmektedir. Metamorfizma derecesindeki bu farklılık tektonizmadan kaynaklanan terslenmiş metamorfizmadan ziyade, Triyas'taki riftleşme ile ilgili açılmalı basende ortaya çıkan daha yüksek ısı akısından kaynaklanmış gözükmektedir (Bozkaya ve Yalçın, 2001).

MADEN JEOLJİSİ

Cevherleşmelerin Yayılımı ve İsimlendirilmesi

İnceleme alanı içinde bilinen galenit ve barit cevherleşmeleri Boyalık ve Suluocak mevkieinde bulunmakta ve sırasıyla; Boyalık, Büyük Ocak ve Sulu Ocak cevherleşmeleri şeklinde isimlendirilmektedir (Şekil 2). Bu çalışmanın saha incelemeleri sırasında yalnızca Büyük Ocak içinde üretim yapılmakta olup, bu ocak içinde ve Boyalık ocağı yarmalarında inceleme yapılabilmektedir. Sulu Ocak da herhangi bir işletme faaliyeti bulunmamakta olup, inceleme ve örnekleme yapılamamıştır.

Cevherleşmelerin Yataklanma Şekilleri ve Yan Kayaçlarla İlişkileri

Büyük Ocak çevresinde 3 ayrı cevherli zon bulunmakta olup, her üçü de yan kayacı oluşturan Bıçkıcı Formasyonu' na ait Permiyen yaşlı kireçtaşları içinde, tabaka düzlemleri ile uyumsuz, onları kesen fay zonları boyunca oluşmuş, damar tipi oluşumlar şeklindedirler (Şekil 3). Dİ, D2 ve

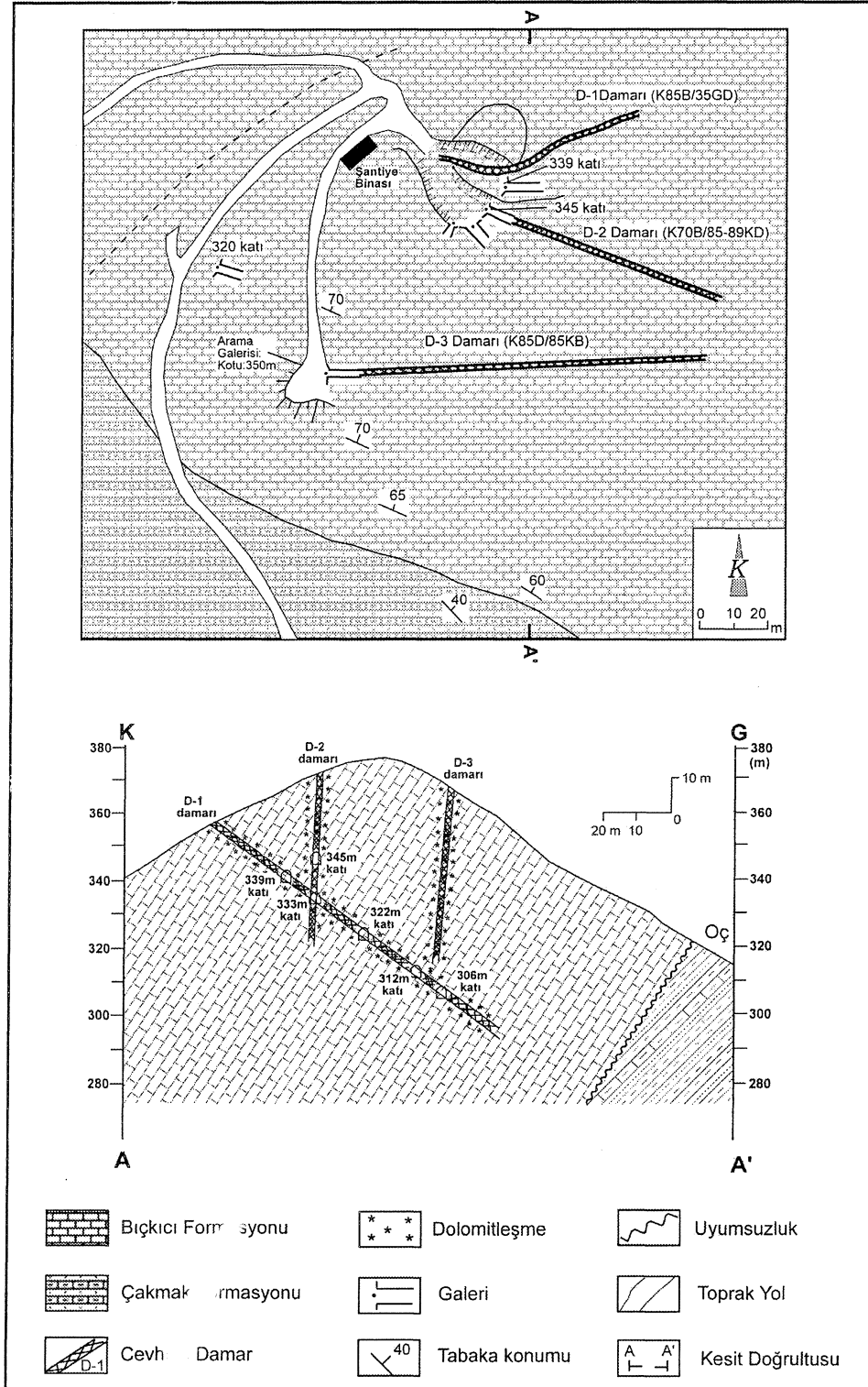
D3 damarları şeklinde simgelenen cevher damarlarından ilk ikisi uzun yıllardan beri işletilmekte olup, D3 damarında yalnızca arama çalışmaları yapılmıştır.

Dİ damarı; önceki çalışmalardan bazılarında (Örn. Çopuroğlu, 1994), yan kayaçla uyumlu, birbirine paralel galenit ve barit bantları halinde, sin-sedimanter süreçlerle oluşmuş, tabakalı/stratifornı tip bir cevherleşme olarak düşünülmüştür. Ancak, bu damar K85B/35GD konumlu iken, kireçtaşı tabakaları K60B/60-70KD konumlu olup, cevher damarı kireçtaşı tabakaları ile uyumsuz ve ters yönde eğimlidir. Ayrıca cevher damarı içinde önemli miktarda, faylanma sırasında oluşmuş kireçtaşı breşleri bulunmaktadır. Damar içinde barit hakim olup, galenit daha azdır. Yine önceki çalışmalardan bazılarında, birbirine paralel bantlar halinde oldukları düşünülen baritli ve galenitli kesimler detaylı olarak incelendiklerinde, galenitlerin baritli kesimler içindeki boşlukları ve kılcal çatlakları dolduracak şekilde, daha sonradan oluştuğu görülmektedir (Şekil 4a). İleride belirtilecek mikroskopik incelemelerden yararlanılarak, bu bantlı gibi gözükten yapısal özelliğin, damar içinde sonradan gelişmiş ve baritlerin ileri derecede milonitleşmesine neden olmuş hareketler sonucu geliştiği kabul edilmiştir. Sonuç olarak; Dİ damarı, yan kayaçla uyumsuz ve daha sonradan oluşmuş damar tipi bir cevherleşmedir. Cevher kalınlığı 50 cm ile 2.5 m arasında değişmektedir.

D2 damarı; K70B/85-89KD konumlu, damar tipi bir oluşumdur. Damar kalınlığı, 30 cm ile 1.0 m arasında değişmektedir. Barit hakim olup, galenit içeriği Dİ damarına göre daha azdır. Dİ damarı ile kesiştiği yerlerde, yer yer kalınlığı 5 m' ye varan havuzlamalar oluşmuştur.

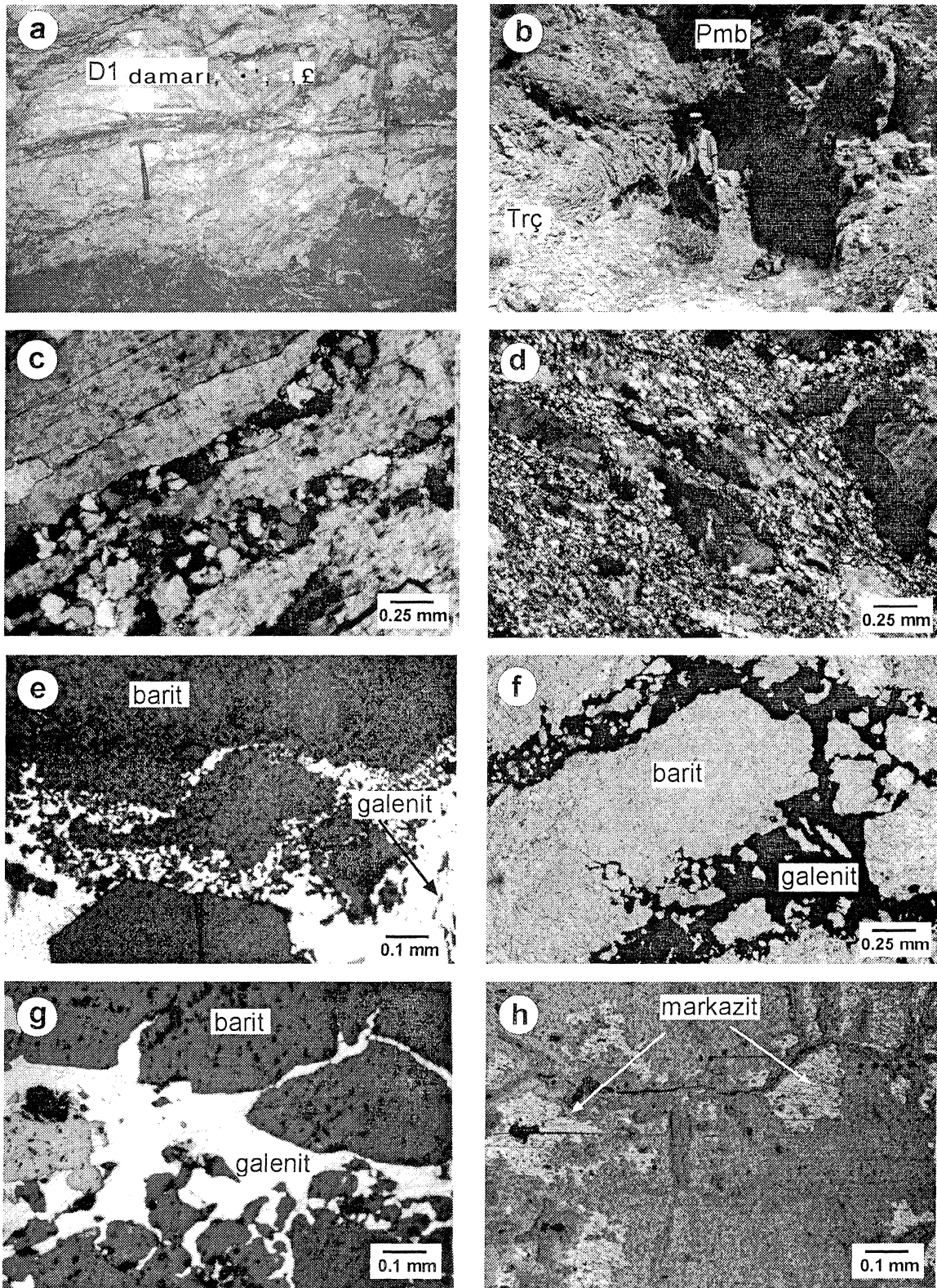
D3 damarı; K85D/85KB konumlu olup, kalınlığı 20 cm kadardır. Barit yanında önemli miktarda kalsit içerdiği görülmektedir. Damar boyunca bir süre arama çalışması yapılmış olup, ince olduğu için üretime geçilememiştir.

Boyalık Ocağında cevherli zon içinde yarmalar açılarak arama ve üretim faaliyetlerinde bulunulmuştur. Cevherleşme, Permiyen yaşlı Bıçkıcı Formasyonu ile Triyas yaşlı Çamlıca



Şekil 3. Büyük Ocak çevresinin jeolojik haritası ve kesiti
 Figure 3. Geologic map and cross-section of the Büyük Mine area

KARALAR (GAZİPAŞA-ANTALYA) BARİT-GALENİT YATAKLARI



Şekil 4.
Figure 4.

Şekil 4 Açıklamalar (*Figure 4 Explanation*)

İncelenmiş yataklardan ve örneklerden çeşitli görüntüler:

- a.) Dİ damarında gözlenen bandımsı yapı (Büyük Ocak içi);
- b.) Boyalık Ocağında Bıçkıcı Formasyonu ile Çamlıca Formasyonu arasındaki bindirme zonu boyunca gelişmiş kıvrımlarına, breşleşme ve cevherli'zon;
- c.) Cevherleşmelerin baritçe zengin kesimlerinden mikroskopik görünüm (Örnek No: GK-70, Incekesit, ÇN);
- d.) Milonitleşmiş baritler ve porfiroblastik doku (Örnek No: GK-38, Incekesit, ÇN);
- e.) Baritlerin milonitleşmesinden daha sonra oluşmuş galenit, kuvars ve kalsit kristalleri (Örnek No: GK-58, Parlatma, TN);
- f.) Barit kristalleri arasındaki boşluklarda ve çatlaklarda gelişmiş galenit oluşumları (Örnek No: GK-45, Incekesit, TN);
- g.) Barit kristalleri arasındaki boşluklarda ve çatlaklarda gelişen geç evre galenit oluşumları (Örnek No: GK-47, Parlatma, TN);
- h.) Cevherleşmelerin pirit, kalkopirit ve markasitçe zenginleşmiş alt kesimlerini temsil eden bir örnekte limonitleşmiş markasitler (Örnek No: GK-62, Parlatma, TN).

Various views from the investigated deposits and samples:

- a.) *Band-like structure observed in the D1 ore veins (in Büyük Mine);*
- b.) *Folding, brecciation and mineralization along the tectonic contact between Bıçkıcı and Çamlıca Formations, in the Boyalık Mine,*
- c.) *Microscopic view from the barite rich parts of the mineralization (Sample No: GK-70, thinsection, crossed nicol);*
- d.) *Milonitized barites and porphyroblastic texture (Sample No: GK-38, Thinsection, crossed nicol);*
- e.) *Galena, quartz and calcite crystals occurred after the milonitization of barite (Sample No: GK-58, polished block, single nicol);*
- f.) *Galena occurrences along the porouse zones and fissures among the barite crystals (Sample No: GK-45, thinsection, crossed nicol);*
- g.) *Galena occurrences along the porouse zones and fissures among the barite crystals (Sample No: GK-47, Polished block, single nicol);*
- h.) *Limonitized marcasite in the representative sample enriched in pyrite, chalcopiyrite and marcasite from the lower parts of the mineralization (Sample No: GK-62, Polished block, single nicol).*

KARALAR (GAZİPAŞA-ANTALYA) BARİT-GALENİT YATAKLARI

Formasyonu arasındaki bindirme zonu üzerinde gelişmiş olup, alttaki Çamlıca Formasyonu'nun farklı bir şekilde kıvrımlandığı, üstteki Bıçkıcı Formasyonu kireçtaşlarının ise aşırı derecede breşleştiği görülmektedir (Şekil 4b). Barit ve galenit zenginleşmeleri, kireçtaşlarının aşırı derecede breşleştiği zon içinde, breşler arası boşluklarda ve kılcal çatlaklar içinde oluşmuş ince damarcıklar şeklindedirler. Bir süre (az miktarda) üretim yapılmış, ancak damarların ince olması nedeniyle çalışmalar durdurulmuştur. Bu ocaktaki cevherleşme de, yan kayaçla genellikle uyumsuz ve epijenetik oluşumlar şeklindedir.

Mineralojik Bileşim ve Dokusal Özellikler

Cevherleşmelerden alınan örneklerden hazırlanmış incekesit ve parlatma blokları ile çekilen XRD diyagramlarında; yarı kantitatif olarak barit (% 80 - 85 kadar) ve galenitin (% 10-15 kadar) hakim mineraller oldukları, sfalerit, pirit, fahl, limonit, kuvars ve kalsit gibi minerallerin çok az miktarlarda bileşime katıldıkları görülmüştür.

Baritler; genellikle öz şekilli ve iri kristaller halinde olup, yüksek reliyefleri, iyi gelişmiş dilinimleri ve bol çatlaklı oluşları ile karakteristiktirler (Şekil 4c). Bantlı gibi gözükten yerlerden alınmış örneklerde, baritlerin tektonik basınçlar etkisi ile milonitleştikleri ve porfiroklastik doku geliştirdiği görülmektedir (Şekil 4d). Bu milonitleşmiş zonlar ve kılcal çatlaklar daha sonra, galenit, kuvars ve az miktarda da kalsitle doldurulmuştur (Şekil 4e). İleri derecede ezilmiş bu zonlar, makroskopik olarak birbirine paralel bantlar halinde gözükmekte ve yanıltıcı olarak bantlı yapı izlenimi vermektedir.

Galenitler, barit kristalleri arasındaki boşluklarda ve kılcal çatlaklar içinde, baritlere göre daha sonra oluşmuşlardır (Şekil 4f ve 4g). Özellikle milonitleşmenin fazla olduğu kesimlerde daha fazla zenginleşmişlerdir.

Cevherleşmenin alt kesimlerine doğru pirit, markasit ve kalkopirit içeriklerinin arttığı ve yüzeyel koşullarda limonitleştikleri gözlenmektedir (Şekil 4h)

Yukarıda açıklanan mikroskopik gözlemler; barit ve galenitlerin eş zamanlı oluşmadıklarını, baritlerin daha önce oluştuklarını ve galenitler oluşmadan önce, bir tektonik hareketle milonitleştiklerini, galenitlerin baritler arası boşluklarda ve baritler içindeki kırık ve çatlaklar içinde, baritlerin milonitleşmesinden daha sonra oluştuklarını ve milonitleşmenin fazla olduğu kesimlerde daha fazla zenginleştiklerini göstermektedir.

SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Sıvı kapanımlar, bilindiği gibi, mineraller oluşurken kristal yapı içinde hapsolmuş çözelti damlacıklarıdır. Mineral oluşturucu çözeltileri temsil edici örnekler oldukları için, sıcak veya soğuk sulu çözeltilerden itibaren oluşmuş minerallerin ve/veya cevherleşmelerin oluşum koşullarının ve kökenlerinin araştırılmasında oldukça yararlı bilgiler ortaya koymaktadırlar.

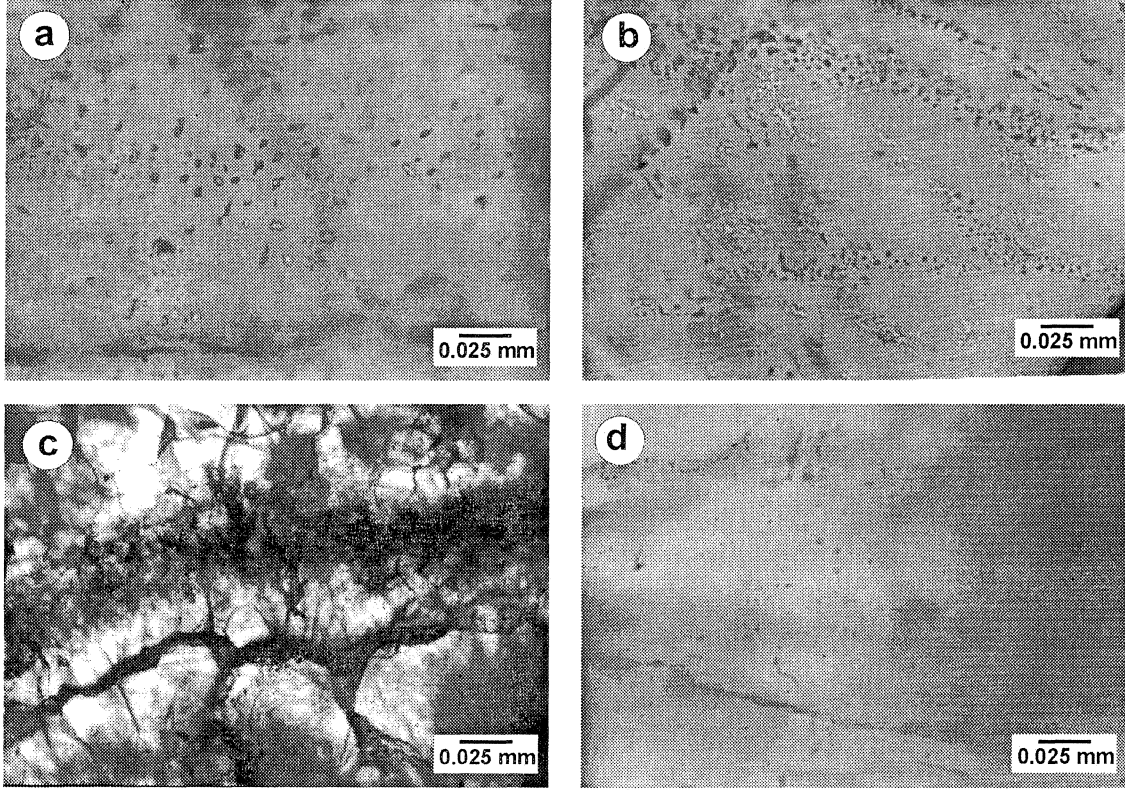
Örnek Seçimi ve İnceleme Yöntemi

Bilinen cevherleşmelerin işletildiği ocakların değişik kesimlerinden cevherleşmeleri temsil edecek şekilde alınmış örnekler arasından 15 adet örnek seçilmiş ve iki yüzü parlatılmış ince kesitleri (fluid inclusion wafers) hazırlanmıştır. Bu kesitlerde, barit ve kuvars kristallerinde sıvı kapananlarının çok az sayıda ve küçük boyutlu kapananlar halinde buldukları gözlenmiştir. Bu nedenle incelemelerde çok zorluk çekilmiş ve çok az sayıda ölçüm yapılabilmektedir.

Çok az sayıda da olsa sıvı kapanım içeren kesitler, C.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü¹ nde bulunan ve NİKON Labophot-Pol tipi, polarizan araştırma mikroskoplarına monte edilmiş LINKAM THMS-600 VE TMS 92 tipi soğutma ve ısıtma sistemleri ile incelenmiş ve ilk erime (TFM)^{> s ° n} erime (T_{miCE})^{ve} homojenleşme (TH) sıcaklığı ölçümleri yapılmıştır. Her üç ölçümde de hata payı ± 0.5 °C den daha azdır.

Kapanımların Petrografik Özellikleri

İncelenen kapananlar; (i) barit kristalleri içindeki birincil kapananlar, (ii) barit kristalleri



Şekil 5: Değişik tip sıvı kapanımlarından mikroskopik fotoğraflar: a.) Barit kristalleri içindeki tek sıvı fazlı kapanımlar (TN); b.) Barit kristalleri içindeki çatlaklar boyunca gelişmiş ikincil kapanım dizileri (TN); c.) Sülfür mineralleri ve baritleri kesen kılcal kuvars damarcıkları (TN); d.) Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar (TN).

Figure 5: Photomicrographs from the various types of fluid inclusions: a.) Monophase liquid fluid inclusion within the barite crystals (Single nicol); b.) Secondary inclusion series developed along the fissures within the barite crystals (Single nicol); c.) Quartz, veinlets which cut the sulfide minerals and barite (Single nicol); d.) Primary inclusions within the quartz crystals (Single nicol).

içindeki ikincil kapanımlar ve (iii) kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar şeklinde üç farklı oluşum göstermektedirler. Baritlerdeki birincil kapanımlar, ender olarak gaz kabarcıklı, genellikle gaz kabarcıksız, yalnızca sıvı faz içeren (çözeltilerdeki kaynamaya ve cevherleşmelerin sığ derinlikte oluştuklarına işaret sayılabilir) tek fazlı kapanımlar halindedirler (Şekil 5a). Bunlardan bazıları iri boyutlu olmakla birlikte, genellikle küçük boyutludurlar. Baritlerdeki ikincil kapanımlar, baritleri kesen ve genellikle kılcal sülfürlü mineral damarcıklarına doğru uzanan kılcal çatlaklar içinde gelişmiş, birincil kapanımlara göre daha yaygın, küçük boyutlu

kapanımlar halindedirler (Şekil 5b). Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar ise sülfürlü minerallerle birlikte baritleri kesen kılcal kuvars damarcıkları içindeki kuvars kristalleri içinde saptanmış olup küçük boyutlu ve az sayıda kapanımlar halindedirler (Şekil 5c ve 5d).

İlk Erime Sıcaklığı Ölçümleri (TFM)

Yukarıda belirtilen farklı kapanım türlerinin her üçünde de (barit kristalleri içindeki birincil ve ikincil kapanımlar ile kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlar), -55.0 °C ile -49.5 °C arasında değişen T_{pM} değerleri ölçülmüştür. Bilindiği gibi,

KARALAR (GAZİPAŞA-ANTALYA) BARİT-GALENİT YATAKLARI

TFM değerleri su içinde çözümlü tuz cinsi hakkında bilgi vermekte olup, ölçülen bu sıcaklık değerleri çeşitli su-tuz sistemlerinin ötektik sıcaklıkları ile karşılaştırıldıklarında, çözelti içinde NaCl, CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların bulunduğuna işaret etmektedir (H₂O-NaCl-CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık ; -55.0 veya -52.0 °C, H₂O-MgCl₂-CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık; -52.2 °C, H₂O-CaCl₂ sistemi için ötektik sıcaklık; -49.5 °C; Shepherd ve diğ., 1985' ten). Mineral oluşturucu hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların varlığı, çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret sayılabilir. Farklı zamanlarda oluşmuş kapanımlarda, benzer TFM değerlerinin ölçülmüş olması çözeltilerdeki tuz bileşiminin zamanla değişmediğini göstermektedir.

Son Buz Erime Sıcaklığı Ölçümleri (TICE)

Yapılan incelemeler sırasında; barit kristalleri içindeki birincil kapanımlarda, -12.0 °C ile -7.4 °C arasında değişen, ikincil kapanımlarda, -6.4 °C ile -2.8 °C arasında değişen TICE değerleri ölçülmüştür. Kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlarda ise -6.3 ile -3.0 °C arasında değişen TICE değerleri ölçülmüştür.

Bilindiği gibi, son buz erime sıcaklığı değerleri, çözeltilerin tuzluluğu hakkında bilgi vermekte olup, Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş tuzluluk hesaplama eşitliği yardımıyla, belirtilen sınır değerleri dikkate alınarak, barit kristalleri içindeki birincil kapanımlar için % 16.0 ile 11.0 aralığında (n= 7, ort. = 13.5), barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlar için % 9.7 ile 4.6 aralığında (n= 5, ort. = 7.2), kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlarda ise % 9.6 ile 4.9 aralığında (n= 5, ort. = 7.3) değişen NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri hesaplanmıştır.

Baritlerdeki birincil kapanımlara ait tuzluluk değerleri, baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin tuzluluklarının biraz yüksek olduğunu, baritlerdeki ikincil kapanımlar ile kuvarlardaki birincil kapanımlara ait tuzluluk değerleri ise, kuvarların ve sülfürlü minerallerin oluşumu

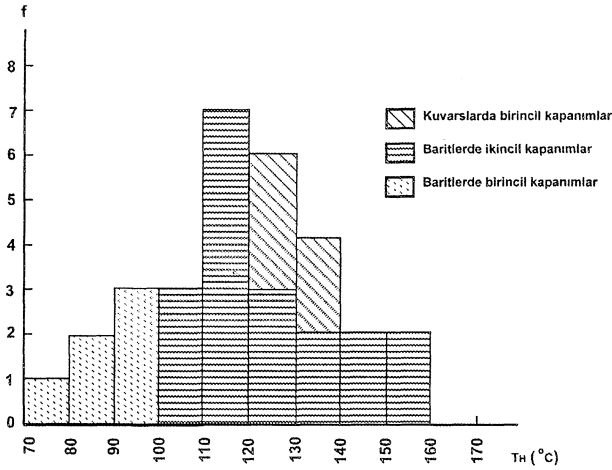
sırasında tuzluluğun önemli miktarda düştüğünü göstermektedir.

Homojenleşme Sıcaklığı Ölçümleri (TJJ)

Yapılan incelemeler sırasında; barit kristallerindeki yalnızca sıvı faz içeren (gaz kabarcığı içermeyen) birincil kapanımlarda TH sıcaklığı değerleri ölçülemedi ancak kapanımların büyük çoğunluğunun 70-75 °C arasında patladığı görülmüştür (kapanlanma sıcaklıklarının bu sıcaklıktan daha düşük olduğu sonucu çıkarılabilir). Baritler içindeki birincil kapanımlarda 78.3 °C ile 96.2 °C arasında değişen (n = 7, ort. = 89.3 °C) TH değerleri, barit kristalleri içindeki ikincil kapanımlarda 103.9 °C ile 156.9 °C arasında değişen (n = 18, ort. = 125.7 °C) TH değerleri, kuvars kristalleri içindeki birincil kapanımlarda ise 120.7 °C ile 137.8 °C arasında değişen (n = 5, ort. = 130.5 °C) TH değerleri ölçülmüştür. Ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerlerinin frekans dağılımı Şekil 6' da görülmekte olup, baritlerdeki birincil kapanımların diğer kapanımlardan belirgin bir şekilde ayrıldığı görülmektedir.

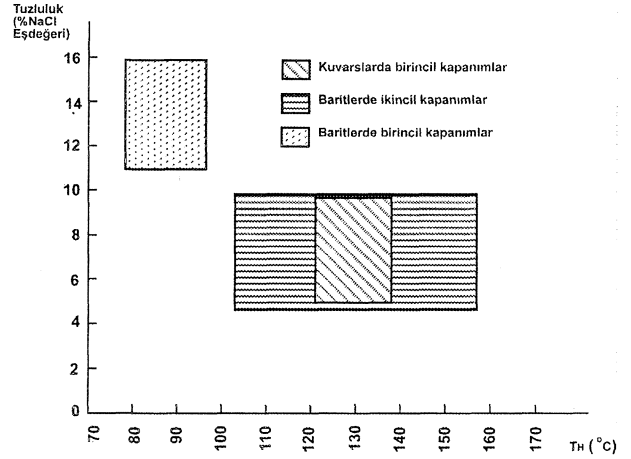
Ölçülen homojenleşme sıcaklığı değerleri; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklıklarının düşük olduğunu, ancak daha sonra, kuvarların ve sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında 156.9 °C ye kadar yükseldiğini işaret etmektedir.

Yukarıda belirlenen, tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı değerleri birlikte değerlendirildiklerinde; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin tuzluluklarının yüksek, sıcaklıklarının düşük olduğu, kuvarların ve sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında ise tuzluluklarının düşük, sıcaklıklarının yüksek olduğu sonucu çıkarılmaktadır (Şekil 7).



Şekil 6: Sıvı kapananlarında ölçülmüş homojenleşme sıcaklığı değerlerinin frekans dağılım grafiği.

Figure 6: The frequency distribution graph of the horn o geni zat ion temperatures values measured during fluid inclusion studies.



Şekil 7: Tuzluluk-homojenleşme sıcaklığı diyagramında değişik kapanım gruplarının dağılımı.

Figure 7: The distribution of various inclusion groups on the salinity-versue homogenization temperature diagram.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Saha incelemelerinden; inceleme alanı içindeki cevherleşmelerin Permiyen yaşlı Bıçkıcı Formasyonu'na ait kireçtaşları içinde, tabakalanma düzlemleri ile uyumsuz, kırık hatlarına bağlı, damar tipi cevherleşmeler şeklinde oldukları, bazı önceki çalışmalarda belirtildiği gibi tabakalanmaya bağlı stratiform ve/veya strataboud tipi cevherleşmeler olmadıkları anlaşılmaktadır.

Cevherleşmelerden alınan örneklerden hazırlanmış incekesit ve parlatma blokları ile çekilen XRD diyagramlarında; barit (%80-85 kadar) ve galenit (%10-15 kadar)' in hakim mineraller oldukları, cevherleşmenin alt kesimlerine doğru, sfalerit, pirit, fahl, limonit, kuvars ve kalsit gibi minerallerin çok az miktarlarda bileşime katıldıkları görülmüştür.

Cevherleşmelerde saptanan yapısal ve dokusal özellikler; barit ve galenitlerin eş zamanlı oluşmadıklarını, baritlerin daha önce oluştuklarını ve galenitler oluşmadan önce, bir tektonik

hareketle milonitleştiklerini, galenitlerin baritler arası boşluklarda ve baritler içindeki kırık ve çatlaklar içinde, baritlerin milonitleşmesinden daha sonra oluştuklarını ve milonitleşmenin fazla olduğu kesimlerde daha fazla zenginleştiklerini göstermektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen ve -55.0 °C ile -49.5 °C arasında değişen T_pM değerleri mineral oluşturucu hidrotermal çözeltiler içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların varlığını göstermekte olup, çözeltilerin ya deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel sedimanlar içinden geçerek ortama geldiklerine işaret sayılmaktadır. Farklı zamanlarda oluşmuş kapanımlarda, benzer T_pM değerlerinin ölçülmüş olması çözeltilerdeki tuz bileşiminin zamanla değişmediğini göstermektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen T_mCE değerlerinden itibaren hesaplanmış, baritlerdeki birincil kapanımlara ait tuzluluk değerleri (NaCl eşdeğeri olarak), baritlerin oluşumu sırasında hidrotermal çözeltilerin

KARALAR (GAZİPAŞA-ANTALYA) BARİT-GALENİT YATAKLARI

tuzluluklarının biraz yüksek olduğunu (% 16.0 ile 11.0 aralığında; ort. = 13.5), baritlerdeki ikincil kapananlar (% 9.7 ile 4.6 aralığında; ort. = 7.2) ile kuvarslardaki birincil kapammlara (% 9.6 ile 4.9 aralığında; ort. = 7.3) ait tuzluluk değerleri ise; kuvarsların ve sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında tuzluluğun önemli miktarda düştüğünü göstermektedir.

Sıvı kapanım incelemeleri sırasında ölçülen TH değerlerinden; baritlerin oluşumu sırasında çözeltilerin sıcaklıklarının düşük olduğu (96.2 °C den daha düşük; genellikle 70 °C den daha düşük), ancak daha sonra, kuvarsların ve sülfürlü minerallerin oluşumu sırasında 156.9 °C ye kadar yükseldiği anlaşılmaktadır

Tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı değerleri birlikte değerlendirildiklerinde; baritlerin oluştuğu erken evrede çözeltilerin tuzluluklarının yüksek, sıcaklıklarının düşük olduğu, kuvarsların ve sülfürlü minerallerin oluştuğu geç evrede ise çözeltilerin tuzluluklarının düşük, sıcaklıklarının yüksek olduğu görülmektedir. Bu durum, önce yüksek sıcaklık minerallerinin daha sonraları ise düşük sıcaklık minerallerinin kristallendiği tek evreli hidrotermal sistemlerle uyum sağlamakta olup, sığ derinliklere inerek ısınmış yüzey sularının denizel sedimanlardan baryum ve sülfatı çözerek erken evrede çökeltilmesini, derinlere inerek daha fazla ısınmış suların ise Pb, Zn ve diğer elementleri tabandan çözerek daha geç olarak cevherleşme ortamına gelip sülfürlü mineralleri oluşturduğu şeklinde açıklanabilir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Ayhan, A., 1979. Geologie und Mineralogie der Blei-Zink-Baryte-Lagerstätten zwischen Burhan Malı. und Yuları bei Gazipaşa-Antalya: Heidelberg Univ., Doktora tezi, 175 sayfa (yayınlanmamış).
- Ayhan, A., 1981. Aydap ve Yuları (Gazipaşa-Antalya) Pb-Zn yataklarının kökeni ve remobilizasyon sorunu: MTA Derg., 95/96, 57-69.
- Ayhan, A., 1982., Burhan ve Yuları Köyü arasında bulunan galenitli barit yatakları (Gazipaşa-Antalya): Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25/2,105-117.
- Barutoğlu, O.H., 1942. Garbi Toroslar'la Anamur-Antalya civarının jeolojik raporu: MTA Rap., 983 (yayınlanmamış), Ankara.
- Bilgisu, T., 1976. Gazipaşa-Karalar Bölgesi jeolojik etüd raporu. Etibank Mad. Dairesi Başkanlığı. Ankara.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 683-684.
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 2001. Antalya Birliği'nin diyajenez/metamorfizmasına ilişkin mineralojik açımlar, Alanya-Gazipaşa, Orta Toroslar. 54. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 7-10 Mayıs, Ankara, Bildiriler CD'si, Bildin No: 54-47, 10 s.
- Çopuroğlu, L., 1994. Karalar-Gazipaşa (Antalya) galenit-barit yatağının mineralojik-petrografik ve jenetik incelenmesi: MTA Dergisi, 116,29-36.
- Çöteli, R. ve Türk, Y., 1975. Alanya-Gazipaşa yöresinin arasında bulunan Pb-Zn barit zuhurları hakkında rapor: MTA Rap., 1242 (yayınlanmamış), Ankara.
- Gökçe, A. ve Bozkaya, G., 2000. Karalar (Gazipaşa-ANTALYA) galenit-barit yatağının oluşum koşullarının ve kökeninin belirlenmesinde sıvı kapanım ve iz element jeokimyası incelemeleri. Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi. Proje No: M-151 (yayınlanmamış).
- Gülseren, E., 1987. Gazipaşa ve civan barit zuhurlarının maden jeolojisi raporu: MTA Rap., 8208 (yayınlanmamış), Ankara.
- Gümüş, A., Karaoğlu, N., Karaoğlu, Y., 1996. Karalar (Gazipaşa-Antalya-Türkiye) Pb-Zn-Ba cevherleşmesi: Cevherleşme-

- dolomitleşme ilişkisi. Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü AFS Proje No: 0.922.95.01.19.
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri. TJK Bülteni, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1984. Alanya Tektonik penceresi ve batı kesiminin jeolojisi. Ketin Simpozyumu, 97-120, Türkiye Jeoloji Kurultayı.
- Petrascheck, W.E., 1966. Gazipaşa-Anamur çevresi kurşun ve barit yatakları. MTA Rap. 3801 (yayınlanmamış), Ankara.
- Remzi, H., 1978. Alanya-Gazipaşa çevresine ait barit etüd raporu. MTA Rap. No: 6385 (yayınlanmamış), Ankara.
- Sadıklar, M.B., 1978. Schwerspat-und Bleiglanz-Vorkommen und ihre geologisch-petrogr. Lage im Gebiet der Dörfer Kıcık, E.Güney und Seyfe (Zeytinada) bei Gazipaşa-Antalya (Türkei): Dpi. Arb. Univ., 111, Heidelberg.
- Sadıklar, M.B. ve Amstutz, G.C, 1981. Kıcık, Endişegüney ve Seyfe (Gazipaşa/Antalya-Türkiye) yöresindeki tabakaya bağlı barit-galen zuhurları. MTA Dergisi 95/96, 114-123.
- Shepperd, T.J., Ranklin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies: Glasgow, Blackie, 239 P-
- Striebel, H., 1965. Die Bleierz-Baryt-Lagerstätte von Karalar-Gazipaşa und ihr geologischer Rahmen: Münih Üniv. Doktora tezi, 48 s.
- Şenel, T., 1977. Antalya-Gazipaşa cevher değerlendirme ara raporu. Etibank Raporu.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-242, Amsterdam.
- Turner, T., ve Türk, Y., 1974. Alanya-Gazipaşa arasında yeralan barit cevherleşmeleri hakkında ön rapor. MTA Ankara.
- Ulu, Ü., 1983. Sugözü-Gazipaşa (Antalya) alanının jeoloji incelemesi. Jeoloji Müh. Dergisi, 3-7.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Cumhuriyet Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Fonu tarafından desteklenen M-151 no.lu ferdi araştırma projesinin bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazarlar, petrografik incelemeler ve çalışmanın değişik aşamalarında gösterdiği katkılar için Doç.Dr.Ömer Bozkaya'ya (C.Ü.) teşekkürü borç bilirlir.

EXTENDED SUMMARY

Karalar barite - galena deposits, located in northeast of Gazipaşa (Antalya), are the typical examples of the carbonate hosted barite - galena deposits in the Central Tauride Belt of Turkey.

The Karalar area is located in the Antalya Unit consists of Upper Cambrian to Upper Cretaceous detritic sedimentary and calcareous rocks. In the study area, the Antalya Unit is represented by Ordovician detritics, Permian limestones and Triassic detritics which were named as Çakmakkaya (Oç), Bıçkıcı (Pmb), Yöreme (Try) and Çamlıca (Trç) formations respectively (Ulu, 1983 and Gülseren, 1987). The Triassic detritics of the Çamlıca Formation are overthrust by the older units.

Ore deposits (Büyük and Boyalık Mine) of the area were occurred in the limestones of the Permian Bıçkıcı Formation as ore veins along the fault zones which were discordant to the bedding planes. In the Büyük Mine sector; there are three different ore veins numbered as D1 (N85W / 35 SE), D2 (N70W / 85NE) and D3 (N85E / 85NW) veins. The thickness of the veins changes from 0.2 m to 2.5 m. In the Boyalık Mine, mineralization was developed as thin ore veinlets within the hardly brecciated bottom zones of the limestones of the Bıçkıcı Formation, along the tectonic (overthrust

zone) contact between the Permian Bıçkıcı and Triassic Çamlıca Formations.

Investigation of the ore samples by microscopic and XRD methods shows that the ore deposits mainly contain barite (80 - 85 %) and galena (10 - 15 %) and small amounts of sphalerite, pyrite, fahlerz, limonite, quartz and calcite. Barites are occurred during the earlier episode of mineralization and mylonitized before than the galena formation. Galena and other minerals are epigenetically occurred with barite, along the porous zones between the brecciated barite crystals and enriched especially in the hardly mylonitized zones.

TFM, TmicE and TH measurements during the microthermometric studies indicate that the ore deposits of the area are occurred by hydrothermal fluids with following characteristics; contain the salts of $CaCl_2$ and $MgCl_2$ which indicative that the fluids are either sea water origine or circulated in the marine sediments, the salinity of the fluids were high and their temperature were low during the crystallization of barites (earlier episode of mineralization) and the salinity of the fluids were decreased while their temperature were increased during the crystallization of sulfide minerals (later episode of mineralization).

Ore - host rock relations and ore petrographic studies show that the investigated deposits are vein type deposits, discordant with the bedding planes of the host limestones, epigenetically occurred along the fault and overthrust zones. These observations lead to a different conclusion than that of earlier studies suggested stratiform and strata-bound type occurrences. The disharmonies between the salinity and temperature of the fluids during the early and later episode of mineralization may be explained as, the fluids were surficial origine (either meteoric or sea water) rather than magmatic origine and the fluids which circulated in the shallow depth were slightly warmed, dissolved the Ba and sulfate from the marinal sediments of the basement and transported to the mineralization environment during the early episode, while the deeply circulated fluids were heated up to the higher temperatures, dissolved the Pb, Zn and other elements from the basement and reached to the

environment during the later episode of mineralization.

Makale Geliş Tarihi : 15 Mayıs 2002

Kabul Tarihi : 20 Aralık 2002

Received : May 15, 2002

Accepted : December 20, 2002



Divriği A-B Kafa Cevherleşmeleri: Alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri

A-B-Kafa Mineralizations in Divriği: Alteration zoning and zoning

Erkan YILMAZER
İlkay KUŞÇU

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray
Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray
e-posta: gikuscu@ixir.com

Gökhan DEMİRELA

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray

Öz

Divriği (Sivas) A-B kafa cevherleşmeleri Murmano plütünü, Akdağ kireçtaşları ve Güneş ofiyolitine ait serpantinleşmiş ultramafik kayalar ile stratigrafik-tektonik ilişkiler sunar. Cevherleşmeyi kontrol eden magmatik-hidrotermal sistem Geç Kretase yaşlı Murmano plütünü yerleşme-kristallenme ve soğuma süreçleriyle kontrol edilmektedir. Bölgedeki plütönik kayalar çok yaygın bir alkali metasomatizması (önce Na-Ca, sonra K) etkisiyle önce skapolitleşmiş daha sonra ikincil K-feldispat oluşumları ile belirginleşen potassik alterasyona maruz kalmıştır. Cevherleşme, bu tür metazomatik kayalar içinde gözlenmekte ve endoskarn özellikleri de göstermektedir. Yatakta, önemli ekzoskarn zonları ya hiç gelişmemiştir ya da sınırlı bir şekilde serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde çok ince damarcıklar şeklinde önemsiz olarak gözlenmektedir. Bölgede alterasyonlar ve cevherleşme birbirini takip eden üç ardışık süreçte oluşmuştur. İlk evre olan prograd evre çoğunlukla A-kafa olarak tanımlanan bölgede gözlenmektedir. Bu evre en içten (granitik kayaktan) serpantinize ultramafik kayalara doğru sırasıyla, skapolit, skapolit-granat zonlarının oluşmasıyla sonuçlanmıştır. Retrograd evre, filogopit-manyetit+K-feldispat (\pm skapolit \pm granat) zonlarından oluşur. Bu evrenin ürünleri hem A-kafa bölgesinde prograd evre toplulukları üzerinde onları silmiş veya ornatmış olarak, hem de B-kafa olarak bilinen bölgede gözlenmektedir. Son evre olan geç alterasyon evresi ise çoğunluğu serizitleşmiş, breşik zonlar ve karbonatlar içerisinde, hibrid hidrotermal sistemler tarafından oluşturulan hematit, limonit, götit oluşumları ve sülfid cevherleşmeleri ile temsil edilir.

A kafa mineralizasyonlarını oluşturan hidrotermal sistemin devamı olarak düşünülen B kafa oluşumları derinlere doğru incelenen huni şekline sahiptir. Bu nedenle Fe-oksit-Cu-Au sistemlerindeki breş bacaları veya diatremelere benzerlikler sunar. Rekristalize kireçtaşları ile dokanağı çoğu zaman keskin ve serpantinitle olan dokanakları ise ezik ve faylıdır. Derinlere doğru daha da artan silisleşme ve karbonatlaşmaya sülfid mineralleri de eşlik etmekte, buna karşın martitleşmiş zonlar masif manyetite geçiş göstermektedir. Sığ kesimlerde serizitleşmiş zonlar ile bu zonların dokanaklarındaki kireçtaşları içerisinde kolloform barit oluşumları hidrotermal sistemin son evrelerini temsil eden düşük sıcaklıklı oluşumlardır.

Anahtar Sözcükler: Divriği (Sivas), A-B-kafa cevherleşmeleri, Fe-skarn, alkali metasomatizması, metazomatik zonlanma, geç alterasyon zonları

Abstract

Divriği (Sivas) A-B kafa mineralizations show stratigraphic and tectonic relationships to Murmano pluton, Akdağ limestones and serpentinized ultramafic rocks in Güneş ophiolite. The magmatic-hydrothermal system that controls the mineralizations is related to emplacement, crystallization and cooling of the Late Cretaceous Murmano pluton. The plutonic rocks have been experienced a pervasive alkaline metasomatism resulting in scapolitization followed by a potassic alteration with a secondary K-feldspar formation. The mineralization is hosted by these metasomatic rocks, and as endoskarns. The exoskarn are not observed or are not of importance and limited to a few veinlets within the serpentinized ultramafic rocks. The alterations and mineralizations were formed in three successive stages in the region. The first prograde stage, dominates in region known as A-kafa, This phase is resulted in the formation of metasomatic zones starting from granitoids (central parts) to serpentinites as scapolite, scapolite-garnet zones. The retrograde stage consists of phlogopite-magnetite+K-feldspar (iscapolite \pm gamet) zones. The products of this stage is observed in the B-kafa region and also in the A-kafa region as superimposing and/or replacing the prograde assemblages. The late-alteration stage, which is the last stage, is represented by hematite,

limonite, goethite and sulfide mineralizations formed by hybrid hydrothermal systems in brecciated, sericitized and carbonated rocks. The B-kafa mineralizations that are regarded as the continuum of hydrothermal system forming the A-kafa mineralizations have a conical shape thinning downward. Therefore, it resembles to breccia pipes and diatremes in Fe-oxide-Cu-Au systems. The contacts of brecciated rocks with recrystallized limestones are mainly sharp, while it is sheared and faulted with serpentized rocks. The silicification and carbonization that increase downward is accompanied by sulfide mineralization. However, martitized zones grade downward into massive magnetite bearing zones. The sericities at shallower levels and barite-bearing limestones in contact with these granitoids represent the late and low temperature products of the hydrothermal system.

Key Words: Divriği (Sivas), A-B-kafa mineralizations, Fe-skarn, alkaline metasomatism, metasomaic zoning, late alteration zones.

GİRİŞ

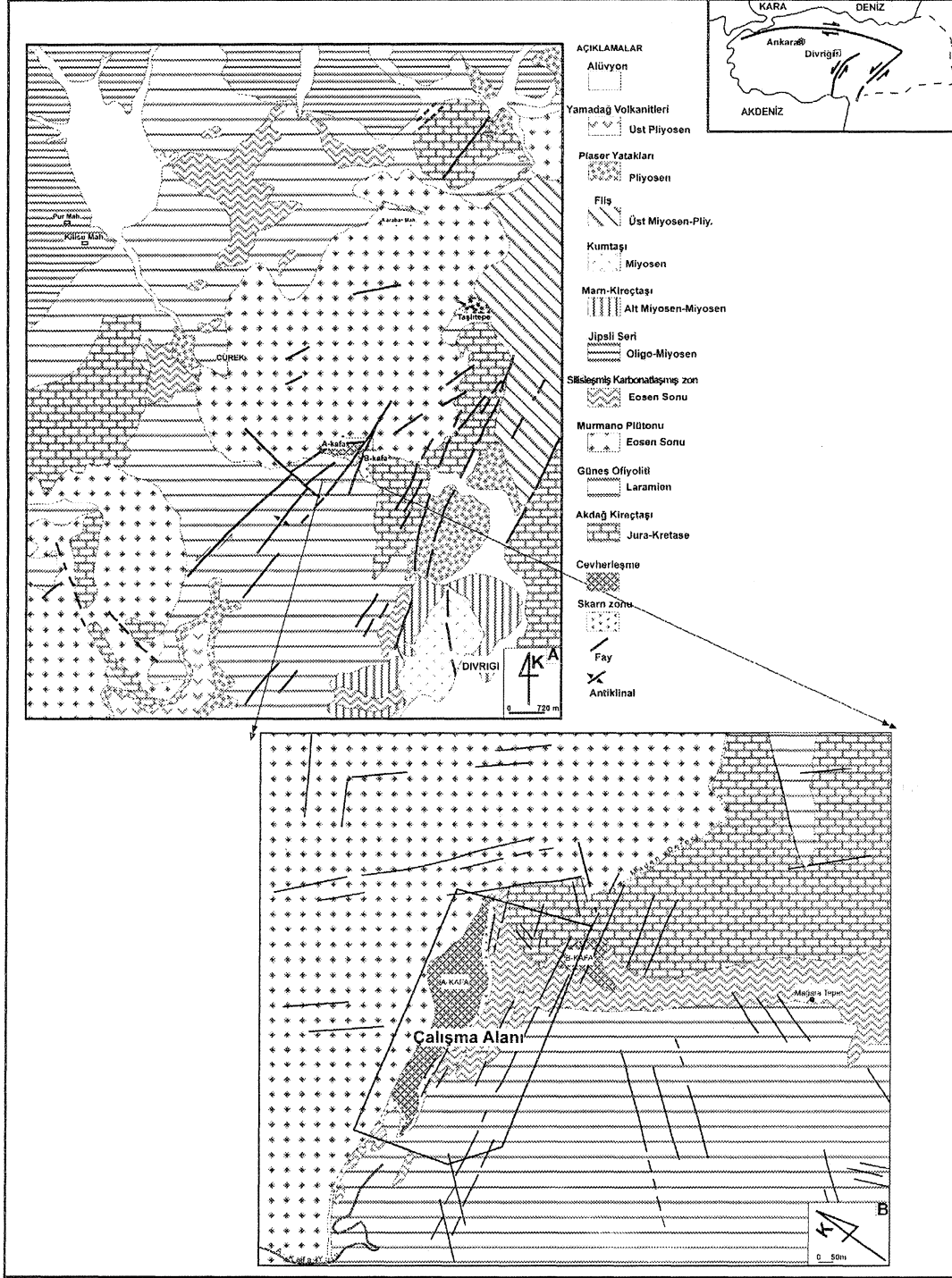
Demir cevherleşmeleri bakımından önemli bir potansiyele sahip olan Divriği bölgesi, Sivas ili Divriği ilçesinin yaklaşık 20 km kuzeybatısında (Şekil 1) yer alır. Yapılan çalışmalarda, bölgedeki cevherleşmelerin % 50 Fe içeren toplam 111.304.863 ton (görünür+muhtemel) rezerve sahiptir (Koşal, 1971). Bugüne kadar Divriği cevherleşmelerine yönelik çok fazla çalışma yapılmış olmasına rağmen, bunlardan Kovenko (1937; 1938; 1940), Pilz (1937), Gysin (1938), Wijkerslooth (1939; 1941), Klemm (1960), Koşal (1965; 1971; 1973), Ünlü (1983; Ünlü ve Stendall, 1989), Yıldızeli (1998) başlıcalandır. Ancak bu çalışmaların çoğu Divriği bölgesi demir yataklarının potansiyelinin araştırılmasına yöneliktir. Bunlardan (Ünlü, 1983; Ünlü ve Stendall, 1989)' nun ortaya koyduğu model, bölgedeki cevherleşmelere köken olabilecek kaynak kayacın serpantinler olabileceğini ve cevherin serpantinlerden yıkanarak remobilizasyon yoluyla bugünkü konumunda zenginleştiğini belirtmektedir.

Dünya literatürüne kontakt metazomatik kalk-skarn (Bottke, 1981) ve Petraschek ve Pohl, (1982) tarafından kontakt metazomatik tip yataklar olarak tanımlanmıştır (Ünlü ve Stendal, 1986). Divriği skarn yatakları oluşumu üzerinde hala farklı görüşler mevcuttur. Yıldızeli (1977; 1998) bölgedeki demir cevherleşmelerini serpantinleşmiş ultramafik kayac-granitoid (Murmano plütönu) dokanağının "kontakt metamorfizma"sı veya "Fels"leşmesi ile oluştuğunu öne sürmektedir. Bugün bilinen ve kullanılan anlamıyla skarn terminolojisi ve onunla ilgili oluşum mekanizmalarına değişik araştırmacılar içerisinde yaklaşık 1 km² lik bir alanda yüzeylenen skarnlara ait zonlanma haritası hazırlanmıştır.

(Ünlü, 1983; Ünlü ve Stendall, 1989; Klemm, 1960; Koşal, 1971; 1973) tarafından değinilmiştir. Bunun yanında bazı çalışmacılar (örneğin Koşal, 1971; 1973) yatağın oluşumunu kontakt-metazomatik-pnömatolitik ve pnömatolitik-hidrotermal gibi modellerle ifade etmeye çalışmışlar ve cevherleşmelerin granit intrüzyonu ile ilişkili ve hidrotermal-pnömatolitik akışkanlar tarafından oluşturulmuş skarn tipi bir yatak olduğu konusunda birleşmişlerdir. Bunlar hem cevher getiren hem de cevherleşmeye sebep olan kaynağın Murmano plütönu olduğunu öne sürmüşlerdir. Doğrudan granit intrüzyonu ile ilişkili demir oluşumlarına karşı ilk görüş Ünlü (1983) ve Ünlü ve Stendal (1986, 1989) tarafından ortaya konmuştur. Bu çalışmada jeokimyasal ve jeostatistiksel yöntemlerin bölgedeki cevher-kayaç topluluklarına uygulanmasıyla, Fe elementinin yan kayalardan (serpantinleşme sırasında) remobilize olmaları gerektiği öne sürülmüştür. Ayrıca Ünlü (1983) tarafından bölgedeki cevherleşmeleri "okyanus kabuğuna özgü demir yataklanmaları" olarak sınıflamıştır.

Divriği bölgesi demir cevherleşmelerini etkileyen, ya da kontrol eden magmatik-hidrotermal sistem ile ilgili çalışmalar literatürde bulunmasına rağmen, zonlanma desenleri, zonların birbiriyle olan ilişkisi, cevherleşme-zonlanma ilişkileri ve yan kayac alterasyonu ile ilgili ayrıntılı bilgiye rastlanılmamaktadır. Bu çalışma, Türkiye'nin en büyük demir yataklarından biri olan Divriği A-B-kafa yatakları üzerindeki bu eksikliğin giderilmesini amaçlamaktadır. Bu amaçla, J40-al paftasında ve Divriği A-B-kafa işletme sahası

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ



Şekil 1.A) Divriği (Sivas) bölgesine ait basitleştirilmiş jeolojik harita (Oztürk ve Oztunalı, 1983), (B) A-B kafa cevherleşmelerini gösteren jeolojik harita (Koşaf, 1971 ve Oztürk ve Oztunalı, 1983'den basitleştirilerek)

Figure 1.A) The Simplified geological map of the Divriği (Sivas) region (Modified from Oztürk and Öztunalı, 1983), (B) The geological map showing the A -B kafa mineralizations (Simplified from Koşaf, 1971; Oztürk and Oztunalı, 1983)

Haritalama, açık işletme sırasında açılmış olan basamaklar boyunca 1/1000 ölçeğinde gerçekleştirilmiştir. Basamakların haritalanması sırasında granitik kayalardan (batıdan) serpantinleşmiş ultramafik kayalara (doğuya) doğru örnekler alınmış, ve örneklerin koordinatları GPS (Global Konumlandırma Sistemi) yardımıyla harita üzerine aktarılmıştır. Örneklerdeki baskın mineral veya mineral toplulukları her zon için indeks mineral(ler) kabul edilerek, bu mineral ya da minerallerin başlangıç ve bitiş noktaları skarn zonlarının sınırı olarak haritalanmıştır. Sonuçta bu çalışma ile bölgedeki cevherleşmelere model olabilecek bir alterasyon zonu tanımlanmakta, bu zonu iç yapısı ve granitoidlerle ilişkisi ortaya konulmaktadır. Bölgede ilk defa gerçekleştirilen bu model yardımıyla yeni maden sahalarının ve potansiyel alanların tespitinde ve/veya bu tür sahaların arama amaçlı test edilmesinde kullanılabilir nitelikte olduğu ortaya çıkmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Divriği ve çevresinde gözlenen demir cevherleşmeleri Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın (OAKK) kuzeydoğu kenarında yer alır. Divriği bölgesi, Fe yatakları açısından önemli bir saha olma özelliğini her zaman korumuştur. Bu yataklar, Kuşçu ve Erler (1998)'de tanımlanan Fe-skarn zonu içerisinde yer almaktadır. Bölgenin genel jeolojik özellikleri, bölge kayalarının birbiriyle olan jeolojik ve tektonik ilişkileri ilk kez Koşal (1965, 1971, 1973)'te verilmektedir.

Divriği ve yakın civarında en eski birimler Mesozoyik yaşlı Akdağ kireçtaşları (Baykal, 1966; Koşal, 1971; 1973) ve bölgeye Geç Kretase öncesi yerleşen Güneş ofiyolitine ait serpantinleşmiş ultramafik kayalardır (Zeck ve Ünlü, 1987; 1988a; 1988b) (Şekil 1). Bu kayaç topluluğu, Murmano plütonu tarafından sıcak dokanaklarla kesilir (Koşal, 1971; 1973; Zeck ve Ünlü, 1987, 1988a, 1988b).

Sivas-Divriği bölgesinde geniş bir alanda gözlenen Güneş ofiyolitine ait birimler alttan üste doğru ultramafik, gabroyik kayalar ve spilit-diyabazlar ile onların piroklastik türevlerinden oluşmaktadır (Bayhan ve Baysal, 1982). Ana kayacı dunit-harzburgit-verlit olan (Koşal, 1971) ve

aşın derecede değişime uğramış bu kayalarda, bantlı bir doku hala belirgindir. Rekrystalize kireçtaşı olarak tanımlanan Akdağ kireçtaşları genel olarak fazla yaygın olmamasına rağmen cevherleşmelerle ilişkileri bakımından önemlidir. Düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş olmasından dolayı fosil içermeyen Akdağ rekrystalize kireçtaşlarının yaşı daha önceki çalışmacılar tarafından (Wijkerslooth, 1939; Baykal, 1966; Koşal, 1971; 1973) tarafından Mesozoyik olarak kabul edilmiştir. Kırık ve çatlaklı yapısıyla dikkat çeken birim, karstlaşma göstermektedir. Özellikle B-kafa civarında yoğun silisleşme ve karbonatlaşmaya maruz kalmıştır.

Murmano plütonu, güneyde A-B-kafa cevherleşmeleri ile kuzeyde Karabaş mahallesi arasında yaklaşık 25-30 km²'lik bir alanda yüzeyler (Şekil 1). Bu kayalar, Boztuğ (1998) tarafından silis bakımından aşırı doymun çarpışma sonrası alkali kayaç topluluğunun bir üyesi olarak oluştuğu ve aynı topluluk içinde silisçe fakir alkalin karakterli mafik kayaların da bulunduğu belirtilmektedir. Bileşimsel farklılıklar sunan plütonun yaşı radyometrik olarak Zeck ve Ünlü (1987; 1988a; 1988b) tarafından 110±5 my olarak verilmektedir. Genel olarak holokristalin taneli bir dokuda gözlenen kayalar orta taneli ve yer yer porfirik özelliktedir. Boztuğ (1998) tarafından Murmano plütonu felsik ve mafik kayalar olmak üzere iki ana kayaç grubundan oluştuğu; felsik kayaç grubunun K-feüdispat, plajiyoklaz, kuvars, hastingsit, biyotit içerdiği, normatif kuvarsın %10'a varan miktarlara ulaştığı ve bu grubun kuvars monzonit ve kuvars siyenit bileşiminde bulunduğu belirtilmektedir. Kuvars monzonit bileşimli kayalar içinde damar ve yığılımlar halinde skapolitin varlığı oldukça belirgin olup, lokal olarak (özellikle A-Kafa da) skapolit miktarı %20-50 arasında değişir. Mafik kayaç grubu plajiyoklaz±nefelin, hastingsitik amfibol, ojit, egirinojit, biyotit±olivin içermekte ve monzogabro, diyorit ve gabro bileşimleri arasında değişmektedir (Boztuğ, 1998). Plüton içinde çok sayıda değişik şekil ve boyutta mafik mikrogranüler anklav bulunur. Anklavlar genellikle diyorit, gabro, monzodiyorit bileşimindedir. Bu kayaç grubu, A-B-kafa oluşumlarıyla yakın ilişki içinde olup, cevherleşmelerin yan kayacını oluşturmaktadır.

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

Temel olarak nitelenen bu birimler üzerine, kireçtaşı ve serpantin çakılları içeren bir taban konglomerasıyla başlayan, iri taneli konglomera seviyesi gelir. Bu birimler Eosen yaşlı kil-marn, kireçtaşı ve killi kireçtaşı seviyeleri ile uyumsuz olarak örtülürler ve Pliyosen'e ait çapraz tabakalı manyetit çakılları içeren konglomeratik seviyelerden ayrılır (Koşal, 1971). Koşal (1971, 1973) bunların yaşının Oligo-Miyosen olduğunu belirtmektedir. Düzgün platolar şeklinde gözlenebilen Orta-Geç Pliyosen'e (Koşal, 1971; Bayhan ve Baysal, 1982) ait bazaltik volkanizma ürünleri bölgenin genç örtü birimlerindedir.

Divriği bölgesi kayaçlarını yoğun şekilde etkileyen genç tektonizma, ve genç tektoniğe ait faylanmalar, Murmano plütünü'nu da etkilemiş ve en azından cevherleşmelerin gözleendiği bölgelerde plütonik kayacın oldukça parçalanmasına ve deforme olmasına neden olmuştur. Deformasyon izleri çoğunlukla kırık ve faylanmalarla belirgin olup, eklem sistemleri ile desteklenmiştir. Kırıklar genelde küçük ölçekli olmasına rağmen ana kırık sistemlerine verev dik açılı normal faylar olarak gözlenir. Hakim kırık ve çatlaklar KB ve KD doğrultularında birbirini keser şekilde verev veya dik olabilmektedir.

MADEN JEOLJİSİ

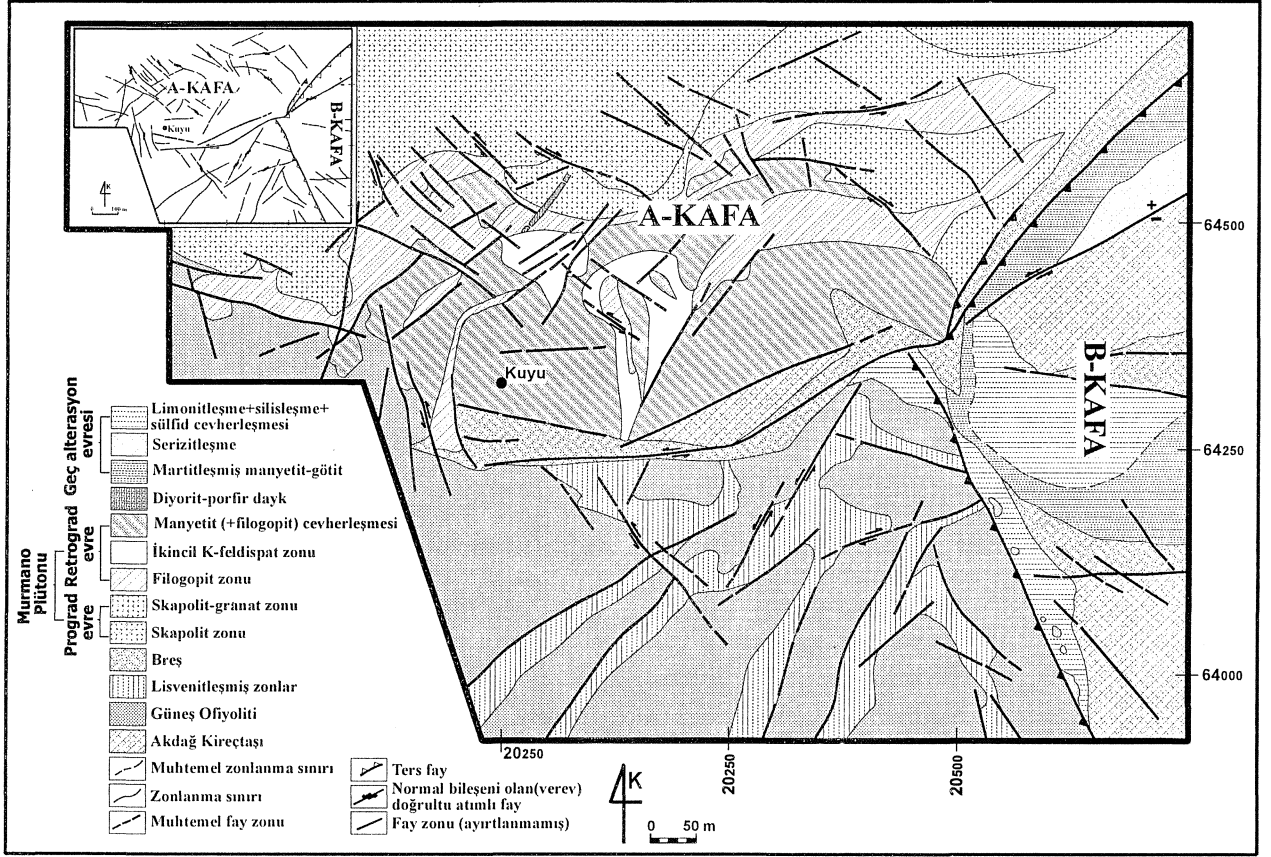
Yankayaçlar

Divriği A-B-kafa cevherleşmeleri ile doğrudan ilişkili olan kayaçlar rekristalize kireçtaşlarından oluşan Akdağ kireçtaşları, Güneş ofiyolit serisine ait serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar ve Murmano plütünü'na ait kayaçlardır. Cevherleşme öncesi ve sonrası tektonik aktivitelerden etkilenen yatakta dokanakların ilksel ilişkileri tam korunamamıştır. Faylarla birbirinden ayrılan A ve B-kafa oluşumları, bölgedeki iki ana cevherleşmeyi oluşturur. A-kafa cevherleşmeleri çoğunlukla serpantinleşmiş ultramafik-plütonik kayaç dokanaklarında gözlenir (Şekil 2). B-kafa cevherleşmeleri serpantinleşmiş ultramafik kayaç-kireçtaşı veya plütonik kayaç-kireçtaşı dokanaklarında gözlenmektedir. A-kafa cevherleşmeleri genellikle yapısal unsurlar boyunca artma eğiliminde olan damar ve cepler halinde gözlenir. B-kafa cevherleşmelerinin gözleendiği birimlerin dokanakları çoğunlukla faylı ve ezik

olup, cevher bu faylar boyunca zenginleşmiştir. A-kafa cevherleşmeleri ise daha çok monzonitik kayaçlar içinde veya serpantinleşmiş ultramafik kayaç-monzonitik kayaç dokanaklarında gelişen endoskarnlar ve metazomatik-alterasyon zonları ile temsil edilir. Skarnlaşma ve metazomatizma-alterasyon etkisi serpantinleşmiş kayaçlara doğru artar. B-kafa ise, A-kafa cevherleşmelerini oluşturan magmatik-hidrotermal sistemin ilerleyen (Geç) evrelerinde etkili olan ve magmatik akışkanların yer yer meteorik kökenli(?) akışkanlarla karışarak oluşan göreceli olarak düşük sıcaklıktaki hibrid sistemler ile temsil edilir. A-kafa bölgedeki esas manyetit cevherleşmelerini oluştururken, B-kafa daha çok A-kafa cevherleşmelerinin süperjen etkilerle üst kesimlerde (sığ-kenar) sulu-oksidize fazlar olarak bulunan götit-limonit ve hematit cevherleşmelerini temsil eder. Manyetiti oluşturan sistem, cevherleşme öncesi veya sonrasında yan kayaçlar içerisinde bir takım değişimlere neden olmuştur. Cevherden uzaklaştıkça azalan bu değişim A-kafa da birbirinden kesin sınırlarla ayrılabilen mineralojik ve jeokimyasal bir zonlanma oluşturmuştur. B-kafada yoğun bir süperjen zenginleşme (alterasyon) nedeniyle, A-kafadaki gibi bir zonlanma muhtemelen silinmiştir.

Serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar

Yatakta gözlenen ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmelerine rağmen çoğunlukla dunit ve harzburjit bileşimindedir (Koşal, 1971). Bunlar yer yer tabakalı (katmanlı) yapılar sunarlar. Yer yer diyabaz daykılar tarafından kesilen bu kayaçlarda skapolit-filogopit gibi mineral toplulukları da gözlenmektedir. Bu kayaçlarda birbirini kesen (conjugate) eklem ve faylanmalar boyunca dolomitleşme ve silisleşme oldukça belirgindir. Serpantinleşmiş kayaçlarda da yer yer 30 cm'ye kadar kalınlıklarda filogopit-manyetit damar ve damarcıkları mevcut olup, bu kayaçların kırıklı-çatlaklı ve ezik zonlarında daha geniş olmak üzere cep ve/veya odacıklar veya damar şeklinde silisleşmiş ve karbonatlaşmış zonlar bulunmaktadır. Özellikle yatak içerisinde B-kafa dokanaklarına yakın kesimlerdeki kırık ve çatlaklar boyunca silisleşmiş-karbonatlaşmış zonlar ile bu zonlar içerisinde damarcık ve saçınımlar olarak bulunan sülfid minerallerini görmek mümkündür.



Şekli 2, Divriği A-B kafa cevherleşmelerinde alterasyon zonlanması ve birbirleriyle ilişkisi.
 Figure 2. The alteration zones within the A -B kafa mineralizations in Divriği and their interrelation

Hatta bu zonlarda açık yeşil pulsu fuksit mineral oluşumları da bulunmaktadır. Silisleşmiş zonlar aynı zamanda ince taneli ve saçınımlı piritler veya ince pirit damarcıkları içerir.

Rekristalize kireçtaşları

Çalışma alanında çoğunlukla beyaz-gri renklere ve kısmen bantlı yapıda gözlenen kireçtaşları özellikle B-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği doğu kenarda daha yaygındır (Şekil 2). Yatak ile doğrudan ilişkili birimlerden olan

kireçtaşları, A-B-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği bölgede, serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde mercek ya da blok görümlü kayalar olarak gözlenir. Serpantinleşmiş ultramafik kayalar ile olan dokanakları çoğunlukla faylı olup, Koşal (1971; 1973) ultramafiklerin kireçtaşları üzerine itildiklerini öne sürmektedir. Çalışmalar sırasında kısmen tespit edilen bu gözlem sahanının geneli için doğru değildir. Ancak, kireçtaşlarından serpantinleşmiş ultramafik kayalara doğru ezik bir serpantin ile geçiliyor olması (Şekil 2), makro olarak haritalanamayan bu fayın varlığını destekleyici veriler olarak kabul

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

edilmektedir. Bol kırıklı ve çatlaklı olan kireçtaşları, özellikle monzonitik kayaca yakın kesimlerde rekristalize olmuş, ve yer yer silisleşmiştir. A-B-kafa sınırını da belirleyen yüksek açılı fay zonu ile belirginleşen breşleşme ve parçalanma, breşik zonların ve kısmen de kireçtaşların süperjen minerallerle doldurulmasına, granit dokanakları boyunca (özellikle sığ-üst kesimlerde) granitin serizitleşmesiyle birlikte kireçtaşları içinde kolloform barit oluşumları gözlenmektedir. Bunlar A-kafa doğu sınırına yakın, veya granitik kütlelerin üst kesimlerindeki dokanaklarda bulunan kesimlerinde en tipik mostralarını verir (Şekil 2).

Murmano plütönu

Divriği bölgesi ve A-kafa civarında yüzeyeyen magmatik kayalar, Murmano plütönu'na ait monzonit ve monzodiyorit bileşimli monzonitik kayalardır. Koşal (1973) yatak içerisinde ve yakın kesimlerinde hakim kayacın "siyenitik karakterde" (yaygın K-feldspar oluşumları ile belirginleşen) olduğunu belirtse de yerel olarak ve sık sık monzonitik bileşimlere geçişler gözlenir. Bu tür geçişler plütönu skapolitler bakımından zengin olup olmadığı ile ilgilidir. Murmano plütönu'nun A-kafa civarında belirgin bir şekilde skapolit mineralleri içerdiği, hatta bazı durumlarda kayacın hemen hemen tamamının skapolitten oluştuğu gözlenmektedir (Yılmaz ve diğ., 2002). Bu yaygın skapolitleşmeye daha sığ derinliklerde veya plütönu kenar kesimlerinde ikincil K-feldispat oluşumları da eklenmekte kayaç tamamen alkali karakter kazanmaktadır. Bu tür kesimlerde kayaç aynı zamanda aplit damarları tarafından da kesilmektedir. Bu bakımdan jeokimyasal olarak "siyenit" olarak sınıflandırılan bu kayaların aslında yaygın alkali metazomatizmasına uğramış monzonit veya monzodiyorit (veya kısmen kuvars monzonit) metazomatik bileşimli kayaçlar oldukları düşünülmektedir. Özellikle skapolit oluşumunun yoğun olduğu yerlerde kayacın daha alkali özellikler göstermesi bu olasılığı desteklemektedir. Cevherleşmelere yakın (skapolitleşme ve flogopitleşmenin yoğun olduğu) granitik kayalara has bir özellik olan bu durum, plütönik kayacın cevhere doğru sık sık ve yerel olarak kırmızımsı bir renk alması ve silisleşmesi ile kendini belli eder. Kayaçtaki doku farklılıkları, sadece renk değişimi ile ilgili değildir. Skapolitleşme ile kayacın tane

boyu incelmekte, ancak K-feldispat mineralleri görece daha iri kalabildikleri için kayaç yer yer porfiritik bir doku kazanmaktadır. Bu renk ve doku değişimi kayaçtaki skapolit ve plajiyoklazların yerini K-feldispat minerallerinin alması ile ortaya çıkar. Hatta bazı kesimlerde kayaç % 90'a yakın oranlarda K-feldispattan oluşmaktadır. Dolayısıyla plütönik kayacın önce sodik-kalsik bir alterasyona uğradığı daha sonra özellikle sığ kesimler ya da plütönu çeperlerine doğru tamamen potassik bir alterasyona uğradığı söylenebilir. Murmano plütönünde gözlenen alterasyonlar sadece alkali metazomatizması (Na-Ca ya da potassik alterasyon) ile sınırlı değildir. A-B-kafa cevherleşmelerini ayıran yaklaşık D-B uzanımlı bir fay boyunca plütönu özellikle kenar veya sığ kesimlerinde (üst basamaklar) yaygın serizitik alterasyona uğradığı yer yer arjilik alterasyon etkisiyle killeştiği gözlenmektedir. Monzonitik kayaların içinde cevherleşmelerden uzak kesimlerde yoğun bir epidotlaşma ile kısmen de kloritleşmeler gözlenirken cevhere doğru yerel lokasyonlarda ikincil biyotit oluşumları da mevcuttur.

Dünyada bilinen skarn yatakları çoğunlukla, intrüfiz kayaların karbonatlı yan kayalara sokulum yaptığı sahalarda gözlenir de tersi durumlar da bulunmaktadır (Einaudi ve diğ., 1981; Meinert, 1983; 1993). Divriği A-B-kafa metazomatik oluşumlarının serpantin-Murmano plütönu dokanağında olması, kireçtaşlarının bu metazomatik süreçlerden etkilenmemesi veya sadece rekristalize zonlar oluşturması, Divriği bölgesi cevherleşmelerindeki skarnların karbonat içermeyen bir yan kayaç ile ilişki içinde olduğunu göstermektedir. Bu bakımdan eski çalışmacılar tarafından vurgulanan üçlü dokanak (serpantin-kireçtaşı-Murmano plütönu) tezinin geçerliliği tartışmalıdır. Ancak, cevherleşmelerin kısmen de olsa breşleşmiş-ezik kireçtaşları içinde bulunması, en azından bu tür cevherleşmelerin karbonatlar ile magmatik-hidrotermal çözeltilerin reaksiyonları sonucu oluşmaları gerektiği sonucunu da açıklamaktadır.

Alterasyon zonları-skarnlar

Çalışma alanında skarn parajenezleri olarak tanımlanabilen granat, epidot ve amfiboller gibi minerallerle birlikte, bugün dünya literatüründe Fe-okisit-Cu-Au yataklarına yankayaçlık eden sodik-

kalsik (en tipik) metazomatizmasıyla oluşan skapolit, filogopit, barit, nadir toprak elementleri (REE), hematit ve ikincil K-feldspat, amfibol ve biyotit gibi mineraller de gözlenmektedir. Bu nedenle, bölgedeki farklı mineral topluluklarının adlandırılmasında hem "alterasyon" hem de "skarn" terimlerinin de birlikte kullanılması uygun bulunmuştur,

A-kafa alterasyon zonları Murmano plütönden serpantinleşmiş ultramafik kayaca doğru sırasıyla, skapolit, skapolit-granat, filogopit-manyetit±skapolit±granat zonları gibi belli mineral parajenezleri ile temsil edilen ve birbiriyle ardışık gelişim süreçleri içinde olan ve birbirini üzerleyen (silen veya kesen) zonlardan oluşmaktadır (Şekil 2). Bu zonlar, monzonit, monzo-diyorit bileşimli kayalar içinde birbirine paralel damarlar boyunca veya plütön içinde cepler halinde oluşan kalk-silikat kayaları ve metazomatik alterasyon ürünleri olarak gözlenir. B-kafa olarak tanımlanan bölgede ise skarn zonlarından çok breşik kayalar içinde bulunan geç alterasyon zonları tanımlanmıştır. Bunlar fay kontrollü, hematitleşmiş-limonitleşmiş, silisleşmiş ve serizitleşmiş zonlar ve bu zonlarla ilişkili sülfid cevherleşmeleridir (Şekil 2). Skapolit ve skapolit-granat zonu metazomatizma ve alterasyonun ilerleyen evrelerinde, filogopit-manyetit±skapolit±granat ve B-kafa alterasyon lan ise gerileyen evrelerde oluşmuştun

Prograd evre ürünleri

Skapolit zonu: A-kafa, Cürek-Divriği yolu civarında yüzeyleyen plütönün içinde her yerde gözlenen ışınal, iri-orta taneli skapolitlerin monomineralik zenginleşmelerini tanımlamak için kullanılmaktadır. Murmano plütönünün hemen hemen tamamında gözlenen skapolitleşme, bölgede etkili olan yaygın bir sodik-kalsik alterasyonun varlığını gösterir. Bayhan ve Baysal (1982)'da Güneş ofiyol itine ait kayalar içinde, plajiyoklazların skapolitleşmesinden ve piroksenlerin biyotitleşmesinden de bahsetmekte ve buna Dumluca plütönü'nün neden olduğunu belirtmektedir. Dolayısıyla bu alterasyonun sadece plütönü değil, çok sınırlı da olsa içine sokulum yaptığı kayaları da etkilediği ortaya çıkmaktadır. Skapolit zonu, plütönün merkezi ve derin kesimlerinde yüksek sıcaklıklarda oluşan en iç zonu temsil eder. Barton ve diğerleri (1991) ve

Barton ve Johnson (1996; 2000a; 2000b) bu tür metazomatik alterasyonların 600°C'ye varan sıcaklıklarda oluşabildiklerini belirtir. Skapolitleşme plütön içinde hiç bir zaman kayacın tamamını metazomatize eden masif karakterde değildir, ancak metazomatizma şiddeti plütönün merkezinden orta kesimlerine doğru gözle görülür şekilde artar. Plütön, önce skapolitleşmiş daha sonra sıg kesimlere veya kenar zonlara doğru skapolit damarları boyunca skapoliti ornatan başka minerallere (önce granat daha sonra filogopit ve K-feldispat) dönüşmüştür. Plütön içinde (A-kafa) damarlar boyunca gözlenen (Şekil 3) ve yatağa yaklaştıkça hem yoğunluk hem de kalınlık olarak artan skapolit genellikle özşekilli uzamış-prizmatik şekillere sahipken yerel olarak ışınal ve bir merkezden büyümüş yelpaze şekillerde de gözlenir. Ayrıca bazı damarlarda, granitik kayacı ornatacak şekilde cepler veya saçınımlı mineraller halinde büyüebilmektedir. Sadece skapolit mineralini içeren bu damarlar, birkaç mm'den 30-40 cm'ye kadar değişen kalınlıklardadır (Şekil 4). Bölgede yapılan 1/1000 ölçekli haritalama çalışmaları sırasında skapolit damarlarının belirli yönlerdeki kırık sistemlerinde oluştuğu, birbirleriyle sistematik ilişkilerinin olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.5). Skapolit damarlarını kontrol eden kırık-çatlak sistemlerinin büyük bir çoğunluğu KKB-GGD doğrultulu ve kuzeye doğru eğilimlidir. Farklı yönlerde gözlenen skapolit damarlarının birbirini kesme kesilme ilişkisi gözlenmez. Bu durum, magmatik-hidrotermal çözeltilerin tek merkezli bir kaynaktan geldiği ve granitik kayacın içerisinde mevcut olan farklı yönlerdeki kırık-çatlaklar boyunca metazomatik süreçlerle skapolit oluşturmuş olmalarıyla açıklanabilmektedir. Nitekim farklı yönler veren bu damarların tek bir noktada birleştiği ve tek bir damar olarak devam ettiği gözlenmektedir. Cevher getiren ve metazomatik alterasyonları oluşturan hidrotermal sistemin ilk aşamasını temsil eden skapolit oluşumlarına daha sonra bunları ornatan ve damarlar halinde kesen K-feldispat oluşumları eşlik etmektedir. Çoğu zaman bağımsız damarlar halinde gözlenen K-feldispat oluşumları damarlarda bazen skapolitle ve kalsitle birlikte de görülmektedir. Bu tür damarların yoğunlaştığı kesimlerde, plütönün renginin kırmızı-pembeye dönüşmesi ile birlikte K-feldispat ve skapolitçe zenginleşmesi, kayacın orijinal kimyasal bileşimini değişmesine neden olmakta ve kayacın "alkali" karakter kazanması ile

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

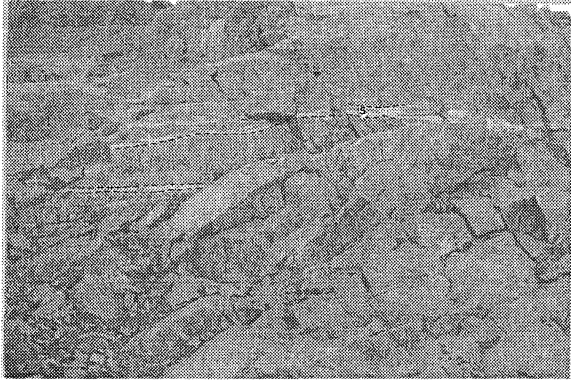
sonuçlanmaktadır. Bu durum, Barton ve diğerleri (1998) ve Hitzman (2000)'da vurgulanmakta ve bu tür sistemlerde bulunan plütonik kayaların "siyenit" olarak tanımlanmalarının gerçeği yansıtmadığı, bu olayın tamamen alkali metazomatizmasının bir ürünü olduğu belirtilmektedir. Bu nedenle en azından skapolitlerin gözleendiği kesimlerde kayaların bileşimlerinden bahsedilirken daha dikkatli olunması gerekmektedir. Böyle kayalardan derlenen örneklerde yapılan jeokimyasal analizlerde kayacın kimyasal bileşiminin orijinal bileşimine göre fazla alkali özellikler göstermesi oldukça normaldir, ancak bu durum yanıltıcıdır. Dolayısıyla daha önceki çalışmacıların belirttiği gibi cevherleşmede etkili olan plütonik kayacın normatif bileşiminin "siyenit" olmadığı, monzonit bileşimli bir kayacın alkali metazomatizmasından dolayı oluştuğu öne sürülmektedir. Bölgedeki skapolitli zonlardan toplanan örneklerle ait petrografik analizler bunu destekler niteliktedir. Tüm bu gözlemler, A-kafa bölgesinde oluşan cevherleşmelerin ve aberasyonların alkali metazomatizmasına uğramış bir kayaç üzerinde oluştuğunu gösterir.

Skapolit-Granat Zonu: Skapolit damarları içeren plütonun özellikle orta kesimlerinde granatların da gözleendiği zonlar, skapolit-granat zonu olarak tanımlanmaktadır. Granatlar, skapolit damarları içinde skapolitleri ornatır şekilde ve genellikle damar merkezinde, ya da skapolit damarlarına paralel ince-orta kalınlıkta (1-2.5 cm) monomineralik granat damar ve damarcıkları olarak gözlenir (Şekil 5). Skapolit-granat zonu içinde yer alan skapolitler, skapolit zonu içinde gözlenenlerin aksine daha ince taneli ve prizmatik kristaller halindedir. Granatlar bazı damarlarda (özellikle kenar kesimlerde ve filogopit zonlarından önce) özşekilli ve iri kristalli olarak gözlenir. Skapolit damarlarının kalınlığı arttıkça, damar içindeki granat miktarı ve tane boyu da artar. Granatların miktar olarak arttığı skapolit-granat zonları plütonik kayacın içinde K-feldispat miktarının da biraz arttığı kesimlere karşılık gelir. Granat içeren skapolit damarlarının genel eğim ve doğrultulan skapolit skarn zonundaki damarlara uyumlu olarak KKB-GGD doğrultulu ve kuzeye eğimlidir. Bunların skapolit damarları ile birlikte bulunması metazomatik sistemin sürekliliğini göstermektedir. Bu nedenle granatlı zonların, ilk

kristallenine süreçleri sırasında sodyum-kalsiyum metazomatizmasına uğramış plütonik kayacın daha sonra Fe-metazomatizmasına da uğraması sonucu oluştuğu öne sürülmektedir. Granatların skapolit damarları içindeki oransal miktarı cevher içeren zonlara yaklaştıkça belirgin bir şekilde artmakta ve daha iri kristaller halinde gözlenmektedir.

Reiograd Evre ilriinleri

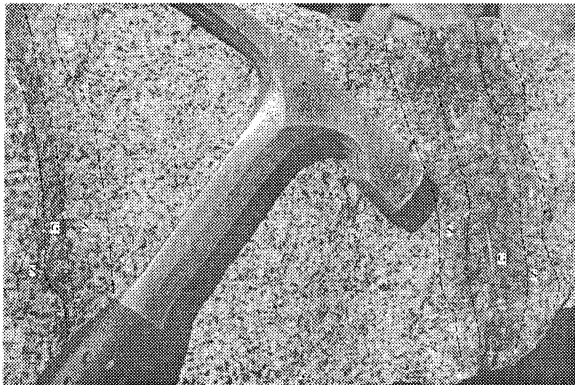
Filogopit-Manyetit±Skapolit ±Granat zonu: Skapolit-granat zonu içinde genellikle skapolit ve skapolit-granat zonlarındaki damarları kesen (Şekil 6) filogopit-manyetit±skapolit±granat damar veya odacıkları filogopit-manyetit±skapolit±granat zonu olarak adlandırılmaktadır. Bunlar çoğunlukla filogopit-manyetit damarları olarak veya bazı damarlarda skapolit-granat damarlarıyla uyumlu skapolit-filogopit-manyetit damarları olarak da gözlenebilir. Bu tür damarlarda belirgin bir zonlanma vardır ve bu zonlanma taze kayaca doğru manyetit-filogopit-skapolit-taze kayaç şeklinde gözlenebilir. Hatta bazı durumlarda granitik kayaçlar birbirini kesen bu tür damarlar arasında ornatılmamış "kalıntı"lar halinde de bulunur (Şekil 7). Kalıntıların boyutu filogopit miktarıyla ters orantılıdır. Filogopitin artmasıyla boyutları azalmaktadır. Filogopit-manyetit±skapolit±granat zonu skapolit-granat zonu içinde ve ana cevher kütesine doğru (doğuya doğru) önce skapolit-granat damarlarını kesen KB-GD doğrultulu ve dike yakın yapısal kontrollü filogopit damarları olarak başlar. Filogopit damarlarının merkezine yerleşmiş olarak bulunan ilk manyetit (2-3 mm) oluşumları da bu damarların yoğunluğunun arttığı kesimlerde oluşmaktadır. Skapolit-granat skarn zonlarının kırık-fay sistemleri ile yoğun biçimde kesildiği kesimler filogopitlerin baskın hatta manyetitle birlikte monomineralik zonlar oluşturduğu kesimlerdir (Şekil 2). Bunlar, ortamın mskropermeabilitesi ile doğru orantılı olarak küçük ve büyük boyutlarda olabilmektedir. Koşal, (1973) tarafından da belirtildiği gibi, cevherle birlikte skapolit, tremolit, diyopsit, aktinolit, granat ve vollastonit bulunmakla birlikte makro düzeyde cevhere eşlik eden tek karakteristik mineral filogopittir. Bu durum, filogopit oluşumunu kontrol eden fiziko-kimyasal koşulların filogopit oluşumu sırasında, beraberinde veya hemen sonrasında manyetiti de oluşturduğunu göstermektedir.



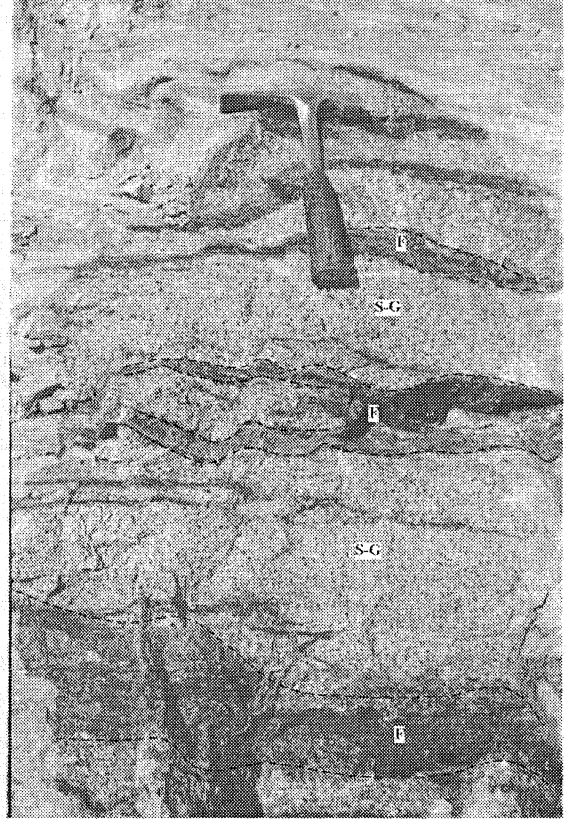
Şekil 3. Murmano plütönu içinde gelişen skapolit damarları (S: skapolit damarı)
 Figure 3. The scapolite veinins system developed within the Murmano pluton (S: scapolite vein)



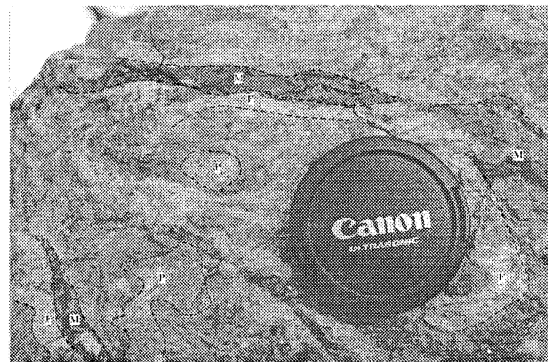
Şekil 4. Granitik kayalar içinde gelişen kaim skapolit damarları (açık renkli damarlar; S: skapolit)
 Figure 4. Scapolite veins formed within the granitic rocks (light colored veins; S:scapolite)



Şekil 5. Skapolit damarlarına paralel granat damarları (S: skapolit damarı, G: granat damarı)
 Figure 5. The garnet veins parallel to the scapolite veins formed along the fracture systems (P: relict granitic rock, F: phlogopite, M: magnetite)



Şekil 6. Skapolit-granat damarlarını kesen filogopit damarları (S-G: skapolit-granat zonu, F: filogopit-manyetit damarları)
 Figure 6, The phlogopite veining system cutting across the scapolite-garnet veins (S-G: scapolite-garnet zone, F: phlogopite-magnetite veins)



Şekil 7. Kırık sistemlerinin yoğunlaştığı kesimlerde artan filogopit damarları arasında kalan kalıntı granitik kayalar (P: Kalıntı plütönik kayalar, F: filogopit, M: manyetit,.)
 Figure 7. Relict granitic rocks among phlogopite veins (P: relict granitic rock, F: phlogopite, M: magnetite)

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

Filogopitli zonların yan kayaçlık ettiği masif manyetit cevheri, damarlarda cm kalınlıklarında, cep ve odacıklarda ise onlarca metre kalınlıklara ulaşabilmektedir. Yapılan sondajlara ait logların incelenmesiyle en büyük cevher kütesinin, B-kafa dokanağına yakın veya intrüzif kütle dokanağını izleyerek ve ona yapışık olarak yaklaşık D-B doğrultusunda ve güneye eğimli olarak geliştiği tespit edilmiştir. Bununla birlikte bu cevher kütesine verev, Na-Ca veya Fe metazomatizmasma uğramış monzonitik kay aç lar içinde yaklaşık K-G doğrultusunda oldukça kalın ve ekonomik olabilecek tali cevher damarları veya cepleri de bulunmaktadır.

Geç Alterasyon Evre Ürünleri

A-kafa oluşumlarından ayrı düşünilemeyen ve martitleşmiş manyetit, limonit, baritleşme, silisleşme ve sülfid cevherleşmeleri ile temsil edilen oluşumlar geç alterasyon zonları olarak adlandırılmıştır. Bu zonlar daha önceki çalışmalarda B-kafa olarak tanımlanan bölgede yer alır (Koşal, 1971; 1973). Bunlar çok genel bir şekilde serpantinleşmiş ultramafik kayaç-kireçtaşı dokanağına yakın breşik bir zon içerisinde konumlanmıştır (Şekil 2). Morfolojik olarak huni şekilli bir görünüme sahip olan bu oluşumlar, üst seviyelerde daha geniş, derinlere doğru incelerek devam etmektedir (Şekil 2). Bunlar hem morfolojik hem de alterasyon ve mineralojik içerik olarak, bakır ve altın cevherleşmelerinin bulunduğu Fe-oksit-Cu-Au sistemlerindeki "breş bacaları" veya "**diatrem**"lere benzer özellikler sunmaktadır. Hematitik ve limonitik zonlarda Fe-oksit-Cu-Au sistemlerinde olduğu gibi, yerel olarak korunmuş breş çakılları mikrotaneli bir hamur içindedir ve silika jeli ile çimentolanmıştır. Bu bakımdan morfolojileri de göz önünde tutularak B-kafa mineralizasyonlar hidrotermal breş bacaları veya diatrem olarak tanımlanmaktadır.

Rekristalize kireçtaşları ile kısmen geçişli, çoğu zaman keskin dokanakh olan B-kafa oluşumlarının serpantinlerle olan dokanağı genellikle ezik ve faylıdır. Rekristalize kireçtaşlarının A-kafa ile dokanakları breşik zonlar içermektedir ve silisleşmiş, dolomitleşmiş kesimleri az miktarda pirit bulundurur. Bu zonlarda sülfidli bileşenler ile silisleşme ve kalsit damarları derinlere doğru daha yoğundur. Bu durum, hidrotermal sistemin daha sığ

kesimlere doğru yan kayaç ile, nispi olarak dengeye ulaştığını göstermektedir. Plütonik kayaca daha yakın ve daha sığ kesimlerde serizitik alterasyon daha baskındır. Martitleşmiş zonlar yüzey şatlarının ve süperjen alterasyonların azaldığı kesimlerde yani daha derinlerde manyetite geçiş göstermektedir. Martitleşmiş manyetit zonları ile yanal-düşey geçişler gösteren limonitik zonlar tamamıyla ve çoğu zaman breşik zon içinde gelişmiştir.

Bu evre ürünleri muhtemelen meteorik kökenli suların daha baskın olduğu bir hidrotermal sistemin tarafından oluşturulmuş süperjen zenginleşmeler olarak değerlendirilmektedir. Alkali metazomatizmasma uğramış plütonik kayaç ile kireçtaşları dokanağında gözlenebilen ve daha sığ kesimlerde gözlenen serizitleşmeler, hem itonik kütle hem de breşik zon içinde derinlere doğru incelerek kaybolmaktadır. Yoğun bir silisleşmenin yanında cevherleşmeye eşlik eden ve cevherleşmeyi de kesebilen kalsit damarları ile pirit-kalkopirit-markazit-malahit gibi sülfidli parajenezler, ayrıca serizitik alterasyonların dokanağında yer alan rekristalize kireçtaşları içerisinde kolloform barit oluşumları hidrotermal sistemin son evrelerini temsil eden düşük sıcaklıklı oluşumlardır. Cevher oluşumu öncesinde, beraberinde veya sonrasında meydana gelebilen yan kayaç alterasyonu, hidrotermal akışkanın yan kayaç içerisindeki gözenekli ve geçirgen zonlarda dolaşırken, yan kayaçlar ile fiziksel ve kimyasal denge sağlanıncaya kadar reaksiyona girme eğiliminde olmasının bir ürünüdür. Genellikle cevher oluşturan magmatik-hidrotermal sistemin devamı olarak düşünülen geç evre alterasyon zonları bu akışkanların sığ kesimlerde meteorik(?) kökenli akışkanlarla karışmasıyla oluşmuştur. Ancak bu konudaki kesin veriler skapolit, kuvars ve kalsit minerallerinde tespit edilecek sıvı kapanımların incelenmesiyle ortaya konulabilir. Alterasyonların şiddeti ve/veya alterasyon derecesi derinlere doğru azalmaktadır. Dolayısıyla, bu evre muhtemel meteorik kökenli suların bölgedeki metazomatik oluşumları ve alterasyon lan oluşturan magmatik-hidrotermal sistemle karışması sonucu oluşan hibrid (Barton ve Johnson, 1996; Barton ve diğ., 1998; Barton ve Johnson, 2000a; 2000b; Hitzman, 2000) sistemin ürünü olarak kabul edilmektedir.

Cevherleşme

Divriği A-kafa bölgesi cevherleşmeleri oldukça yaygın metazomatik alterasyon zonları içinde bulunur. Metazomatik zonlar kendi içlerinde birbirlerinden ayrılabilen farklı zonlardan oluşur. Benzer zonların varlığından şimdiye kadar hiçbir çalışmada bahsedilmemekte, ancak cevherin "fels" olarak tanımlanan (Yıldızeli, 1977; 1998) zonlar içinde ve plüton-serpantinleşmiş ultramafik kayaç dokanakları boyunca geliştiği (Koşal, 1971; 1973; Yıldızeli, 1977; 1998) belirtilmektedir.

A-kafada gözlenen en büyük cevher kütlesi Murmano plütonu'nun morfolojisine uyumlu (Koşal, 1971; 1973) D-B ve KD-GB uzanım 11 ve yaklaşık GB'ya eğimlidir. A-kafada ana cevher zonu her ne kadar plüton-serpantinleşmiş ultramafik kayaç dokanağına yakın görünse de, yaygın filogopit-skapolit-K-feldispat zonları ile ilişkili K-G uzanımli, ana cevher kütlesine verev, tali manyetit cep ve damarcıkları da mevcuttur. Cevher içeren zonlar yer yer uyumsuz veya birbirini keser şekilde bulunur. Skapolit ve skapolit-granat zonlarındaki damarları çoğu zaman keserek yerleşen yapısal kontrollü cevherli zonlar (damar, cep ve odacıklar), önceden Na-Ca ve Fe metazomatizmasına uğramış magmatik kayaçlar içinde (skapolit, skapolit-granat zonları) ve onları kırık-çatlak sistemlerini kullanarak ornatır bir şekilde gözlenmektedir. Özellikle granat-skapolit damarlarını kesen dike yakın düşey atımlı faylar veya eklem sistemleri yaygın filogopit ve ikincil K-feldispat oluşumlarına yataklık eder. Cevherleşme filogopitleşmenin artmasına paralel gelişmeler göstererek, masif manyetit cevherleşmelerinin gözlemlendiği kesimler, kayacın neredeyse tamamının filogopitleştiği kesimlere karşılık gelir. Buna göre cevherli skarn zonlarını oluşturan sisteme skapolit-granat skarn zonu yan kayaçlık ettiği ve skarn sisteminin ilerleyen evrelerinde etkili olan kimyasal süreçlerle filogopiti oluşturarak beraberinde manyetit oluşumunu da getirdiği öne sürülmektedir (Yılmaz ve dig., 2002). Fakat granat ile filogopit-manyetit minerallerinin oluşum sıcaklıkları arasında yüksek sayılabilecek farkların olması, cevher oluşumunu sağlayan hidrotermal sistemin daha düşük sıcaklıklarda veya en azından daha kenar (sığ) kesimlerde etkili olması gerektiği şeklinde yorumlanmaktadır. Şekil 3'te de

görülebileceği gibi, eski çalışmalarda belirtilenin aksine cevher, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar içerisinde değildir. Cevher plütonik kayaç dokanağında ve bu dokanağa paralel olarak granitik kayaç içerisinde yer almaktadır. Özellikle filogopit-manyetit damarlarının yoğunlaştığı alanlarda ramplase olmamış, adacıklar şeklindeki relik plütonik kayaç parçaları "kalıntı" veya adacıkları bunun kanıtıdır. Öte yandan, serpantinleşmiş kayaçlar içerisinde de gözlenebilen filogopit-manyetit damar ve cepleri nispi olarak ince ve yereldir. Buna göre cevher esas olarak daha aktif olan intrüzif kayaç içerisinde kırık ve çatlaklar boyunca skapolit-granat zonunu ornatarak yerleşmiştir. Bir başka deyişle, cevherleşme bu zonu kesen kırık-fay düzlemleri boyunca oluşan filogopitle eş yaşlı veya hemen sonradır. Dolayısıyla cevherleşme ile filogopit zonlarının oluşması arasında kuvvetli ilişkiler olmalıdır.

Yapısal Kontrol

Divriği A ve B-kafa yataklarında yapılan incelemeler sonucunda, alterasyon ve skarn damarları ile cevher kütlelerinin belirgin yapısal elemanlar boyunca yoğunlaştığı saptanmıştır (Şekil 2). Bu durum, alterasyon zonları ve skarn damarlarının yapısal kontrollü olduğuna işaret etmektedir. Damarlar ve alterasyon zonlarında gözlenen sistematik-paralel oluşumlar, yapısal unsurların hidrotermal çözümlerin etkin olduğu dönemlerden hemen önce veya sırasında oluşmuş süreksizlik düzlemleri olduğunu göstermektedir. Oluşumlar ya granit tektoniğine ya da bölgesel tektonizmaya bağlı olmalıdır. Öte yandan, zonların ve damarların hemen hemen aynı doğrultularda ve sadece plütonik kayaçlar içinde bulunmaları, oluşumlarında granitin yerleşmesi ve soğumasıyla ilgili bir dizi olaylardan başka granit tektoniğinin daha etkili olması gerektiğini önermektedir. Cevherleşme ise yapısal unsurlar tarafından kontrol edilmektedir. Genellikle kırık-fay düzlemleri boyunca oluşan ve skapolit-granat skarn damarlarını kesen, onlara verev veya dik konumlarındaki filogopit-manyetit±skapolit±granat damarları ile kökensel ilişkileri bulunur. Muhtemelen skapolit ve granat damar oluşumunun hemen sonrasında veya bu damarları oluşturan sistemin göreceli olarak daha geç ve daha düşük sıcaklıktaki evrelerinde oluşmuş ve magmatik-hidrotermal sistemin daha sığ veya kenar

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

kesimlerinde etkili olan tektonik süreksizliklerden etkilenmiştir. Çünkü çoğu cep ve odacıkları hem damarları hem de skapolit-granat zonunu kesen kırık ve çatlaklar boyunca ve özellikle bu süreksizlik düzlemlerinin kesiştiği yerlerde yoğunlaşmaktadır. B-kafa oluşumlarını kontrol eden yapısal unsur ise büyük bir ihtimalle A ve B-kafa cevherleşmelerini birbirinden ayıran yaklaşık D-B doğrultulu fay zonedir (Şekil 2). A-kafa cevherleşmesi bu zona yakın ancak plütonik kayalar içinde yoğunlaşmıştır. Aynı şekilde B-kafa cevherleşmelerini de kontrol eden bu fay zonedir. Martitlenmiş manyetit kafalar şeklinde daha sık kesimlerde olması ve derinlere doğru manyetite geçiş göstermesi ve bunların yaklaşık 70-80° açılı fay zonu boyunca oluşması yapısal kontrolün varlığını işaret etmektedir. İşletme sahasının taban kesimlerinde breşik zon içerisinde manyetit çakıl ve kütleleri bulunmaktadır. Bu durum, B-kafa oluşumlarını kontrol ettiği düşünülen kırık zonu daha sonraki dönemlerde de hareketlendiğini göstermektedir.

TARTIŞMA

Murmano plütonunun yerleşme ve kristalleşme süreçleri ile ilişkili olarak oluşan skapolit ve granat zengin topluluklar, alterasyon ve metazomatizma zonlarının nispi olarak en içte oluşan ve yüksek sıcaklıklı topluluklarını temsil ederler. Murmano plütonu içinde ana cevher damarlarına yaklaştıkça sayı ve kalınlık olarak artan skapolit damarları yataktan uzak kesimlerde bile gözlenebilmektedir. Bu durum sodik-kalsik metazomatizmanın yoğunluğunu göstermektedir. Skapolit damarlarının merkezinde ve onları ornatarak gelişen granat, yatak içerisinde cevherli zonlara doğru, sıg ve kenar zonlarda artan bir şekilde yoğunluk kazanmaktadır. Granatların skapolit damarları boyunca ve onları ornatarak şekilde, cevherli zonlara (sıg-kenar) doğru ise 3-5cm kalınlığında granat damarları olarak bulunmaları sodik-kalsik alterasyon metazomatizmaya uğramış kayaların daha sonra granat oluşumlarına yan kayaçlık ettiğini göstermektedir.

Skapolit damarlarının plütonik kütle içerisinde gelişmesi iki şekilde açıklanabilir, (a) skapolitlerin yerleştiği damarlar plütonun bölgeye sokulumundan daha önce de var olan (pre-existing) kırık-çatlak sistemleridir ve daha sonra bu kırık-

çatlak sistemleri plütondan salgılanan alkalilerce zengin çözeltiler tarafından doldurulmuştur. Bu varsayımın göre skapolit damarlarının sadece plüton içinde değil serpantin ve kireçtaşı içerisinde de gelişmesi gerekir. Serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde çok ince skapolit oluşumlarının varlığından Bayhan ve Baysal (1982) bahsetmiş olsa da bu oluşumlar göreceli çok az ve sınırlıdır ve skapolit sadece granitoidler içinde gözlenmektedir. Dolayısıyla bölgesel (tüm kayaları etkileyen) bir skapolitleşmeden söz etmek doğru değildir. Bu durumda skapolitlerin Murmano plütonunu da kesen derinlerdeki bir başka plüton tarafından salgılanan alkali çözeltilerle oluşturulması gerektiği düşünülebilir. Ancak, bölgede bu özelliklere sahip bir plütonun varlığına dair veri yoktur, (b) skapolitleşme; plütonun bölgeye yerleşmesi ile eş yaşlı veya en azından hemen sonra otometazomatik süreçler ile ilişkili olmalıdır (Pollard, 2000; 2001; Barton ve Johnson, 2000a; 2000b). Buna göre, magmatik kristalleşme süreçleri geçiren alkali-CC^ce zengin bir magmanın bölgeye yerleşmesinden hemen sonra veya yerleşmesi ve kristalleşmesi sırasında plüton çeperinin otobreşleşmesi (sinplütonik-sintektonik faylanma-kırılma) çeper boyunca kırık-çatlak sistemlerinin oluşumunu hızlandırmış olmalıdır. Bu sistemler boyunca hızla hareket eden magmatik akışkanların, oluşan minerallerin bileşimini (magma çeperlerinde) metazomatik süreçler ile değiştirmesi (Burnham, 1979) skapolitleşmeyi de beraberinde getirmiştir.

Alkali metazomatizmanın Murmano plütonundaki etkileri sadece skapolitlerin oluşumundan ibaret değildir. A-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği bölgede cevherleşme yaygın bir K-potassik alterasyon zonu içinde bulunur. Potassik alterasyon, önceleri ikincil K-feldispat oluşumları daha sonraki evrelerde ise tüm damar sistemlerini kesen filogopit oluşumları ile temsil edilir. Hatta bazı kesimlerde cevher, ikincil K-feldispatların monzonitik kayaları tamamen ornatarak oluşturduğu neredeyse % 60-80 K-feldispattan oluşmuş pembe-kırmızı renkli metazomatik bir kayalar içinde bulunur. Bu durum bölgeye sokulum yapan magmanın CO₂ miktarı ile doğrudan ilgilidir. Bu tür magmalarda H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl içeren magmatik akışkanların birbirleriyle karışmalarını yukarıdaki alterasyonların oluşumunda kritik rol oynar

(Pollard, 2000). Deneysel çalışmalar CO_2 içeren birincil akışkanlarla ilişkili iki-alkali feldispat ile dengede bulunan akışkanların $Na/(Na+K)$ oranının klorid içerikli karışmamış sulu akışkanların oranından çok daha yüksek olduğunu göstermektedir. Sıcaklığın ve basıncın düşmesiyle birbirinden hızla ayrılan akışkanlar, Divriği A-B-kafa oluşumları ile benzer özellikler sunan Fe oksit-Cu-Au sistemlerinin derin kesimlerinde olduğu gibi plütonik kayacın skapolit veya albitleşmesi ile sonuçlanır. Klorid içeren akışkanlarda $Na/(Na+K)$ dengesinin artmasından dolayı magmatik kayalarda alkali feldispatlar tarafından hızlandırılan K-feldispatlaşma oluşur (Pollard, 2000; 2001). Bu olay CO_2 'ce zengin bir magmada sıcaklığın artmasından dolayı CO_2 çözünürlüğünün hızla düşmesi ve magma içinde ayrı bir faz olarak ayrılmasına, geride kalan magmada $Na/(Na+K)$ oranının artmasına ve dolayısıyla oluşan plütonik kayacın önce Na-metazomatizmasına uğramasına, daha sonra ise K-metazomatizmasına uğramasına neden olmaktadır (Pollard, 2000; 2001). Benzer oluşumlar Perring ve diğerleri (1999)'de de belirtilmektedir.

Nispi olarak prograd evreye göre daha düşük sıcaklıklarda oluşan minerallerle temsil edilen filogopit-manyetit damarları, manyetit cep ve odacıkları her zaman için skapolit-granat zonu (metazomatik kayalar) içerisinde kırık ve çatlak sistemleri boyunca ve çoğu zaman damar ve damarcıklar keser şekilde gözlenir. Manyetit oluşumu her zaman filogopit oluşumu ile ilişkilidir. Cevherli damarlarda manyetit her iki taraftan filogopitli bir zon tarafından sınırlandırılmakta ve filogopiti ornatarak yerleşmektedir. Skapolit-granat damarlarını yaklaşık dik açılarla veya verev olarak kesen kırık sistemleri boyunca plütonun daha derin kesimlerinde önce damarcıklar (1-2 cm) halinde gözlenen filogopitler, daha sonra sıg kesimlere doğru 2-3 m kalınlıklara ulaşmaktadır. Kırık sistemlerinin yoğunluğu ile filogopitleşmenin şiddeti birbiriyle doğru orantılıdır. Sadece filogopit-manyetit (\pm skapolit \pm granat) veya K-feldispatça zengin damarların bulunduğu kırık sistemleri boyunca incelik kaybolan (3-5 mm'lik) damarcıklar olarak gözlenen manyetit cevherleşmesi, birkaç kırık sisteminin birbirini kesmesiyle plütonik kayacın neredeyse tamamının koyu yeşil-siyah filogopit haline dönüştüğü kesimlerde metrelerce kalınlıkta masif manyetit cevherleşmeleri haline gelmektedir.

Martitleşmiş manyetit ve limonitik zonlarla temsil olunan B-kafa cevherleşmeleri derinlere doğru masif manyetite geçiş göstermekte ve muhtemelen geç hidrotermal evrede meteorik kökenli suların daha baskın olduğu hibrid (Barton ve Johnson, 2000a; 200b) sistemler tarafından oluşturulmaktadır. Morfolojik olarak huni şekilli bir görünüme sahip olan B-kafa oluşumları breşik bir yapı gösterir. Sıg kesimlerde yoğun bir serizitleşme ile bunun yanında killeşme ile kireçtaşı dokanalarında ve kireçtaşı içerisinde kolloform barit oluşumları derinlere doğru azalmakta, buna karşın yoğun bir silisleşme karbonatlaşma ve sülfid cevherleşmelerinin arttığı gözlenmektedir. Hidrotermal sistemin geç evrelerinin (düşük sıcaklıklı) ürünlerini temsil eden bu oluşumlar aynı zamanda sıg ve derinlerdeki hidrotermal sistemin durumundaki farkları yansıtabilir.

SONUÇLAR

Divriği (Sivas) A-B-kafa demir cevherleşmeleri, genel olarak Murmano plütonunun alkali metazomatizma süreçleri ile kimyasal içeriğinin değiştirildiği, zonlanma ve alterasyon deseni bakımından hem skarn hem de Fe-oksit-Cu-Au yataklarının özelliklerini gösterir. İşletme amaçlı açılan basamaklar boyunca yapılan haritalarına, yatağın oluşumunda etkili olan hidrotermal sistemin evrimini yansıtmakta olup, cevherleşmenin bu sistem içerisindeki yerini göstermektedir. Skamlaşma ve alterasyon zonu tamamen veya genellikle granitik kayalarda gözlenir ve cevherleşme bu zonlar içinde gelişmiştir. Divriği A-B-kafa oluşumları, bölgedeki magmatik kayaların yerleşme, kristallenme ve soğuma süreçleri ile doğrudan ilişkili prograd (ilerleyen), retrograd (gerileyen) ve geç alterasyon evresi olmak üzere ardışık üç ana evrenin ürünüdür. Prograd evre mineral toplulukları Murmano plütonu'nun önce damarlar halinde daha sonra saçınımlar halinde tamamen skapolitleşmesiyle başlar. Skapolitler çoğunluğu plajiyoklazlarla birlikte veya onlardan dönüşmüş olarak bulunur. Skapolitlerin önce damarlar halinde (merkezi kesimler) daha sonra kayacın bütününde saçınımlar veya cepler halinde gözlenmesi, bölgedeki plütonik kayaların önce yaygın sodik-kalsik alterasyonlara uğradığını ve bu nedenle sodik-kalsik bir metazomatizmanın, kayacın

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

kimyasal bileşimini etkilediğini göstermektedir. Dolayısıyla, hem prograd evre, hem de retrograd evre mineral topluluklarının skapolitleşmiş kayaç toplulukları üzerinde geliştiği söylenebilir. A-kafa cevherleşmesinde skapolit ve skapolit-granat skarn zonları prograd evre ürünleri olarak gözlenirken, filogopit-manyetit±skapolit±granat oluşumları retrograd evre ürünleri olarak gözlenir. B-kafa oluşumları breşik kayaçlar içinde oluşmuştur ve geç alterasyon evre ürünleri olarak tanımlanmaktadır. Bu evrede hematit-limonit zonları ve sülfüdlü alterasyon zonları tespit edilmiştir. Her evre birbirinin peşi sıra gelişen aşamalar olmakla beraber, birbirini üzerleyen-maskeleyen ya da silen mineralleşmeleri de temsil eder. Yatak içerisinde hakim plütonik kayaç, yaygın alkali metazomatizması, plütonun soğuması veya kristal lenmesi sonrasında alkali metazomatizması (granitoyid metazomatizması) ile ilişkilidir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Barton, M. D., Hassanzadeh, J., Battles, D. A., and Marikos, M. A., 1991, Magnetite-apatite-REE mineralization in the Great Basin. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 23, no. 5, p. 292.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 1996, An evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (-REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24. 259-262.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., ve Hanson, B.R., 1998, Evaluation of possible roles of non-magmatic brines in igneous-related Fe oxide-(Cu-Au-REE) deposits. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 30, s. 127.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 2000a, Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, vol. 1, 43-60.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 2000b, Phanerozoic iron-oxide(-REE-Cu-Au-U) systems in southwestern North America and their origins. Fe-oxide-Cu-Au deposits: A discussion of critical issues and current developments, M.D. Roberts and M.C. Fairclough (eds). EGRU Contribution 58, James Cook University, s. 5-11.
- Bayhan, H., ve Baysal, O., 1982, Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik-petrolojik incelenmesi. *TJK Bült.*, 25, 1-13.
- Baykal, F., 1966, 1:500 000 ölçekli Sivas paftası jeolojisi. MTA yayınları, Ankara.
- Bottke, H., 1981, Lagerstättenkunde des Eisens. Verlag Glückauf GmbH, 202s., Essen.
- Boztuğ, D., 1998, Post-collisional Central Anatolien Alkaline Plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-165.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed H.L. Barnes (ed.), John Wiley&Sons, NewYork.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., ve Newberry, R. J., 1981, Skarn Deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 317-391.
- Gysin, M., 1938, L ere impression sur la geologie de la region de Divrik, sur la structure et sur Y origine du gisement de fer. MTA Rapor no. 700, Ankara (Yayınlanmamış).
- Hitzman, M.W., 2000. Iron-oxide-Cu-Au deposits: What, Where, When and Why. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, vol. 1.9,26.
- Klemm, D.D., 1960, Die Eisenerz vorkommen von Divrik (Anatolien), als Beispiel tektonisch angelegter pneumatolytisch-metasomatischer Lagerstätten bildung: N. Jahrbuch f. Mineralogie, Abh. 94 (Festband Ramdohr), s. 591-607, Stuttgart.

- Koşal, C, 1965, Divriği civarı jeolojisi ve magmatojen cevher yatakları. MTA rapor no. 3743, Ankara (Yayınlanmamış).
- Koşal, C, 1971, Divriği A-B-kafa demir yataklarının sondajlı aramalar jeolojik raporu. MTA rapor no. 4304, Ankara (Yayınlanmamış).
- Koşal, C, 1973, Divriği A-B-C kafa demir yataklarının jeolojisi ve oluşum üzerine çalışmalar. MTA dergisi, s. 81, 1-22.
- Kovenko, V., 1937, Divriği imtiyaz manyetit yatağı hakkında rapor. MTA rapor no.485, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kovenko, V., 1938, Divrik mıntikasındaki bazı az ehemmiyetli madenlere (demir, bakır, altın) yapılan ziyaret hakkında rapor, MTA rapor no: 496, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kovenko, V., 1940, Divrik'teki büyük mineralizasyona yapılan ziyaret hakkında muhtıra, MTA rapor no: 1035, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kuşçu, İ. ve Erler, A., 1998, Mineralizations in collision related setting: Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Reviews, 40, 552-565.
- Meinert, L.D., 1983, Variability of skarn deposits - Guides to exploration: in Boardman, S.J., ed", Revolution in the Earth Sciences, Kendall-Hunt Publishing Co., p. 301-316
- Meinert, L. D., 1993, Igneous petrogenesis and skarn deposits. R.V.Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, and J.M. Duke,(eds)'de, Geol. Assoc. Can Special Paper, v.40, 569-583.
- Öztürk, H. ve Öztunalı, Ö., 1993, Divriği demir yatakları üzerinde genç tektonizma etkileri ve sonuçları, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 8, 97-106s.
- Petrasccheck, W. ve Pohl, W., 1982, Lagerstättenlehre, B.8.V.H., 341s, Stuttgart.
- Pilz, R., 1937, Divrik ve Hasançelebi demir yatakları hakkında bazı jeolojik ve iktisadi mülahazalar, MTA rapor no. 477, 481, Ankara (Yayınlanmamış).
- Perring, C.S., Pollard, P.J., Blake, K.L., Dong, G., ve Nunn, A.J., 1999. Metallogeny of the Lightning Creek Cu-Au prospect. Mount Isa Inlier, Australia. CJ. Stanley, A.H. Rankin ve R.J., Bodnar (eds.) Mineral deposits: process to processing, vol. 1, Balkema, Rotterdam, 413-416.
- Pollard, P.J., 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide-Cu-Au mineralization. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: Aglobal perspective vol. 1,27-42.
- Pollard, P.J., 2001. Sodic(-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl fluids. Mineralium Deposita, 36, 93-100.
- Ünlü, T., 1983, Sivas, Divriği-Akdağ; Gürün-Otluklise; Erzincan, Kemaliye, Bizmişen-Çaltı, Kurudere ve Adıyaman, Çelikhan-Bulam demir yatakları hakkında görüşler: MTA Maden Etüd Dairesi, Rap. No. 1901, Ankara (Yayınlanmamış).
- Ünlü, T., ve Stendall, H., 1986, Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası: Orta Anadolu, Türkiye, Jeo. Müh., 28, 127-140.
- Ünlü, T., ve Stendall, H., 1989, Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 432, 21-37.
- Wijkerslooth, P. DE, 1939, Demirdağ (Divrik) demir yatakları hakkında jeolojik rapor, MTA rapor no. 803, Ankara (Yayınlanmamış).

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

- Wijkerslooth, P. DE, 1941, Divrik (Sivas Vilayeti) demir cevheri zuhuratının tevvün ve yaşı hakkında bazı malumat. MTA Mecmuası, sayı, 3, 24, Ankara.
- Yıldızeli, N., 1977, Divriği-Dumluca Sondajlı Etüd Raporu, MTA rapor no. 5986, Ankara (Yayınlanmamış).
- Yıldızeli, N., 1998, Divriği (GD Sivas) yöresinde ofiyolit-granitoyid ilişkisiyle gelişen fels tipi demir yatakları. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Semp. Bildiriler Kitabı, 130-138s., Sivas.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1987, Parallel whole rock isochrons from a composite, monzonitic pluton, Alpine belt, Central Anatolia, Turkey. N.J. Miner. Mh., H.5, s.193-204, Stuttgart.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1988a, Alpine ophiolite obduction before 110±5 Ma ago Taurus Belt, eastern central Turkey: Tectonophysics, V.145, No. 1-2, 55-62.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1988b, Murmano plütönu'nun yaşı ve ofiyolitle olan ilişkisi (Divriği-Sivas): MTA Dergisi, 108, 82-97.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın yapılmasında her türlü desteği sağlayan Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne sonsuz teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Divriği (Sivas) A-B kafa mineralizations show stratigraphical and tectonical relationships to Murmano pluton, Akdağ limestones and serpentinitized iltramafic rocks in Güneş ophiolite\ although, the primary geological contact relationships are not well-preserved. The magmatic-hydrothermal system that controls the mineralizations is related to emplacement, crystallization and cooling of the Late Cretaceous Murmano pluton. The plutonic rocks have been experienced a pervasive alkaline metasomatism

resulting in scapolitization followed by a potassic alteration resulting in secondary K-feldspar formation. The mineralization is hosted by these metasomatic rocks, and by rocks that could be regarded as endoskarns. The exoskarns are not observed or are not of importance and limited to a few veinlets within the serpentinitized iltramafic rocks. The alterations and mineralizations were formed in three successive stages in the region. The examples of the prograde stage dominate in region known as A-kafa. This phase is resulted in the formation of metasomatic zones starting from granitoids (central parts) to serpentinites as scapolite, scapolite-garnet zones. The alterations are observed mainly in monomineralic zones in a successive manner. The first stage is represented by scapolite zone. This zone that forms the central and/or the deeper part of the alteration zones, contains scapolite veining system within the Murmano pluton. This zone indicates the presence of a sodic-calcic alteration in the region. The garnet containing scapolite veins and veinlets are defined as the scapolite-garnet zone. The garnets occur at the central parts of the scapolite vein, or as individual veins parallel to the scapolite veins. The scapolites in this zone are smaller and more prismatic compared to equivalents in the scapolite zone. The abundance of garnets tends to increase with abundance and thickness of scapolite veins. This is also consistent with the increase in the abundance of secondary K-feldspars in the granitoids.

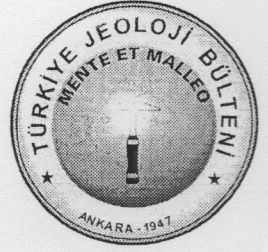
The retrograde stage consists of phlogopite-magnetite-fK-feldspar (\pm scapolite \pm garnet) zones and the late alteration products. The products of this stage is observed both B-kafa region, and in A-kafa region as superimposing and/or replacing the prograde assemblages. The phlogopite-magnetite+K-feldspar (\pm scapolite \pm garnet) zones occur as replacing and cutting the scapolite and scapolite-garnet zones. These are either phlogopite-magnetite veins or as scapolite-phlogopite-magnetite veins mainly parallel to the scapolite-garnet veins. An occasional zonal arrangement is also present towards the margins of these veins as magnetite-phlogopite-scapolite-fresh rock (metasomatized monzonite). Even, monzonite is left behind as "relict" and/or unreplaced islands within an extensive phlogopite veining (that cross-cuts each other) system. The main magnetite

mineralization is hosted by the phlogopite veining system, and is genetically related to phlogopite formation. The increase in thickness and areal distribution of phlogopite formation enhance the amount and intensity of the magnetite mineralization.

The late-alteration stage, that last stage, is represented by formation of hematite, limonite, goethite and sulfide mineralizations in a brecciated, sericitized and carbonated rocks. The B-kafa mineralizations that are regarded as the continuum of hydrothermal system forming the A-kafa mineralizations have a conical shape that thins downward. Therefore, it resembles to breccia pipes and diatexemes in Fe-oxide-Cu-Au systems. The contacts of brecciated rocks with recrystallized limestones are mainly sharp, while it is sheared and faulted with serpentized rocks. The silicification and carbonization that increase downward is accompanied by sulfide mineralization. However,, martitized zones grade downward into massive magnetite bearing zones,, The sericitized granitoids at shallower levels and barite-bearing limestones in contact with these granitoids represent the late and low temperature products of hydrothermal system..

Makale Geliş Tarihi 10 Mayıs 2002
Kabul Tarihi 22Ara.lsk.2002

Received : May 10, 2002
Accepted : December 22, 2002



Geyikdağ'da (Orta Toroslar) Geç Kuavaterner Buzullaşmasına Ait Morenlerin Sedimanter Fasiyes Analizi ve Ortamsal Yorumu

Sedimentary Facies Analyses and Depositional Environments of Late Quaternary Moraines in Geyikdağ (Central Taurus Mountains)

Attila ÇİNER

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

Öz

Geyikdağ (Orta Toroslar) etrafındaki tekne vadiler 2000 m civarında olup yükseklikleri 2850 m'yi bulan dağlar ile çevrelenmişlerdir. Günümüz daimi kar sınırının 3500 m civarında olduğu hesaplanan bölgede aktif bir buzul bulunmamakla birlikte Geç Kuvaterner buzullaşmasına ait çeşitli izlere rastlanmıştır. Namaras ve Susam Vadileri'nde düzensiz bir dağılım gösteren çeşitli büyüklükteki tepecik ve çukur alanların oluşturduğu bir topoğrafya gözlenmektedir. Yükseklikleri 1-10 m, genişlikleri ise 10-30 m arasında olabilen bu tepecikler genellikle eni 5-30 m'yi bulan ve belirgin bir şekle sahip olmayan çukur alanlar ile birbirlerinden ayrılırlar. Tepeciklerin üstleri köşeli-kireçtaşı çakılları ve bloklar ile kaplı olup iç kısımları katmanlanma ve boylanma göstermeyen matriks destekli bir diamikton (til) görünümüne sahiptir. 30 km²'den fazla bir alan kaplayan bu yapılar ölü buzullardan çökelen tümseksi morenler olarak tanımlanmışlardır. Tümseksi morenleri sınırlayan, yükseklikleri 200 m, uzunlukları ise 500 m'den fazla olabilen sırtlar da yan ve cephe morenleri olarak yorumlanmışlardır. Susam Vadisi'nde dalgalar halinde yayılan bir dil şeklinde gözlenen ve periglasiyal bir kaya buzulunu andıran yerşekli ise bölgedeki en genç buzul aktivitesinin ürünü olan cephe morenlerine atfedilmiştir.

Ülkemiz Kuvaterner vadi buzullarının dağılımı ve bunların oluşturduğu morenlerin sedimanter özellikleri çok az bilinmektedir. Geyikdağ civarındaki vadilerde gözlenen morenlerin çeşitlerinin ve bunların çökel ortamlarının bu çalışma ile belirlenmiş olması, genel anlamda Türkiye'deki Kuvaterner buzullaşmasının dinamiği, kapsamı ve zamanlamasının anlaşılabilmesine de önemli katkılar sağlayacaktır.

Anahtar Sözcükler: Buzullaşma, Geç Kuvaterner, Geyikdağ, yan ve cephe morenleri, til, tümseksi morenler

Abstract

Glacial and periglacial features of Late Quaternary age are observed near Geyikdağ (Central Taurus Mountains) in U-shaped valleys located at an altitude of more than 2000 m and surrounded by mountain ranges reaching 2850 m. The Namaras Valley and its tributary Susam Valley are characterized by coarse loose material forming chaotic knob-and-kettle topography covering more than 30 km². Mounds, 1-10 m high and 10-30 m wide, are separated by 5-30 m wide, few meters deep, irregular depressions. The upper surfaces of the mounds are covered by angular to subangular limestone pebbles and blocks and internal sediments show a typical diamicton appearance with pebbles suspended in a muddy to sandy matrix. These chaotic structures are interpreted as hummocky disintegration moraines from former glaciers. Several morainic ridges, up to 200 m high and more than 500 m long that limit the hummocky moraines are interpreted as ice-marginal lateral and terminal moraines. In the tributary Susam Valley, part of the coarse loose material forms a tongue-shaped structure with successive arcuate ridges and furrows at its down valley reach. This structure, which is connected upward to a talus slope and perched cirque, resembles the morphology of a periglacial rock glacier but is interpreted as the disintegration moraine controlled by small periodic retreat and readvance of the last active ice-front in this region.

The distribution of valley glaciers and sedimentological aspects of the related moraines are poorly known in Turkey. The identification: of different types of moraines and their deposition®! conditions in Geyikdağ provide important information in the understanding of dynamics, magnitude and timing of Late Quaternary glaciations in Turkey.

Key words; Geyikdağ, hummocky moraines, Late Quaternary, lateral and terminal moraines, till, valley glaciation

GİRİŞ

Toros Dağları, Akdeniz'e paralel bir şekilde, Türkiye'ni güneybatısından güneydoğusuna kadar uzanırlar (Şekil 1). Güneydoğu Teraslar Türkiye'nin, güncel buzul kapasitesinin üçte ikilik kısmını barındırdığı gibi Kuvaterner buzullaşmasının, izlerinin de en yaygın şekilde gözlendiği bölgesidir özellikle Cilo Dağı (4135 m) üzerindeki Reşko buzulu ve Sat Dağı (3794 m) üzerindeki Geverok buzulu ile bunların Kuvaterner'in çeşitli dönemlerinde oluşturdukları morenler çok geniş alanlar kaplarlar (Bobek, 1940; Erinç, 1952; Messerli, 1967). Batı Toroslar ise yüksek daimi kar sınırı ve bu daimi kar sınırının üzerine çıkabilen çok az sayıdaki zirvenin, varlığından dolayı güncel buzul barındırmazlar (Kurter ve Sungur 1980; Kurter, 1991). Buna karşın bu bölgede de Kuvaterner buzullaşmasının izlerini Beydağ (3086 m), Akdağ (3016 m), Honaz Dağı (2571 m) ve Sandıras Dağları'nın (2295 m) özellikle kuzey ve kuzeydoğuya bakan vadileri boyunca bulmak mümkündür (de Planhol, 1953; Önde, 1954; Darkot ve Erinç, 1954; Erinç, 1955a, 1955b; Yalçınlar, 1954, 1955; Messerli, 1967; Doğu, 1993; Kuzucuoğlu ve Roberts, 1998; Doğu vd., 1999a, 1999b).

Orta Toros Dağları ise ufak da olsa birkaç buzul barındırırlar., Bunun yanı sıra özellikle Aladağlar'ın Yedigöller çanağı (3100 m civarı) ve doğuya bakan vadileri ile Bolkar Dağlarının (Medetsiz Zirvesi, 3524 m) kuzey ve hatta güneye bakan vadilerinde bile Kuvaterner'de çok. etkin bir buzullaşmanın hüküm sürdüğünü gösteren çok iyi korunmuş çeşitli tipte morenler mevcuttur (Blumenthal, 1956; Spreitzer, 1956, 1969, 1971; Messerli, 1967; Birman, 1968; Klaer, 1969; Arpat ve Özgül, 1972; Erol, 1981; Altın, 1998; Çİner, 2002).. Orta Toroslar'daki güncel daimi kar sınırı 3200-3700 m ve Son Buzul Çağı daimi kar sınırı ise 2200 m civarındadır (Messerli, 1967).

By çalışmada, Antalya'nın 100 km kadar kuzeydoğusundaki Geyikdağ (Orta Toroslar Alanya O28 al ve a2 paftaları.) etrafındaki vadilerde gözlenen Kuvaterner buzullaşmasına ait çeşitli tipteki morenler ile bunları oluşturan buzul çökellerinin (til) sedimentolojik özellikleri ve çökel ortamları irdelenmiştir (Şekil 1). Çalışma alanında, kuzeybatı-güneydoğu istikametinde uzanan ve yükseklikleri 2500' ile 2850 m arasında değişen, genelde kireçtaşlından oluşmuş dağlar ile bunlara paralel ve/veya dikey olarak konumlanmış tekne buzul vadileri (2000-2150 m) bulunmaktadır (Şekil 2), 1/35 000 ölçekli hava fotoğrafları ve Landsat uydu görüntüleri, başta Namaras Vadisi olmak üzere Geyikdağ civarındaki vadilerin birçoğunda küçük, tepelik ve çukurların bulunduğu izlenimini veren yerçekillerinin varlığına işaret, etmektedirler (Arpa/ ve Özgül, 1972; Çİner vd., 1999). Gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucunda bu tepeliklerin büyük çoğunluğunun, her biri ortalama 10 m yükseklikte ve 30 m fedar genişlikte olan ve birbirlerinden birkaç on metrelik çukur alanlar ile ayrılan, tümseksi morenler (hummocky moraines) oldukları tespit edilmiştir.

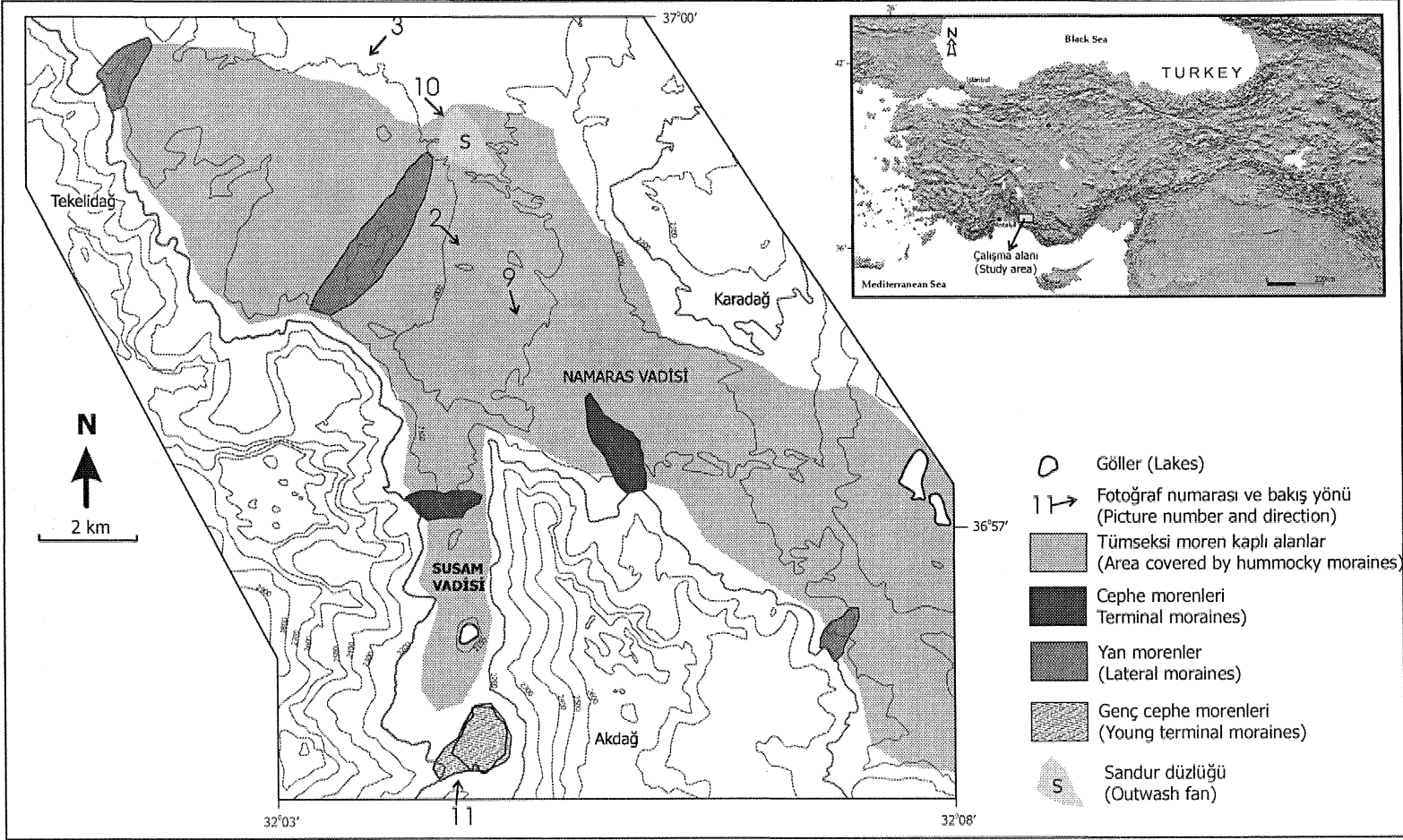
BUZUL ÇÖKELLERİ

Namaras Vadisi

Namaras Vadisi. Tekelidağ-Akdağ ile Karadağ arasında kalan tekne şekilli tipik bir buzul vadisidir (Şekil 1 ve 2), Vadi genel olarak küçük tepelik ve çukur alanlar ile kaplı olup, tepelikleri oluşturan kireçtaşı blok ve çakılları aşınınım çok daha yoğun olduğu kuzeye bakan yamaçlardan gelmişlerdir.. Nitekim, kuzeye bakan yamaçlarda buzyalıkları (cirques) ve sivri zirvelerin (arettes) bol miktarda bulunmalarına karşın, güneye bakan yamaçlarda buzul aşındırmasına dair izler hemen hemen yok gibidir (Şekil 3),

Tümseksi Morenler

Namaras Vadisi'nde gözlenen tümseksi. yerçekilleri vadinin güney kesiminde daha da



Sekil 1: Çalışma alanının yer buldurur haritası ve morenlerin dağılımı.
Figure 1: Location and moraines distribution map of the study area.

yoğun bir şekilde bulunurlar (Şekil 3). Bunlar genellikle düzensiz bir dağılım gösteren, çeşitli büyüklükteki tepecik ve çukur alanlardan ("knob-and-kettle topography", Gravenor ve Kupsch, 1959) oluşmuşlardır. Yükseklikleri 1-10 m, genişlikleri ise 10-30 m arasında olabilen bu tepecikler 5-10°'lik bir yüzey eğimine sahiptirler. Tepecikler genişliği genelde 5-30 m'yi bulabilen ve belirgin bir şekle sahip olmayan çukur alanlar ile birbirlerinden ayrılırlar. Bazen daha da yaygın olabilen bu çukur alanlar çoğu yerde mevsimsel göller ile dolmuşlardır (Şekil 4).

Tepeciklerin üstleri köşeli-yarı köşeli kireçtaşı çakılları (5-20 cm) ile 1-2 m boyundaki bloklar ile kaplanmıştır (Şekil 5). Çakılların arasında kimi yerde silt-kum boyutlu sedimanlar bulunurken, kimi yerde ise toprak oluşumu başlamış durumdadır. Toprak örtüsünün yaygın olarak geliştiği yerlerde ise çeşitli bodur bitkilerden oluşan bir örtü bulunabilir. Ender olarak rastlanılan yol yarmalarındaki gözlemlerden ise tepeciklerin iç kısımlarını oluşturan buzul çökellerinin nispeten daha ince boyuttaki malzemelerden oluştuğu görülmektedir. Üst kısımların aksine iç kesimlerde blok boyutundaki sedimanlar daha az miktarda olup çakıllar silt-kum boyutlu bir matriksin içinde yüzer durumdadırlar (Şekil 6). Katmanlanma ve boylanma özelliği göstermeyen ve tipik olarak matriks destekli diamikton (til) görüntüsü sunan bu sedimanların içinde, buzul akması sırasında aşındırılma nedeni ile şekillenmiş ütü taşı (flat iron; Von Engeln, 1930) ve kurşun taşı (bullet; Boulton, 1978) olarak bilinen buzul çakılları da gözlenmektedir (Şekil 7). Bunun yanı sıra, vadi kenarlarında ve ana kayanın açığa çıktığı yerlerde buzulun geçişi sırasında şekillenen hörgüç kayalar (whalebacks, roches moutonees) ile az da olsa buzulun içindeki ince taneli sedimanların ana kayayı aşındırması sonucu oluşan ve derinlikleri 1 cm'yi uzunlukları ise 1 m'yi geçmeyen buzul çiziklerine (striations, grooves) de rastlanılmıştır (Şekil 8).

Tümseksi morenleri birbirlerinden ayıran çukur alanlar küçük boyutlu (1-10 cm) çakıllar ve/veya ince bir siltli çamur örtüsü ile kaplı durumdadırlar. Kimi yerlerde bu çukurlukları geçici olarak dolduran suların yarattığı göllerin çoğunun yaz sonuna doğru tamamen kurdukları gözlenmiştir

(Şekil 4). Özellikle kıyı çizgisi boyunca gelişmiş ve genellikle otlardan oluşan bitki örtüsü de tümseksi morenler ile geçici göllerin sınırlarını belirlerler.

Yan ve Cephe Morenleri

Namaras Vadisi'nin güney kesiminde, özellikle Akdağ ve Tekelidağ'ın kuzeye bakan yamaçlarındaki buzyalıklarından ve küçük yan vadilerden kaynaklanan buzulların oluşturduğu çeşitli boyutlardaki yan ve cephe morenleri ne de rastlanır (Şekil 1 ve 9). Yol kesitlerinden anlaşıldığı üzere bu morenleri oluşturan buzul çökellerinin doku ve içerikleri tümseksi morenleri oluşturanlar ile örtüşmektedir. Anılabilecek yegane farklılık blok boyutundaki sedimanların yan ve cephe morenlerinde daha yoğun bir şekilde ve 3 m'yi geçebilen ebatlarda bulunabilmeleridir. Yükseklikleri 200 m'yi ve uzunlukları da genelde 500-600 m'yi aşabilen bu morenler, tümseksi morenlere göre çok açık bir şekilde arazide kendilerini belli etmektedirler (Şekil 9). Yan ve cephe morenlerinin üst kesimleri aşınmadan dolayı biraz düzelmiş olmakla birlikte yamaç eğimleri 30-40° civarında olabilir. Bu yanal yüzeylerin iç kesimlerinin kimi yerlerde tümseksi morenler tarafından kısmen üzerlenmiş olmaları yan ve cephe morenlerinin stratigrafik olarak daha yaşlı olduklarının da bir kanıtıdır.

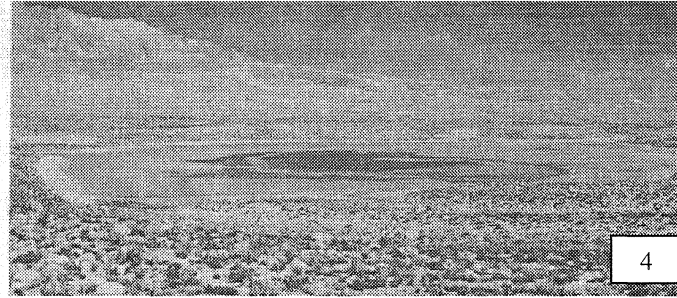
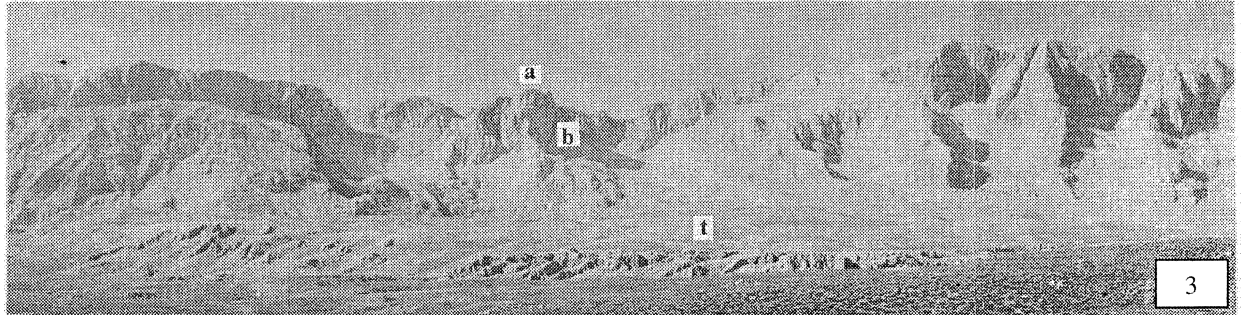
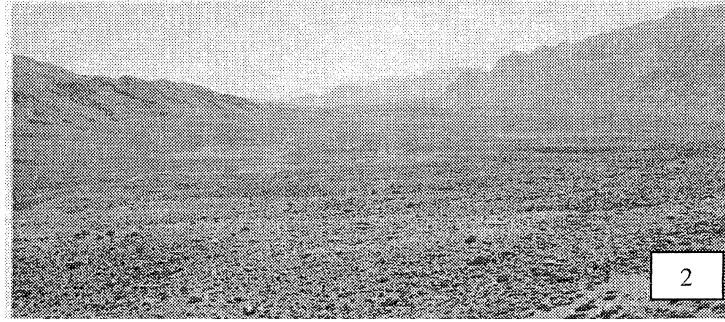
Sandur Düzlüğü

Namaras Vadisi'nin kuzeybatısında bulunan küçük bir alandaki tümseksi morenlerin ve çukur alanların üzerleri kimi yerde kalınlığı 10 m'yi bulabilen bir sediman örtüsü ile kaplı durumdadır. Güncel bir derenin aşındırdığı kesitten görüldüğü kadarı ile bu sediman örtüsü kabaca tabakalanmış çakıl ve kaba kum boyutundaki sedimanlardan oluşmaktadır (Şekil 10). Stratigrafik kesitte alttan üste doğru gidildikçe tane boyunun küçüldüğü çevrimler, biniklenmiş (imbrication) kireçtaşı çakılları, akıntı ripılları ve en üst kesimde ince bir toprak örtüsü de gözlenmektedir.

Susam Vadisi

Namaras Vadisi'ne dik olarak konumlanmış çok daha küçük bir buzul vadisi olan Susam Vadisi içerdiği tümseksi morenlerin yanı sıra diğer alanlarda gözlenmeyen bir yerşekline de sahip olması açısından ilginçtir (Şekil 1). Vadinin en güneyindeki küçük bir buzyalağından aşağı doğru

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI



Şekil 2:Namaras Vadisi ve tümseksi morenlerin doğuya doğru genel görünümü. Şekil 1'de fotoğrafların çekildiği yönler işaretlenmiştir.

Figure 2: Eastward view of the Namaras Valley and hummocky moraines. The direction of the pictures are marked in Figure 1

Şekil 3: Tekelidağ (solda) ve Akdağ'ı (sağda)oluşturan kireçtaşlarının yamaçlarında gelişmiş sivri tepeler (a), buzyalaklan (b) ve ölü buzulların ürünü tümseksi morenler (t).

Figure 3; Photomosaic of arefés (a), glacial cirques (b) and hummocky moraines (t) developed on the slopes and in front of Tekelidağ (to the left) and Akdağ (to the right) Mountains.

Şekil 4: Tümseksi morenler arasında bulunan yarı kuru haldeki göl (180 m genişlik). Fotoğraf temmuz ayında çekilmiş olup yaz sonunda gölün tamamı kurumaktadır.

Figure 4: Semi-dry lake (180 m in diameter) developed between the hummocky moraines. The picture is taken in July and whole lake dries out by the end of summer.

sarkan bir dil biçimde gözlenen 200-250 m uzunluğunda ve 90-120 m genişliğindeki yerşekli, tümseksi morenler gibi dağınık bir yayı hm göstermeyip, daha düzenli bir görünüme sahiptir (Şekil 11). Bu yerşekli, GB-KD uzanımlı ve birbirlerine paralel yay biçimli (içbükey) sırtlar ile hendeklerin oluşturduğu dalgalı bir yapıya sahiptir (Şekil 12). Sırtların vadi tabanından yükseklikleri 20 m kadar olup, aralarındaki mesafe 20-30 m'dir. Çukurda kalan alanlar da sırtların 5-8 m kadar altında yer alırlar. Sırtların tıpkı akıntı ripilları gibi asimetric bir kesiti olup GB'ya bakan yamaçları daha az eğimlidir (20-25°).

Sırtlar genelde 5-30 cm çapında, köşeli-yan köşeli kireçtaşı çakıllarından ve ender de olsa çapları 2 m'yi bulabilen bloklardan oluşmaktadır. Çukur alanlarda kalan çakıllar ise çok daha küçük çaplı (1-10 cm) olup blok içermezler. Bu çukur bölgelerde kırmızı-kahverengi bir toprak örtüsü de yer yer gelişebilir (Şekil 12). 2-3 m eninde ve 0.5-1 m derinliğinde huni şeklinde birkaç çöküntü alanı yine bu çukur alanlarda gözlenmişken, bir sırtın en üst kısımlarında çapı 20 m ve derinliği 10 m kadar olan huni şekilli daha büyük bir çöküntü alanına da rastlanılmıştır (Şekil 13 ve 14). Bu büyük çöküntü alanının eğimi 40° kadar olup 1-3 m boyutlu bloklar dairenin etrafında yer alırlar. Bunun yanı sıra, hendeklerin belirli bölgelerinde çapı 0.5 m'yi bulabilen bir kırmızı toprak örtüsünün etrafında halka veya poligon şeklinde düzenli olarak yayılmış kireçtaşı çakılları (1-10 cm) da gözlenmiştir (Şekil 15).

MORENLERLERİN OLUŞUM MEKANİZMALARI VE TARTIŞMA

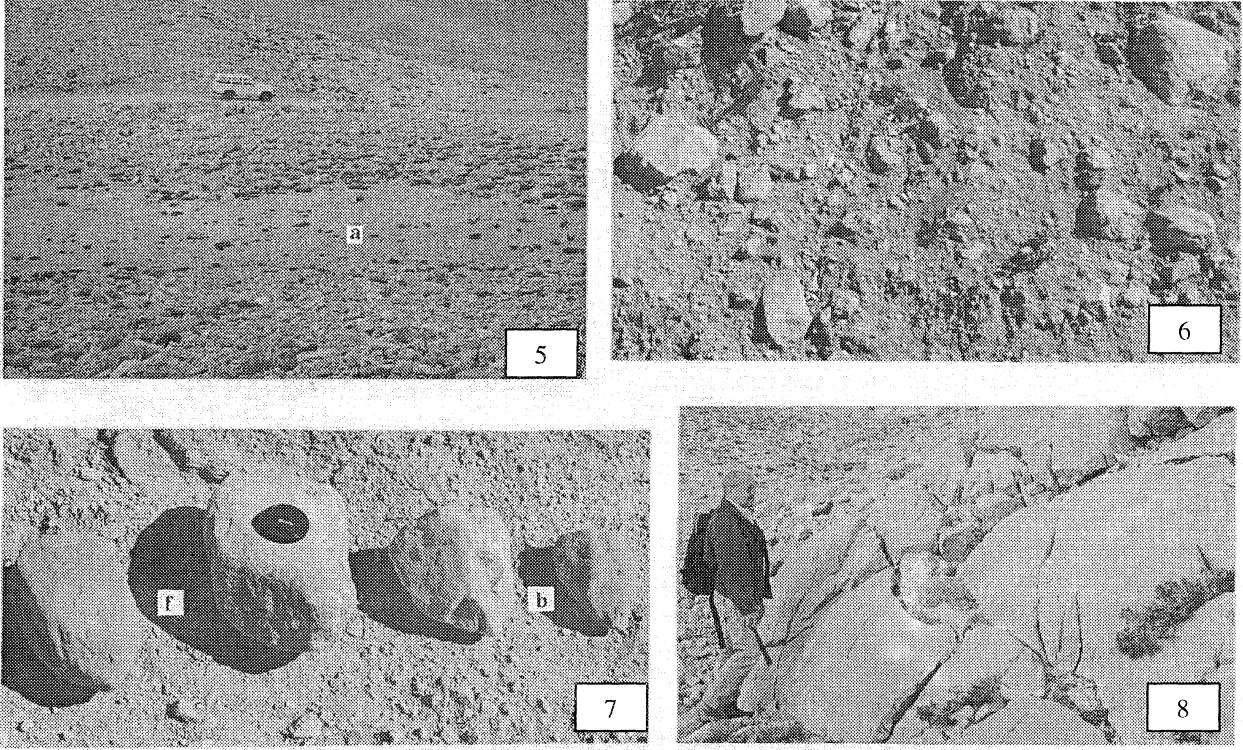
Geyikdağ civarında gözlenen vadilerin enine profillerinin tekne şekilli olmaları, dağların özellikle kuzeye bakan yamaçlarında iyi gelişmiş buzyalıklarının ve sivri zirvelerin bulunuşu, hörgüç kayaların varlığı ve çeşitli tipteki morenler ile bunları oluşturan buzul çökellerinin içerdikleri çakılların şekilleri, bölgenin geçmiş dönemlerde vadi buzullaşmasının etkisinde kaldığını açıkça göstermektedir. Günümüzde tümseksi moren kavramı erimekte ve dağılmakta olan bir buzulun içerdiği sedimanların zaman içinde çökmesi ile meydana gelen, küçük tepecik ve çukur alanlardan oluşan topografyanın tanımlanmasında kullanılmaktadır (Hoppe, 1952; Gravenor, 1955;

Gravenor ve Kupsch, 1959; Clayton ve Moran, 1974. Johnson vd., 1995). Bu topografya buzulun dinamiği, buzulun içinde, üstünde veya altında taşıdığı sedimanların miktarı ve boyutu, eriyen suların miktarı ile bunlara bağlı olarak gerçekleşen erozyon ve sedimantasyon ile doğrudan ilintilidir.

Vadi buzulları tarafından oluşturulan moren tepeciklerinin ve çukur alanların meydana getirdiği bu tür yerşeki İleri birçok çalışmaya konu olmuştur. Bunlardan Sissons (1967, ş.97), İskoçya'daki tümseksi morenlerde yaptığı çalışma esnasında düzensiz bir dağılım gösteren bu tepeciklerin buzulun uzunca bir süre durağan hale gelmesi sonucu oluştuğu kanısına varmıştır. Yazar, bölgenin iklim koşullarında meydana gelen iyileşmenin buzulun durağan hale gelmesi ile hemen hemen eşzamanlı olduğunu belirtmektedir (Sissons, 1979). Buna karşın Clapperton ve Sugden (1977) ise İskoç tümseksi morenlerinin herhangi bir buzul evresini belirtmesinden ziyade, bölgedeki buz örtüsünün (ice sheet) dağılması sonucu oluşan küçük boyutlu ve ana buzuldan kopmuş bulunan ölü buzul (dead-ice) parçalarının ürünü olduklarını düşünmektedirler. Araştırmacıların diğer bir kısmı ise tümseksi morenlerin oluşum mekanizmalarını buzulun ön kısmındaki dengesiz erime nedeni ile buzulun üzerindeki malzemelerin (supraglacial debris) tekrardan işlenmesine bağlamaktadırlar (Eyles, 1983; Bennett, 1990; Bennett ve Boulton, 1993).

Güncel buzullar üzerinde Alaska'da çalışmalar yapan Hoppe (1952) ise tümseksi morenlerin oluşum mekanizmalarını ölü buzulun erimesi (ablation) sonucu üstündeki sedimanların öbekler halinde birikmesinden ziyade, buzulun alt kısımlarında su ile doymuş halde bulunan sedimanların sıkışarak (squeezing) buzul altı boşluklarda çökmesine bağlamaktadır. Başka araştırmacılar ise buzulun altında bulunan sedimanların yarıklar (crevasse) aracılığı ile yukarı doğru taşınabileceklerini ve erimekte olan ölü buzulun da zamanla bu sedimanları çökeltirek tümseksi moren l eri oluşturabildiklerini öne sürmüşlerdir (Gravenor ve Kupsch, 1959; Benn, 1991, 1992).

Tümseksi morenlerin ölü buzul altındaki kaba taneli veya ince taneli sedimanların basınç altında deformasyonu sonucu oluştuğunu öne sürenler de



Şekil 5: Tümseksi morenleri oluşturan köşeli-yan köşeli kireçtaşı çakılları ve bloklar. Çukur alanlar (a) ise daha küçük boyutlu çakıllar ile kaplı olup bunlar kimi yerlerde taş halkalar halinde birikmişlerdir.
Figure 5: Angular to subangular limestone pebbles and blocks making up the hummocky moraines. Depressions are filled with finer grained pebbles (a) that often show stone ring developments.

Şekil 6: Katmanlanma ve boylanma özelliği göstermeyen ve tipik olarak matriks destekli diamikton (til) görünümü olan bir tümseksi moren sırtının kesiti. Ölçek fotoğrafın ortasındaki çekiçtir.
Figure 6: Section in a hummocky morainic mound showing a typical matrix-supported, non-sorted and non-stratified diamicton (till) appearance. Hammer at the center for scale.

Şekil 7: Tümseksi morenler içinde bulunan ve buzul akması sırasında şekillenmiş ütü (f) ve kurşun (b) biçimli buzul çakılları (ütü taşı ve kurşun taşı).
Figure 7: Glacially sculptured flat iron (f) and bullet-shaped (b) clasts (iron stone and bullet stone) encountered in the hummocky moraines.

Şekil 8: Kireçtaşından oluşan ana kayaların buzul şekillendirmesi ile meydana getirdiği hörgüç kayalar. Buzulun hareket yönü fotoğrafın sağından soluna doğrudur.
Figure 8: W h a l e back forms in limestone bedrock. Inferred ice movement is from the right towards the left of the picture.

vardır (Stalker, 1960; Hodgson, 1982; Boulton, 1996; Benn ve Evans, 1998; Hindmarsh, 1998; Eyles vd., 1998, 2000; Klassen ve Hughes 2000; Boone ve Eyles, 2001). Buzulun altında eriyen sularının taşması sonucu (subglacial melt-water floods) biriken sedimanların tümseksi morenleri oluşturduğunu düşünenler de bulunmaktadır (Munro ve Shaw, 1997; Munro-Stasiuk ve Sjogren, 2000; Evans ve Twigg, 2002).

Mekanizması ne olursa olsun araştırmacıların tamamı tümseksi morenlerin ölü buzulların erimesi sonucu oluştuğu konusunda hemfikirdirler. Çalışılan alanda da kuzey ve kuzeydoğuya bakan yamaçların vadi tabanı ile birleştikleri kesimlerde tümseklerin daha yoğun bir şekilde gözlenmeleri bu morenlerin vadi yamaçlarından erimekte olan ölü buzulların üzerine düşen kayaç parçalarının zamanla çökmesi ile meydana geldikleri tezini desteklemektedir. Ölü buzulların üzerlerindeki sedimanların değişik yoğunlukta dağılmış olmaları nedeni ile nispeten ince bir sediman örtüsü ile kaplı olan alan daha hızlı bir şekilde erimekte, eriyen alanların yarattığı çukurluklar ise zamanla buzulun üzerindeki sedimanlar ile doldurulmaktadır. Sedimanların bu çukurlukları doldurması sonucu açıkta kalan buzulun yüzeyi daha hızlı erimekte ve bu şekilde topografyada bir terslenme oluşarak tümseksi morenler meydana gelmektedir. (Gevenor ve Kupsch, 1959; Ario, 1977).

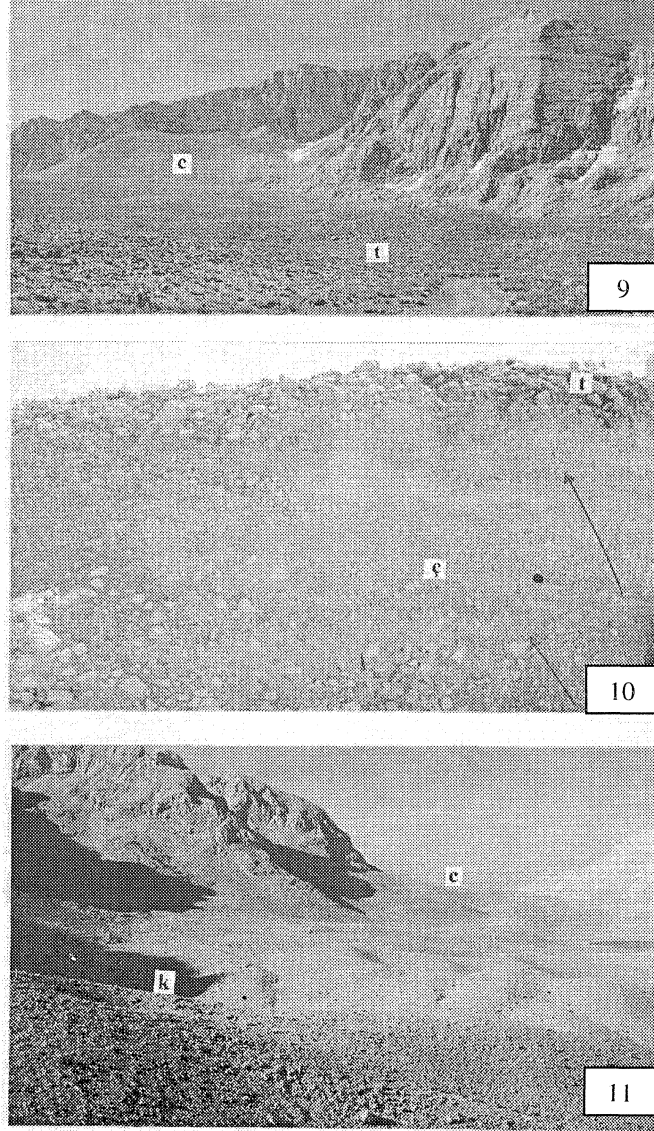
Çalışılan alandaki tümseksi morenleri oluşturan buzul çökellerinin içerdiği çakılların %80'inin köşeli-yarı köşeli olması bunların yamaçlardan düşen kayaç parçalarından türemiş oldukları tezini destekler niteliktedir. Ender de olsa rastlanılan ütü ve kurşun şekilli buzul çakılları bu kısım sedimanın da buzulun alt ve iç kesimlerinde (melt out till; Boulton ve Deynoux, 1981) taşınarak şekillendiklerini ve kimi yerlerde dip morenleri (ground moraines) oluşturduklarını göstermektedir. Buzul çizikleri, hörgüç kayalar ve buzullarca şekillenmiş çakılların çok az bulunması, ana buzul kütlelerinin fazla hareket etmediğini ve ayrışan ölü buzul parçacıklarının da hemen yakındaki yüksek dağların yamaçlarından düşen kayaç parçaları ile beslendiklerini göstermektedir. Bunun yanı sıra bölgedeki kayaç 1 arın tamamının kireçtaşı olması da aktif bir karst gelişimine neden olmuş ve böylece buzulların ana kayalar üzerinden geçerken yarattığı cilalı yüzeyler ve çizikler de yok olmuş olabilirler.

Namaras ve Susam Vadileri'nin çeşitli kesimlerinde gözlenen yüksek ve uzunlamasına sırtlar aktif buzullar tarafından oluşturulmuş yan ve cephe morenleri olarak yorumlanmışlardır. Cephe morenlerinin yükseklikleri ve buzyalıklarına olan uzaklıkları bunların göreceli yaşlarını da vermektedir. Vadilerin daha alçak kısımlarına kadar inebilmiş buzulların oluşturduğu yan ve cephe morenleri Kuvaterner buzullaşmasının önemli evrelerinden birini temsil etmektedirler. Çalışma alanının dışında kalmasına rağmen bölgenin en büyük gölü olan Eğrigöl de, buzullardan eriyen suların bu tip bir cephe moreni tarafından engellenmesi sonucu oluşmuş bir buzul seti gölüdür.

Daha az yüksekliğe sahip bazı yan ve cephe morenleri ise tümseksi morenleri çevreler bir konumda gözlenmektedirler (Şekil 3). Ölü buzulların ürünü olan tümseksi morenlerin canlı buzulların ürünü olan yan ve cephe morenlerinin yan yamaçlarını üzerlemeleri tümseksi morenlerin daha sonra oluştuğunun kanıtıdır. Buzyalıklarının hemen ön kısımlarında taze yüzeyleri ile çok yeni oluşmuş izlenimi veren küçük cephe morenleri ise Küçük Buzul Çağı'na (Little Ice Age) ait olabilirler.

Namaras Vadisi'nin kuzeybatısındaki küçük bir düzlük alanı kaplayan sedimanların kesitinde gözlenen flüviyal çevrimler, çakıl biniklenmeleri ve akıntı ripılları örgülü ırmak çökellerinde çok tipiktir. Buzulların erimesi sırasında gelişen örgülü ırmakların çökelttiği bu tür sedimanlara ve bunların oluşturduğu sandur düzlüklerine (outwash plain) çalışılan bölgede sadece kısıtlı bir alanda rastlanılmıştır. Buzulların boyutları ile doğru orantılı olarak gelişmesi beklenen bu tür örgülü ırmakların çökelttiği sedimanlar vadilerin aşağı kesimlerinde genellikle büyük alanları kaplamaları ile bilinirler (Sugden ve John, 1977). Çalışılan alanda bu tür sandur düzlüklerinin çok az olması buzul erimesinin daha ziyade buharlaşma ile gerçekleştiğinin bir göstergesi olabilir (Johnston ve Wickenden, 1931). Daha yüksek bir olasılık ise Namaras Vadisi buzullarının erimesi sırasında derin bir ırmak yatağının oluşarak sedimanların hızlı ve yoğun bir biçimde çok daha aşağı kotlara kadar taşınmış olmalarıdır. Bunun yanı sıra bölgenin tamamen kireçtaşı egemen litolojisinin yarattığı karstlaşma nedeni ile eriyen suların yüzeyden ziyade yeraltından taşınmış olma olasılığı

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI



Şekil 9: Tekelidağ önünde gelişmiş bir cephe moreni (c) ve tümseksi morenler (t).
Figure 9: Terminal moraine (c) and hummocky moraines (t) developed in front of the Tekelidağ.

Şekil 10: Buzul akarsu çökellerinin oluşturduğu sandur düzlüğünün kesiti. Fotoğrafta yukarı doğru tane boyunun küçüldüğü çevrimler (oklar), çevrimleri sınırlayan ince çamur örtüsü (ç), ve ince toprak örtüsü (t) görülebilir. Ölçek objektif kapağıdır (5 cm).

Figure 10: Cross section of the glacio-fluvial outwash plain. Note the crude fining upward trends (arrows), mud drape (ç), and thin soil cover (t). Lens cap (5 cm) for scale.

Şekil 11: Susam Vadisinde yay biçimli sırtlar ile hendek rin dil şeklinde oluşturduğu genç cephe morenleri. Arka planda Susam Gölü (200 m çapında) ve vadi girişini kapatan daha yaşlı cephe moreni (c) ile ön tarafta büyük boyutlu eriyen buz çukuru (k) görülmektedir.

Figure 11: Transverse arcuate ridges and furrows created by young terminal moraines at the southern end of the Susam Valley. Susam Lake (about 200 m in diameter) and an older morainic ridge (c) closing partly the valley at the background. Large kettle hole at the foreground (k).

da sandır düzlüğü oluşumunu engelleyen bir etmen olarak görülebilir.

Namaras Vadisi'nde gözlenen düzensiz dağılımlı tümseksi morenlerin tersine, Susam Vadisi'nde bulunan bir buzyalağından aşağı doğru dil gibi sarkan ve birbirlerine paralel yay biçimli sırtlar ve çukur alanlardan oluşan yerçekli ilk bakışta bir kaya buzulu (rock glacier) olarak yorumlanabilir. Nitekim Arpat ve Özgül (1972) de Geyikdağ'da özellikle hava fotoğraflarını kullanarak yaptıkları çalışmalarında gözlemledikleri yüzey şekillerinin hemen hemen tamamını (bu çalışmada anılan tümseksi morenler de dahi! omak üzere) kaya buzulu olarak yorumlamışlardır.

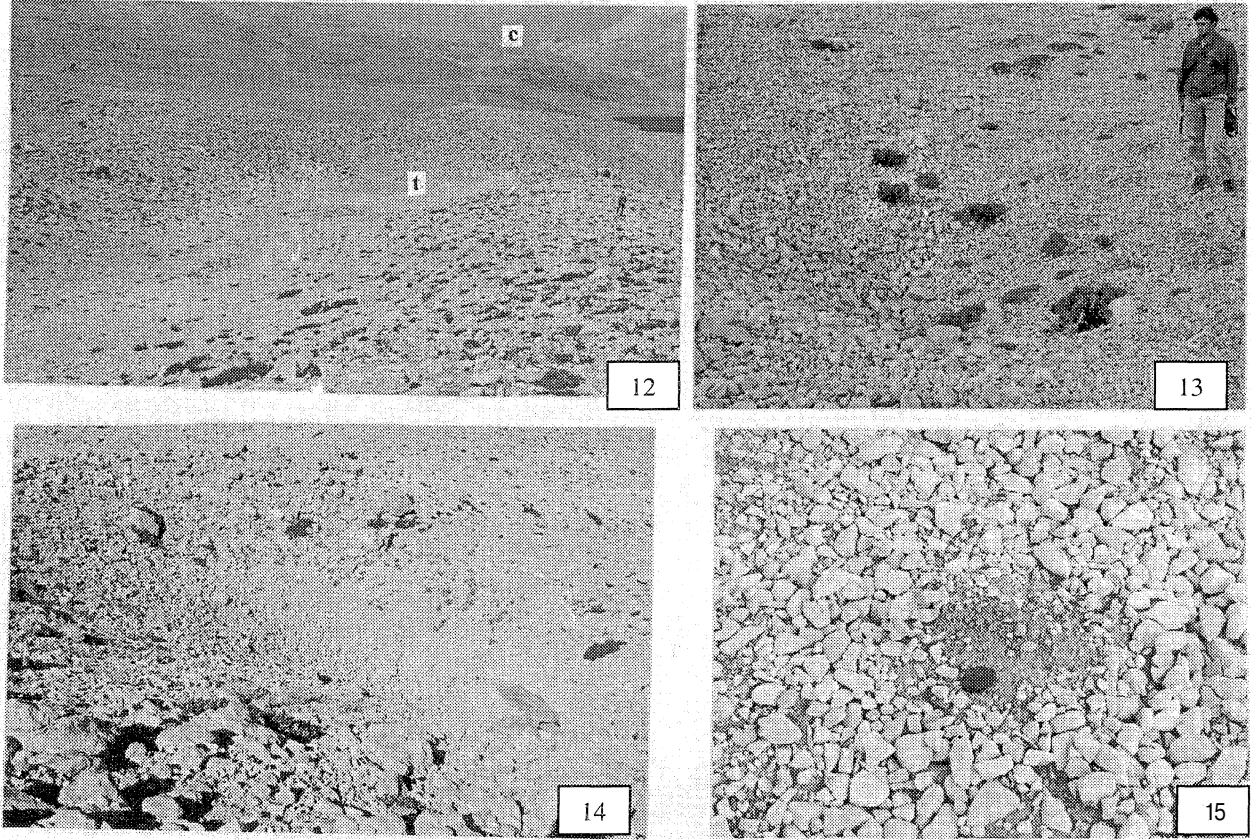
Capps (1910)'ın kaya buzulu terimini ilk defa olarak tanımlanmasından sonra benzer yerçekilleri dağların yüksek kesimlerinde çeşitli araştırmacılar tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. Alaska'da 200'den fazla kaya buzulunu inceleyen Wahrhaftig ve Cox (1959) kaya buzullarını "vadi yamaçlarının eteklerinde veya küçük buzulların önünde gelişmiş, dil veya yayvan şekilli, köşeli ve kötü boylanmış malzemeden oluşan kütleler" olarak tanımlamışlardır.

Günümüzde kaya buzullarının kökeni ve dinamiğine ilişkin iki teori bulunmaktadır. Bunlardan birincisi kaya buzullarının periglasial kökene sahip olduklarını öne sürmektedir. Buna göre deforme olmuş yamaç döküntülerini oluşturan malzemeler arasındaki boşlukları dolduran suyun donması ve çözülmesi esnasında gelişen kuvvetler sonucu kaya buzulları da yavaşça aşağıya doğru hareket etmektedirler (Wahrhaftig ve Cox, 1959; Blagbrough ve Farkas, 1968; Haeberli, 1985; Barsch, 1992, 1996; Erinç 2001a, s.297), Dolayısı ile bunlar "gerçek veya birincil kaya buzulları" olarak anılmaktadırlar (Corte, 1976). İkinci teori ise kaya buzullarının oluşumunu küçük buzulların yüzeyine yamaçlardan dökülen malzemenin buzulun erimesi sonucu birikmesine bağlamaktadır (Richmond, 1952; Lliboutry, 1986; Humlum, 1988). Bu şekildeki döküntü kaplı buzulları da Corte (1976) "ikincil kaya buzulları" olarak tanımlanmıştır. Bu kavram kargaşasına bir son vermek ve kaya buzullarının gerçek buzullar ile olan farklılığını öne çıkarmak maksadı ile Barsch

(1988) birincil kaya buzullarının tek kelime halinde "kayabuzulu (rockglacier)" olarak yazılmasını önermektedir.

Daha önce de belirtildiği üzere. Susam Vadisi'nde gözlenen yay biçimli sırt ve hendeklerin oluşturduğu dalgalı yerçekilleri ilk bakışta periglasial bir ortamda gelişmiş kayabuzullarını andırmaktadır. Ancak yapılan gözlemler bu tür bir yorumu desteklememektedir. Sırtların kesitlerinde ve üst yüzeylerinde yapılan incelemeler bunların tümseksi morenlerden herhangi bir farklılığının olmadığını göstermektedir. Diğer bir deyişle, morenleri oluşturan tillerin sedimantolojik özellikleri bu sırtları oluşturan malzemeler ile aynıdır. Dolayısı ile kayabuzullarına görünüm olarak benzese de bu sırtların daha ziyade küçük bir buzulun ilerleme ve gerileme evreleri sırasında zaman içinde bıraktığı cephe morenleri oldukları sonucuna varılmıştır. Bu görüşü destekleyen kanıtlardan bir diğeri de çeşitli ebatlarda gözlenmiş olan huni şekilli çöküntüler olup bunlar eriyen buz çukuru (kettle) olarak isimlendirilirler (Şekil 13 ve 14). Bunlar buzul kökenli sedimanların içinde kalmış ve genellikle küçük boyutlu ölü buzul parçacıklarının zaman içinde erimesi ve üstteki sedimanların bu boşluğa göçmesi sonucu oluşan huni şekilli çöküntülerdir (Flint, 1971, s.212). Çalışılan alanda bulunan küçük boyutlu olanları buzul sedimanları içine gömülü kalmış çok ufak buzların erimesi ile meydana gelirken, daha büyük boyutlu olanı ise olasılıkla bir kısmı buzul sedimanlarının dışında kalmış (aysberg gibi) daha büyük bir buz kütesinin erimesi ile meydana gelmiştir.

Hendeklerin belirli bölgelerinde gözlenen halka (veya poligon) şeklinde birikmiş kireçtaşı çakılları ise taş halkalar ve taş poligonları (stone rings and polygones) olarak yorumlanmıştır (Şekil 15). Periglasial toprak şekillerinden dokumalı veya bünyeli topraklar (patterned ground) olarak anılan gruba giren taş halkalarına özellikle gece-gündüz ısı farkının çok yüksek olduğu dağlık bölgelerde rastlanır (Erinç, 2001b, s.298). Suyun donması ile oluşan buz basıncının etkisi ile merkezden çevreye doğru yayılan kil-çakıl arası boyuttaki sedimanlardan ince taneli olanlarının buzun erimesi ile tekrar merkeze doğru birikmesi sonucu oluştukları tahmin edilmekle birlikte kökeni ile



Şekil 12: Susam Vadisi'ndeki sırt ile hendeklerin detay görünümü. Sırtlar üzerinde daha büyük taneli sedimanlar bulunurken, çukur alanlarda yer yer kırmızı-kahverengi toprak gelişimi de gözlenir (t). Arka planda vadi girişindeki cephe moreni sırtı (c) ve Susam Gölü görülmektedir. Ölçek kişidir.

Figure 12: Detail of the arcuate ridges and furrows in Susam Valley, Larger sediments are observed on the ridges compared to the furrows where a red-brown soil can also develop (t). Morainic ridge (c) and Susam Lake at the background. Person for scale,

Şekil 13: Alttaki küçük buz parçasının erimesi sonucu oluşan huni şekilli küçük eriyen buz çukuru.

Figure 13: Small kettle hole formed by the ablation of ice that was wholly burned in the till.

Şekil 14: Alttaki veya bir kısmı dışarı çıkmış bir buz parçasının erimesi sonucu oluşmuş daha büyük boyutlu eriyen buz çukuru. Ölçek kişidir.

Figure 14: Large kettle hole formed by the ablation of buried or projecting ice mass. Person for scale.

Şekil 15: Kireçtaşı çakıllarının (1-10 cm) kırmızı toprak etrafında toplanması sonucu oluşan "taş halkası". Ölçek objektif kapağıdır (5 cm).

Figure 15: Stone rings. Limestone pebbles (1-10 cm) are scattered around a red soil. Lens cap (5 cm) for scale.

ilgili çeşitli tartışmalar da mevcuttur (Van Vilet-Lanoe 1991; Hallet ve Waddington, 1992; Werner ve Hallet, 1993; Ballantyne, 1996; Matsuoka vd., 2002). Bu mekanizmanın sürekli bir şekilde tekrarlanması sonucu kaba taneli çakıllar ince taneli kil-kum boyutlu sedimanlar etrafında çok belirgin bir halka veya poligon şeklini alırlar.

SONUÇLAR

Çalışılan alanda gözlenen çeşitli tip ve boyuttaki morenler bölgenin Kuvaterner sırasında önemli buzullaşma evrelerinden geçtiğini göstermektedir. Özellikle Namaras Vadisi'nin U şekilli morfolojisi (tekne vadi) ve yüksekliği 200 m'yi bulan yan ve cephe morenleri bölgedeki en yaşlı (Würm?) buzullaşmanın kanıtlarıdır. Namaras Vadisi'ne dik olarak bağlanan diğer küçük vadilerin girişlerini kapatan yan ve cephe morenleri ise gerek konumları gerekse daha alçak ve kısa oluşları nedeniyle ana vadi buzullaşmasından sonraki bir buzul dönemine ait olmalıdırlar. Tümseksi morenler ise buzulların aktif halden ölü hale geçtikleri daha da sonraki bir evrede oluşmuşlardır. Susam Vadi'sinde gözlenen dil şekilli ve dalgalı yapıdaki morenler ise olasılıkla Holosen'de kısa bir süre ile de olsa gelişen daha genç bir buzul evresinin ürünüdürler. Taze yüzeyleri ile kendini belli eden en genç buzul çökelleri ise buzyalıklarının hemen önünde oluşan küçük cephe morenleri olup bunların bir kısmı Küçük Buzul Çağı⁵na ait olabilirler.

Sadece Geyikdağ'da değil ülkemizin tamamında şu an için Kuvaterner buzullaşmasına ait kesin yaş verisi bulunmamakta, dolayısı ile buzul evrelerinin gelişimleri yukarıda yapılmaya çalışıldığı gibi, stratigrafik olarak yorumlanabilmektedir. Kuvaterner buzullaşma evrelerinin aletsel verilere dayandırılması ve sayısal veri üretilebilmesi maksadı He TÜBİTAK-NSF tarafından desteklenen bir araştırma projesi geliştirilmiş olup çalışmalar devam etmektedir (Zreda vd., 2003). Bu proje kapsamında morenlerin üst kesimlerinde açığa çıkmış ve kozmik ışınımına maruz kalmış bloklar üzerlerinde "kozmojenik ³⁶C1 yüzey yaşlandırması yöntemi (Cosmogenic ³⁶C1 surface exposure dating)" ile yüzey şekillerinin yaş tayinleri yapılacaktır. Bu sayede sadece Geyikdağ'ın değil, ülkemizin önemli buzullaşma alanlarının Kuvaterner paleocoğrafyası ve paleoklimi daha

sağlıklı verilere dayandırılarak yorumlanmış olacaktır.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Aario, R. 1977. Classification and terminology of morainic landforms in Finland. *Boreas*, 6, 87-100.
- Altın, B. N. 1998, Aladağlar ve Bolkar dağları üzerinde karstlaşma ve glasio-karstik şekiller. Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yıl sempozyumu bildirileri, 531-550.
- Arpat, E. ve Özgül, N. 1972. Orta Toroslar, Geyikdağ'da kaya buzulları. *MTA Dergisi*, 80, 30-35.
- Ballantyne, C. K. 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 409-424.
- Barsch, D. 1988. Rockglaciers. In: *Advances in Periglacial Geomorphology*. M. G. Clark (ed.). Chichester, Wiley. 69-90.
- Barsch, D. 1992. Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-163.
- Barsch, D. 1996. *Rockglaciers*. Heidelberg: Springer Verlag.
- Benn, D. I. 1991. Glacial landforms and sediments on Skye. In: *The Quaternary of the Isle of Skye*. C. K. Ballantyne, D. I. Benn, J. J. Lowe ve M. J. C. Walker (Eds.). Field Guide. Cambridge, Quaternary Research Association. 35-67.
- Benn, D. I. 1992. The genesis and significance of hummocky moraines: evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 11, 781-799.
- Benn, D. I. ve Evans, D. J. A. 1998. *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London, UK, 734p.

GEYİKDAĞ'DÂ (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

- Bennett, M. R. 1990. The deglaciation of Glen Croulin, Knoydart Scottish Journal of Geology, 26,41-46,
- Bennett, M. R. ve Boulton, G. S. 1993. A reinterpretation of Scottish hummocky moraines and its significance for the deglaciation of the Scottish Highlands during the Younger Dryas or Loch Lomond Stadial. Geological Magazine, 130, 301-318.
- ^ J, H. 1968, Glacial reconnaissance in Turkey. Geological Society of America Bulletin, 79, 10094026.
- Blagbrough, J. W. ve Parkas, S. E. 1968. Rock glaciers in the San Mateo mountains, south-central New Mexico. American Journal of Science, 266, 812-823.
- Blumenthal, M. M. 1956, Yüksek Bolkaradağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi, MTA Dergisi, Seri D, 7, 153.
- Bobek, H. 1940. Die gegenwartige und eiszeitliche Vergletscherung im Zentralkurdischen Hochgebirge, Zeitschrift für Gletscherkunde, 27(1-2), 50-87.
- Boone, S. J. ve Eyles, N. 2001. Geotechnical model for great plains hummocky moraine formed by till deformation below stagnant ice. Geomorphology, 38, 109-124.
- Boulton, G* S, 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology, 25, 773-799.
- Boulton, G. S. 1996. Theory of glacial erosion and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. Journal of Glaciology, 42, 43-62.
- Boulton, G< S. ve Deynoux, M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. Precambrian Research, 15,397-422.
- Capps, S. R. 1910. Rock glaciers in Alaska. Journal of Geology, 18,359-375.
- Çiner, A. 2002. Türkiye'nin güncel buzulları ve Geç Kuvaterner buzul çökelleri. Türkiye Jeoloji Bülteni. Baskıda.
- 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.
- Clapperton, C. M. ve Sugden, D. E. 1977. The late Devensian glaciation of North East Scotland. In: Studies in the Scottish Late Glacial environment. J. M. Gray ve J. J. Lowe (Eds,). Oxford: Pergamon, 1-4.
- Clayton, L. ve Moran, S. R., 1974. A glacial process-form model. In: Glacial Geomorphology. D.R. Coates (ed.). State University of New York, Binghampton, 89-120.
- Corte, A. 1976. Rock Glaciers. Biuletyn Peryglacialny, 26, 175-197.
- Darkot, B. ve Erinç, S. 1954. Observations geographiques dans le sud-ouest de l'Anatolie. Review of the Geographical Institute of the University of İstanbul, 1, 149-167.
- Doğu, A. F. 1993. Sandıras dağındaki buzul şekilleri. Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi, 263-274.
- 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.

- Engeln, O. D. von 1930. Type form of faceted and striated glacial pebbles. *American Journal of Science*, 19, 9-16.
- Erinç, S. 1952. Glacial evidences of the climatic variations in Turkey. *Geografiska Annaler*, 34(1-2), 89-98.
- Erinç, S. 1955a. Honaz Dağında periglasyal şekiller (Güneybatı Toroslar). *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2, 185-187.
- Erinç, S. 1955b. A propos de la note de t. Yalçınlar intitulée "Sur la presence de formes glaciaires quaternaires au Honaz-Dağ et au Boz-Dağ (Ouest de la Turquie)". *Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France*, 13-14, 259-261.
- Erinç, S. 1978. 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. 2001a. Jeomorfoloji I. Güncelleştirenler: Ertek, A. ve Güneysu, C, Der Yayınları, 5. Basım, 614s.
- Erinç, S. 2001b. Jeomorfoloji II. Güncelleştirenler: Ertek, A. ve Güneysu, C, Der Yayınları, 3. Basım, 483s.
- Erol, O. 1981. Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. In: *Beitraege zur Umweltgeschichte des vorderen Orients (Contributions to the environmental history of Southwest Asia)*. W. Frey ve H. P. Uerpmann (Eds.). Beihefte zum Tuebinger Atlas des Vorderen Orients. Reihe A, Naturwissenschaften, 8, 101-109.
- Evans, D. J. A. ve Twigg, D. R. 2002. The active glacial landsystem: a model based on Breioamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science Reviews*, basımda.
- Eyles, N. 1983. Modern Icelandic glaciers as depositional models for hummocky moraines in the Scottish Highlands. In: *Tills and related deposits*. E. B. Evenson, C. Schlüchter ve J. Rabassa (Eds.). Rotterdam: Balkema, 47-60.
- Eyles, N., Boyce, J. I. ve Barendregt, R. W. 1998. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 123, 163-174.
- Eyles, N., Boyce, J. I. ve Barendregt, R. W. 2000. Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice lobes resting on soft beds. Reply to comments. *Sedimentary Geology*, 129, 169-172.
- Flint, R. F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, 882p.
- Gravenor, C. P. 1955. The origin and significance of prairie mounds. *American Journal of Science*, 253, 475-481.
- Gravenor, C. P. ve Kupsch, W. O. 1959. Ice-disintegration features in Western Canada. *Journal of Geology*, 67, 48-64.
- Haeberli, W. 1985. Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers. *Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol., ETH Zurich* 77, 142.
- Hallet, B. ve Waddington, E. D. 1992. Buoyancy forces induced by freeze-thaw in the active layer: implications for diapirism and soil circulation. In: *Periglacial Geomorphology*. J. C. Dixon ve A. D. Abrahams, (Eds.). Wiley, Chichester, 251-279.
- Hindmarsh, R. 1998. Deforming beds: viscous and plastic scales of deformation. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1039-1056.
- Hodgson, D. M. 1982. Hummocky and futed moraines in part of NW Scotland. Unpublished PhD. Thesis, University of Edinburgh.

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

- Hoppe, G. 1952. Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norbotten. *Geografiska Annaler*, 34, 1-26.
- Humlum, O. 1988. Natural grains on rock glaciers as an indication of a solid ice core. *Geogr. Tidsskr*, 88, 78-82.
- Johnson, D., Mickelson, D. M., Clayton, L. ve Attig, J. W. 1995. Composition and genesis of glacial hummocks, western Wisconsin, US. *Boreas*, 24, 97-116.
- Johnston, W. A. ve Wickenden, R. T. D. 1931. Moraines and glacial lakes in southern Saskatchewan and southern Alberta, Canada. *Royal Society of Canada Transactions*, 25, 29-44.
- Klaer, W. 1969. Glacialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens. *Erdkunde*, 23(3), 192-200.
- Klassen, R. W. ve Hughes, D. 2000. Diamict till in Sub-glacial channels, Poplar River strip mine, Southern Saskatchewan, *Quaternary International*, 68-71, 111-115.
- Kurter, A. 1991. Glaciers of Middle East and Africa-Glaciers of Turkey. In: *Satellite Image Atlas of the World*, R. S. Williams ve J. G. Ferrigno (Eds.). USGS Professional Paper, 1386-G-1, 1-30.
- Kurter, A. ve Sungur, K. 1980. Present glaciation in Turkey. In: *World Glacier Inventory. Proceedings of the workshop at Riederalp, Switzerland*, 17-22 September 1978. *International Association of Hydrological Sciences*, 126, 155-160.
- Kuzucuoğlu, C. ve Roberts, N. 1998. Evolution de l'environnement en Anatolie de 20000-6000 BP. *Paleorient*, 23(2), 7-24.
- Lliboutry, L. 1986. Discharge of debris by glacier Hatunraju, Cordillera Blanca, Peru. *Glaciology*, 32, 133.
- Matsuoka, N., Abe, M. ve Ijiri, M. 2002. Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology*, 1262, 1-13.
- Messerli, B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwertige Vergletscherung in Mittlemeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 105-228.
- Munro, M. ve Shaw, J. 1997. Erosional origin of hummocky terrain in south-central Alberta, Canada. *Geology*, 25, 1027-1030.
- Munro-Stasiuk, M. ve Sjogren, K. 2000. Comment on Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide ice sheet lobes resting on soft beds. *Sedimentary Geology*, 129, 168-169.
- Onde, H. 1954. Formes glaciaires dans le Massif Lycien de l'Akdağ (Turquie du Sud-Ouest). *Congres Geologique International*, XV, 327-335.
- Planhol, X. de 1953. Les formes glaciaires du Sandıras Dağ et la limite des neiges eternelles quaternaires dans le SO de l'Anatolie. *Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France*, 263-265.
- Richmond, G. M. 1952. Comparison of rock glaciers and block streams in the La Sal Mountains, Utah. *Geological Society America Bulletin*. 63, 1292-1293.
- Sissons, J. B. 1967. The evolution of Scotland's Scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- Sissons, J. B. 1979. The Loch Lomond Stadial in the Cairngorm Mountains. *Scottish Geographical Magazine*, 95, 66-82.
- Spreitzer, H. 1956. Untersuchungen im Kilikischen Ala Dağ im Taurus. *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, 98(1), 57-64.
- Spreitzer, H. 1969. Die eiszeitliche und gegenwertige Vergletscherung des kilikischen Ala Dağ im Taurus (Pleistocene geology and glaciation of Ala Dağ, Taurus

- Mountains, Turkey). Actas-Congreso Internacional del INQUA, 5(1), 339-347.
- Spreitzer, H., 1971. Die eiszeitliche Depression der glazialen und periglazialen Region und die Pedimentbildung im Zentralen Taurus (bes. i m 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.
- Sugden, D. E. ve John, B. S. 1977. Glaciers and Landscape. Edward Arnold, London.
- Stalker, A.M., 1960, Ice-pressed drift forms and associated deposits. Geological Survey Canada Bulletin, 57.
- Van Vilet-Lanoe, B. 1991. Differential frost heave, load casting and convection: converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations. Permafrost and Periglacial Processes, 2, 123-139.
- Wahrhaftig, C. ve Cox, A. 1959. Rock glaciers in the, Alaska Range. Geological Society of America Bulletin, 70, 383-436.
- Werner, B. T. ve Hallet, B. 1993. Numerical simulation of self-organized stone stripes. Nature, 361, 142-145.
- Yalçınlar, I. 1954. Sur la presence de formes glaciaires quaternaires an Honaz Dağ et au Boz Dağ (Quest de la Turqtiie). Compte Rendu Sommaire de la Societe Geologique de France, 13,296-298.
- Yalçınlar, L. 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 ofistanbul, 2, 45-55.
- 2reda, M., Çiner, A. ve Bayan, S. 2003. 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

Arazi çalışmaları çeşitli aşamalarında bana eşlik eden Dr. Max Deynoux (CNRS, Strasbourg-Fransa), Dr. Erdal Koşun (Akdeniz Üniversitesi) ve Erdem Çörekçiöğlü'na (MTA) teşekkür ederim. Bu makalede Dr. David Evans (University of Glasgow, İngiltere), Dr. Brigİtte Kaiser ve Dr. Catherine Kuzucuöğlü'nün (CNRS, Meudon-Fransa) sözlü görüşlerinden de yararlanılmıştır. Makalenin hakemliğini yapan Prof. Dr. Oğuz Erol ile Mustafa Karabıyıköğlü'na (MTA, Ankara) ve harita çiziminde yardımcı olan Dr. Onur Köse (Yüzüncü Yıl Üniversitesi) ile Araş. Gör. M. Akif Sankaya'ya (Hacettepe Üniversitesi) da teşekkürlerimi sunarım. Arazi çalışmalarına maddi destek Ankara Fransız Büyükelçiliği ve MTA tarafından sağlanmıştır.

EXTENDED SUMMARY

The Taurus Mountain Range extends from the southwest of Turkey to the east running parallel to the Mediterranean coast (Figure 1). Although two third of the active glaciers and glacier related landforms are found in the eastern Taurus, very few active glacier exists westwards, probably because of the increased elevation of the snowline, high degree of erosional dissection, and small number of peaks that are above the snowline (Erinç, 1952, 1978; Kurter and Sungur, 1980; Kurter, 1991; Çiner, 2002). In the Central Taurus, especially Yedigöller Plateau (ca. 3100 m) in Mount Aladağ and its east facing valleys together with Mount Bolkardağ north facing valleys contain extensive traces of Quaternary glaciation (Blumenthal, 1956; Spreitzer, 1956, 1969, 1971; Messerli, 1967; Birman, 1968; Klaer, 1969; Erol, 1981; Altın, 1998). The actual snowline elevation in Central Taurus is estimated to be around 3200-3700 m and the Last Glacial Maximum snowline elevation is calculated as 2200 m (Messerli, 1967).

In this study, glacial deposits encountered around Mount Geyikdağ (100 km NE of Antalya in Central Taurus) is described (Figure 1), Fieldwork, coupled with the study of aerial photographs at

GEYİKDAĞ'DA (ORTA TOROSLAR) GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI

scales of 1/35 000 and Landsat images, indicate the presence of a hummocky topography (Arpat and Özgül, 1972; Çiner et al, 1999). In the study area, the Taurus Mountains are made up of NW-SE trending ranges with crests 2500 to 2850 m in altitude, separated by Alpine glacial valleys (2000-2150 m) occupied mostly by hummocky moraines and to a lesser extent by morainic ridges (Figure 2).

GLACIAL DEPOSITS

Namaras Valley

Namaras Valley is a U shaped glacial valley situated between Tekelidağ-Akdağ and Karadağ Mountains. The north-facing slopes, contrary to the south-facing ones, seem to have contributed significant limestone debris to the valleys. Glacial cirques and aretes are only developed on the north and eastern faces of the mountains (Figure 3).

Hummocky Moraines

The hummocky moraines are preferentially located on the southern side of the Namaras Valley. They are made-up of randomly oriented chaotic mounds and depressions ("knob-and-kettle topography" of Gravenor and Kupsch, 1959). 1-10 m high and 10-30 m wide mounds, with 5-10° upper surface slopes, are separated by 5-30 m wide and a few meters deep irregular depressions. In few localities, wider depressions forming lakes, mostly ephemeral are also present (Figure 4),

Angular to subangular limestone pebbles (5-20 cm) and blocks (1-2 m) of different origins cover the upper surfaces of these mounds (Figure 5). In the interior of the mounds, a much finer material is observed. Here, contrary to the upper layers, fewer pebbles and blocks seem to float in a muddy and sandy matrix showing a typical diamicton appearance (Figure 6). Within these non-stratified and non-sorted sediments, few clasts show characteristic flat-iron (Von Engeln, 1930) and bullet (Boulton, 1978) shapes (Figure 7). On the valley sides, and in places where the limestone bedrock is exposed, whaleback forms and few striations, generally less than 1 cm deep and several cm long, can be observed (Figure 8).

The depressions observed between the hummocky mounds are filled with smaller pebbles and/or a thin film of silty mud. The water, which

might be present in some of the depressions, mostly dries up in mid-summer. As these fine grained sediments accumulated within and around these depressions, herbaceous plants and grasses have come to grow. On the surface of the mounds, fewer herbaceous plants are seen to have taken root between the pebbles and blocks.

Lateral and Terminal Moraines

Cross-valley elongated ridge-like hills were observed, mostly perpendicular and connected to the north facing flanks of the mountains (Figure 1 and 9). They are composed of angular debris similar to those on the hummocky moraines but they might contain some larger blocks (up to 3 m). They are easily recognized in the field owing to their height (up to 200 m for the largest one), length (500-600 m) and steep side slopes (up to 30-40°) (Figure 9). They are slightly curved, and limit down-valley the hummocky terrain extension whose mounds are superimposed on the internal side of the ridges.

Sandur Plain

To the NW of the Namaras Valley, a flat lying fluvial terrace (up to 10 m thick), overlies the surrounding hummocky moraines. Sections cut by small modern streams, reveal a crude horizontal stratification made up of an alternation of pebbles and coarse sand in an overall fining upward trend. Imbricated limestone pebbles, current ripples, caliche layers and a thin soil cover are visible (Figure 10).

Susam Valley

In the southern end of the Susam Tributary Valley, coarse loose material, very similar to the hummocky moraines which cover the rest of the valley floor, forms a SW-NE trending, 200-250 m long and 90-120 m wide, tongue-shaped accumulation (Figure 1). In the down-valley part, these coarse loose materials, contrary to the completely disorganized hummocky moraines observed in the Namaras Valley, form organized arcuate transverse ridges and furrows (Figure 11). The relative surface relief varies between 5 and 8 m and transverse ridges are 20 to 30 m apart from each other. The ridges show an asymmetrical transverse profile with the gentle slopes facing to

the southwest, while the down-valley side is steeper and reaches 20-25°.

The upper surfaces of the ridges are formed by subangular to angular limestone pebbles, 5 to 30 cm in size and by occasional large blocks up to 2 m. The depressions are blanketed by smaller subangular to angular limestone pebbles (1-10 cm) and by a red-brown soil in places (Figure 12). A large conical pit, 20 m in diameter and 10 m deep is observed on one of the ridges (Figure 13). Much smaller conical pits, 2 to 3 m in diameter, and 0.5-1 m in depth are also visible in the depressions (Figure 14). Limestone pebbles (1-10 cm) with a red soil at the center altogether forming circles up to 1 m in diameter are also observed on the depressions (Figure 15).

ORIGIN OF THE MORAINES AND DISCUSSION

The cirques and sharp aretes on the mountain faces, the U-shaped transverse sections of the valleys and the presence of diamictons (including glacial-shaped clasts) forming elongated ridges and hummocky terrains attest to the past existence of valley glaciers. The purely descriptive term "hummocky moraine" is generally accepted to designate knob-and-kettle topographies similar to the hummocky terrains described above and which are related to ice-disintegration processes of a wasting glacier (Hoppe, 1952; Gravenor, 1955; Gravenor and Kupsch, 1959; Clayton and Moran, 1974; Johnson et al., 1995). Ice-disintegration may create a variety of landforms, depending upon the dynamics of the glacier, the amount and position of debris on, in, or under the ice, the amount of melt water, and the resultant erosion and deposition.

Hummocky terrains associated with valley glaciers have long been described in many papers. For instance Sissons (1967, p. 97), in his study of hummocky moraines of Scotland, regarded the "sea of chaotic mounds lacking any systematic arrangement" as the evidence of widespread *in situ* glacier stagnation. He suggested that glacier stagnation was more or less synchronous in Scotland in response to marked climatic ameliorations (Sissons, 1979). Clapperton and Sugden (1977) argued that Scottish hummocky moraines are not diagnostic of any particular phase

of deglaciation, but simply show the distribution of locally isolated patches of a waning ice sheet. They were also regarded as the result of reworking of supraglacial debris during uneven ice ablation in front of active glaciers (Eyles, 1983; Bennett, 1990; Bennett and Boulton, 1993). On the other hand, according to Hoppe (1952) the dead-ice features can form through squeezing of debris, which was soaked with water and therefore in a plastic state, into basal cavities such as crevasses and irregular cavities caused by meltwater. Gravenor and Kupsch (1959) in their study of ice-disintegration features in Western Canada concluded that both ablation and squeezing processes might have been operating to various degrees during the formation of hummocky moraines. Till might be squeezed up to the surface through the crevasses and later let down to the ground by ablation. Benn (1991; 1992), in his study of hummocky moraines in Isle of Skye in Scotland, also considered the possibility that ice-stagnation, recessional, and subglacial hypotheses may be equally valid in certain areas.

While Hodgson (1982) claimed that hummocky moraines were formed due to subglacial deformation of coarse debris, several others think that they can be also formed by subglacial deformation of fine-grained sediments (Stalker, 1960; Boulton, 1996; Benn and Evans, 1998; Hindmarsh, 1998; Eyles et al., 1998, 2000; Klassen and Hughes 2000; Boone and Eyles, 2001). Some other researchers also indicated subglacial meltwater flooding as a mechanism for their formation (Munro and Shaw, 1997; Munro-Stasiuk and Sjogren, 2000; Evans and Twigg, 2002).

Whatever the cause is, all studies suggest that hummocky moraines represent the last phase of glacial deposition of a waning glacier. In the study area, apart from the transverse ridges and furrows, which form a tongue-shaped accumulation in the southern part of the Susam Valley, the hummocky moraines do not show any specific organization. Mounds and depressions are more or less equally distributed; in areas limited by more elevated morainic ridges and preferentially located along the N-NE facing flank of the valley. This suggests simple *in situ* deposition from stagnant glacier ice (hummocky disintegration moraine of Gravenor and Kupsch, 1959, Aario, 1977). In such an ablation model, debris is heterogeneously

distributed on the glacier surface. Because of the insulation effect on the debris, those areas where debris is thinnest melt down more rapidly, and as a result pits form. As the ablation continues, debris move off the high areas filling the pits and crevasses by washing and mass wasting, and melting is enhanced on the high areas. Continued down wasting lead to an inversion of topography (Gravenor, 1955).

Most of clasts encountered in the hummocky moraines have angular to subangular shapes suggesting that most of the material was introduced onto the glacier surface from the flanking mountains. However, the occurrence of some flatiron and bullet shaped pebbles in diamictons suggests a partial subglacial origin, perhaps in the form of flow till or melt out till (Boulton and Deynoux, 1981). The near absence of striations might be explained by the scarcity of the observed glacially shaped clasts, by the proximal origin of the debris, and by the karstification process, which appears to have been active in the limestone bedrock.

The ridgelike hills observed in the study areas are interpreted as ice-marginal moraines deposited by active glaciers. This interpretation is based on their morphology, their cross-valley or cross-cirque position and the fact that they limit the extension and exceed the hummocky moraines in elevation. The superposition of the hummocky moraines (dead-ice features) on the edges of the morainic ridges (live-ice features) is a good indication of the origin of the successive events. A chronology of the formation of the different morainic ridges, which have been observed in the study area, can be established. In this chronology, size and altitude evolve inversely. The largest and oldest ridges run across the main Namaras Valley. To the southeast of the Namaras Valley the Eğrigöl Lake seems to have been formed by such lateral moraines, which blocked the path of a small river. Medium-sized ridges bound hummocky morainic fields near the north-facing valley flanks or cross the tributary valleys. Small-size and most elevated ridges border the perched cirques. These different positions reflect the successive phases of the glacial retreat.

Glaciofluvial processes that are very potent in the destruction of moraines or in the burial of features beneath aggrading outwash material as the

glaciers melt (Sugden and John, 1977) are poorly represented in the study area. A possible explanation of this phenomenon is the wastage of the ice by evaporation (Johnston and Wickenden, 1931). A better explanation could be the high altitude and perched position of the Namaras and Susam Valleys, which implies rapid drainage of melt water along narrow and torrential streams. Such a rapid drainage of glacial melt waters would have also been enhanced by karstic effect in the limestone substrate.

In contrast to the complex hummocky moraines observed in the Namaras Valley, the tongue-shaped coarse loose material of the Susam Valley shows a pronounced organization of successive arcuate ridges and furrows. At first glance, the term rock glacier could be applied for such an organization and global morphology following Arpat and Özgül (1972), in their study of glacial landforms around the Geyikdağ Region. Their study, which includes the Namaras and Susam Valleys, misinterpreted all the hummocky moraines described in this paper as "rock glaciers" (their Figure 2).

Since the first usage of the term "rock glacier" by Capps (1910), several of them have been recognized in high mountainous regions. Wahrhaftig and Cox (1959), in their classic study of 200 rock glaciers in the Alaska Range, defined rock glaciers as "tongue-shaped or lobate masses of poorly sorted angular debris lying at the base of cliffs or extending down valley from the lower end of small glaciers". Two theories for the origin and dynamics of the rock glaciers exist. The first theory states that rock glaciers are periglacial features made up of deformed talus cones and debris tongues that move by the flow of interstitial ice (Wahrhaftig and Cox, 1959; Blagbrough and Farkas, 1968; Haeberli, 1985; Barsch, 1992, 1996). These correspond to "real or primary rock glaciers" for Corte (1976). The second one considers rock glaciers as the residual superglacial load of small glaciers (Richmond, 1952; Lliboutry, 1986; Humlum, 1988). These debris covered glaciers are called "secondary rock glaciers" by Corte (1976). The surface debris is dropped onto the glacier by frost wedging from cliffs. The ridges and furrows are explained by the residual movement of the glacier and reflect the configuration and structure of the cored glacier ice. Barsch (1988) proposed to write the term rockglacier in one word for the "real

or primary rockglaciers" to emphasize its difference from "true" glaciers ("secondary rock glaciers"), and to put an end to the confusion encountered in the literature.

As stated earlier, the tongue-shaped talus slope and organized nature of the transverse ridges and furrows observed in the south end of Susam Valley resembles the morphology of a periglacial rockglacier. However, several arguments are against such an interpretation. There are no differences in till composition when compared to the above-described unorganised hummocky moraines. Therefore, it can easily be considered as an ice-marginal moraine related to the previous existence of an ice tongue that originated in the large cirque visible up talus-slope on the northeastern facing upper flank of the Akdağ Mountain. Accordingly, the organized ridges and furrows probably represent the disintegration moraine controlled by small periodic retreat and readvance of the front of the glacier tongue. The large conical pit observed on the longitudinal ridge and the smaller pits in the furrows also attest the presence of buried ice. They are interpreted as kettle holes.

The circles and polygons made up of limestone pebbles are very typical in periglacial environments and are known as sorted patterned ground (stone circles and polygons). Several mechanisms have been suggested for their formation (Van Vilet-Lanoe 1991; Matsuoka et al., 2002). Among them, soil circulation resulting from variability in water and/or soil density (Hallet and Waddington, 1992) and differential frost heave due to variability in grain size (Werner and Hallet, 1993; Ballantyne, 1996) are the most widely accepted ones.

CONCLUSIONS

Arpat and Özgül (1972) interpreted the moraines described in this paper as rockglaciers stating, "the moraines which were probably formed by valley glaciers were mostly destroyed". Contrary to this interpretation, our study clearly indicates that the Namaras and Susam Valleys comprise marginal morainic ridges and hummocky disintegration moraines attesting the past existence and progressive wasting of active valley glaciers.

The glacial retreat of the former glaciers can be traced according to the respective positions of the morainic ridges and associated disintegration moraines. The U-shaped morphology of the valleys suggests that they were occupied by large glaciers, and the larger-scale morainic ridges which cross the Namaras Valley may represent readvance phases during their overall progressive retreat. Smaller morainic ridges and hummocky moraines along the north-facing flanks of the valley, correspond to the last glacial stage in the valley, while glaciers still existed in the tributary valleys as suggested by the morainic ridge which partly closed the Susam Valley. The tongue shaped morainic structure with transverse ridges and furrows encountered in the southern end of the Susam Valley represents the last valley glacier manifestation. This last Holocene glacial activity is also indicated by the freshness of the perched cirques and aretes that occur at altitudes of 2600 m. Some of these cirques are still bounded by relic morainic ridges (LIA?).

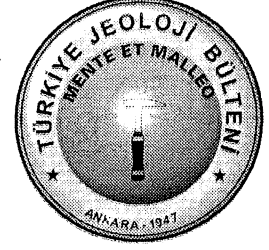
The timing and distribution of valley glaciers and related moraines are poorly known in Turkey. In order to produce quantitative data, cosmogenic ³⁶C! dating of selected moraines will be carried out, For that end a TÜBİTAK-NSF joint project has been organised by Marek Zreda (University of Arizona) and by Attila Çiner (University of Hacettepe) (Zreda et al., 2003). 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



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 grupta 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. Here 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), İzbırak (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 (İzbirak) 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)

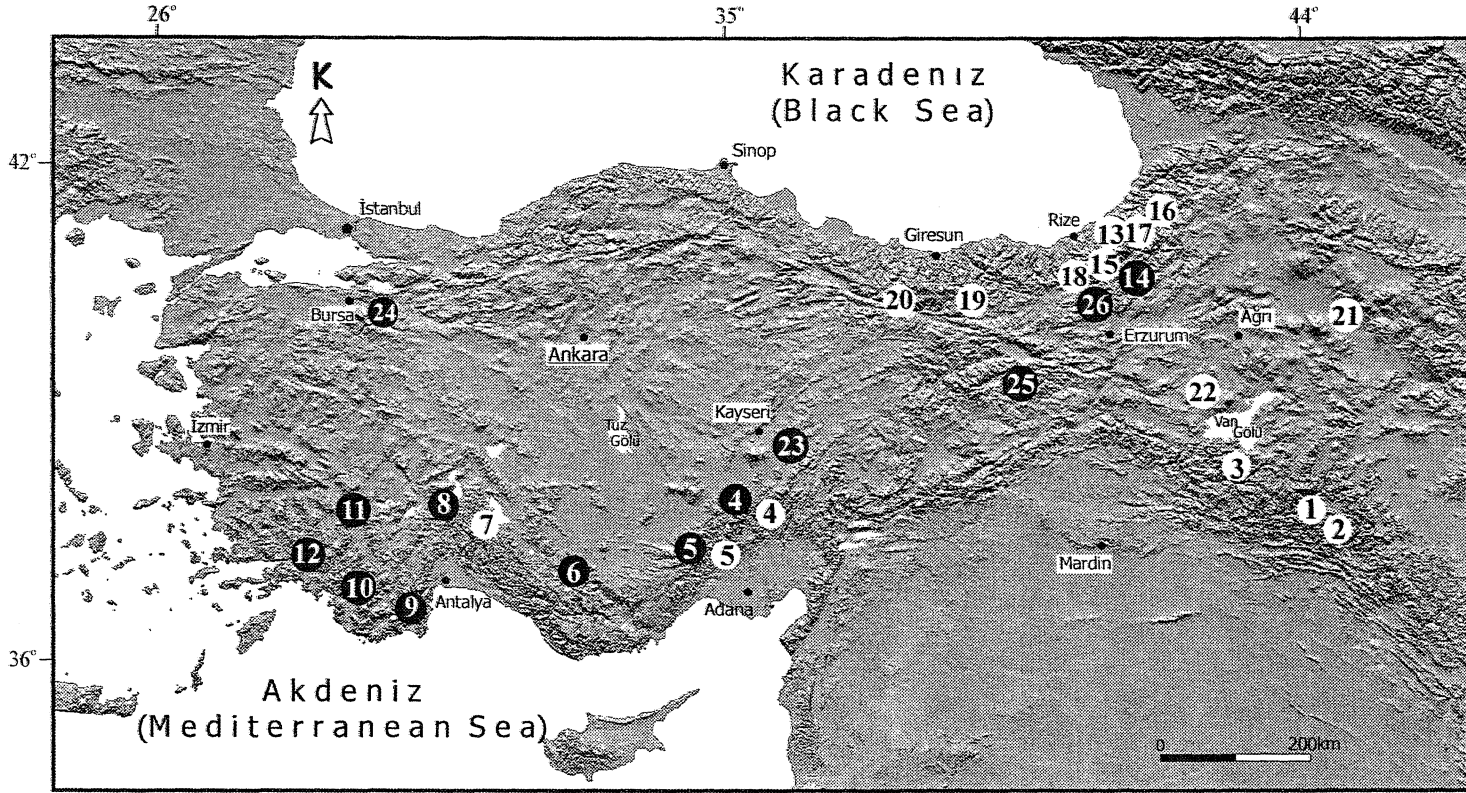
ve 1948'de ise 2800 m seviyesinde ölçülmesi ve çok genç görünümlü morenlerin varlığı (Erinç, 1952a) ile tüm bu gözlemlerin uydu görüntüleri tarafından doğrulanması (Kurter, 1991) buzul erimesinin boyutlarını göstermesi bakımından ilginçtir. Mia Hvara buzulunun orta kolunun Pleistosen'de 9 km uzunluğa 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>⑨ Güncel buzullar ve buzullar ile ilgili yerçekilleri Actual glaciers and glacial landforms</p> <p>⑩ Güncel buzul yok (buzullar ile ilgili yerçekilleri) No actual glaciers (only glacial landforms)</p> <p>① Uludoruk</p> <p>② Dotampar</p> <p>③ Hasanbeşir</p>	<p>④ Demirkazık</p> <p>⑤ Medetsiz</p> <p>⑥ Geyikdağ</p> <p>⑦ Dipoyraz</p> <p>⑧ Davraz & Barla</p>	<p>Güneydoğu Toroslar</p> <p>Southeastern Taurus</p>	<p>⑨ Beydağ</p> <p>⑩ Akdağ</p> <p>⑪ Honaz</p> <p>⑫ Sandıras</p>	<p>Batı Toroslar</p> <p>Western Taurus</p>	<p>⑬ Kaçkar</p> <p>⑭ Göller</p> <p>⑮ Verçenik</p> <p>⑯ Lazgediği</p> <p>⑰ Kindavul</p> <p>⑱ At</p> <p>⑲ Karadağ</p> <p>⑳ Karagöl</p>	<p>Doğu Karadeniz Dağları</p> <p>Eastern Black Sea Mts.</p>	<p>②① Ağrı</p> <p>②② Süphan</p> <p>②③ Erziyes</p>	<p>Volkanik Dağlar</p> <p>Volcanoes</p>
<p>④ Hacer</p> <p>⑤ Karagöl</p>	<p>Orta Toroslar</p> <p>Central Taurus</p>	<p>②④ Uludağ</p> <p>②⑤ Mercan</p> <p>②⑥ 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)	Sandırmas	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 gözlemleri 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).

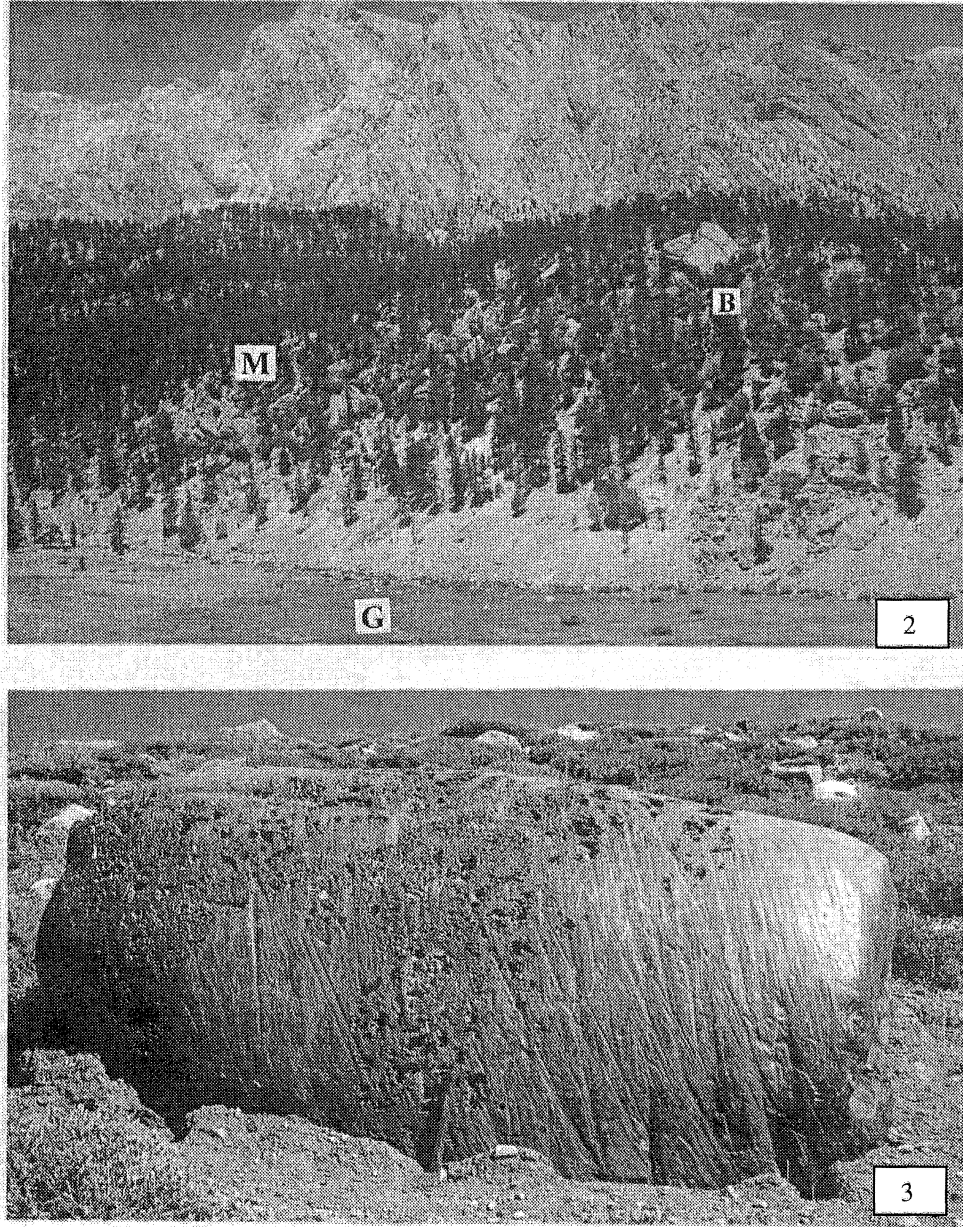
Batı Toroslar

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 Erinc, 1954; Erinc, 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. Dolayısıyla 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-

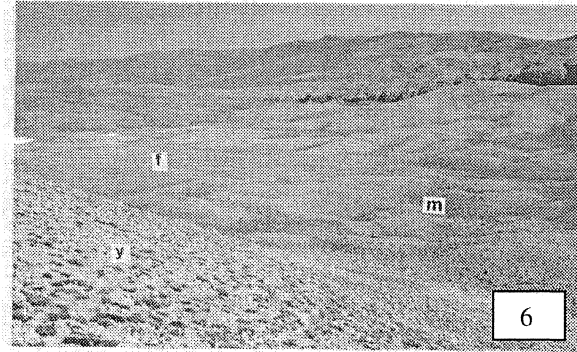
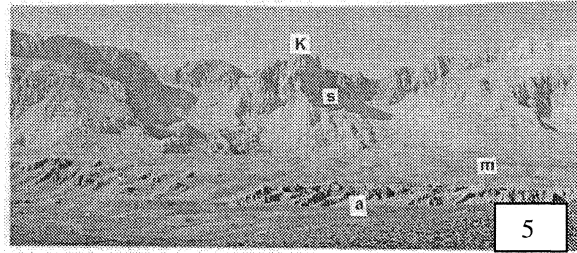
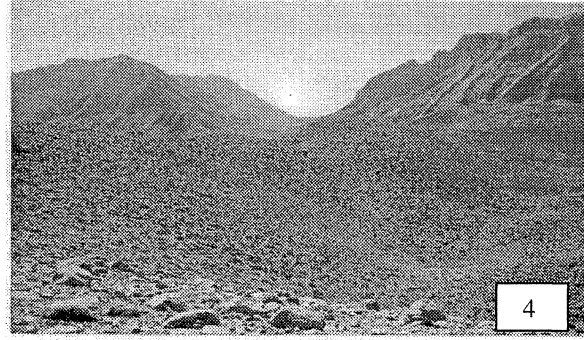


Şekil 2: Hacer Vadisi'nin (Aladağlar'da Yedigöller Çanağı doğusu, Orta Toroslar) kuzey yamacında gelişmiş 200 m yükseklikte bir yan moren seti (M) ve kurumuş moren seti gölü (G), Moren seti üzerindeki blok (B) 20 m çapındadır.

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 erratik blok. Ana kayanın kireçtaşı olmasına rağmen erratik bloğun serpantin olması bunal taşımalarının tipik kanıtlarındandır (Maden Vadisi, Bolkarlar, 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 sınırının 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).

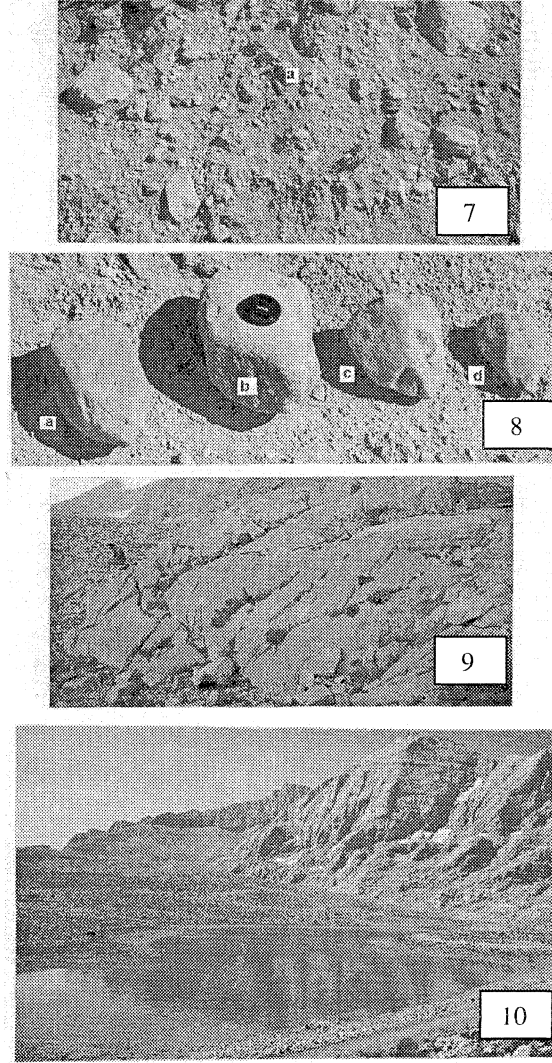
Bölgenin batısındaki Karagöl'de (3107 m) de birkaç küçük buzul bulunur (de Planhol ve Bilgin, 1964). Yazarlara göre bunlardan sadece kuzey batı buzulu 2850 m kotuna kadar inerek 400 m uzunluğa erişmiştir. Daha aşağı kesimlerde gözlenen çok genç görünümlü cephe morenleri de olasılıkla Küçük Buzul Çağı'nda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

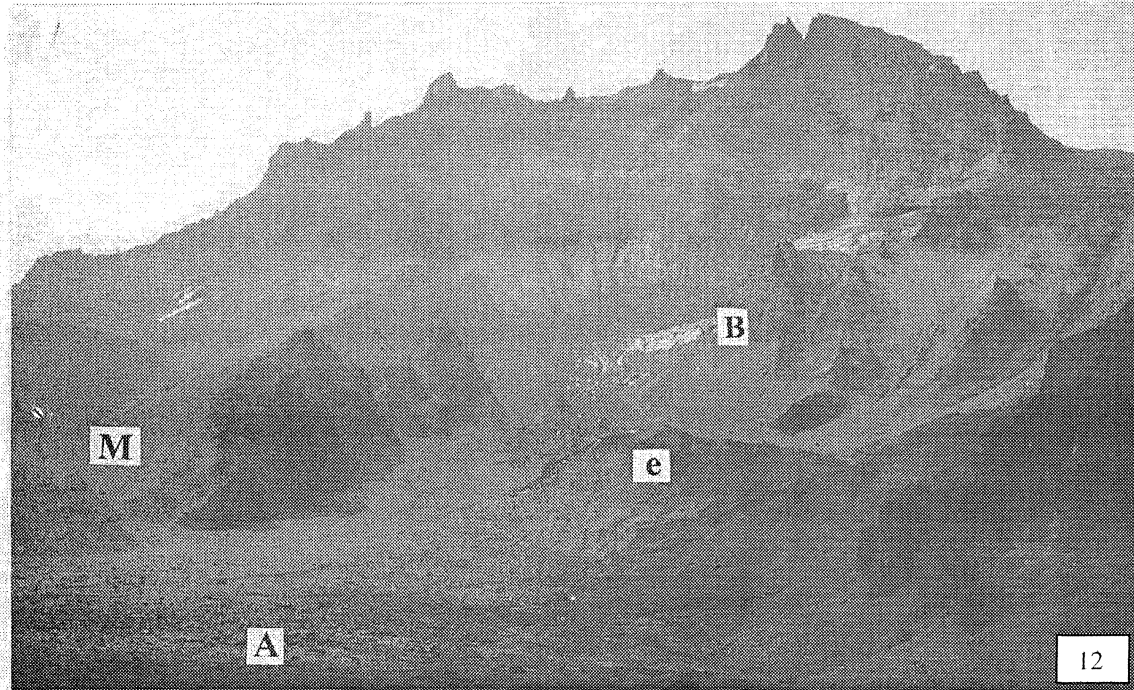
Güncel bir buzulun izlenildiği diğer bir volkan da Kayseri yakınlarındaki Erciyes (3917 m) Dağı'dır (Şekil 12). Penther (1905) tarafından 1902 yılında çekilen ve Türkiye'nin ilk buzul fotoğrafı olduğu sanılan fotoğrafta dağın kuzeybatı yamacından Aksu Vadisi'ne doğru 3100 m'ye kadar sarkan ve toplam 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 buzullarının 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 m). 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 morenlerdendir.

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 Bolcardağın 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_M 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, S'978. 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) (Glaeiologie 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* Glaeieri 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., Djrbahiân, R., Trifonov, V., Philips H,ş Ârakiân^ 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, Glaşialmorpholojisihi Problemi in dan Hoehgibirgin Vorderasiins, Efdkundi, 23(3), 192-200.
- Klaer, W, 1977* Zur Morphogenese und Formunpdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerkes der Hoehgebirge 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 Hoehgebirgen 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 Gibirga, 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 Ifflaga 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. Rezentere Froststrukturböden und Karst des Ulu Dağh. Ak. D. Wiss. U. d. Lit. Mat.-Nat. Kl., Abh. 5, 329-340.
- Philippson, A. 1906. Ein Gletscher am Erdschiasdağh (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 makaledé 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 Karabıyıköğlu'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 (Lolul 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