



# Mavi Gezegem

Popüler Yerbilim Dergisi Yıl 2014 • Sayı 19



## Kıbrıs adasının morfojenetik gelişimi (Der Morphogenetische Werdegang der Insel Cypern)



TMMOB  
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI YAYINIDIR



# Mavi Gezegem

Popüler Yerbilim Dergisi Yıl 2017 • Sayı 22

## TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI *Chamber of Geological Engineers of Turkey*

### YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hüseyin ALAN	Başkan / <i>President</i>
Yüksel METİN	İkinci Başkan / <i>Vice President</i>
Faruk İLGÜN	Yazman / <i>Secretary</i>
D. Malik BAKIR	Sayman / <i>Treasurer</i>
Canan DEMİRAL	Mesleki Uygulamalar Üyesi / <i>Member of Professional Activities</i>
Düzgün ESİNA	Sosyal İlişkiler Üyesi / <i>Member of Social Affairs</i>
Murat AKGÖZ	Yayın Üyesi / <i>Member of Publication</i>

### Editör / Editor

Prof. Dr. Halil GÜRSOY  
gursoy@cumhuriyet.edu.tr

### Yazarlar / Writers

Murat GÜL  
Şükrü ERSOY  
Murat NURLU  
Oktay GÖKÇE  
Bülent ÖZMEN  
Özgür KARAOĞLU

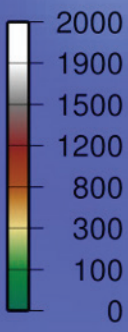
### Tasarım/Mizanpaj

İlhan ULUSOY

### Yazışma Adresi

TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası  
PK. 464 Yenışehir, 06410 Ankara  
Tel: (0312) 434 36 01  
Faks: (0312) 434 23 88  
E-Posta: jmo@jmo.org.tr  
URL: www.jmo.org.tr

Yayın Türü	: Yaygın Süreli Yayın
Yayının Şekli	: 4 Aylık Türkçe - İngilizce
Yayın Sahibi	: TMMOB JMO Adına Hüseyin ALAN
Sorumlu Yazı İşleri Müdürü	: Hüseyin ALAN
Yayının İdari Adresi	: Hatay 2 Sokak No: 21 Kocatepe / Ankara Tel: 0 312 432 30 85 Faks: 0 312 434 23 88
Baskı (Printed by)	: ERS Matbaacılık Kazım Karabekir Cad. Altıntop İşhanı No: 87/7 İskitler / Ankara Tel: 0 312 384 54 88
Baskı Tarihi	: Mayıs 2017
Baskı Adedi	: 500



## (Der Morphogenetische Werdegang der Insel Cypern)

**Morfojenez, Kıbrıs Adası'nda, adanın Kuvaterner'deki gelişiminin sonucudur. Bu çalışmada ilk defa yapısal jeoloji ve tektonik veriler ile Doğu Akdeniz'in yeni derinlik haritası verileri ışığında, ağırlıklı olarak morfoloji amaçlı olmak üzere bir çalışma yürütülmüştür.**

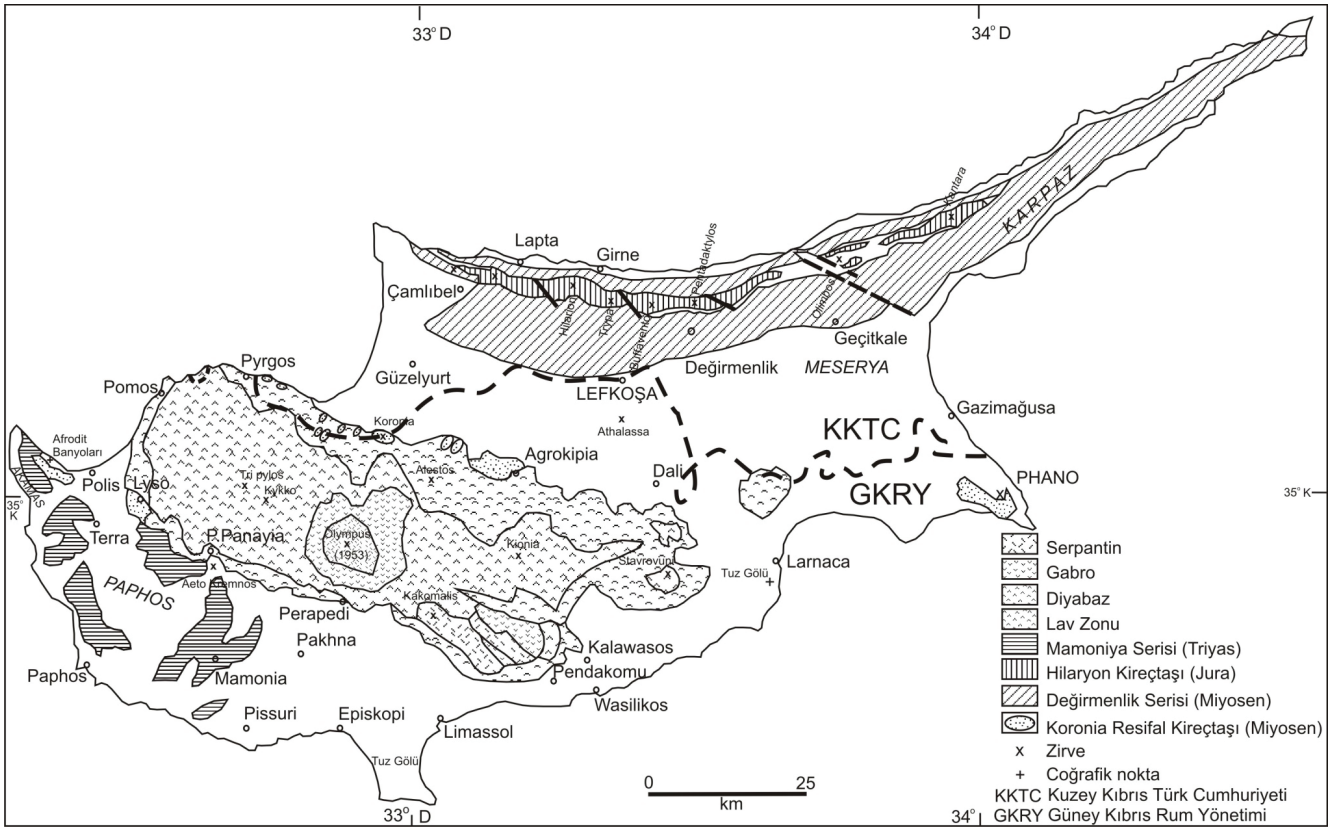
WILHELM F. SCHMIDT

Almanca Aslından Çevirenler:  
TALAT HAVZOĞLU  
YAHYA ÇİFTÇİ  
MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.  
23.12.2014

Yayın Yeri  
Erdkunde, 13, S. 179-201,  
Bonn, 1959

### GİRİŞ

Dar alanda pek çok yeryüzü şekli sunan Kıbrıs adasında morfojenetik çalışma yapılması bir gerekliliktir. Ada bu özellikleri ile Akdeniz'deki diğer adalara, özellikle de yarımada ve adalara bölünmüş Yunanistan'a benzemektedir. Önceki çalışmaların tümünde Ada'daki kendine özgü morfolojiden bahsedilmektedir. Bu çalışmalardaki belirlemeler bazen doğru yapılmamış olsa da, bu konuda yapılmış çeşitli çalışmalarını okumak gereklidir. Öncel morfolojik ve morfojenetik çalışmalarda bir bütünlük yoktur. Yazarın amacı bu boşluğu doldurmaktır. Bu çalışmada morfolojiyi jeolojiye dayalı olarak incelemek amaçlanmıştır. Bunun için Ada'daki en son yapılan jeoloji çalışmalarının bilin-



Şekil 1. Kıbrıs Adası'nın Jeolojisi (Orjinalinden değiştirilerek yeniden çizilmiştir).

mesi gerekiyordu. Almanca dilinde yazılmış bir çalışma olmaması da bir eksiklikti.

Ada'da izlenen pek çok yeryüzü şeklini kayaların özellikleri belirlemektedir. Örneğin kayaların masif oluşu ya da sertlikleri morfolojide kendisini göstermektedir. Ada'daki morfolojiyi belirleyen diğer etkenler ise tektonik yükselim hareketleri ve aşınma derecesidir. Birlikte değerlendirildiğinde, Ada'daki morfolojik birlikler tektonik kontrollü olup bunun yanı sıra iklimsel şartlar da etkilidir. Bu anlamda morfojeniz, Kıbrıs Adası'nda, adanın Kuvaterner'deki gelişiminin sonucudur. Bu çalışmada ilk defa yapısal jeoloji ve tektonik veriler ile Doğu Akdeniz'in yeni derinlik haritası verileri ışığında, ağırlıklı olarak morfoloji amaçlı olmak üzere bir çalışma yürütülmüştür.

## JEOLOJİ

Kıbrıs Adasının en yaşlı kayaları kristalin şistlerdir. İlk olarak Sagui (1925)'nin çalışmasında bu kayalardan söz edilmektedir. Ada'da jeoloji haritası yapan Bear (1958) bu kayaları daha ayrıntılı olarak tanımlamıştır. Araştırmacı bu kayaların devamını Paphos (GB Kıbrıs) bölgesinin üst kesimlerinde ve bu kayaların Polis (Chryso-

ku-Körfezi, Afrodit banyoları) yerleşim alanının batısında, sahil kesiminde geniş yayılım sunduklarını belirtmiştir (Şekil 1).

Kristalen şistler başlıca hornblend-şist, kuvars-mika-şist, kuvarsit, mermer, epidot-şist, serpantin vb.gibi kayalardan oluşurlar. Metamorfizma dereceleri epidot-amfibolit fasiyesinden amfibolit fasiyesine geçiş aralığındadır. Genel doğrultuları kuzey-güney şeklindedir. Bu kayaların Türkiye'nin güneyinde de devamlı oldukları düşünülmektedir. Yaşları bilinmemekle beraber Devoniyen olarak tahmin edilmektedir.

Aynı kayalar, Akamas yarımadası ve Paphos bölgesinde, Ada'nın güneydoğusunda da yersel olarak gözlenebilir. Sistematik jeolojik çalışmalar sonucu başka bulgu noktalarının bulunması olasıdır.

Üst Kretase'den daha yaşlı olan kayaç grupları, "Trypa Grubu" adı altında toplanmıştır. Bu seri ile kristalin kayalar arasında keskin bir uyumsuzluk bulunur. Trypa Grubu kayalarında Triyas ve Jura yaşları elde edilmiştir. Parapedhi radyolaritleri ilk olarak Ingham (1956) tarafından yapılan yeni haritalama çalışmaları sonucu geçici olarak Try-

pa Grubu'na dahil edilmiştir (Çizelge 1). Kıbrıs'ta Triyas'ın varlığının ortaya konması, Ada'nın jeolojik yapısının anlaşılmasında büyük katkı sağlamıştır.

Mamonnia serisi, Paphos bölgesinde erozyon ile geniş ölçüde açığa çıkmıştır. Tektonik nedeniyle farklı konumlarda gözlenirler (Foto 1). Tip kesit lokasyonunun Mamonnia'da olduğu Henson vd. (1949) tarafından belirtilmiştir.

Mamonnia serisi litolojik olarak renkli kiltası, kumtaşı bantları, damarlı gri-yeşil kireçtaşları, silisli kayalardan, marn vb. gibi litolojilerden oluşmaktadır. Anlatılan bu kayalar, magmatik kayalar tarafından kesilmişlerdir. Fosil bakımından zengin seviyelerden yapılan yaş tayinleri Üst Triyas (Karniyen-Noriyen) yaşını vermiştir. Ada'nın güneybatısında (Petratu Nomiu), Akamas Yarımadası'nda ve kuzey kuşağında bu seriye ait kayalar gözlenmiştir. Kısmen tektonik blok ya da ekzotik blok halinde magmatik kayalar içinde bulunurlar. Blumenthal (1941), benzer özellikte olan kayaları Suriye'nin güneybatısında ve Toroslar'da gözlemiştir.

**Çizelge 1. Kıbrıs Adası'nın morfojenetik gelişimi (Stratigrafik konum, Ingham (1957)'ye dayandırılmıştır)**

KUVATERNER	Metin içindeki ilgili kısma bkz. (Yükselim hareketleri, Kırılma tektoniği ve Regresyon)	(Fanglomera, plüviyal taraçalar, Moloz akıntıları, sahil taraçaları vd..)
PLİYOSEN	MESERYA GRUBU (Uyumsuzluk) DALI GRUBU (Uyumsuzluk) LAPTA GRUBU (Uyumsuzluk) TRYP A GRUBU (Uyumsuzluk) Kristalen şist serisi	Athalassa-Serisi Girne-Serisi Lefkoşa-Serisi Pissuri-Marnları Çamlıbel-Marnları
MİYOSEN		Koronia-Kireçtaşı Değirmenlik-Serisi Pakhna-Serisi Terra-Kireçtaşları
OLİGOSEN EOSEN Ü. KRETASE		Laminalı marnlar, Globigerinalı kireçtaşları, Nummulitli katmanlar, Silisli tebeşirimsi kireçtaşları vb. gibi.
JURA TRİYAS		Perapedhi Radiolaritlei Hilarion kireçtaşları Akamas Kumtaşları Petra Kireçtaşları Petra tu Romiu Mamonnia-Serisi
DEVON ya da PREKAMBRIYEN (?)		(Hornblend şist, Kuars-Mika şist, Epidot şist, vd.)



**Foto 1.** Yukarı Paphos bölgesinde Aetos Kremnos (Proph. Elias ) dağının batı yamaçları. Yamaçlarda Kıbrıs'daki en yaşlı kayalar mostra verir (metamorfikler, Mamonia serisi, lapithos vb.). Yaşlı kayalar 1400 m'ye kadar yükseltilmiş Miyosen katmanları tarafından örtülür. Görüntünün orta kesiminde düzleşmeye uğramış Alt Kuvaterner yaşlı çamur akıntısı izlenmektedir. Geri plandaki yamaçlarda da eski yüzey kalıntıları izlenir. Bunların içerisinde genç yarınıtı erozyon terasları bulunur (Foto W. F. Schmidt, 1953).

**Foto 2.** Petra tu Romiu mermer blokları (Romeo kayalıkları). Afrodit'in doğum yeri olarak bilinmektedir. Kıbrıs güneybatı sahillerinde bulunan bu kayacın yaşı Üst Triyas'tır. Ada'da morfolojik olarak belirgin olan yaşlı yapı elemanlarından birisidir ( Foto: W. F. Schmidt, 1953).

Güney sahillerin dikkati çeken bir oluşumu da büyük kaya bloklarıdır. Harita üzerinde "Petra tu Romiu" (Afrodit'in doğum yeri) olarak gösterilmiştir. Bunlar beyaz, masif, kristalen, resifal kireçtaşları olup alg ve mercan toplulukları içerirler (Foto 2). Yaş tayinleri sonucu Üst Triyas yaşı elde edilmiştir (Henson, 1949). Aynı kayalar Kıbrıs'ın güneybatısında başka yerlerde de bulunur. Bu kireçtaşlarının ilksel olarak Mamonia çökelleri üzerinde koruyucu bir örtü oluşturduğu, daha sonra parçalanlandığı ve Triyas sonrası lavları tarafından pişirildiği (Pirometamorfizma?) belirtilmektedir (Henson, 1949). Ingham (1955), kayaç bloklarındaki (Pendakomo'daki) Ammonit, Nautiloidler, Hydrozoa vb. gibi fosil bulgularına dayanarak bunların yaşını Noriyen olarak vermiştir.

Lapta Grubu kayaları, Kretase ve Alt Tersiyer yaşlı kayaları kapsar. Özellikle laminalı marn ve kireçtaşları, Globigerina'lı kireçtaşları ve yersel olarak Nummulitli kireçtaşlarından yapıldır. Serinin üst kesimlerine doğru kum oranı artar. Çörtlü kireçtaşları ve çörtler de belirgindir. Adlama, kuzey kuşağının batısındaki, kuzey yamaçlardaki Lapta lokasyonunda bulunan ve birçok kez ta-

nımlanan kesite dayanmakta olup ilk adlama Belamy ve Browne (1905) tarafından yapılmıştır. Yeni haritalama çalışmalarından edinilen bilgilere göre söz konusu kayalar Ada üzerinde geniş yayılıma sahiptirler. Trodos Dağları çevresinde, yastık yapılı lavların dış kenarında her yerde, özellikle Paphos bölgesinde geniş yayılıma sahiptirler. Toplam kalınlık 500 m olarak tahmin edilmektedir. Lapta katmanlarının transgresyonu Maastrichtiyen ve Lütesiyen esnasında en geniş yayılımına ulaşmıştır. Arada yer yer regresyon olmuştur. Yükselim zonunda (kuzey kuşak) zayıf bir uyumsuzluk görülürken, havzalarda çökelim kesintiye uğramadan devam etmiştir.

Havzalardaki Globigerina fasiyesi ve Üst Kretase'nin neritik fasiyesi yavaş bir şekilde yükselmiş olan kuzey kuşağı üzerinde yan yana gelmiştir. Üst Kretase'nin neritik fasiyesi, Maastrichtiyen kireçtaşı blokları ve en alt Kythrea serisi içinde Rudist breşleri ile belirgindir.

Kuzey kuşağı boyunca yayılım sunan Globigerinalı Kretase kireçtaşı ve marnları, giderek fliş fasiyesine geçer. Nummulitli kireçtaşlarının çökeli minden sonra kuzey kuşağın parçaları su yüzüne

çıkar ve aşınma başlar (güneye doğru bindirmeler de gelişir).

Miyosen'in başlangıcında regresyon etkilidir (Aktaniyen Regresyonu). Miyosen transgresyonu ilk olarak Burdigaliyen'de başlar ve geniş yayılımına Vindoboniyen'de ulaşır.

Oligosen/Miyosen sınırında Trodos Masifi'nin yükselimi başlar. Mağmatik kayalar halen Lapta örtüsü altında gömülmüştür. Miyosen, Dhali grubu adı altında toplanmıştır ve Koronia kireçtaşı, Değirmenlik serisi, Pakhna serisi ve Terra kireçtaşları şeklinde daha da ayrıntılı olarak ayrılmıştır.

Dhali adı (eski Idaliona), Lefkoşa'nın GGD'sundaki kesite dayanmaktadır. Miyosen'in tabanında Paphos bölgesindeki Terra kireçtaşları yer alır (Alt Miyosen). Pakhna ve Değirmenlik katmanları farklı fasiyelerdedir, bunlar çoğunlukla orta Miyosen yaşındadır.

Koronia kireçtaşları (Helvetiyen) tipik bir sahil resifi fasiyesinde olup, bu dönemdeki Trodos Dağları çevresindeki geniş ölçüde sığ bir deniz olan Miyosen Denizi'nin kıyı çizgisini belirtmektedir.

Tabakalı Pakhna serisi arasında bolca mercan resifi düzeyleri bulunur; jips çökelleri, bölgede zaman zaman karasallaşma ve lagünleşmenin gelişmiş olduğunu göstermektedir.

Miyosen dönemi sonunda, özellikle kuzey kuşakta, kuzeyden güneye doğru itilmeler görülür.

Değirmenlik serisi, yaşlı naplar tarafından üzerlenmiş ve bunun sonucu kıvrımlanmışlardır. Orta ve güney Kıbrıs kesiminde de yükselim devam etmiştir. Yükselim ve kıvrımlanma dönemini, yüksek kesimlerin aşınma dönemi takip eder.

Pliyosen döneminde yeniden su baskını olmuş, önce hızlı bir şekilde en derin olan çukurluklar doldurulmuştur (Çamlıbel marınları). Pliyosen transgresyonu günümüz Ada'sının adalaşan yüksek kesimlerine kadar ilerlemiştir (Trodos Adası, Kuzey kuşağı ada zinciri, Akamas, Phano).

Pliyosen grubu yayılım alanına göre Meserya grubu adı altında toplanmıştır. Ayırımı farklı fasiyelerde olmak üzere üstten alta doğru Athalassa katmanları, Girne katmanları, Lefkoşa katmanları, Pissuri marınları ve Çamlıbel marınları şeklinde-

dir (Çizelge 1).

Önceleri Reed Athalassa katmanlarının yaşı için Lefkoşa katmanlarına kıyasla daha alt bir yaş öngörülmüş olsa da, günümüzde her ikisi için Orta-Üst Pliyosen yaşı kabul edilmektedir. Sadece Çamlıbel marınları Alt Pliyosen yaşlıdır.

Pliyosen'de çoğunlukla sarımsı renkte olan karbonatlı kumtaşları, kalkarenitler hakimdir.

Bu kayalar balık fosilleri (Schalenschill) bakımından belirli zonlarda olağanüstü zenginlikte olup, çok iyi korunmuşlardır. Litoral karakter baskındır ve sahile uzak, sahile yakın şartların değişimi çok kere ve hızlı bir şekildedir. Tüm bulgular, taze, hareketli, sıcak su ortamında çok uygun yaşam koşullarına işaret etmektedir.

Kıbrıs faunası ile komşu Suriye'nin kuzeybatısında bulunan fauna arasında bire bir benzerlik söz konusuysa, bu fauna Mısır'dakilere nazaran İtalya'dakilere daha yakındır.

Pliyosen kesitinin üst kesimlerindeki çakıllı birikinti konileri, yükselmeye devam eden dağların önünde yoğun bir şekilde gelişmişlerdir.

Kuvaterner jeolojisi konusunda Kıbrıs bakirdir. Bellawy ve Browne (1905), Kıbrıs'ın Jeolojisi konusundaki çalışmalarında aşağıdaki Pleyistosen oluşumlarından bahsetmektedirler:

1. Traverten ve kalker tuf: kuzey kuşağın kuzeyinde, Karavaş, Lapta ve diğer lokasyonlar;
2. Trodos dağlarının dip kesimleri boyunca gelişen fanglomeralar: bunlar kuzey kuşak boyunca, aynı şekilde Meserya Ada dağları üzerinde de şapka şeklinde gözlenirler;
3. Pliyosen yaşlı memeli hayvan kemiklerinin bulunduğu Kap Playa ve Girne'deki mağara çökelleri;
4. Denizel taraça oluşumları;
5. Litoral kireçtaşı, kum ve çakıllı taşları (örn: Larnaka ve Limasol sahil düzlükleri).

Tüm bunlar istife ait bütünsel bir yaklaşım sağlamaktadır.

Gözlem ve yersel harita çalışmalarından elde edilen bilgilere göre Bellawy ve Browne (1905), Plüviyal döneminde günümüzdekinden daha düşük olan sıcaklıkların ve çok daha fazla yağış-

şın, çakıl birikimlerini ve günümüze kadar büyük oranda korunmuş tipik morfolojiyi oluşturduğunu belirtmekte olup aynı zamanda östatik deniz seviyesi dalgalanmalarını da hesaba katmaktadırlar.

1. Pliyosen-Pleyistosen sınırında gerilme tektoniğinin (Alm: Bruchtektonik) eşlik ettiği şiddetli yükselim hareketleri görülür. Pliyosen denizi, günümüz kıyılarına ve Meserya'daki kalıntı havzaya kadar geri çekilmiştir. Bu dönem, karasallaşma dönemidir.
2. Alt Pleyistosen henüz bilinmemektedir. En alt Plüviyal'ın morfolojik etkileri muhtemelen önemsizdi, çünkü dağların yükselimi henüz başlamıştı. Bu nedenle Plüviyal döneminin daha sonrasındaki kuvvetli dinamizm, az sayıdaki öncel izleri silmiştir.
3. Geniş yayımlı, 50 m'ye kadar kalınlıkta olabilen çakıl birikintileri gözlenir. Bunlar, dağ vadilerinden getirilen malzemenin yelpaze biçimindeki birikintileridir. Dağın yamacından uzaklaştıkça yelpazenin biçimi akarsuların etkisi ile bozulmuştur. Belirli bir doğu-batı çizgisine kadar çakıllar karasal oluşumludurlar. Bu çizginin kuzeyinde çakıllar denizel kavki seviyeleri ile yanal geçişlidir. Buradan da, bu kesimin sığ deniz ile kaplı olduğu anlaşılmaktadır. Çoğunlukla Trodoslar'daki kayalardan türeyen bu çakıllar, daha önceki rölyefleri dolgulayarak düzleştirmişlerdir. Çakıl birikintileri, dağ vadilerinde yukarılara doğru takip edilebilmektedir.

Ana taraça çakılları kuzey kesimde Trodos yamaçlarını kaplarken, dağın öteki yamacında vadi içleri ile sınırlıdır. Aynı dönemde, güney yamaçlarda kalın ve uzun çamur birikintileri oluşmuşlardır. Kuzey kuşakta, benzer şekilde oluşumlar görülür. Buralardaki kayalar arasındaki fark, yapıların farklı oluşu, yükselminin az olması, sahile yakınlığa bağlı olarak gelişmiştir.

4. Dönemin devamında çakıllar ve komşu kayalık kütleleri üzerinde düzleşme devam eder. Aynı gelişim, fosil çamur akıntıları üzerinde de görülür. Plüviyal düzlüklerin dar kanallar şeklinde dağ akarsuları tarafından kazılması aynı dönemde gerçekleşir. Düzleşen yüzeyler üzerinde, iklime bağlı olarak kırmızı çamur olu-

şumları gelişmiştir. Yükselmin devam etmesi ile çakıl birikintileri ve ovalar eğim kazanırlar. Bu dönem, sıcaklık ve yağış bakımından fakir bir dönem olmalıdır.

5. Daha sonra tekrar bir Plüviyal dönem yaşanır ki bu dönemdeki çakıl taşınması, 3. maddede anlatılandan çok daha azdır. Eski çakıllar kısmen aktarılırlar. En azından inter-plüviyal vadilerdeki akarsu yataklarının genişlemesi çerçevesinde aktarım sonucu bu çakıllar taşınmış olmalıdır. Yeni gelişen vadi tabanlarında bir iç çakıl taraçası oluşumu görülür. Bununla birlikte çakıl depolanmaları, eski çakıl depolanmaları gibi dağların ön kesimlerine kadar ulaşamazlar. Meserya'da sadece gevşek malzemeler çökelmiş olup burada daha çok taşınma olmuştur (Foto 3).

Su kütlelerinin etkisi büyük olmuştur. Bunlar geniş alanlara yayılamamış, net sınırlarla belirli akıntı olukları içinde akararak sığ tabanlı geniş vadiler oluşturmuşlardır. Lefkoşa'nın güneyindeki Alikos kuru vadisi, bunun tipik bir örneğidir. Dağlardan gelen su kütlelerinin özellikle dağların kenar kesimlerindeki toplama vadilerine dolması, enerjik erozyon ile bağlantılıdır.

6. Alt Kuvaterner yüzeyi geniş ölçüde tahribata uğramıştır. Bu döneme ait yeryüzü şekli, Ada dağlarında korunarak kalmış serilerden yararlanılarak ortaya çıkarılabilmektedir (Foto 4 ve 5). Yarı kurak ve nemli dönemlerin periyodu konusunda henüz bir şey söylenememektedir. Yarı kurak iklim şartları günümüze benzer bir şekilde etkili olmuş olmalıdır. Bunu yüzeysel kalker kabuk oluşumlarından ve tamamen yarılmış arazi biçimlerinden anlamaktayız (Tamassus çevresi).

Komşu bölgelerle karşılaştırılarak, ana çakıl oluşumu, morfolojiye büyük etkisi olan Plüviyal A'ya (Riss?) dâhil edilecek olursa, bu durumda, Meserya'da, deniz seviyesi en alt sınırına indiğinde bile burada bir deniz kolunun var olduğu ortaya çıkmaktadır. Ayrıca, o dönemden günümüze kadar Lefkoşa'nın güneyindeki bölgenin 300 m kadar yükselmiş olması gerektiği de anlaşılmaktadır. Geç Plüviyal döneminin aksine, östatik deniz seviyesi alçalmaları erozyonu canlandırmamıştır.





**Foto 3.** Lefkoşa'nın güneybatısında Kuvaterner yaşlı teras kalıntılarının bulunduğu erozyon arazisi. Orta kesimde halen bozulmadan kalmış büyük Plüviyal çakıl düzlüğü izlenmektedir. Ön kesimde Pliyosen yüzlek vermektedir. Arka planda Trodos Dağlarının kuzey kesimi görülmektedir ( W. F. Schmidt, 1954)

**Foto 4.** Lefkoşa'nın doğusundaki Mesarya bölgesi. Yaşlı Pliyosen düzlüğü kalıntısı bölgede tablamsı bir arazi yapısı oluşturur. Genç Pleyistosen arazisi ile çevrelenmiştir. Arka planda sarp bir şekilde yükselen kuzey kuşağı izlenmektedir (W. F. Schmidt, 1955).

Bu, en azından Trodos'ların kuzey Glacis bölgesinde söz konusu değildir.

Denizin Ada'dan tamamen geri çekildiği ve Ada'nın günümüzdekinden daha büyük olduğu Plüviyal B (ve C) döneminde, iç çakıl taraçasının oluşumu sırasında şartlar tamamen farklıydı. Bu dönemdeki (Würm) erozyonun kuvveti, erozyon tabanının alçalmasından anlaşılabilir olup (Kıbrıs Adasının bütünü için günümüzdekine göre 90 m daha aşağıda bir deniz seviyesi öngörülmektedir) zaman boyutu ise "Tireniyen Sonrası Regresyonu" olarak belirtilmektedir (Blankenhorn, 1890). Adanın iç kesimlerindeki taraçaların sahil taraçaları ile ilişkisi henüz araştırılmamıştır.

Çakılların üzerindeki büyük Plüviyal düzlüklerinin Koronia kireçtaşı kalıntılarına göre konumları göz önüne alındığında, Agropia bölgesinden Güzelyurt körfezine doğru önemli miktarda bir aktarımın olduğu anlaşılmaktadır. Bu aktarımın zamanı için ise, yaşlı ve genç Plüviyal çakılları arasındaki bir dönem belirtilebilir.

Büyük Plüviyal döneminin çakılları, Blankenhorn (1891)'un Plüviyal A dönemine, Wright (1952)'ye göre ise Chemchemal B dönemine karşılık gelmekte olup bunlar Riss-Plüviyal dönemine dahildir. Devam eden inter-Plüviyal dönem Wright (1952)'ye göre Jarmo A dönemine dahil

edilmelidir. Morfolojik olarak etkili olan Plüviyal B dönemine ait iç çakıl taraçaları Wright (1952)'in Jarmo B çökelleri ile eşleniktir. Bu konuda yeterli veri bulunmadığından, daha fazla ayrıntı hipotezik olacaktır.

Kıbrıs Adası Plüviyal döneminde buzullarla kaplanmamıştır. Çok sayıdaki araştırmacının komşu doğu bölgelerdeki gözlemlerine göre, günümüzdeki kar sınırı 3100 m dolayında olmalıdır. Poser (1957) yeni çalışmasında, Girit Adası'nda yukarıda anlatılan duruma uygun veriler elde etmiştir.

Periglasiyal etkiler, Trodos zirvesinin kuzey yamaçlarında belirgindir. Poser (1957), Periglasiyal bölgenin alt sınırını Girit Adası'nda 1800 m olarak tahmin etmektedir. Orada bu yükselti orman sınırına karşılık gelmektedir. Bu durum, İtalya'nın güneyi ve Lübnan'daki (Blankenhorn, 1891) diğer gözlemlerle de örtüşmektedir. Kıbrıs'ın Trodos zirvesi, 1953 m'lik yükseltisi ve orman sınırının biraz üzerinde yer alması ile Lübnan'a daha yakın bulunmaktadır.

Plüviyal döneminin sonunda (Würm) söz konusu her iki sınır değeri için en az 700 m'lik bir çökme olduğu kabul edilirse, bu durumda 2400 m'deki kar sınırı Trodos yükseltisinden epeyce yüksekte bulunmuş olmalıdır. Adanın konumu (büyük doğu-batı çöküntüsünün kenarında yer alması) ve

barometrik minimum değeri gibi veriler, Ada'da buzullaşmanın olmadığı ve kar sınırının daha alt kotlarda bulunduğunu gösterir (Blankenhorn, 1891). Buna göre, özellikle Ada'nın KB ve kuzey kesimlerinde yaygın kar alanları bulunmalıydı. Kar yağışları sadece kısa bir zaman dilimi için erimiştir. Ayrıca, 1000 m'nin üzerindeki yükseltiler aynı zamanda Periglasiyal aktivitenin olduğu bölgelerdir. Böylece, dağların büyük bölümü toprak oluşumunun başladığı yerler olmuştur. Oralarda malzeme hazırlanmış, vadilere doğru akan sular ile taşınarak vadi içlerinde ve dağların ön kesimlerinde toplanmıştır.

Kar sınırı ve toprak don tabakasının alt sınırı, masif dağların çevresinde, güneşe göre olan konumuna bağlı olarak farklı yükseltilerde bulunuyordu. Trodos Dağları, Alpler'in küçük bir örneğini oluşturur. Alpler'de ne oluyorsa, Trodos'larda da küçük ölçekte aynısı olmuştur. Dağların KB ve K kesiminde sınırlar en alt seviyede bulunuyordu. Dağların farklı kesimleri, uzanım yönlerine göre farklı gelişim göstermiş olmalıdır. Derince vadiler ile kesilmiş dağ kuşaklarının yamaçları da benzer gelişim göstermiş olmalıydılar. Dağın doğu kesimi istisna olmak üzere, vadilere bölünmüş kuzey yamaçlar kar kütlelerinin birikimi için çok uygun yerlerdi. Özellikle de bu kar yağışları batı ve kuzeybatı cephelerinden geldiklerinde, buralarda birikiyorlardı. Dağın batı kesimi, o dönemde günümüzdekinden daha fazla oranda, derin kesimlere kadar ulaşabilen yoğun bir bulut örtüsü ile kaplıydı. Karların erimesi, bu sayede uzun süre engellenmiş oluyordu.

Yağışların bol olduğu kış mevsimlerinde Olimpos Dağı günümüzde de bol miktarda kar örtüsü ile kaplanır. Yükseltisi 1200 m'nin üzerinde olan yerlerde kar örtüsü uzun süre kalır. Trodoslar'ın orta kesimi üzerinde 1500 m'nin üstündeki yükseltilerde kar örtüsü aylarca kalıcıdır. Kar birikintileri, özellikle kuzey yamaçların gölgeli olan kesimlerinde, vadi ceplerinde bulunur. Olimpos Dağı'nın kuzey kesiminde, 1900 m yükseltideki bir alan üzerinde kar örtüsü Mayıs ayının ortalarına kadar kalıcıdır.

Don sınırının daha düşük kotlara inmesi, çok daha yüksek yağış miktarı, havanın daha serin olması ve sıklıkla görülen bulut örtüsü nedeniyle güneş ışınlarının azaltılması sonucunda Plüviyal

dönemindeki kar örtüsünün günümüzdekenden çok daha fazla olması gerekir. Bu dönemde, günümüzde ne oluyorsa, daha etkili bir şekilde gerçekleşiyordu: Güney yamaçlarda kar örtüsü hızlı bir şekilde erimeye uğrar; hiçbir zaman büyük kar birikintileri gelişmez. Kar yığınları güneş ışınları ile hızlı bir şekilde erir. Bu dönemde Periglasiyal işlevler, günlük ergime ve tekrar donma olayları etkiliydi. Sonuç olarak bu dönemde toprak suya doymuş ve zemin sıvılaştırmış, çamur akıntıları oluşumları gerçekleşmiştir.

Kar örtüsünün aylarca kaldığı kuzey yamaçlarda durum farklıdır. Aralık ayından Mayıs ayına kadar kar örtüsü buralarda kalıcıdır. Bu kesimlerde kar örtüsü altında toprak donmuş haldedir. Albedo etkisi (ışığı yansıtma oranı), sıkışmış kar örtüsünün erken erimesini engelliyordu. Haziran ayında karlar erimeye başladığında ise 35. Enlem üzerinde güneş tepede yer alıyordu. Kar çok hızlı bir şekilde erimiş olmalıydı. Arada bulunan açık alanlarda ise bu kar erimesi ile birlikte zemin akması geliyordu. Hızlı su hareketleri, beraberinde molozları da vadilere doğru taşımıştır. Dağların dip kısımlarındaki devasa moloz birikintileri bu şekilde oluşmuş olmalıdır. Bu işlemlerin yıl içerisinde çok kısa bir zaman diliminde gelişmesi ve yaklaşık bir aylık bir zamanla sınırlı olması, aşınma-taşınma etkilerinin hızlanmasına yol açmıştır.

Plüviyal dönem, günümüzden daha serin ve yağışlı olmasa da, günümüz iklimsel şartlarının daha fazla bir biçimde etkili olduğu bir dönemdi. Mevsimlerde kayma olduğu düşünülmemektedir. Bu nedenle, yağışlarda yağmurun kar yağışından daha büyük bir rol oynadığı da söylenemez. Büyük bir olasılıkla yağışlar, günümüzdekine benzer şekilde, röllyefe bağlı olarak dağılım gösterecek şekilde, düzensiz olarak yağıyordu. Büyük boyutlu yağmur bulutları olmasına rağmen bunların geçip gitmesiyle Meserya da az yağış alan bir bölge durumundaydı. Bu dönemde yağışlar özellikle kuzey kuşak için önemli bir jeomorfolojik rol oynamış olmalıdır.

### Mağmatik Kayaçlar

Kıbrıs'ın yüzölçümünün 1/3'ünü magmatik kayalar kaplar. Sondaj verilerine göre, Tersiyer örtü altında olan yayılımları çok daha fazladır.

Trodos Dağları, bu kayalardan yapıldır. Bunun ötesinde, dağların ön yamaçları ve uzak kısımlarında da yaygındır. Ada'nın batısında, güneybatısında ve tüm kuzey kuşakta birbirinden kopuk mostralarda halde bulunurlar. Bunlardan bazıları daha yaşlı olmalıdır. En yaşlı mağmatiklerin, kristalin şistlerin içinde yer aldığı belirtilmektedir.

Trypa Grubu'nun Triyas yaşlı Mamonia serisine, şiddetli volkanik faaliyet eşlik etmiştir. Tektonik dilim halinde gözlenen deforme serpantinitle ve bazik lavların yaşı konusunda az bilgi vardır. Sadece en yaşlı serilerle birlikte buldukları bilinmektedir. Değirmenlik serisinin alt kesiminde bir volkanizmanın varlığından söz edilmektedir. Trodos Dağları'nın tüm önemli zirveleri magmatik kayalardan yapıldır. Ada'nın en yüksek Dağı olan Olimpos (1953m) serpentin (Enstatit-Olivinit)'ten yapıldır. Kıbrıs'ın tüm önemli maden yatakları, yastık yapıları lavların içinde bulunmaktadır.

Trodos Dağları'ndaki kısıtlı ulaşım koşullarına rağmen, bölgedeki masif kayalar çok önceden dikkatleri üzerinde toplamıştır. Bu bölgedeki ilk tanımlamalardan biri Bergeat (1892) tarafından yapılmıştır. Yastık yapıları lavların bakır-pirit yatakları ile ilişkisi, Cullis ve Edge (1922) tarafından belirtilmiştir. İngiliz jeolog Wilson (1957)'un 1953 ile 1958 arasında hazırladığı raporlarında ve harita taslaklarında ise yeni sistematik çalışmalar ortaya konmuştur.

Hiesleitner (1957), Trodos Masifi'nin orta kesimi, yapısı ve kromit yatakları ile ilişkisi konusunda çalışmıştır. Söz konusu serpentin masifi içinde yer alan ve eskiden beri bilinen asbest maden ocağı, Amiandos'ta, 1300-1500 m yükseltisinde yer almaktadır. Bu ocak olasılıkla tarihte bilinen en eski asbest ocağıdır. Trodos'un güneydoğusundaki diğer bazik ve ultrabazik masif hakkında (Kakomalis Masifi) henüz kayda değer bir bilgi olmasa da, bu bölgede merkezi Trodos tipi serpentin kütlelerinin varlığı bu çalışmada saptanmıştır. Bu kesimde serpentin kütleleri içinde harzburgit, diallagfels ve norit kütleleri plaka ve ara katkı halinde yer alır. Bu bölgenin özellikle doğusunda geniş gabro yayılımları vardır (Sinaos Dağı, 795 m). Bu dağın zirve noktasından (Kakomalis Dağı, 1004 m) doğan büyük nehir Kyprarissia,

tüm dağ kuşağını yarararak masif içinde çok iyi yüzlekler oluşturmuştur.

Miyosen'in sonunda, Pliyosen ve Alt Pleistosen'deki tektonik faz ile yükselme döneminde Trodos Dağları'nın çevresindeki lavlar yüzlek vermiştir. Lavlar, Mitsero'daki Kreatis Dağlarında yüz metreyi aşan kalınlıklar sunmaktadır. Trodos Dağları'nın orta kesimi daha dirençlidir. Çevresindeki lavlara nazaran kalın itilme düzlemleri ile yükselmişlerdir. Lavlar, daha çok büyük su kütlelerinin etkisinde kalmışlardır.

Lav zonunun petrografik çeşitliliğini yeni inceleme sonuçları ortaya koymaktadır. Andezit, bazaltlar ve spilitler, asidik çeşitte olanlardan daha baskındır. Cevherleşmeye eşlik eden hidrotermal alterasyonlar (propilitleşme) yer yer değişkenlik gösterir ve farklı alterasyon tiplerini oluşturur.

Pratikte lav düzeyi taban lavları, alt yastık yapıları lavlar ve üst yastık yapıları lavlar olarak ayrılabilir. Alt seride taban lavları olarak adlandırılan alt lavlar çoğunlukla kalın diyabaz ve andezit dayklarından yapıldır. Alt lavlar içinde ayrıca siyah camdan (Hyalomelan) oluşan baca dolguları gözlenir. Sütun yapıları plakalar ve yastık yapıları lavlar da bu düzeyde izlenir. Baskın olan renk siyahımsı koyu yeşil renklerdir. Altındaki yeşilimsi yastık yapıları lavların içerisinde dayklar ve masif plakalarda masif yapı kaybolur. Üstteki gri pembe renklere izlenen yastık yapıları lavlarda ise lav kütleleri baskın hale gelir ve dayklar belirsizleşir. Yoğun kırık tektoniği ile söz konusu lavlar stokwork'ler ile yan yana gelmişlerdir. Bu litolojik değişim, morfolojiyi de belirgin biçimde etkilemiştir.

Wilson (1957), merkezi Trodos kayalarını dunit, enstatit-olivinit, harzburgit, peridotit şeklinde ayırmıştır. Dunitler ve bunlarla birlikte bulunan kromitler K - G doğrultulu olup bu ultrabazik kayalar bir gabro kuşağı ile çevrelenirler. Gabroik kayalar, bu kuşağın dışında da diyabazlar içerisinde intrüzif kütleler halinde bulunur. Hiesleitner (1957), gabro ile dışa doğru devam eden diyabazlar arasında, gabro sokulumu sonucu gelişmiş bir metamorfizmadan ve granofirik bir zondan söz etmektedir.

Trodos Dağları'nın en yaygın kayac türünü diyabazlar oluşturur. Bu kayalar doğu ve batı

kesimlerde geniş alanlar kaplar. Çoğunlukla uralitleşmişlerdir. Diğer Trodos kayaçları ile karşılaştırıldığında, tektonikten etkilenmeleri dikkate alındığında daha yaşlı oldukları düşünülmüştür. Genç hidrotermal çözeltilerin (ve cevherleşmenin) diyabazları kestiği bölgelerdeki değişim daha az oranda gözlenmektedir. Kalın damarlar halinde ve daha genç olan diyabaz dayklarının yaşlı diyabazları kesmesi, bunların dışa doğru devam eden lav zonunun en derin daykları ile bağlantılı olması büyük önem taşımaktadır. Bu kesme-kesilme ilişkisinden mağmatizmanın zaman boyutu ortaya çıkartılabilir. Trodos kayaçlarının göreceli yaşları yaşlıdan gence doğru şöyle olmalıdır:

- Diyabazlar (uralitleşmiş diyabaz)
- Peridotit-gabro-geçmiş diyabazlar ve andezitler
- Yastık yapılı lav volkanizması
- Cevherleşme

Mağmatizmanın yaşı konusunda henüz kesin bilgi bulunmamaktadır. Yaşlı diyabazlar çoğu araştırmacı tarafından çok yaşlı (Paleozoyik) olarak değerlendirilmektedir. Lavlarla birlikteki volkanizmanın yaşı ise, komşu bölgelerdeki volkanizma ile korelasyon yapıldığında, bunların olasılıkla Üst Kretase'de, Maestrihtiyen öncesinde oluştuğunu söylenebilir (Ingham, 1956).

## TEKTONİK VE MORFOLOJİ

Ege'den başlayıp doğuya doğru tüm Akdeniz için geçerli olan özellikler Kıbrıs için de geçerlidir. En genç ve günümüze kadar devam eden kırılma tektoniği, sahilleri, adaları ve deniz tabanını şekillendirmiştir. Tektonik canlılığın henüz sonlanmadığını son yıllardaki depremler göstermektedir.

Kıbrıs Adası, jeolojik oluşum aşamalarında ve yapı stiline aynı özellikleri taşıyan çevresinden kopmuş bir parçadır. Bu konuya Blanckenhorn (1891), Phillipson (1918), Kober (1915), Henson vd. (1949) ve Hiessleitner (1957) gibi önceki araştırmacılar hep dikkati çekmişlerdir. Kıbrıs'ı çevreleyen deniz tabanı hakkında henüz fazla bilgi yoktur. Kıbrıs'ın yapısını oluşturan birliklerin yüzeyde, karada tekrar gözlemlenmesine dayalı karşılaştırma yapılmaktadır. Korelasyon, Ada'nın kuzeydoğu devamı için özellikle geçerlidir.

Ada ile Anadolu'nun güney kıyıları arasındaki deniz tabanı genç ve kuvvetli kırılmaya maruz kalmıştır. Bu durum, alt Kuvaterner'de memeli hayvan faunasının denizin östatik şartlara bağlı olarak en alt seviyesine karşılık gelen bir dönemde, kara üzerinden göç edebilmelerini sağlamıştır. Deniz seviyesindeki alçalmalar burada ölçülen deniz derinliğinden epeyce düşüktür. O halde buradaki durum ancak tektonik ile açıklanabilir. Kıbrıs, çevresi ile benzer jeolojik yapıya sahiptir. Ada üzerindeki en yaşlı kayaçlar olan kristalen şistlerde K-G hatları egemendir. Şiddetli mağmatizma ile belirgin olan Üst Kretase döneminde Kıbrıs, Torid ofiyolit zonunun bir parçasıdır. Kuzeydoğu'da, Türkiye'de benzer kayaç toplulukları izlenir (bu konuda 23.01.1959'da Almanya-Bassel-Freiburg'da düzenlenen kolokyumda Prof. Dr. Bearhrt tarafından yapılan "Toros Ofiyolitleri" başlıklı sunumda aynı gözlemler aktarılmıştır). Deneştirmedeki belirleyici özellikler, spilitik yastık yapılı lavlar, kalın tüf birikintileri, sokulum yapan gabrolar, radyolaritler, marmlar, mermer parçaları ve volkanizma sonrası cevherleşmedir. Toroslar'ın kıvrımlanması sırasında oluşan yapılar, eski yapılara dik olarak gelişen doğu-batı hatlarıdır ve bunlar egemen olur. Kuzey kuşakta izlenen güneye doğru itilmeler, kıvrımlı yapıya eşlik ederler.

Kober (1915)'e göre Kıbrıs, genel olarak güney Alpin yapının bir parçası olan Toridler'in güney kenar zonunu oluşturur. Kıbrıs'ın jeolojik yapısında kuzey kuşak ve Trodos'un yapı stillerinde bir karşıtlık vardır. Bu durum şöyle açıklanabilmektedir: Kıbrıs'ta gerçek bir kıvrım kuşağı sadece kuzeyde bulunur. Trodos Masifi'nin içinde ve çevresinde ise faylanmalar ve kıvrımlanmalar belirgindir, farklı direnç özelliğindeki zemin yapısı ve K-G yönlü kıvrımlanma yapısı içine magmatik kütlelerin katılımı bu farklılığı ortaya çıkarmıştır.

Miyosen Denizi'nin bir özelliği, Ada'nın günümüze göre çok daha bütünlük içinde olmasıydı. Miyosen'in sonunda düşey kırıklar boyunca şiddetli bir parçalanma olmuş ve bu etkinlik Pliyosen ve Alt Kuvaterner'de canlılığını sürdürmüştür.

Lav zonu içindeki çok sayıdaki dayk tektonik kontrollüdür ve kırık sistemine göre düzen almışlardır. Kısmen de doğu-batı hareketlerle eğilmiş, bükülmüşlerdir. K-G, daha çok KB-GD doğrultu

ve kalın kataklastik zon, aynı doğrultuda uzanan masifi kateder ve adanın morfolojisinin oluşumunda etkilidir. Bu hatlar boyunca büyük boyutlu itilmeler olmuştur. KB-GD doğrultulu atımlarda kuzey kuşağın bölümleri de yer değiştirmiştir.

Morfolojide Girne ve Geçitkale geçitleri bu şekilde oluşmuşlardır (Foto 1), (Schmidt-Kraepelin, 1958). Yanal olarak uzun mesafelerde izlenebilen bu yer değiştirmeler denizaltı sarplıkları ile korele edilebilir. Pfannenstiel (1957/59)'in deniz tabanı derinlik haritasında bu durum net olarak gözlenmektedir.

Paphos bölgesinde çok sayıda geniş kataklastik zon bulunur ve bunlar KB-GD ile BKB-DGD doğrultularında uzanır. Bu zonlar, temeldeki kayalar içinde ve özellikle kalın Miyosen katmanlarında iyi ölçülebilir durumdadırlar. Bu kataklastik zonlar boyunca ani morfolojik düşümler görülmektedir. Yüksek Paphos bölgesinden alçaktaki sahil taraçalarına doğru olan düşümler buna örnek olarak verilebilir. Bu zonların düzgün bir hattı takip edişi, sahile paralel olarak ve sahile yakın denizaltı kırıklarına paralel gidişi dikkat çekicidir.

Günümüz Kıbrıs Adası'nın morfolojik zonları genç kırılma tektoniği sonucu gelişmiştir ve buna dair çok sayıda örnek gösterilebilir. Adanın tektoniği başka bir yayında açıklanacağından burada sadece kısaca değinilecektir.

Trodos dağlarının batı kesimindeki (Diyabaz bölgesi) ani düşümler tektonik kontrollüdür. Paphos bölgesinde ise GB ve B yönünde ani düşümler gözlenir. Bu kesimlerde faylar çoğu yerde gözlenebilir ve ölçülebilirdir. Aynı durum Trodoslar'ın orta kesimi için de geçerlidir. Trodoslar'ın orta kesiminde Serpantin Masifi'nin olduğu kesimde yer alan Amiandos geçidinde düşüşler doğu yönündedir. Wilson (1956)'un yeni haritalarının da gösterdiği gibi bu kataklastik zon keskin tektonik hatlarla sınırlıdır.

Morfolojik olarak belirgin olan bir diğer fay da Trodos Masifi'nin doğu kenarından güneydoğuya doğru, Wassiliko'ya kadar uzanır. Kakomalis masifinin doğu kesimini kat eder ve masifin doğusunu güneydoğu yönünde öterler.

"Kıbrıs'ın batı sınırı neresidir?" konusu hala bir problemdir. Hiessleitner (1957) in bu konudaki

yeni değerlendirmelerinde (S. 241-243), Ada'nın devamını güney Türkiye'de Tekir çukurluğu olarak bilinen bölgenin GB ya doğru olan kesiminin Ada'nın batı sınırını oluşturduğu belirtilmektedir. Buna karşın yazar, Ada'nın çevresindeki deniz derinlik haritasında buna yönelik bir veri olmadığını belirtmektedir. Araştırmacı Afyonkarahisar'dan başlayıp KKB-GGD yönlü tektonik hattın Antalya Körfezi üzerinden Ada'daki devamının önemli bir konu olduğunu belirtmektedir. Bunu ispatlamak için daha detay incelemelere ihtiyaç vardır. Burada sadece bu olasılığa dikkat çekilmiştir.

Ada, Alpin kıvrım kuşağının güney sınırının kenarında bulunmaktadır. Bu hat, Ada'nın GB'sında ve güneyinde tektonik aktivite ile kendini belli etmektedir. Söz konusu bu birbirinden farklı iki yapı elemanı boyunca görelî hareket, araştırılması gereken bir konudur. Kıbrıs'ın hemen güneyinde bulunan deniz tabanındaki ani düşüş (Kıbrıs çukuru, maks. 2830 m), her iki yapının sınırı olmalıdır.

Kuzey kuşağın batıdaki ani bitiş noktası olan Güzelyurt körfezi de henüz çözümlenmemiş bir sorundur. Trodos Dağları'nın KB'sı ve kuzey kuşağın batı bitimi ile deniz bölümü arasında çok genç dönemde gelişen çöküntü ovaları da bir başka problemi oluşturur.

Kıbrıs'ta beklenenden daha sık olarak gözlenen depremler (Oberhummer, 1903) iki farklı ilişkiye dikkati çekmektedir.

1. KD'daki Orontes-Asi Nehri hattı (Ölü Deniz Fayı)
2. Paphos'un batı ve güneyinde denizin aniden derinleşmesi ile deprem yoğunluğu arasında bir ilişki vardır. Bölgedeki tüm genç depremler ve 1953 yılındaki deprem tektonik depremlerdir.

## MORFOJENEZ

Kıbrıs Adası'nın morfolojisini, bölgedeki kayalar, tektonik, aşındırıcı güçler ve iklimsel faktörler belirlemektedir.

## Miyosen Öncesi

Adanın en yaşlı kayaları olan kristalin şistler morfolojik olarak belirgin değillerdir. Sadece de-

rince yarılmış vadilerde ve sahile yakın kesimlerde yüzlek verirler. Düşük dirençte olmalarından dolayı pozitif form oluşturmazlar. Buna karşın, Trypa grubunun Triyas-Jura yaşlı kayaçları, masif olmaları ve sertlikleri nedeniyle morfolojiye etki ederler. Örneğin, Mamonia serisi kireçtaşı ve dolomit kütleleri arazide belirgindirler. Bunların yanında, serpantin kütelleri dikkat çekici, koyu renkli tepe biçimleri ile tanınırlar. Örneğin, Paphos bölgesindeki Kanaviu'nun doğusunda bu tür yapılar yaygındır. Diğer taraftan, yumuşak, ince tabakalı, alacalı killer, ince şeritli kireçtaşları ve marnlar, yamaç heyelanları ve erozyon çukurlukları oluşturmaları, çıplak, bitki örtüsüz bir arazi oluşturmaları ile belirgindirler. Bunlar, Kritth Marottu ve Aetos Kremnos güney yamaçlarında (Adler horst), Üst Paphos bölgesinin en yüksek noktasını oluştururlar (1143m).

Petra tu Romiu kireçtaşları (Romeo Kayalıkları), güney sahillerde, çevresindeki yumuşak kayaçlardan ayrılarak fark edilirler (Foto 2).

Kuzey kuşaktaki Hilarion kireçtaşları, tüm Ada'nın morfolojisine en güçlü etki eden kayaçlardır

(Foto 6). Sertlikleri, masif oluşları, aşınmaya karşı dirençli olmaları nedeniyle sarp morfolojiler oluşturmuşlar ve gerçek Alpin yer şekilleri oluşturmuşlardır. Bergeat (1892), bu kayaçları Alp'lerdeki Dachstein kireçtaşları ile eşleştirmiştir. Bu dağ kuşağına karakteristik görünümünü kazandıran yükseltisi değil, daha çok zirve kesimlerinin kayalıklı ve bloklu olmasıdır.

Parapedhi radyolaritleri (Çizelge 1), morfolojik olarak belirgin değildir. Aynı durum, Lapta grubu kayaçları için de geçerlidir. Bu kayaçlar, kuzey kuşağın tektonik hatlarının hareketini kolaylaştırıcı, kaygan bir özelliğe sahiptirler. Yer yüzeyinin şekillenmesinde çukurluklar, geçitler, negatif biçimler olarak ortaya çıkarlar. Bunlara bir örnek olarak Geçitkale Geçidi verilebilir.

Tüm magmatik kayaçlar, Miyosen öncesine aittir. Morfolojideki etkileri, ilgili bölümlerde anlatılacaktır. Yastık yapılı lavlar çoğunlukla denizaltı volkanizma faaliyetleri sonucunda oluşmuşlar, ancak deniz üstü olduktan sonra morfolojik birer faktöre dönüşmüşlerdir. Volkanik faaliyet kısmen su üstünde de etkili olmuştur. Tüfler, camsı lapil-



**Foto 5.** Lefkoşa'nın güneyindeki Zeugenberg dağı. Pliyosen üzerinde kısmen korunmuş olarak halen Alt Pleistosen çökelleri bulunmakta olup, yüzeyleri kalker kabuk oluşumu ile kaplanmıştır. Koruyucu bu şapka üzerinde Alt Kuvaterner düzlüğünün bir kalıntısı korunarak kalmıştır. Çevresi daha sonraki erozyon ile tahrip edilmiştir. Görüntüde söz konusu bu tahribatın (çözülmenin) değişik evreleri gözlenmektedir. Görüntünün ortasında son Plüviyal dönemin kuru vadi tabanı izlenmektedir. Arka planda ise (geride) Trodos Dağlarının diyabazlardan yapılmış en doğu kesimi izlenmektedir (W. F. Schmidt, 1954).

**Foto 6.** Kuzey kuşağın en doğu bölümünde dağ kuşağının orta kesimindeki Hilarion kireçtaşı kütlesi üzerinde Kreuzmitterburg Kantara (631 m) tarihi eser kalıntıları izlenmektedir. Buradan (görüş mesafesinin iyi olduğu durumlarda Türkiye güney sahillerindeki Toros Dağları izlenebilmektedir). Karpaz Yarımadası, Gazimağusa Körfezi, Kuzey kuşağın büyük bölümü Orta kesimdeki ovalar ve Trodos Dağları bu lokasyondan izlenebilmektedir (W. F. Schmidt, 1955).



**Foto 7.** Antik Curium'un batı kesimi. Güney sahillerde sarp yamaçlar üzerinde eski bir yer yüzeyi yükselir. Bu kesimde genç yarmalar ile yoğun bir şekilde kesilmiş, dilimlenmiş ve kalıntı kule ve koni biçimlerine dönüşmüş bir arazi morfolojisi gelişmiştir. İzlenen beyaz renkli tebeşirimsi kireçtaşları, Miyosen yaşlı Pakhna serisine aittirler (W. F. Schmidt, 1953).

**Foto 8.** Miyosen yaşlı Değirmenlik serisinin dikleşmiş duvar biçimindeki tabakaları, Lefkoşa'nın kuzeyinde, Değirmenlik ve Güngör arasında izlenmektedir. Kuru ve bitki örtüsü bakımından fakir olan arazi, kuzey kuşağın güneyinde yayılım gösterir (W. F. Schmidt, 1954).

li'ler ve lav kabukları ve lavlardaki bazı oluşumlar, eski volkanizma faaliyetine ait kanıtlar olarak değerlendirilmiştir.

## Miyosen

Kalın, beyaz renkli kireçtaşı ve marn tabakaları ile temsil edilen Pakhna Serisi (Çizelge 1), Trodoslar'ın doğu ve güney kesiminde geniş alanlar kaplar (Foto 7).

Bu kayaçların tabakalarının BKB-DGD doğrultulu sıçramaları arasında, çoğu kez güneye doğru devrik kütlelere ayrılmasıyla, çok sayıda kuzeye dönmüş dik kenarlar ortaya çıkar. En kuzeydeki ve en yüksek olanı, uzun beyaz dik duvar biçimindedir ve lav zonu üzerinde yükselir. Trodos'un güney kesiminde derince kazılmış doğu-batı uzanımlı çukurluklarda yüzlek verirler. Peravasa'dan Mandria üzerinden Perapedhi'ye doğru uzanan vadi boyunca Ada'nın birbirine zıt iki farklı yüzü şekli gözlenir: Trodos'un güney yamaçları bir taraftan koyu renkli, masif, yarılmış bir görünüm sergilerken, diğer taraftan, açık beyaz renkli, keskin kenarlı, çıplak arazi görümlü kireçtaşı basamakları görülür. Bu Miyosen arazisi, su açısından oldukça fakir bir bölgedir. Kuvaterner döneminde geniş yayımlı çamur ve moloz akmalarına sahne olmuştur. Böylece, yer yer su elde

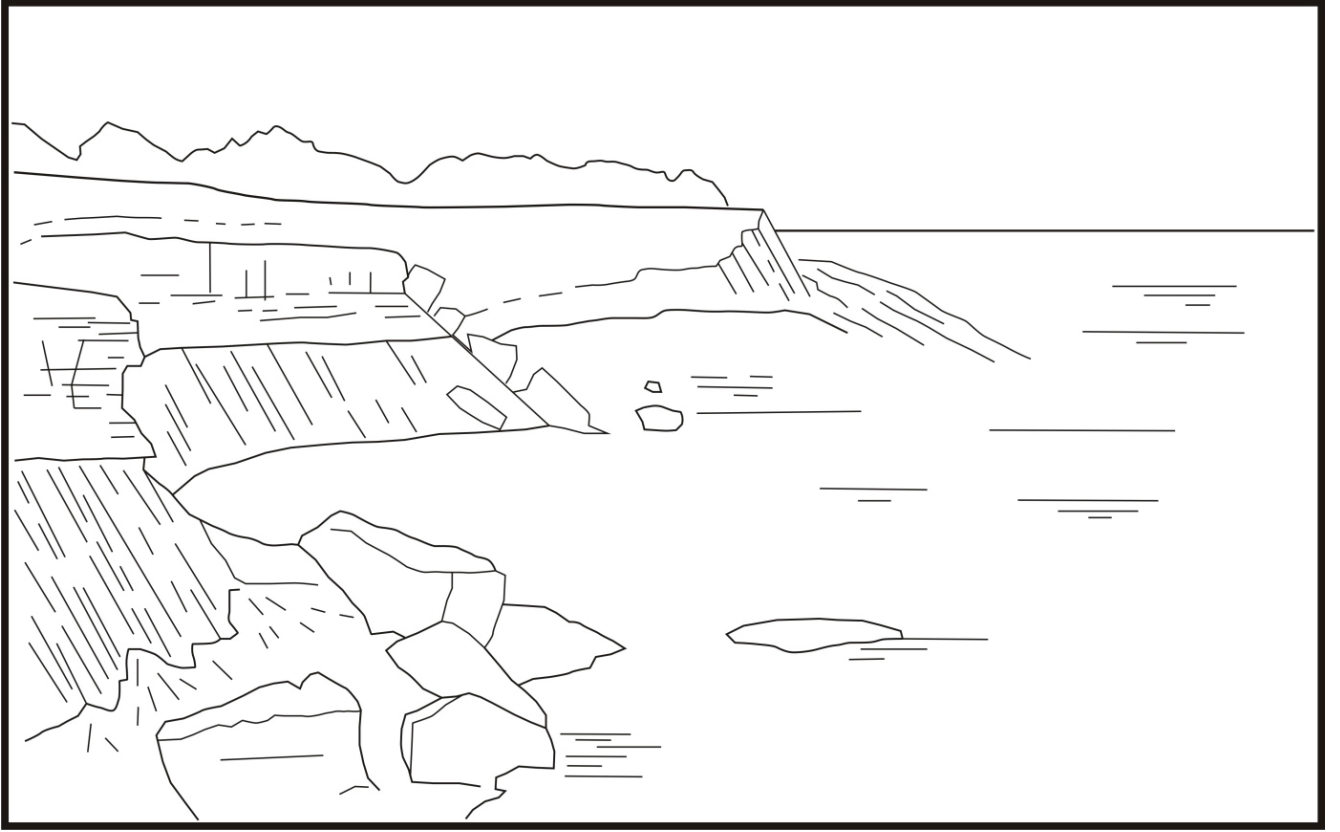
edilebilir durumlar oluşmuştur. Arazinin çıplaklığına rağmen bölge, yerleşim alanı olmaya kısmen olanak vermiş ve üzüm yetiştiriciliği ile ünlü olmuştur. Lefkoşa ile Larnaka arasındaki bölge, ıssız, bitki örtüsünden yoksun durumdadır ve burada bölgenin zeminini söz konusu Miyosen yaşlı kireçtaşları oluşturur.

Pakhna serisi kayaçlarının morfolojideki belirginleşmeleri, Trodos'ların yükselimi ile ilgilidir.

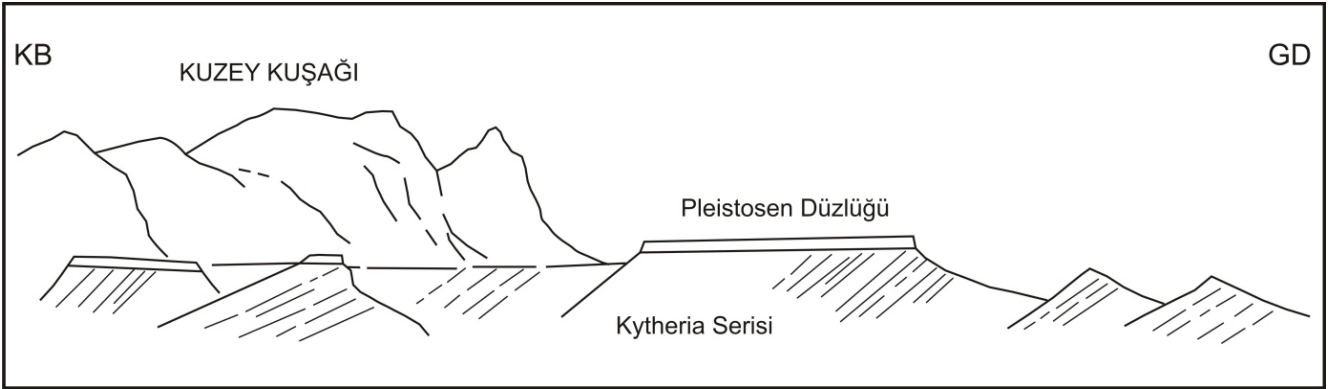
Değirmenlik serisi, kıvrımlı ve dikleşmiş tabakaları ile morfolojide kendine özgü bir yapı sergiler. Sert kumtaşları ile yumuşak marnların ardalanması, selektif aşınmaya neden olmuştur. Lefkoşa kuzeyinde yer alan kuzey kuşağın güney kenarı boyunca bu kayaç serisi içinde farklı kalınlıkta bir zon halinde su ayırma hatları, tabaka çıkıntıları ve dar, uzun çukurluklar gelişmiştir. Bu alan aynı zamanda bitki örtüsü bakımından fakir, çıplak bir arazi görünümündedir (Foto 8).

İnce morfolojinin egemen olduğu bu kuru, ıssız arazi, geniş alanlar kaplar. Kuzey kuşağın kuzey yamaçlarında, sınırlı da olsa, bu arazi biçimi gelişim göstermiştir (Şekil 2).

Girne'nin 50 km doğusunda, denize doğru sert tabaka çıkıntıları, birbirine paralel raylanmış gibi,



**Şekil 2.** Girne'nin 40 km doğusunda, kuzey sahillerinden bir taslak çizim. Resmin ön kısmında Miyosen yaşlı Değirmenlik Serisi tabakalarının Pliyosen ve Pleyistosen serileri ile örtüldüğü görülmektedir. Bu çökeller, yüzeysel kalker oluşumları (kalış) ile sertleşmiştir. Bunların üzerinde Alt Kuvaterner yaşlı ve kuzeye doğru yükselen bir aşınma düzlüğü gelişmiştir.



**Şekil 3.** Kılıçaslan Köyü'nün batısından bir görünüm: Bakış KD'yadır. Kıvrımlanmış Değirmenlik serisi kayalar üzerinde halen Pliyosen ve Pleyistosen örtü birimleri korunmuştur. En üstte bir kalker kabuk oluşumu (kalış) ile sert bir yüzey oluşmuştur. Resmin üst sol kesiminde Kuzey Kuşağın sarp güney cephesi görülmektedir.

aradaki birkaç yüz metrelik yumuşak kesimleri deniz suyu ile dolmuş halde uzanırlar. Değirmenlik serisi kayalarına Karpaz Yarımadası'nda, uzunlamasına gelişmiş sırtlar halinde rastlanır. Bunların bu şekilde görünmesinin nedeni, önceden var olan örtü tabakasının aşınmış olmasıdır (Şekil 3). Kuzey kuşaktaki yükselim hareketleri ile bu dağlardan toplanıp akan ve dip kısımlarda bi-

riken sular, Değirmenlik serisi kayalarını biçimlendirmiştir.

Kıbrıs'ın morfolojik gelişiminde, Miyosen yaşlı mercan resif fasiyesindeki Koronia kireçtaşının da büyük bir etkisi olmuştur. Söz konusu bu sert, masif, kısmen kristalen ve dolomitik kireçtaşı, aşınmaya karşı dirençli olmanın tüm etkilerini sergilemektedir. Bu kayalar, Trodoslar'ın kuzey



yamaçlarında, dağ önü kesiminde yaygın bir örtü oluşturur.

Koronia kireçtaşları, Kreatis Dağları'ndan Agrokippia'ya kadar, arada geniş boşluklar olmak üzere, bir zon halinde Kata Pyrgos'daki denize kadar uzanırlar. Halen görece büyük bölümünün korunarak kalmış olması, söz konusu Miyosen yaşındaki sahil mercan resiflerinin Lapta kayaçlarının kalıntıları ve yastık yapılı lavlar üzerinde gelişim göstermiş olmasıyla açıklanmaktadır.

Miyosen'in sonunda ve daha sonrasındaki yükselim ve aşınma döneminde, masif Trodos kayaçları arasında daha az dirençli olan kayaçlar, Koronia kireçtaşından daha fazla aşınmaya uğramışlardır. Mitsero yerleşim merkezinin de içinde yer aldığı, günümüzde lav zonu ile kaplanmış geniş çukurluk, bu şekilde oluşmuştur. Yükselim hareketleri, bu gelişimi hızlandırmıştır. Koronia kireçtaşları, Pluviyal dönemi su kütleleri düzeyinden daha üst kesimde bulduklarından, su aşınım etkisinden kurtulmuşlardır. Bunlar, Pleistosen'de, kaleler biçiminde yükselmiş olmalıdır. Daha önceki yayınlarda da belirtildiği gibi (Schmidt, 1956; S. 274), eski sahil çökellerinin tabanı, uzun mesafelerde takip edilebilir durumdadır. Öyle ki, yaklaşık 600 m yükseltisindeki Kreatis Dağları'ndan itibaren batı yönünde düzenli bir biçimde alçalır ve Pyrgos yakınlarında deniz altına dalar. Üst Miyosen denizinin sahil şeridinde oluşmuş bu çökellerin, yukarıda anlatılan konumuna bakıldığında, yükselimin aşağıdaki şekilde geliştiği söylenebilir.

Bütünsel yükselim batı yönünde bir bindirmenin sonucu olarak gerçekleşmiştir. Öyle ki, Mittsero'daki yükselim daha fazla olurken, Güzelyurt Körfezi'nde çökme gerçekleşmiştir. Araştırmacı, Bear (1958)'in görüşlerine karşıt olarak, Agrokippia'da Koronia kireçtaşlarının aniden sonlanmasını, Trodos Dağları'nın doğu kesiminin şiddetli yükselime maruz kalması sonucunda tamamen aşınması ile açıklamaktadır. Bu durumda, bu kayaçların aşınma öncesinde doğuya doğru devamlılık sunmaları gerekirdi.

Pyrgos ve Pamos arasında magmatik Trodos kayaçları doğrudan denize ulaşırlar. Koronia kireçtaşları ise daha öncesinde Pyrgos'ta deniz

altına dalar. Bu durum, Miyosen sahil şeridinin günümüzdekinden daha açıkta bir yerde olduğunu gösterir. Bunu destekleyen bir başka veri ise, Trodos'un kuzeybatı kesiminde, günümüzde 500 m'nin üzerindeki yükseltide bulunan resifal kireçtaşlarının yaygın bir şekilde bulunmasıdır. Buna örnek olarak Lisso ve İstingo verilebilir. Tüm bu veriler, o dönemdeki sahil çizgisinin keskin bir dönüş yaptığını göstermekte olup, bu dönüş aynı zamanda Trodos adasının yeniden şekillenmesini de sağlamıştır. Araştırmacı, bu serinin eşleniklerini daha güneyde, üst Paphos bölgesinde ve ayrıca izole resif parçaları halinde Episkopi batısında, güney sahillerinde de gözlemiştir. Bu kesimler, yüksek aşınma direnci özelliklerinden dolayı bloklu kayalıklar halinde gözlenirler.

Miyosen'de çökelmiş olan jipsler, çevresini kuşatan kayaçların erozyona uğraması ile ortaya çıkmakta ve kendilerine özgü bir morfoloji oluşturmaktadırlar. Yuvarlak tümsek biçimindeki kayaçlar, Paphos bölgesinde, Psathi'nin batısında kuzey-güney doğrultulu bir zon içinde dikkati çekmektedirler. Mesarya'nın kuzey kesiminde geniş yayılıma sahip sıg jips kalkanı bulunur ve bunlar, alttaki jips kütlelerinin yüzeydeki belirtileridir.

Miyosen çökelleri, morfojenez açısından çeşitli davranışlar gösteren kayaçlardan oluşmuş olup Miyosen sonunda gelişen dinamik dönemin izleri günümüze dek takip edilebilmektedir. Günümüzde Ada'nın en yüksek noktaları olan kesimler, Trodos Dağları, Akamas Yarımadası, kuzey kuşağı ve Phanoberg olup bunlar günümüzde de yükselmeye devam etmektedir. Sıkışma kuvvetleri ile derinlerden yükselen yaşlı seriler, Kuzey kuşak boyunca gözlenirler. Kuzey kuşaktaki kıvrım ve bindirmeler, Değirmenlik serisini de değişime uğratmışlardır. Trodos'ları çepeçevre kırık tektoniği sarmıştır.

## **Pliyosen**

Pliyosen denizi, duraysız bir deniz tabanı üzerinde gelişim göstermiştir. Litoral faunalar daha baskındır. Adaların sahilleri günümüzdekine yaklaşmış olsa da, bu dönemde denizin derinliği yersel olarak değişkenlik gösteriyordu.

Günümüzdeki Lefkoşa bölgesinde sıg deniz şartları egemen iken, Trodos Yarımadası'nın kuzey

kıyılarında dar ve derin bir çukurluk uzanıyordu. Deniz tabanındaki duraysızlıklar, sıg su çökelleri ile derin su çökellerinin ardalanması ile ya da hareketli resif ortamları ile belirgindir. Pliyosen kesitinin üst kesimlerine doğru çakıllı ara katkılar da görülür. Çakılların kaynak alanı Trodos Dağları olduğu kadar, kuzey kuşaktan da kaynaklanmaktadır. Bunların yer yer birbiri üzerine gelmesi daha sonra gözlenecek olan yapıların henüz Pliyosen'de oluşumunu sağlamıştır. Artık bu dönemden itibaren su üstü olmuş olan Ada'nın yükselmiş kesimleri morfolojik olarak önem taşır.

Kuvaterner öncesi yüzey sistemleri Pleyistosen'de yeniden işlenmiş olsalar da, bunlar yine de Pliyosen'in mirası olarak tanımlanabilmişlerdir.

Trodos'larda ve kuzey kuşaktaki yükselim hareketleri, Pliyosen - Pleyistosen sınırında şiddetlenir. Pleyistosen'de daha bir belirgin hale gelecek olan Trodos Kristalin masifinin geniş alanları yüzeylenir ve vadiler oluşur. En eski preglasiyal yüzeylerinin daha ayrıntılı olarak incelenmeye ihtiyacı vardır. Ada'nın diğer dağlık kesimlerinin de yükselim hareketleri etkisi altına girmesiyle, Ada'daki deniz seviyesi, Pliyosen denizinin sahil çizgisinin de gerisine çekilmiştir. Pliyosen çökelleri yükseltilmiş ve kısmen erozyona maruz kalmışlardır. Trodos'un, lavların da yüzeylediği orta ve çevre kesiminde geniş ve uzun havzalar şekillenmiştir. Eski Lapta grubuna ait örtü aşınmış ve Trodoslar'dan geniş ölçüde kazanmıştır. Bu dönemdeki şiddetli yükselim hareketleri sonucunda kuzey kuşağı olağanüstü aktif durumda olmuştur.

## Kuvaterner

Kıbrıs Adası'nda Kuvaterner konusunda henüz az bilgi bulunsa da, yeryüzü şekillerinin oluşumunda bu zaman dilimi önem taşır. Serin, yağış bakımından zengin iklimin yarı kurak iklime benzer iklimlerle dönüşüm içinde bulunması, morfojenizde birbirine zıt etkilerin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Alt Pleyistosen'de tektonik etki sonucu Ada'nın bazı bölümlerinin yeniden yükselmesiyle etki daha da artmıştır. Östatik şartlara bağlı olarak gelişen deniz seviyesi alçalıp yükselmeleri, erozyon yüzeyinin çok değişkenlik göstermesi ile karakteristiktir ve buradan anlaşıldığı üzere, Kuvaterner dönemi, kısa zaman aralığını kapsamasına karşın oldukça dinamik bir dönem sayılma-

lıdır. Kuvaterner'de Ada üzerinde bazı bölgeler pasif halde kalmış olsa da, Trodos Dağları, orta ova kesimi, kuzey kuşak ve sahil şeritleri, jeomorfolojik gelişimlerini Kuvaterner'de kazanmışlardır.

Ada'nın en batı ve güney bölümleri, yeterince yüksekte yer almaları nedeniyle dağlardan gelen sulardan etkilenmemişler; yeterince alçakta bulunmaları nedeni ile de Trodos Dağları'ndaki gibi fazla miktarda yağış alamamışlar, böylece pasif durumda kalmışlardır. Trodos Dağları'nın ve Karpaz Yarımadası'nın yağışlarını engellediği Ada'nın doğu kesimleri de jeomorfolojik açıdan pasif konumda kalmışlardır.

Alestos Dağı'nın her iki tarafındaki çakıl taraçaları, Orta Trodos'ların kuzeydoğu kesiminde dağ kenarlarında iyi gelişim göstermiştir. Yüksek çakıl taraçaları (ana taraça), yükselen dağların çevresinde büyük kalıntılar şeklinde gözlenir, ayrıca derince yarılmış vadilerin her iki tarafında korunarak kalmıştır.

Alestos'un güneyinde her vadiyi birleştiren çakıl birikinti konisinde çakıllar 550 m yükseltiden 480 m'ye düşerler. Aynı taraçalar, Alestos'un doğusunda, Laghudara akarsu yatağı üzerinde ve Memi yükseltisinde (yeni maden ocağı olarak bilinir) tanımlanmıştır.

Memi'nin hemen güneyinde en üst çakıllar 440 m'ye ulaşırlar ve bunun kuzeyindeki yükseltilmiş kütle üzerinde 445 m'dedirler. Bu çakıllar, Alestos'un kuzey kanadında daha da yukarı yükselmişlerdir. Akarsu vadileri ile sınırlı orta teras (iç teras), Memi'nin batısında 402 m yükseltisinde, Memi'nin kuzeyinde ise 375-365 m arasında yayılım göstermektedir. İç teras çökelleri, Alestos vadisinin batısında 420 m'den 375 m'ye aşağı doğru izlenirler. Alt teras bölgesinde taze, kenarları yuvarlanmış, büyük kristalen bloklar dikkati çeker.

Üst taraçalar her yerde tektonik olarak atıma uğramış iken, orta taraçalar tektonizmadan büyük ölçüde korunmuşlar, ancak bunlar da derin erozyon vadileri ile kesilmişlerdir.

Dağlardan gelen akarsu ve derelerin dağ kenarlarındaki derin erozyonu ve sarplıklar, daha genç dönemlerdeki yükselimin devamı ile açıklanabilir. Alestos bölgesinde Plüviyal çakılların ölçülebilir en fazla kalınlığı 25 m'dir. İç teras çakıllarının ka-

İnliği ise 5 m'dir. Buradan, Plüviyal döneminin etkisinin büyük olduğu sonucu ortaya çıkmaktadır.

Eski çakıl alanının üzerindeki geniş yüzeyler, Peristorona, Astromeritis ve batıya doğru Güzelyurt körfezine kadar korunarak kalmışlardır. Bunlar çoğunlukla kırmızı renkli çamur ile kil çökelleri içerirler. Lefkoşa'nın güneyinde ve güneybatısında üst teras katı geniş ölçüde yıkıma uğramış, ancak bunlar bazı kesimlerde yamalar şeklinde korunmuşlardır (Foto 3). Lefkoşa'nın doğusundaki Xeri, Pera Aredhiu vb. gibi yüzeyler de aynı durumdadır (Foto 4, 5).

İyi korunmuş Plüviyal düzlüğünü kuzeyden güneye kat eden Peristerona nehri boyunca Kato Moni ve Orunda arasında nehir taraçaları çok iyi gözlenirler. Akarsuların dağları terk ettiği yerde, iyi gelişmiş bir taraça, 500 m yükseltide bulunur. Çakıl ve kayalık içeren taraçalar dağlara doğru 800 m yükseltiye kadar izlenebilmektedir. Bu kesimlerde fosil vadi tabanları, sarp yamaçları ve kalıntı moloz oluşumları ile aşınma morfolojisinden ayrılırlar.

Orunda'nın 10 km güneyinde, dağ kenarının önündeki eğri ovada akarsu yaklaşık 410 m yükseltisinde akar. İç taraça 420 m yükseltide, ana taraça ise 470 m yükseltide bulunur.

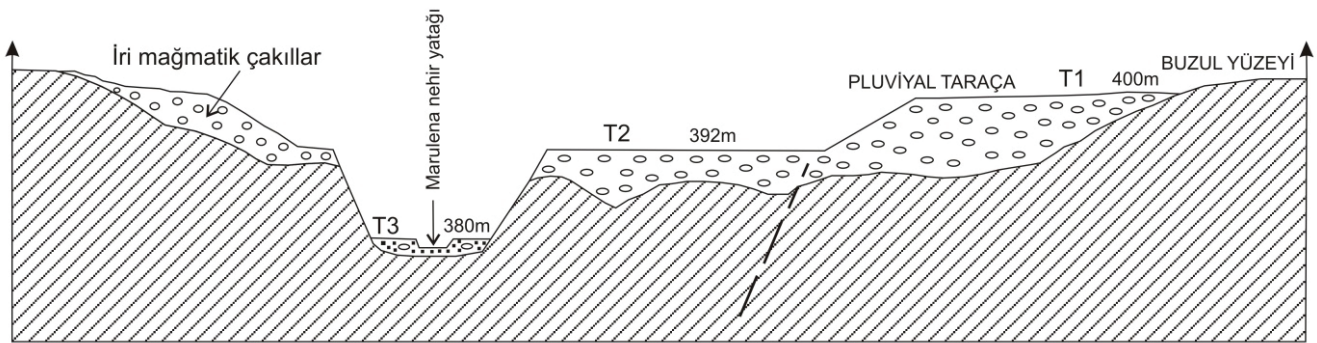
Akarsu akış yolu üzerinde Orunda'nın 2,5 km güneyinde yukarıdaki değerler 300 m, 310 m, 345 m'dir. Orunda'da ana taraça, dar akarsu yatağından sadece 20 m yükselmiştir; Peristorona'da 240 m yükseltideki nehrin 8 m yükseğinde sadece bir teras bulunur. O halde kuzeye doğru iç taraça kamalanır ve ana taraça çakılları da Güzelyurt körfezi yakınında kalıntı çökeller düzeyine iner.

Malounda'nın batısındaki Marulena nehrinin (akış yolu üzerinde Akaki adını alır) çakıl düzlükleri iyi gelişim göstermişlerdir. Buradaki çakıllar farklı kalınlıklarda, duraysız bir temel oluşturan lav serisi üzerinde bulunurlar. Bunların üzerinde 400 m yükseltide düz bir ova gözlenir. Geniş tabanlı akarsu yatağının yan duvarları oldukça diktir ve 10 m yükselti oluştururlar. Günümüzdeki nehir, iç taraça çakıllarını kazarak oluşturduğu sadece tek bir oluk içinde akış gösterir (Foto 9).

Akarsuyun 5 km yukarısına doğru kenar duvarları yaklaşık 25 m yükseklik gösterir. Volkanik dayklar tarafından kesilen bu duvarlar lav ve tuf içerirler. Bunun üzerinde çok iyi gelişmiş olan Plüviyal düzlüğün yükseltisi 490 m, dağları terk ettiği yerde ise 510 m'dir.

Trodoslar'ın kuzey kesiminde en kalın Plüviyal dönem iri çakıl birikintileri, bazı vadi içlerinde gözlenebilir. Marathasa ve Kambos vadileri bunlara örnektir.

Lefkara güneydoğusundaki Sirkotis vadisinde, geniş bir fosil taban yüzeyi üzerinde (140m), keskin kenarlı bir şekilde orta taraça (150 m), çoğunlukla çakıl taraçaları halinde yükselir. 50m daha yüksekliğe ulaşıldığında, deniz düzeyinin 200 m üstünden başlayarak üst taraça seviyesine ulaşılır (Şekil 4 ve Şekil 5). Bu çakıl taraçaları, yukarıya doğru yavaş yavaş yan vadi cepleri halinde devam eder. Ana vadinin batısında yer alan taraçanın üzerinde bulunan yer yüzeyinde kalın, pekleşmiş kalker molozu yığıntıları bulunur. Bunlar, Plüviyal dönemde Trodos Kristalen masifinin henüz aşınma fazına geçmediği dönemde, henüz çakıl birikintilerinin gelişmediği dönemlere ait çamur akıntılarına ait birikintileridir. Karşıda yer alan volkanik kayaçlardan oluşan vadi kesimin-



Şekil 4. Malunda Köyü'nün hemen batısındaki Marulena Vadisi'nden geçen enine kesit (Agrokippa'nın doğusu)

de bu taraça belli belirsizdir. Alt çakıl taraçasının gerisindeki sarplığa rağmen halen taze biçimler göstermesi, Plüviyal sonrası zamanda morfolojik aktivitenin ne kadar az olduğunu göstermektedir.

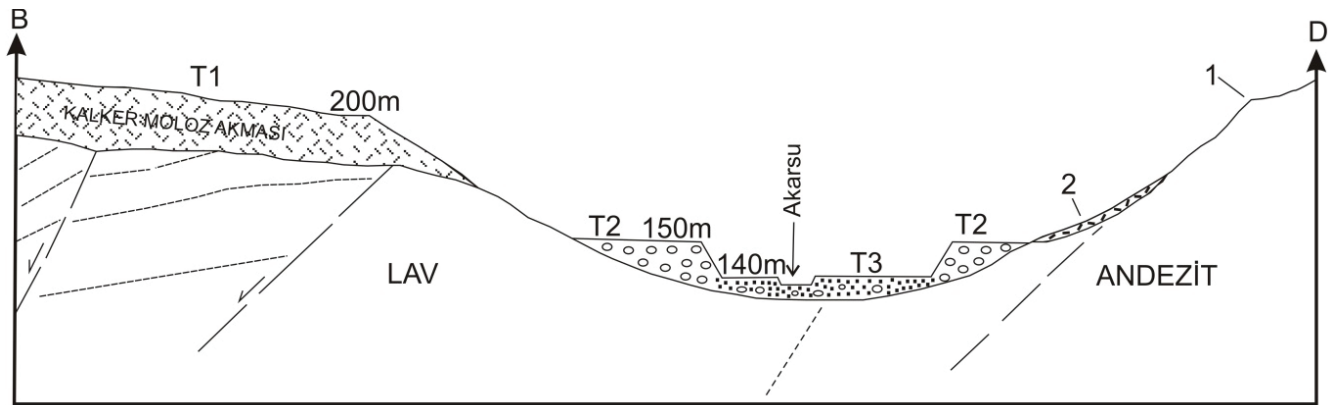
Alt Kuvaterner çakıl düzlükleri, dağların kenarına kadar izlenebilmektedir. Kambia güneyinde 560 m yüksekliktedirler. İnce çakıl örtüsü ile kaplı olan dağ önü düzlükleri, bunları taşıyan suların etkileri sonucunda oluşmamışlar, bunlar daha önce burada bulunmaktaydılar. Bunlar Mensching (1958)'in tanımladığı gibi tipik buzul akma yüzeyleridir ve aşırı çakıl birikimini sağlayacak ön koşullardır. Bu şekildeki buzul akma yüzeyleri, yarı-kurak iklimler ile bağlantılıysalar, Plüviyal A öncesi zamanda bu tür bir buzullaşma mümkün görünmektedir. Ana çakıl birikimleri üzerinde daha sonra gelişim göstermiş yüzeyler, aynı şekilde, buzul çökeli oluşum zamanında, yarı kurak iklim şartlarında (interplüviyal) oluşmuşlardır.

Fosil çamur akıntıları, büyük Plüviyal A çakılları ile aynı yaşta olmalıdırlar. Kısmen genç Pleyistosen yaşta olan bu akıntılar, Trodos'un güneyinde olağanüstü zenginlikte bulunurlar. Aynı oluşuklara Ada'nın dağlık kesimlerinde de yaygınca rastlanır. Yazar, bu oluşumları birçok yerde gözlemiş olsa da, sistematik haritalamasını yapmamıştır. Bunlar çoğunlukla kireçtaşı moloz akıntılarıdır. Özellikle Üst Paphos bölgesinde, güney sahilleri yönündeki vadilerin askıda kalmış yan vadilerinde gözlenirler.

Kireçtaşı çamur akıntılarının ara malzemesi, ince öğütülmüş kireçtaşı, marn, kil ve tüf'ten oluşur. Genç erozyon yarınları bu fosil çamur akıntılarının yüzeylemesini sağlamıştır. Pano ve Panayia

güneyinde bu türden bir beyaz renkli moloz dili, Lapta ve Pakhna kireçtaşı malzemesini kilometrelerce uzunlukta, genişçe bir fosil yamaç çukurluğu içine yaymıştır. Bunun üzerinde dilin eğimli olduğu yönde bir eğik düzlem oluşmuştur (Foto 1). Batıda koyu renkli lavların bulunduğu kesimde yamaçta yarılmalar olmuş, karşı tarafta ise sarımsı ve kırmızımsı kumlu marnların bulunmasıyla renk karşıtlığı ortaya çıkmıştır. Bu şekilde, dil biçimindeki oluşum arazide belirgin bir biçimde fark edilmektedir. Yazarın daha önce de belirttiği gibi (Schmidt, 1956, s. 274/275), bu eski çamur birikintileri depreme karşı çok hassasiyet gösterirler. Depremde hasar gören köylerin bazıları o dönemde bu oluşumlar üzerinde yer almaktayken, bunlar, deprem sonrasında yakında bulunan sağlam zeminler üzerine taşınmışlardır.

Geniş Pleyistosen vadilerinde kireçtaşı moloz birikintileri 20m'den daha fazla kalınlığa ulaşırlar. Bu oluşuklar, günümüz akarsuları ile tekrar yarılarak kazılmışlardır. Wassilikos Nehri vadisi, Kalawasos'un üst kesimleri ve Maroni ile Syrkatıs (Pendaskinos) vb. gibi alanlarda bu oluşumlar gözlenirler. Bu oluşumlar, buldukları kesimlerde üst yüzeyleri düzleşmiş olarak izlenirler. Moloz parçalarının blok ve jipslerden oluştuğu çamur birikintileri de bulunmaktadır. Buradaki jipslerin yüzeyde iri kristalli olmaları, ikincil yeniden kristallenmeye işaret etmektedir. Bloklar tabakalanma yapılarını korudukları için, bunların gelişigüzel hallerine bakılarak çamur akıntıları içine ne kadar düzensiz bir şekilde katıldıkları anlaşılabilir. Açılacak bir yarmada bu oluşumlar daha iyi incelenebilir. Aradaki bağlayıcı malzeme jipsten daha çok marn'dır. Bu nedenle, bu çökeller jips yata-



**Şekil 5.** Lefkara'nın GD'sundaki Syrkatıs Vadisi'ndeki Kuvaterner taraçaları. 1 = Andezit; 2 = Kalker Moloz akması (Diğer açıklamalar metin içindedir).

ğı olarak ele alındıklarında, Jips blokları dikkate alınmadan yapılacak rezerv hesapları yanlışlığa neden olacaktır (Schmidt, 1958). Söz konusu bu fosil jips çamur akıntıları, eski terasların üzerinde yükselmiş konumda ve kalıntı düzlükler üzerinde bulunurlar. Bunlar, genç erozyon çukurlukları ile sınırlıdır ve tamamen kurutulmuş durumda bulduklarından günümüzde tekrar hareketlenmeleri beklenmez. Buna dair örnekler Kalawasos doğusunda ve Paphos bölgesinde bulunur.

## Günümüz

Zamanın darlığı, Ada'daki yeryüzü şekillerini işleyen süreçleri ayrıntılı olarak gözlemlemeyi engellemiştir. Bu çalışmada ancak bu ana süreçler gözlemlenebilmiştir. Genel olarak günümüzde Ada'da erozyon egemendir. Trodos vadileri taze morfolojileri ile bunun şahididirler. Dağın batısındaki eski taraçaların tahrip edildiği yerler buna örnektir. Periyodik su akıntılarının çakıl getirmesi az olduğundan, kısa zamanda çok büyük yarımlar gelişmiş olamaz. Yağışlar yersel olarak fazla olsa ve sağanak şeklindeki yaz yağmurları yer yer sellenmeler oluşursa da, dar kanallar halindeki drenaj normal bir durumdur.

Erozyonun belirlediği günümüz arazi şekilleri, dar yarılmış yarıklar ve yarımlardır. Bunlar, yarı-kurak iklim koşullarında toprak erozyonu sonucu oluşan arazilerdir. Tamassus bölgesi bu anlatım için tipiktir (Foto 3).

Kuzey kuşağı kapsamında kaya birikimi oluşumları, yamaç molozları, Trodoslar'ın batısında ayrıca çok sayıdaki taze kaya düşmeleri ve yamaç kaymaları ile heyelanlar gözlenir. Bunun nedeni, arazinin sarplığı ve duraysız konumda bulunan kayalık yamaçlardır. Bunların kuzey kuşakta, Agrokippa'daki Kratis Dağı'nda, Aetos Kremnos'ta ve diğer yerlerde bulunmalarının nedeni genç yükselim hareketleridir. Kopmalar ve kayıp düşmeler, Ada'da hep olagelen depremlerle ilgili olmalıdır.

Günümüzün dikkati çeken kayma olaylarından biri de, Kambia Köyü'nün duraysız kil temel üzerinde kaymasıdır.

Morfolojik olarak dar alanlarda gözlemlenen de, sahillerin bazı kesimlerinde kumul hareketle-

ri gözlenir. Karpaz bölgesinin doğu kesiminde, Salamis'te, Güzelyurt Körfezinin iç kesiminde ve diğer bazı yerlerde yaygın biçimde gözlenir. Bunlar, Girne'nin 12 km doğusunda, kuzey sahilleri üzerinde ağaçları gömer biçimde izlenirler.

Karbonat kabuk oluşumları, Ada'nın alçak yerlerinde geniş yayılıma sahiptirler. Bunlar günümüzde harita yapan jeologlar tarafından "surface limestone", yerel tanımlamayla ise "havara" olarak adlandırılmaktadır. Bu konudaki gözlemler henüz genel gözlemlerdir. Lefkoşa'nın batısında geniş alanlarda ve Mesarya'da karbonat kabuk oluşumları bulunur. Erozyon sonucu bu kabuğun üzerindeki toprak örtüsünün aşındığı yerlerde çıplak, sert plakalar oluştururlar.

Karbonat kabuk oluşumları, fanglomeraların üzerinde ve fosil moloz kütlelerinin üzerinde kabuklaşma biçiminde; Pliyo-Pleyistosen yaşlı tabla biçimindeki kesimlerde ve Genç Kuvaterner yaşındaki sığ kuru vadi kenarlarında, özellikle de sahil taraçaları üzerinde ise plakalar halinde gözlenirler. Bu kabuk oluşumları, Kuvaterner düzleşmelerini temsil ettiklerinden ve yüzey kalıntılarının günümüze kadar bozulmadan korunarak kalmasını sağladıklarından, morfolojiyi yorumlamada yardımcı olurlar. Kabuklaşma sorununun daha iyi anlaşılması, yaşı ve iklimle ilişkisi konuları için yazar, Rutte (1958)'nin bu konuda yaptığı yeni ve detaylı çalışmaları önermektedir.

İspanya'da olduğu gibi, yağış miktarı Kıbrıs'ta da önemli bir rol oynar. Ada'nın yağış bakımından fakir kesimlerinde kalker kabuk oluşumlarının yaygın oluşu, buna karşın Trodoslar'da bulunmayışı, bu nedenledir. Kabuk oluşumları geçmişte, yaygın olarak Kuvaterner'de oluşmuşlarsa da, günümüzde de iklime bağlı olarak oluşmaya devam etmektedirler.

## KIBRIS'TA ÖZEL ARAZİ MORFOLOJİLERİ

### Trodos Dağları

Trodos Dağları'ndaki genç yükselim hareketleri, morfolojik belirtiler ile ortaya konabilir. Masif'in çevresinde derin bir aşınım zonu gelişmiş olup bu aşınım, oluşumunu tektoniğe ve kolay aşınabilir lavların tektonik parçalanmasına borçludur. Yüksekteki Trodos Dağları'nda çökel örtü yarılmış

ve çoğunluğu aşınmaya uğramıştır. Buna göre masifte magmatik kayaların dışındaki arazinin aşınması çok daha hızlı olmalıydı. Yüksek dağlık alanlardaki yağış miktarı, dağ önü kesiminden daha fazla idi. Özellikle, Plüviyal dönemde akan sular dağ önü çukurluklarda toplanarak oralarda aşınmayı artırıyordu. Bununla birlikte, sedimanter paketlerin sarp kenarlarının gittikçe yükselmesi sadece çok az sayıdaki derin vadilerde gelişmiş, bunlar gittikçe şekillenmiş, tektonik ve iklimsel gelişimin izlerini taraçalarında korumuşlardır. Bu alanların gözlendiği lokasyonlar, Trodos kenar havzaları olan P. Panayia kuzeyinden (Paphos) doğuya doğru olan bölge, Peramaşa üzerinden Mondria Perapedi bölgesi, aynı şekilde, içerisinde Malunda ve Mitero'nun yer aldığı D-B havzalarıdır. Bu türden dağ önü çukurlukları kuzey kuşakta da belirlenmiş olup, bunlar özellikle kuşağın kuzey kesiminde yer alırlar.

Belirgin özelliklerden bir diğeri ise, Trodos Dağları'nın morfolojik olarak üçe ayrılabilir olmasıdır (Schmidt, 1956). Trodos Dağları'nın orta kesimi masif kubbe biçiminde yükselir. Birbirinden farklı iki dağlık alan içerisinde yayvan kıvrımlı bir biçim sunar. Dağlık alanlardan birisi batıda olup, keskin su bölüm çizgileri ile belirgindir. Diğeri ise doğuda yer alır ve birbirinden ayrı zirve grupları halindedir. Trodos Dağları bu iki sistem arasında kubbe biçiminde yükselir (Foto 10).



**Foto 9.** Malounda yakın batısında Maroulena nehri (Akaki nehri)'nin geniş vadi tabanı ("balka"). Tipik Alt Kuvaterner yaşlı çakıl taraçaları (Üst Plüviyal taraçaları). Taraçaların üst yüzeyi burada deniz seviyesinden 400 m yüksektir. Dağların kenarında bu yüzeyler 500 m'den daha yükseklere çıkar. Fotoğrafın orta sağ tarafında yaklaşık 8 m yüksekliğindeki taraça izlenmektedir. (Foto: W.F. Schmidt, 1953).



**Foto 10.** Trodoslar'ın orta kesiminin batıdan görünümü. Ön kesimde Yerakies dağ köyü izlenmekte olup, bu köyün çevresi üzüm bağları ile çevrilidir. Geri planda ultrabazik kristalen kayalardan yapılmış Olimpos (1953 m) Masifi izlenmektedir (W. F. Schmidt, 1954).

Trodos Dağı başlıca peridodit, dünit, serpantin ve gabro gibi masif kristalin kayalardan oluşur. Ada'nın en yüksek noktası olan Olimpos Dağı burada yer alır (1953 m). Bu kesimde aynı zamanda Amiandos asbest maden ocağı ve krom maden ocağı da yer alır. Yaşlı çam ormanları dağın tamamını kaplar.

Trodos Dağları'nın batısı keskin su ayırım hatları ile birbirinden ayrılır. Bu durum, dağın orta kesimi ile bir karşıtlık oluşturur. Derince yarılmış vadiler bu su bölüm çizgilerinin arasında bulunur. Prodomos'dan başlayarak Kykhos Manastırı üzerinden dağın KB bitimine kadar bükümlü bir su ayırım hattı izlenebilmektedir. Buradan kuzeye ve güneye doğru yan su bölüm çizgileri uzanır. Uzunlamasına su ayırım hatları üzerinde, Kykhos Dağları (1320 m), Tripylos (1409 m) ve Zakhoru Dağları'nın (1214m) zirveleri yükselir ve uzaklardan izlenebilir. Angastina ve diğer yükselteler ise yan su ayırım hatları üzerinde bulunurlar.

Trodos Dağları'nın doğu kesiminde çok sayıda yüksek dağ grubu yer alır. Bir su bölüm çizgisi bunları birleştirir. Doğu kesimde piramit biçiminde zirveler kendilerine özgü bir şekil oluştururlar. Bunlardan en özgün olanlar Madhari (Adelphii, 1613 m) ve Paputsa grubudur (1555m). İzole haldeki zirvelere en önemli örnek ise Kionia zirvesi (1421 m)'dir. Dağların yükselimi kuzeyden

itibaren dereceli bir şekilde olurken, güney kesimde kalan dağlar aniden alçalırlar. Bunun en güzel gözleendiği yer, Paputsa'nın doğusundan Arakopos - Ephtagonia çukurluğuna doğru olan bölgedir. Doğuya doğru dağlar gittikçe teker teker parçalara ayrılırlar. Bunlardan Stavrovuni (689 m), morfolojik olarak birliktelik gösteren dağlardan ayırır.

Vadilerde, özellikle de kuzey kesimde, çoğunlukla Trodos Dağları'nın orta ve doğu kesiminde Kuvaterner yaşlı çakıl taraçaları 800 m'ye kadar erişirler. Yağışlar açısından bakıldığında, Trodos Dağları'nın doğu kesimi, batı ve orta kesiminden daha az yağış alır. Morfolojik olarak Trodos Dağları'nın batı ve orta kesimi, doğu kesimine nazaran ormanlarla kaplı bir görüntü sunar.

Daha önce de belirtildiği gibi, özellikle diyabaz bölgesindeki K-G ve KB-GD doğrultulu yapılar, kayaçların bantlaşma yapıları ile uyumludur. Aynı zamanda büyük kataklastik zonlar bu hatları takip ederler. Orta Trodoslar'ın her iki tarafındaki kataklastik zonda daha fazla aşınım gerçekleşmiştir. Güneydoğuya doğru olan Kakomalis Masifi, aynı petrografik bileşime sahip olmasından dolayı, morfolojik açıdan Trodoslar'ın orta kesimi ile büyük benzerlik gösterir. Burada serpantin masifi, dağın ana kısmını oluşturur. Bunun en iyi gözleendiği yer, Kyparissia boğazıdır. Keskin tektonik kırık hatları, morfolojide keskin sınırların oluşmasına neden olmuştur. Bu masif ile doğu Trodoslar'ın güney sınırı arasına ince bir lav zonu sokulmuştur. Bu oluşum, kenar aşınma çukurluğunun özel bir bölümüdür ve Arakapas-Ephtagonia çukurluğu olarak bilinir.

### Lav Zonu

Kristalen Trodos Masifi'nin çevresinde, aşınma derinliğine bağlı olarak değişken genişlikte bir lav zonu yüzlek vermektedir (Şekil 1). Koyu gri-den siyahımsı renge kadar olan kayaçlar daha baskındırlar ve lav arazisinin koyu renkte görünmesine neden olurlar. Daha dikkatli bakıldığında, çeşitli renkler ayırt edilebilir. Kayaçların bazıları koyu yeşil renkli (kloritik) kesimler içerirler. Gri kahve renkli kesimler andezitlere, gri-pembe renkli kesimler ise üst yastık yapıları lavlara karşılık gelir. En üstte kırmızı renkli tuf breşleri yer alır (Kalawasos bölgesi). Trodos kayaçlarından

farklı olarak lavlarda bileşimsel geçişler gözlenir. Sertlikleri ve kayalık bir görünümde olmaları ile Trodos kayaçlarından ayrılırlar.

Tebeşirimsi beyaz renkli sedimanter örtü tabakaları ise tamamen farklı bir görünümde izlenirler. Bu durum özellikle Agrokipia çevresinde çok iyi gözlenebilir. Çoğunlukla beyaz renkli, dil biçimindeki moloz akmaları, özellikle Kalawasos'un kuzeyinde, koyu renkli lavların üzerinde görülür. Monoton bir lav arazisi içinde tüfitik kayaçları kesen masif damarlar ile yastık yapıları lavlar bulunur. Sellenme ve erozyon nadiren kısıtlı alanlarda bitki örtüsü oluşturabilmiştir. Erozyon çukurlukları, yer yer dayklar tarafından kesilmiş olup hem çukurluğun yönünü değiştirmişler, hem de bunları aşarken arazide basamaklı bir yapı oluşturmuştur.

Çoğu andezitik bileşimli dayklar belirli bir doğrultuyu izlerler ve arazide ağ biçiminde bir yapı oluştururlar. Yoğunlaştıkları yerlerde hava fotoğrafları ve harita üzerinde morfolojinin ayrıntılarının belirleyicisi durumundadırlar. Bunun en iyi örneği, Xyliatos Köyü'nün doğusundaki, 15 m yüksekliğe erişebilen, duvar biçimindeki dayk oluşumlarıdır. Yükseklikleri biraz daha az olsa da, bu dayklar, yanal mesafeler boyunca kilometrelerce izlenebilmektedirler (Foto 11). Bu türden damarlar çatlak dolgularındırlar ve yönelimleri, oluşumları sırasında bu zonların nasıl açıldığını göstermektedir. Daha sonra bu damarlar, fay aynaları boyunca ötelenmeye uğramışlardır. Buradan tektonik hareketin yönü ve atım miktarı ölçülebilmektedir.

Lav zonu içinde birçok yerde okside pirit yataklarına rastlanmaktadır. Renk cümbüşü, monoton volkanik arazi içinde belirginleşir. Kırmızı, sarı ve beyaz renklerin egemenliği, genel görünümü belirler. Özellikle taze erozyon ya da yeni maden faaliyetleri sonucu zeminin kazıldığı yerlerde bu görünüm ortaya çıkar.

Pleyistosen yaşındaki çakıl örtülerinin lav zonunu örttüğü yerlerde morfoloji değişime uğrar (Foto 9). Böylece lav zonunun aşınma aşınının Kuvaterner döneminde gerçekleştiği anlaşılmış olur. Lavların üzerinde yer alan eski çakıl örtüsünün farklı yükseltilerde bulunmasından ve aktarımından, lav zonu kayaçlarının kırık tektoniğinden nasıl etkilendiği anlaşılmış olur.



Foto 11. Trodoslar'ın ön kısmındaki lav zonu. Xyliatou köyündeki kalın andezik dayklar. Arka plandaki dağlar, deniz seviyesinden 700 m'nin biraz üzerinde izlenirler. Görüntünün orta kesiminde, Alt Plüviyal taraçasının yükseltilmiş kalıntısı yaklaşık 450 m düzeyinde izlenmektedir (Alestos Bölgesi) (Foto. W.F.Schmidt, 1953).



Foto 12. Tylliria sahillerindeki sahil taraçaları. Ön kesimde kısmen su altında kalmış sahil platformu (-2 m taraçası) görünmektedir. Sahildeki kayalık sarp yamaçların üzerinde bulunan 15 m kotuna yükselmiş olan taraça Tirenien-II (Riss/Würm- İnterglacial) taraçasına karşılık gelmelidir (W. F. Schmidt, 1954).

## Sahiller

Birkaç küçük bölümün dışında sahiller, yükselim hareketlerinin etkilerini gösterirler. Güzelyurt körfezi buna iyi bir örnek oluşturur. Geniş ve düz sahil şeridi olan Güzelyurt, Gazimağusa, Larnaka ve Cyrsoku körfezlerinde sığ ve kumlu plajlar yer alır. Bu kesimlerde kumullar oluşmuştur. Güzelyurt Körfezinin doğu kenarında, Larnaka'nın güneyinde ve Polis'te, biraz kara kesimine doğru, 3 ila 5 m yüksekliklerde, iyi gelişmiş taraçalar izlenir. Karpaz Yarımadası'nın kuzey sahillerinde, Phano yükseltisinde, Wassilokos'un güney sahilinde, Akamas Yarımadası'nda, Pamos ve Pyrgos arasında ve kuzeybatı sahilinde kıyı şeridi aniden 15 ila 20 m kadar yükselir. Bu yükseltilerin üzerinde geniş yayımlı sahil taraçaları gelişmiş olup, bu yapılar morfolojiyi belirler. Bu taraçalar, Riss-Würm-Buzul Arası dönemini temsil eden Tirenien-II taraçalarına karşılık gelmelidir. Bu taraçalar, dağlardan itibaren gelişen genç erozyon çukurlukları ve eski geniş kuru vadiler ile kesintiye uğrarlar. Bunlar, çoğu sahilde yersel olarak tahrip olmuşlardır. Kuru vadiler için, daha önce de belirtildiği gibi, Würm-Plüviyal yaşı düşünülebilir.

Deniz seviyesindeki alçalmalar sonucu kısmen kuruyan sahil platformları, Paphos'un her iki tarafındaki sahillerde, Limasol'un doğusunda (Amat-

hus), Karpaz Yarımadası'nın güneydoğusunda ve Güzelyurt Körfezi'nin güneydoğusundaki Soli'nin batı kesiminde gelişmiştir. Sahil platformları, doğu ve güneydoğu sahillerinde Pliyo-Pleyistosen yaştaki kalkarenitler üzerinde gözlenirler. Soli'nin batısında ise lavlar üzerinde izlenirler. Yaklaşık 2 m kadar su altına uzanan bu sahil platformları çok genç yaşadıkları ve deniz seviyesinin günümüzden önceki en son düşük seviyesine ait olmalıdırlar.

Bazı sahil kesimlerinde, büyük ölçüde aynı yükseltide korunarak kalmış taraçalar Üst Kuvaterner'den günümüze kadar tektonik bir sessizlik dönemine işaret etseler de, bu durum Ada'nın bütünü için geçerli değildir (Foto 12). Örneğin kuzeybatı sahillerinin bazı bölümlerinde Kap Aspro ve Curium'da bu taraçalar epeyce belirgin bir biçimde yükseltilmişlerdir. Bu durum, bölgedeki tektonizmanın halen etkin olduğunu göstermektedir (Foto 7).

## KAYNAKÇA

BATE, M. A. D., 1903. On an extinct species of Genet (*Genetta plesictoides*) from the Pleistocene of Cyprus. Proc. Zool. Soc., London, 1903.

BATE, M. A. D., 1904. Further note on the remains of *Elephas Cypriotes* from a cave deposit in Cyprus. — Philos.



- Trans. London, 1904.
- BEAR, L. M., 1958. A preliminary note on the Schist Series of Cyprus. *Ann. Rep. Geol. Surv. Dep. for 1957, Nicosia*, 1958, S. 17—20.
- BELLAMY, C. V., 1905. *A Geological Map of Cyprus. (Scale S'/a miles to an inch) with explanatory key.* London 1905.
- BELLAMY, C. V. and BROWNE, A. J. J., 1905. *The Geology of Cyprus.* Plymouth 1905.
- BERGEAT, A., 1892. *Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern.* *Tscherm. Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. XII, H. 4, 1892.
- BISHOPP, D. W., 1952. The Troodos Massif, Cyprus. *Nature*, 169, 1952 (a) S. 489 ff.
- BISHOPP, D. W., 1952. Some new Features of the Geology of Cyprus. *I. G. C. Alger, Fasz. XVII, Sect. XV*, 1952 (b).
- BLANCKENHORN, M., 1890. *Beiträge zur Geologie Syriens: 3. Das marine Miozän in Syrien.* *Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math. nat. Cl.*, Wien, 1890.
- BLANCKENHORN, M., 1891. *Beiträge zur Geologie Syriens: Das marine Pliocän in Syrien.* Erlangen 1891.
- BLANCKENHORN, M., 1910. Neues zur Geologie Palästinas und des Ägyptischen Niltals. *Z. D. Geol. Ges.*, Bd. 62, 1910. S. 405—461.
- BLANCKENHORN, M., 1914. *Syrien, Arabien und Mesopotamien.* *Handb. Reg. Geol.*, Bd. V, Abt. 4, 1914.
- BOBEK, H., 1940. Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. *Z. Gletscherkunde*, 27, 1940, S. 130—183.
- BÜDEL, J., : *Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentral Sahara).* *Erdkunde*, Bd. 9, S.100—115.
- BUTZER, K. W., 1957. Mediterranean Pluvials and the General Circulation of the Pleistocene. *Geografiska Annaler*, 1957 (a), p. 48—53. H. 1.
- BUTZER, K. W., 1957. Late glacial and postglacial climatic variation in the Near East. *Erdkunde* 11, 1957 (b), S. 21—35.
- BUTZER, K. W. 1959. *Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East.* *Bonner Geogr. Abh.* 1959.
- CREUTZBURG, N., 1958. *Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta.* — *Freiburger Univ. Reden.* N. F., H. 26, Freiburg i. Br. 1958.
- CULLIS, C. G. and A. B. EDGE, A. B., 1922. *Report on the Cupriferous Deposits of Cyprus.* *Colonial Office Rep.*, 1922, London 1927.
- FORSYTH-MAJOR, C. J., 1902. On the pygmy Hippopotamus from the Pleistocene of Cyprus. *Proc. Zool. Soc.* London, II, S. 107—112, 1902.
- FRECH, F., 1912. *Gebirgsbau des Taurus.* *Sitz. Ber. Kgl. preß. Akad. Wiss., Phys. math. Kl.*, Berlin 1912, S. 1177—1196.
- GAUDRY, A., 1863. *Geologie de l'île de Chypre.* *Mem. soc. geol. France, 2. ser.*, VII (mit Karte), 1863, S. 149 - 314.
- HENSON, F. R. S., BROWNE, R. V., Mc GINTY, J., 1949. *A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus.* *Quarterly Journ. Geol. Soc.*, Vol. CV, part. 1, 1949.
- HIESSLEITNER, G., 1957. *Beitrag zur Geologie von Cypern.* *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, Bd. 100, H. 2, Wien 1957, S. 239—255.
- INGHAM, F. T., 1956. *General Geology of Cyprus.* *Ann. Rep. Geol. Survey Dep. Nicosia f. 1956*, S. 11—15.
- INGHAM, F. T., 1958. *Annual Reports of the Geological Survey Department for 1955 (Nicosia 1956), 1956, (N. 1957), 1957 (N. 1958).*
- KOBER, L., 1915. *Geologische Forschungen in Vorderasien I.* — *Denkschr. Akad. Wiss.*, Bd. 91, Wien 1915, S. 381 - 427.
- LOUIS, H., 1944. *Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien.* — *Geol. Rundsch.* 34. Bd., 1944, S. 447-481.
- MAAS, O., 1901. *Das Problem des Salzsees von Larnaka auf der Insel Cypern.* *Geogr. Zeitschr.* VII, 1901. S. 159 - 161.
- MACHATSCHEK, F., 1944. *Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression.* *Geol. Rundsch.* Bd. 34, 1944, S. 327—341.
- MENSCHING, H., 1958. *Glacis — Fußfläche — Pediment.* *Z. Geomorphol.*, Bd. 2, H. 3, 1958, S. 165—186.
- OBERHUMMER, E., 1888-89: *Die Insel Cypern. Eine geographische Skizze.* *Jahresber. Geogr. Ges. München*, XIII, 1888/89.
- OBERHUMMER, E., 1903. *Die Insel Cypern, eine Landeskunde auf historischer Grundlage. Teil I: Quellenkunde und Naturbeschreibung.* — München 1903.
- OVEY, C. D., 1937: *Some Tertiary foraminifera from Cyprus.* *Geol. Mag.* LXIX, 1937, S. 511.
- PFANNENSTIEL, M., 1949. *Klimatisch bedingte Spiegel-schwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen.* *Mitt. Geol. Ges. Wien*, Bd. 36—38, 1949, S. 257—263.
- PFANNENSTIEL, M., 1952. *Das Quartär der Levante. Teil I. Die Küste Palästina — Syriens.* *Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math. nat. Kl. Nr. 7*, 1952, S. 375—475.

- PFANNENSTIEL, M., 1957-59: Tiefenkarte des Mittelmeeres, östlichster Teil. — Freiburg i. B. 1957/59.
- PHILIPPSON, A., 1918. Kleinasien. — Handb. d. region Geologie. V, 2., Heidelberg 1918.
- POSER, H., 1957. Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Z. Geomorph. N. F., Bd. 1, H. 2, 1957, S. 113—142.
- REED, F. R. C., 1929-1930. Contributions to the Geology of Cyprus. — Teil 1 (1929), Teil 2 (1930). Geol. Mag. Vol. LXVI u. LXVII, 1929/1930.
- REED, F. R. C., 1932. New Miocene Faunas of Cyprus. Geol. Mag. Vol. LXIX, London 1932, S. 511—517.
- REED, F. R. C., 1933-35. Notes on the Neogene faunas of Cyprus.
- I. The Clypeaster horizon. — Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 10, XII, 1933, S. 225 ff.
- II. The Idalian Scies. Ebendort, ser. 10, XV, 1935, S. 1 ff.
- III. The Pliocene faunas. Ebendort, ser. 10, XVI, S. 489 ff. 1935.
- REED, F. R. C., 1939. A Miocene limestone from Cyprus. Geol. Mag. LXXVI, 1939, S. 310 ff.
- RENZ, C., 1929. Geologische Untersuchungen in Zypern. Akad. Wiss. Athen, Bd. 4, 1929, S. 301—308.
- RUSSELL, R., 1882. On the Geology of the Island of Cyprus. Rep. Brit. Assoc., York, 1882.
- RÜTTE, E., 1958. Kalkkrusten in Spanien. Neues Jb. Geol. u. Paläontol. Abh. 106, 1, 1958, S. 52—138.
- SCHARLAU, K., 1958. Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. Z. Geomorphol., N. F. Bd. 2, Dez. 1958, S. 258—277.
- SAGUI, C. L., 1925. Asbestos deposits of Cyprus. Econ. Geology, vol. 20, 1925, S. 371—375.
- SCHMIDT, W. F., 1956. Zypern, Bergbau-Insel einst und heute. — Umschau, 56, H. 8, 1956 (a).
- SCHMIDT, W. F., 1956. Zur Morphologie und Landschaft von Zypern. — Peterm. Geogr. Mitt., 100, H. 4, 1956 (b), S. 268—277.
- SCHMIDT, W. F., 1958. Gips aus Zypern. Cement, Kalk, Gips. 4/1958, Wiesbaden, 1958.
- SCHMIDT-KRAEPELIN, E., 1958: Methodische Fortschritte der wissenschaftlichen Luftbildinterpretation. — Erdkunde, Bd. XII, Bonn 1958, S. 81 — 107.
- Von SEIDLITZ, W., 1931. Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. — Berlin 1931.
- TROLL, C., 1944. Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geol. Rundsch. Band 34, 1944, S. 545—694.
- TROLL, C., 1947. Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde, Bd. 1, 1947.
- TROLL, C., 1956. Das Quartär der Levante und das Mittelmeer zur Eiszeit. In: Btr. Kommiss. f. Erdwiss. Forsch. Jahresber. d. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, 1956.
- UNGER, F., and KOTSCHY, T., 1865. Die Insel Cypern. Ihre phys. u. anorg. Natur usw. — Wien 1865.
- VAUFREY, R., 1929(a). Les Eléphants nains des îles Méditerranéens. Arch. Inst. de Paléont. Humaine. Paris, 1929 (a).
- VAUFREY, R., 1929 (b). La Question des isthmes Méditerranéens Pleistocènes. Revue de Géogr. Phys. et de Géol. dynamique. Paris 1929 (b).
- WILSON, R. A. M., 1957. Petrological notes on the Troodos Igneous Complex. — Ann. Rep. Geol. Surv. Dep. Nicosia f. 1956 (1957), S. 15/16.
- Von WISSMANN, H., 1951. Über seitliche Erosion. Colloqu. Geograph. Bd. 1, Bonn 1951.
- WRIGHT, H. E. jr., 1952. The geological setting of four prehistoric sites in Northeastern Iraq. Bulletin American Schools of Oriental Research, No. 128, Dec. 1952.
- ZDARSKY, A., 1910. Eruptivgesteine des Troodosgebirges. Z. prakt. Geol., Jg. XVIII, Berlin 1910, S. 340—346.
- ZEUNER, F., 1938. Gliederung des Pleistozäns und des Paläolithikums in Palästina. Geol. Rundsch. 29, 1938, S. 514.
- ZEUNER, F., 1939. Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas im Mittelmeergebiet während des Quartärs. Geol. Rundsch., Bd. 30, 1939, S. 650.

# Mavi Gezegem



**TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**

Meşrutiyet Cad. Hatay Sokak No. 21 Kocatepe/ANKARA  
Tel: (+90) 312 432 30 85 Faks:(+90) 312 434 23 88  
www. jmo.org.tr e-posta: jmo@jmo.org.tr