

**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KÜÇÜKÇEKMECE LAGÜNÜ, YENİÇAĞA, ULUDAĞ BUZUL VE BAFA  
GÖLLERİ'NİN (BATI TÜRKİYE) GEÇ HOLOSEN'DEKİ İKLİM KAYITLARI:  
AVRUPA VE ORTA DOĞU İKLİM KAYITLARI İLE KARŞILAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ  
Sena AKÇER ÖN**

**Anabilim Dalı: İklim ve Deniz Bilimleri**

**Programı: Yer Sistem Bilimi**

**HAZİRAN 2011**



**İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ AVRASYA YER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**KÜÇÜKÇEKMECE LAGÜNÜ, YENİÇAĞA, ULUDAĞ BUZUL VE BAFA  
GÖLLERİ'NİN (BATI TÜRKİYE) GEÇ HOLOSEN'DEKİ İKLİM KAYITLARI:  
AVRUPA VE ORTA DOĞU İKLİM KAYITLARI İLE KARŞILAŞTIRILMASI**

**DOKTORA TEZİ**

**Sena AKÇER ÖN  
(601032001)**

**İklim ve Deniz Bilimleri Anabilim Dalı**

**Yer Sistem Bilimi Programı**

**Tez Danışmanları: Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ ve Prof. Dr. Namık ÇAĞATAY**

**HAZİRAN 2011**





*Bu tez, yazarken sürekli karşında bulunan resmine bakıp ilham aldığım, bana ilk defa jeolojinin ne demek olduğunu açıklayan sevgili Nezahat Olcay'a adanmıştır.*



## ÖNSÖZ

*“İnsanın istekleri ve çabaları ne kadar gelgeçtir! Zamanı ne kadar azdır! Doğanın bütün jeolojik geçmişi boyunca biriktirdikleriyle karşılaştırılınca, insanoğlunun elde ettiği sonuçlar ne kadar yoksundur! Öyleyse, doğanın ürünlerinin insanoğlunkilerden çok daha “katıksız” ıralı olduğuna ve bu ürünlerin en karmaşık yaşam koşullarına en iyi uyarlanmaları ve çok daha ince bir ustalığın damgasını taşımaları gerektiğine şaşırabilir miyiz?”*

Charles Darwin'in 1859'da yayımladığı “Türlerin Kökeni” adlı eserinden bir alıntıyla başlamak istiyorum tezime. Canlının cansızın, herşeyin evrimleştiği bu yaşamda, ben ve tezim evrilerek geldik bugünlere.

Akademik yaşamımda bana her türlü konuda yardımcı olan, yol gösteren, kendi tecrübelerini benimle paylaşan danışmanlarım Prof.Dr.Mehmet Sakinç'a, ve Prof.Dr.Namık Çağatay'a çok teşekkür ederim. Tüm bu emekte kendilerinin payı çok büyüktür.

Doktora çalışmam sürecinde beni kütüphanesine kabul eden Prof.Dr.Celal Şengör'e, portatif platformun yapımında uzun mesailer harcayan Prof Dr. Mahir Vardar'a, Uludağ Gölleri fikrini ortaya atan Doç.Dr.Cenk Yalıtırak'a ve göl çalışmalarına başlamamda yardımcı olan Doç.Dr.Lisa Doner'e çok teşekkür ederim.

Tez çalışmamda ostakod tanımlamalarında bana yardımcı olan Dr.Ian Boomer ve Prof.Dr.Cemal Tunoğlu'na, Küçükçekmece arazi çalışmalarında beni destekleyen Prof.Dr.Yıldız Altınok'a çok teşekkür ederim.

Bu süreç içerisinde fikrilerini benimle paylaşan tez izleme komitemde bulunan, Prof.Dr. Naci Görür, Prof Dr. İzver Özkar Öngen Prof.Dr. Ercan Özcan'a ve spektral analizler ile ilgili bana vakit ayıran Prof.Dr. Nüzhet Dalfes'e teşekkür ederim.

Doktora jürimde bulunan çalışmalarında bana yardımcı olan Prof.Dr.Mehmet Karaca ve 2006 yazında düzenlediği göl çalıştayında tanıştığımız Prof.Dr.Meryem Beklioğlu'na bana vakit ayırdığı için şimdiden teşekkür ederim.

Bu çalışmada matematikle ilgili her konuda bana yardımcı olan eşim Zeki Bora Ön'e, jeoloji haritalarını bilgisayar ortamında hazırlayan Dr. Korhan Erturaç'a, bana gerek arazide gerek laboratuvarda her türlü desteği veren arkadaşım Celal Somuncuoğlu, Deniz Dikçe, Dursun Acar ve oda arkadaşım Umut Barış Ülgen'e, xrf analizlerinde bana yardımcı olan arkadaşım Dr.Ümmühan Sancar'a, polen analizlerini yapan Dr.Demet Biltekin'e, istatistik konusunda hafta sonlarını bana ayıran arkadaşım Ali Tolga Ağralı'ya ve bilgisayarla ilgili her türlü desteği 7/24 veren Cengiz Zabcı'ya teşekkürü borç bilirim.

Fikir alışverişinde bulunduğumuz Yar.Doç.Dr. Vural Yavuz'a, Doç.Dr.Tayfun Kindap'a, bana her konuda çok yardımcı olan, moral veren arkadaşım Yar.Doç.Dr.Kadir Eriş'e, Bern'de beni ağırlayan, Yar.Doç.Dr.Naki Akçar'a, spektral analiz çalışmalarında yardımcı olan Yar.Doç.Dr.Sinan Özeren'e, güncel iklim sitelerinde fikir alışverişi yaptığımız Deniz Bozkurt'a ve Küçükçekmece Lagünü'nde birlikte çalıştığımız Dr.Özlem Makaroğlu'na teşekkürlerimi sunarım.

Uludağ arazi çalışmasında, yaklaşık 2500 m'de dalarak bana çamur çıkartan sevgili ablam Seda Akçer Öztekin ve eniştem Kürşad Öztekin'e teşekkür ederim.

Doktora süresince beraber çalıştığımız, sevgili arkadaşlarım Dr.Gülşen Uçarkuş, Kezban Saki ve Dr. Ersen Aksoy'a teşekkürler...

Portatif platformun inşasında uzun mesailer harcayan Mehmet Güzel, Mehmet Özütürk'e, sondaj çalışmalarına beraber başladığımız Ulaş Avşar'a çok teşekkür ederim.

Bana uzun yıllardır her konuda destek olan sevgili annem Olcay Can Akçer ve sevgili babam Semih Akçer, aslında herşeyin başlangıç noktasıdır. Çok teşekkür ederim.

Bu çalışma, İTÜ BAP birimi ve TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir.

Haziran 2011

Sena Akçer Ön

## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER .....	vii
KISALTMALAR .....	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ŞEKİL LİSTESİ.....	xiii
ÖZET.....	xvii
SUMMARY .....	xix
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	9
<b>2. MALZEME VE YÖNTEMLER.....</b>	<b>11</b>
2.1 Çökel Alım Yeknikleri .....	11
2.1.1 Çakma piston yöntemi .....	11
2.1.2 Ara yüzey (interface) piston yöntemi.....	12
2.1.3 El karotiyeri.....	12
2.2 Fiziksel Yöntemler .....	13
2.2.1 Çok Sensörlü Karot Tarayıcısı (ÇSKT) .....	13
2.3 Jeokimyasal Yöntemler .....	14
2.3.1 XRF karot tarayıcısı (ITRAX core scanner) .....	14
2.3.2 Toplam organik ve inorganik karbon analizleri (TOC/TIC).....	15
2.4 Mikropaleontolojik Yöntemler .....	15
2.5 İzotop Analizleri.....	16
2.5.1 Duraylı izotop (oksijen ve karbon) analizleri .....	16
2.5.2 <sup>14</sup> C yaş analizi.....	16
<b>3. ÇALIŞILAN LAGÜN VE GÖLLER .....</b>	<b>19</b>
3.1 Küçükçekmece Lagünü .....	19
3.1.1 Coğrafya.....	19
3.1.2 Jeomorfoloji .....	19
3.1.3 Jeoloji .....	21
3.1.4 Limnoloji.....	21
3.1.5 Meteoroloji ve iklim.....	24
3.1.6 Tarih .....	27
3.2 Yeniçağa Gölü.....	29
3.2.1 Coğrafya.....	29
3.2.2 Jeomorfoloji .....	30
3.2.3 Jeoloji .....	30
3.2.4 Limnoloji.....	33
3.2.5 Fauna ve flora.....	35
3.2.6 Meteoroloji ve iklim.....	36
3.2.7 Tarih .....	37
3.3 Uludağ Buzul Gölleri .....	37
3.3.1 Coğrafya.....	37

3.3.2 Jeomorfoloji .....	38
3.3.3 Jeoloji .....	40
3.3.4 Limnoloji.....	40
3.3.5 Fauna ve flora.....	42
3.3.6 Meteoroloji ve iklim.....	47
3.3.7 Tarih .....	48
3.4 Bafa Gölü.....	49
3.4.1 Coğrafya.....	49
3.4.2 Jeomorfoloji .....	49
3.4.3 Jeoloji .....	52
3.4.4 Limnoloji.....	54
3.4.5 Fauna ve flora.....	56
3.4.6 Meteoroloji ve iklim.....	58
3.4.7 Tarih .....	59
<b>4. BULGULAR .....</b>	<b>61</b>
4.1 Litostratigrafik ve Mikropaleontolojik Özellikler .....	61
4.1.1 Küçükçekmece Lagünü .....	61
4.1.2 Yeniçağa Gölü.....	64
YÇ003 karotu .....	67
YÇ0703 karotu .....	68
4.1.3 Uludağ Buzul Gölleri .....	70
4.1.3.1 Aynalı Göl.....	71
4.1.3.2 Kara Göl .....	72
4.1.3.3 Kilimli Göl .....	73
4.1.3.4 .Heybeli Göl .....	74
4.1.4 Bafa Gölü .....	75
BAFA09P02 karotu.....	77
4.2 Kronostratigrafi .....	81
4.2.1 Küçükçekmece Lagünü .....	82
4.2.2 Yeniçağa Gölü.....	85
4.2.3 Uludağ Aynalı Göl .....	88
4.2.4 Bafa Gölü .....	89
4.3 Çoklu Belirteç (Multi-Proxy) Analizleri ve Genel Yorumu.....	92
4.3.1 Küçükçekmece Lagünü .....	95
4.3.2 Yeniçağa Gölü.....	97
4.3.3 Uludağ Buzul Gölleri .....	97
4.3.4 Bafa Gölü .....	102
<b>5. TARTIŞMA-YORUM .....</b>	<b>105</b>
5.1 Duraylı İzotop Verilerinin Yorumlanması .....	105
5.2 Son 6000 Yılda Batı Türkiye’de İklim Değişimleri .....	122
5.3 6000 Yıldan Günümüze Türkiye’de İklim Değişimleri .....	127
5.4 6000 Yıldan Günümüze Güney Avrupa ve Orta Doğu’da İklim Değişimleri	133
<b>6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....</b>	<b>145</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>149</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ.....</b>	<b>173</b>

## KISALTMALAR

$\delta^{13}\text{C}$	: Delta C-13-Duraylı karbon izotop farklılaşması
$\delta^{18}\text{O}$	:Delta O-18- Duraylı oksijen izotop farklılaşması
<b>BO</b>	:Bond Olayları
<b>ÇSKT</b>	:Çok Sensörlü Karot Tarayıcısı
<b>DÇSD</b>	:Demir Çağ Soğuk Dönem
<b>DO</b>	:Dansgaard-Oeschger döngüleri
<b>GÖY</b>	:Günümüzden Önce Yıl
<b>HKO</b>	:Holosen Klimatik Optimum
<b>IRD</b>	: Ice-Rafted Debris
<b>ITCZ</b>	:Intertropical Convergence Zone
<b>KBÇ</b>	:Küçük Buz Çağı
<b>KÇSD</b>	:Karanlık Çağ Soğuk Dönem
<b>MS</b>	:Magnetic Susceptibility
<b>NAO</b>	:North Atlantic Oscillation Kuzey Atlantik Salınımı
<b>NCP</b>	:North Sea-Caspian Pattern (Kuzey Denizi –Hazar Örüntüsü)
<b>OID</b>	:Ortaçağ Ilık Dönem
<b>RID</b>	:Roma Ilık Dönemi
<b>TIC-</b>	:Total Inorganic Carbon (Toplam İnorganik Karbon)
<b>TOC</b>	:Total Organic Carbon (Toplam Organik Karbon)
<b>VEI</b>	:Volcanic Explosivity Index (Yanardağ Patlama İndeksi)
<b>XRF</b>	:X-Ray Fluorescence





## ÇİZELGE LİSTESİ

### Sayfa

<b>Çizelge 3.1</b> : Ekim 2000-Haziran 2003 yılları arası Mayıs-Kasım ayları arasında Küçükçekmece Lagününden 3 istasyonda alınan fizikokimyasal ölçümler. ....	23
<b>Çizelge 3.2</b> : İstanbul ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler .....	24
<b>Çizelge 3.3</b> : Yeniçağa Gölü fizikokimyasal ve biyolojik özellikleri.....	34
<b>Çizelge 3.4</b> : Bolu ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler. ....	36
<b>Çizelge 3.5</b> : 2007 Ağustos, Buzul Göllerinin yüzey suyu analiz sonuçları.....	42
<b>Çizelge 3.6</b> : Ustaoglu'nun 2008'de Uludağ Buzul Göllerinde örneklediği taksonlar. ....	43
<b>Çizelge 3.7</b> : Zirve (Uludağ Milli Parkı) İstasyonuna ait iklimsel veriler: 1975-2006. ....	47
<b>Çizelge 3.8</b> : Bafa Gölü'nün Ağustos 2000-Mayıs 2001 arasında değişen su sıcaklığı, pH, çözülmüş oksijen, tuzluluk ve Secci disk değerleri . ....	54
<b>Çizelge 3.9</b> : Bafa Gölü'nün Ağustos 2000-Mayıs 2001 arasında değişen en yüksek, düşük ve ortalama fizikokimyasal parametreleri .....	55
<b>Çizelge 3.10</b> : Muğla ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler.....	59
<b>Çizelge 4.1</b> : TKÇ10_02 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri. ....	62
<b>Çizelge 4.2</b> : TKÇ0704 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri. ....	65
<b>Çizelge 4.3</b> : YÇ003 karotu boyunca görülen ostrakod türleri.....	67
<b>Çizelge 4.4</b> : YÇ0703 karotu boyunca görülen ostrakod türleri.....	69
<b>Çizelge 4.5</b> : BAFA09G02 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri. ....	76
<b>Çizelge 4.6</b> : BAFA09P02 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri. ....	80
<b>Çizelge 4.7</b> : Türkiye'nin batısında GÖ 4500 yıldan günümüze 5 VEI ve üzerinde patlayan yanardağların listesi ve patmalama tarihleri .....	82
<b>Çizelge 4.8</b> : Küçükçekmece kısa (TKÇ10_02) ve uzun (TKÇ0704, TKÇ0705) karotlarında yapılan <sup>14</sup> C yaş tayini kalibre edilmemiş analiz sonuçları. ....	83
<b>Çizelge 4.9</b> : Küçükçekmece Lagünü'nünden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları.....	84
<b>Çizelge 4.10</b> : Yeniçağa Gölü YÇ0703 karotunda yapılan <sup>14</sup> C yaş tayini kalibre edilmemiş analiz sonuçları. ....	85
<b>Çizelge 4.11</b> : Yeniçağa Gölü'nden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve yanardağ patlamalarının tarihleri. ....	87

<b>Çizelge 4.12</b> : Uludağ Aynalı Göl, UDAy0701 karotunda yapılan $^{14}\text{C}$ yaş tayini, kalibre edilmemiş analiz sonuçları. ....	88
<b>Çizelge 4.13</b> : Aynalı Göl'den alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve Vezüv Yanardağı'nın patlama tarihi. ....	89
<b>Çizelge 4.14</b> : Bafa Gölü, BAFA09P02 karotunda yapılan $^{14}\text{C}$ yaş tayini, kalibre edilmemiş analiz sonuçları. ....	90
<b>Çizelge 4.15</b> : Bafa Gölü'nden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve yanardağ patlamalarının tarihleri. ....	92
<b>Çizelge 4.16</b> : Bu çalışmada kullanılan parametrelerin yağışlı ve kurak dönemlerdeki değişimleri. ....	94
<b>Çizelge 5.1</b> : Türkiye'de çalışılan suların $\delta^{18}\text{O}$ (‰)- $\delta^2\text{H}$ (‰) değerleri.....	108
<b>Çizelge 5.2</b> : Türkiye genelinde göl ve mağaralarda $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ çalışılan yerlerin ve kullanılan malzemelerin listesi .....	127
<b>Çizelge 5.3</b> : Çalışılan bölgelerde belirlenen dönemlerdeki iklim (buharlaşma / yağış) değişimleri . ....	130
<b>Çizelge 5.4</b> : $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ kıyaslamalarında kullanılan bölgelerin ve iklim kayıtlarının listesi.....	136
<b>Çizelge 5.5</b> : Son 6000 yılda Avrupa ve Orta Doğu'da belirlenen dönemlerdeki iklim (buharlaşma / yağış) değişimleri . ....	139

## ŞEKİL LİSTESİ

### Sayfa

Şekil 1.1 : Türkiye üzerindeki atmosferik siklon yörüngeleri. ....	6
Şekil 1.2 : Türkiye’de ortalama yıllık toplam yağış (a), yıllık ortalama sıcaklık (b) dağılımı ve uzun yıllar 6 aylık periyot toplam açık yüzey buharlaşma dağılımı . ....	8
Şekil 2.1 : Küçükçekmece Lagünü, portatif platform üzerinde çakma piston karotiyer ile çökel alımı. ....	11
Şekil 2.2 : Uludağ Zirvesi Kara Göl’den el karotiyeri ile çökel alınması. ....	12
Şekil 3.1 : Çalışılan Lagün ve Göllerin yer bulduru haritası. ....	20
Şekil 3.2: Küçükçekmece Lagünü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası. ....	22
Şekil 3.3 : Yeniça Gölü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası.....	32
Şekil 3.4 : Uludağ Buzul Gölleri çevresinin jeoloji haritası. ....	41
Şekil 3.5 : Türkiye Ege Kıyılarının Holosen Dönemin’de oluşan önemli çevre ve morfo-dinamik özellikleri. ....	50
Şekil 3.6 : Büyük Menderes Deltası’nın 3500 G.Ö.Y’den Günümüze değişen kıyı çizgileri.....	51
Şekil 3.7 : Bafa Gölü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası. ....	53
Şekil 4. 1 : Küçükçekmece Lagünü batimetri haritası (DSİ) ve karot lokasyonları. .	62
Şekil 4.2 : TKÇ10_02 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ....	63
Şekil 4.3 : TKÇ0704 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ....	66
Şekil 4.4 : Yeniçağa Gölü batimetri haritası ve karot lokasyonları.....	67
Şekil 4.5 : YÇ003 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.....	68
Şekil 4.6 : YÇ0703 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ....	70
Şekil 4.7 : Uludağ zirvesi buzul göllerinin coğrafik konumu.....	71
Şekil 4.8 : UDAy0701 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ....	72
Şekil 4.9 : UDKa0701 karotunun litolojik tanımlaması. ....	73
Şekil 4.10 : UDK0702 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ....	74
Şekil 4.11 : UDHe0701 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.....	75
Şekil 4.12 : Bafa Gölü batimetri haritası (Demir, 2007). ve karot lokasyonları.....	75
Şekil 4.13 : BAFA09G02 karotunun litoloji tanımlaması. ....	77
Şekil 4.14 : BAFA09P02 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması. ..	81
Şekil 4.15 : a) TKÇ10_02 ve TKÇ0704 çökel istiflerinde yapılan toplam organik karbon (TOC) ağırlıkça % değerleri denestirilmesi. ....	84
Şekil 4.16 : Küçükçekmece Lagünü yaş modeli ve seviyelere göre çökelme hızları. ....	85
Şekil 4.17 : YÇ003 ve YÇ0703 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerlerinin denestirilmesi (YÇ003 50 mm = YÇ0703 0 mm). ....	86
Şekil 4.18 : YÇ0703 karotunda 1500 mm (sol-Vezüv Yanardağı) ve 4500 mm’de (sağ-Santorini Yanardağı) görülen cam örnekleri. ....	86
Şekil 4.19 : Yeniçağa Gölü, MS ile Y, Ba ve Nb elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tüflerin bulunduğu seviyeler.....	87

<b>Şekil 4.20</b> : Yeniçağa Gölü yaş modeli ve seviyelere göre çökme hızları.....	88
<b>Şekil 4.21</b> : UDAY0701 karotunda 100 mm’de Vezüv Yanardağı’nın GÖ 8890 yılındaki patlamasına ait olduğu düşünülen cam örnekleri.....	88
<b>Şekil 4.22</b> : Aynalı Göl, MS ile Zr, Th ve Sr elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tütün görüldüğü seviye (100 mm). ....	89
<b>Şekil 4.23</b> : a) TKÇ0704 ve 05 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerlerinin denştirilmesi, BAFA09G02 50 mm = BAFA09P02 0 mm ve BAFA09G02 250 mm = BAFA09P02 100 mm. ....	90
<b>Şekil 4.24</b> : BAFA09P02 karotunda 1000 mm (sol-Vezüv Yanardağı) ve 2000 mm’de (sağ-Santorini Yanardağı) görülen cam örnekleri. ....	91
<b>Şekil 4.25</b> : Bafa Gölü, MS ile Zr, Sr, Rb, Ba, Y ve Th elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tülerin bulunduğu seviyeler. ....	91
<b>Şekil 4.26</b> : Bafa Gölü yaş modeli ve seviyelere göre çökme hızları. ....	92
<b>Şekil 4.27</b> : Küçükçekmece Lagünü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler.....	96
<b>Şekil 4.28</b> : Yeniçağa Gölü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler .....	98
<b>Şekil 4.29</b> : Uludağ-Aynalı Göl’ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.....	99
<b>Şekil 4.30</b> : Uludağ-Kara Göl’ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.....	100
<b>Şekil 4.31</b> : Uludağ-Kilimli Göl’ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.....	101
<b>Şekil 4.32</b> : Uludağ-Heybeli Göl’ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.....	101
<b>Şekil 4.33</b> : Bafa Gölü analiz sonuçlarının birimler içerisinde dağılım grafikleri..	103
<b>Şekil 4.34</b> : Bafa Gölü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler. ....	104
<b>Şekil 5.1</b> : $\delta D - \delta^{18}O$ düzleminde farklı suların ve buharlaşmanın gösterildiği model. ....	106
<b>Şekil 5.2</b> : Patagonya yağmur, yüzey ve yeraltı suları $\delta^2H (\delta D) - \delta^{18}O$ değer dağılımları ile Yerel Meteorolojik ve yüzey suyu Yerel Buharlaşma Doğruları. ....	107
<b>Şekil 5.3</b> : Türkiye’de, Çizelge 5. 1’te belirtilen suların $\delta^{18}O (\%) - \delta^2H (\%)$ değerleri ve Doğu Akdeniz, Marmara ve Orta Anadolu Yağmur Doğruları üzerinde dağılımları. ....	109
<b>Şekil 5.4</b> : Türkiye’de $\delta^{18}O (\%) - \delta^2H (\%)$ ortalama değerlerinin hidrolojik döngü içerisinde değişimleri. ....	110
<b>Şekil 5.5</b> : a) Göl sisteminde karbon izotop döngüsü. b) Göl sularında $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ izotop dağılımları. ....	111
<b>Şekil 5.6</b> : a) $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ düzleminde Küçükçekmece Lagünü ile Yeniçağa ve Bafa Gölleri’nin bulunduğu yerler. b) Değişen $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ izotoplarının bölgelere ayrılması ve çalışma alanlarına göre modeli. ....	113
<b>Şekil 5.7</b> : Küçükçekmece Lagünü <i>Ammonia</i> sp. (a) ve <i>Loxococoncha</i> sp. (b) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ izotop grafikleri. ....	114
<b>Şekil 5.8</b> : Küçükçekmece Lagünü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kurak (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi. ....	115

<b>Şekil 5.9 :</b> Yeniçağa Gölü <i>Candona neglecta</i> kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ izotop grafikleri. ....	116
<b>Şekil 5.10 :</b> Yeniçağa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kurak (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi. ....	117
<b>Şekil 5.11 :</b> Bafa Gölü, göl (a) ve deniz (b) ortamında <i>Ammonia tepida</i> (1) ve <i>Cyprideis torosa</i> (2) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ izotop grafikleri.....	118
<b>Şekil 5.12 :</b> Bafa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kuru (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi. ....	120
<b>Şekil 5.13 :</b> Bafa Gölü <i>Ammonia tepida</i> (a) ve <i>Cyprideis torosa</i> (b) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ izotop grafikleri.....	121
<b>Şekil 5.14 :</b> Bafa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile denizel (mavi) ve gösel (açık kahve) birimlerin gösterilmesi. ....	122
<b>Şekil 5.15 :</b> Çalışma alanlarında belirlenen kuru (mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemler ve batı Avrupa iklim değişimleri ile kıyaslanması. Tarihte gerçekleşen olaylar zaman kolonlarında farklı renklerde gösterilmiştir. ....	123
<b>Şekil 5.16 :</b> (a)Türkiye Yağış rejimleri (b) Türkiye’de ortalama yıllık toplam yağış, (c) uzun yıllar (1970-2010) 6 aylık periyot (Mayıs-Ekim) toplam açık yüzey buharlaşma dağılımı. ....	129
<b>Şekil 5.17 :</b> Son 6000 yılda Türkiye’de çeşitli bölgelerde çalışılmış $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değişim grafikleri. ....	131
<b>Şekil 5.18 :</b> NAO’nun pozitif (a) ve negatif (b) modları ile günümüz Ocak ve Temmuz ayları ITCZ ( <i>Intertropical Convergence Zone</i> )’nin yaklaşık lokasyonu. ....	134
<b>Şekil 5.19 :</b> NCP’nin pozitif (a) ve negatif (b) modları. ....	135
<b>Şekil 5.20 :</b> Türkiye’de belirtilen çalışma alanlarının haritası.....	138
<b>Şekil 5.21 :</b> Son 6000 yılda Türkiye’de belirtilen kaynaklardan elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değişimlerinin kıyaslamalı grafiği. ....	139
<b>Şekil 5.22 :</b> Avrupa ve Orta Doğu’da belli bölgelerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ son 6000 yılda değişim grafikleri. ....	140
<b>Şekil 5.23 :</b> Güney Avrupa-Orta Doğu’da belirlenen dönemlerde iklim değişimleri. ....	143



# KÜÇÜKÇEKMECE LAGÜNÜ, YENİÇAĞA, ULUDAĞ BUZUL VE BAFA GÖLLERİ'NİN (BATI TÜRKİYE) GEÇ HOLOSEN'DEKİ İKLİM KAYITLARI: AVRUPA VE ORTA DOĞU İKLİM KAYITLARI İLE KARŞILAŞTIRILMASI

## ÖZET

Türkiye'nin batısında son 6000 yıldaki iklim değişim kayıtlarını araştırmak amacı ile yaklaşık kuzey-güney hattı üzerinde yeralan Küçükçekmece Lagünü (İstanbul), Uludağ Buzul, Yeniçağa (Bolu) ve Bafa (Muğla-Denizli) Gölleri'nden çökel karotları alınmıştır. Uzunlukları 0.4 ve 4.8 m arasında değişen toplam 10 karotta; ÇSKT (Çok Sensörlü Karot Tarayıcısı) ile 5 mm çözünürlükle manyetik duyarlılık (MS), P-Dalga hızı, yoğunluk ve rezistivite ölçümleri; XRF (X-Ray Fluorescence) tarayıcısı ile 0.2 mm çözünürlükle 25 element taranmıştır. Çökeller 50 mm aralıklarla örneklenerek toplam inorganik (TIC) – organik (TOC) karbon analizleri yapılmıştır. 50 mm aralıkla örnekler yıkanıp elenerek binoküler mikroskop altında ostrakod ve foraminifer tanımları yapılmıştır. Karot boyunca sürekliliği olan ostrakod ve foraminifer türleri belirlenerek, kavkıları toplanmış ve kavkılarda duraylı oksijen ve karbon analizleri yapılmıştır. Karotlar AMS <sup>14</sup>C yöntemi ile yaşlandırılmış ve yaş modelleri oluşturulmuştur. Her bir karottan elde edilen her bir analiz sonucu karot boyunca yaş modeli ile oluşturulan yaş eksenine karşı grafiklendirilmiş ve yorumlanmıştır.

Çoklu belirteç (multi-proxy) paramtereler MS, Ti ve Sr gibi elementler, Ca/Ti, Sr/Ca element oranları, TOC ve TIC ile ostrakod ve bentik foraminifer kavkılarından elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  verileri değerlendirilerek batı Türkiye'de geçmiş buharlaşma/yağış değişimleri belirlenmiştir. Sonuçlar, Leng ve Marshall'ın (2004),  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  modeline uyarlanarak yorumlanmıştır. Bulgular, Türkiye'de farklı bölgelerde yapılan geçmiş iklim çalışmaları ile kıyaslanmıştır. Son 6000 yılda Türkiye'de gözlenen iklim değişimleri, güney Avrupa ve Orta Doğu ile kıyaslanarak Türkiye'yi geçmişte etkileyen iklim sistemleri irdelenmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre batı Türkiye'de Küçük Buz Çağının son evresi (Günümüzden Önce (GÖ) 250-100 yılları arası) yağışlı; ilk evresinde (GÖ 600-250 yılları arası) ise göreceli olarak kuraktır. Ortaçağ Ilık Dönemi ve Karanlık Çağ Soğuk Dönemi'nin ikinci evresini içeren GÖ 1200-600 yılları arasında yağışlı; buna karşın GÖ 1200-1400 yılları arasında ise kuraktır. Avrupa'da yaşanan Roma Ilıman Dönemi'ne denk gelen GÖ 1700-2350 yılları arasında kurak koşullar hüküm sürmüştür. Batı Türkiye'de Demir Çağ Soğuk Dönemi (GÖ 2900-2300 yılları arası) iki farklı iklim evresinden oluşmaktadır. Kurak olan I. evre GÖ 3000-2600 yılları arasında; yağışlı olan II. evre ise GÖ 2600-2350 yılları arasında gözlenmektedir.

GÖ 6000 yılına kadar uzanan en uzun iklim ve çevresel değişim kayıtları Bafa Gölü'nde elde edilmiştir. Litoloji, fosil içeriği ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerinde görülen keskin bir değişim; Bafa Gölü'nün, Büyük Menderes Nehri deltasının denize doğru ilerlemesi sonucu Latmiya Körfezi'nin kapaması ile GÖ 3200 yıl önce oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca Bafa Gölü karotlarında çoklu belirteç parametreler Holosen

Klimatik Optimum (GÖ 5400-4500) döneminde iklimin görel olarak yağışlı; 3. Bond Döngüsne karşılık gelen GÖ 4500-3600 yılları arasında ise kurak olduğunu göstermektedir.

Bu çalışmada elde edilen veriler Türkiye'nin farklı bölgelerinden benzer verilerle kıyaslanarak değerlendirildiğinde, geçmişteki buharlaşma-yağış değişimlerinin günümüz sıcaklık ve yağışına göre belirlenen iklim bölgelerine benzer şekilde değiştiği gözlenmiştir. Elde edilen veriler son 6000 yılda Güney Avrupa ve Orta Doğu'da diğer benzer verilerle kıyaslanıp değerlendirildiğinde bölgede görülen buharlaşma/yağış rejimini denetleyen mekanizma, bir olasılıkla Kuzey Atlantik Salınımlarındaki (NAO) değişimler ve *Intertropikal Convergent Zone*'nun (ITCZ) kuzey-güney yönlü yer değiştirmeleridir. Ancak, geç Holosen'de Türkiye iklim sistemlerinin zaman içerisindeki değişimlerinin ve bunları denetleyen mekanizmaların daha iyi anlaşılması için çoklu belirteç parametrelere (multi proxy) dayanan iklim verilerinin bölgedeki coğrafik dağılımının artırılması gerekmektedir.



# **LATE HOLOCENE CLIMATIC RECORDS FROM KÜÇÜKÇEKMECE LAGOON, YENİÇAĞA, ULUDAĞ GLACIAL AND Bafa LAKES (WESTERN TURKEY): COMPARISON WITH RECORDS FROM EUROPE AND MIDDLE EAST**

## **SUMMARY**

This study focuses on climatic and environmental sedimentary records of the last 6000 a from Küçükçekmece Lagoon (İstanbul), Uludağ glacial (Bursa), Yeniçağa (Bolu) and Bafa (Muğla) Lakes in western Turkey. These water bodies are located on a N-S transect in western Turkey, and as such their records are important for the assesment of Late Holocene eastern Mediterranean climatic changes. The previous Holocene climate studies in Turkey are scarce and mostly confined to the Central Anatolia and the Black Sea regions (e.g., Jones et al. 2006; Fleitmann et al, 2009; Kuzucuoğlu et al, 2011). In view of the variability of the present-day climate of Turkey mainly because of its geographic location and topography, this study is expected to fill an important gap in paleoclimate data from western Turkey where such data is relatively scarce, and to contribute to a better understanding the past climate of Turkey and eastern Mediterranean.

Paleoclimatic archives and instrumental data show that following the Holocene Climatic Optimum (*c.* 7000– 6000 a BP), alternating cold and warm periods occurred in Europe. These include the Iron Age Cold Period (2900-2300 BP), Roman Warm Period (2300-1500 a BP), Dark Age Cold Period (1500-1000 a BP), Medieval Warm Period (1000-600 a BP) and Little Ice Age (600-100 a BP). The cause of the Holocene climate variability is not well known. Solar activity and the drift and melting of ice sheets towards south in the North Atlantic Ocean have been suggested as possible mechanisms for the climate variability. Evidence of glacier drifts in the North Atlantic has been found in the sediment cores in the form of coarse glacial sediments known as Ice Rafted Debris (IRD). Based mainly on RID records in the North Atlantic, eight such cooling events with a periodicity of  $\sim 1,470 \pm 500$  a, called “Bond Events”, have been identified during the Holocene (Bond et al., 1997).

The northern most of the study area is the Küçükçekmece Lagoon, which is located on the northern shoreline of the Sea of Marmara, west of İstanbul. It has a surface area of 15 km<sup>2</sup>, maximum depth of 20 m, and water volume of 145x10<sup>6</sup>m<sup>3</sup>. The lagoon is connected to Sea of Marmara via a 2 km long natural narrow channel. The main freshwater input is mainly from small streams and groundwater springs (Altun et al., 2009).

Yeniçağa Lake is a tectonic lake located 976 meters above sea level on the North Anatolian Fault zone in the Bolu province. It is a freshwater lake, with a present surface area of 2.9 km<sup>2</sup> and maximum depth of 4.5 m. The lake formed sometime during the Quaternary with an initial surface area three times larger than its present size and a maximum depth of 10 m. The Yeniçağa Lake is fed by ephemeral streams and surface runoff, and has no surface outlet (Başbuğ-Saygı, 2004).

The Uludağ Mountain is an NW–SE-trending solitary mountain ridge located ca 100 km south of Istanbul. At ca 2500 m height there are five glacial lakes which are called Kara, Kilimli, Aynalı, Heybeli and Buzlu Lakes. The largest lake, Kara, has maximum depth of 7 m, and the smallest one, Heybeli, is almost dry.

Bafa Lake is one of the largest coastal lakes on the Aegean coast of Turkey. It has a surface area of 68.6 km<sup>2</sup>, maximum depth of 21 m, and a catchment area of 315 km<sup>2</sup>. The lake is situated 2 m above sea level, 30 km southeast of the Büyük Menderes delta. Bafa lake formed by the closure of the entrance of the Latimian Gulf in the southeast of the Büyük Menderes river estuary by delta progradation (Müllenhoff, 2004).

A total of 10 cores varying between 0.6 and 4.8 m from the lagoon and lakes were collected, using a piston-gravity and a hammer piston corers. The piston gravity corer was used to ensure the recovery of short (ca.1 m) cores with an undisturbed top. All cores were analyzed for physical properties such as magnetic susceptibility, P-Wave, gamma density and resistivity at 5 mm resolution using Multi Sensor Core Logger (MSCL) and for multi-element geochemical analysis at a 0.2 mm resolution using XRF (X-Ray Fluorescence) core scanner. The cores were then sampled at 20, 50 and 100 mm intervals for other analyses, including total inorganic (TIC) and organic carbon (TOC) and paleontological analysis. The ostracoda and benthic foraminifera shells in the sand size fraction of the sediment samples were identified under binocular microscope and suitable species were picked and analyzed for the stable oxygen and carbon isotope analysis. The cores were dated using AMS <sup>14</sup>C analysis. The ages were calibrated to calendar year by CALIB 6.0 software using INTCAL 9.0 and/or MARINE 9.0 options. The age model for the core sections was obtained from the calibrated AMS C-14 datings. The short and long cores from the same site were correlated using the MS profiles and a continuous composite section was constructed. The multiproxy data were used to interpret the evaporation/precipitation changes in sediment cores. Increasing MS (SI), Ti (cps) values and decreasing of  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$  (‰ VPDB), Ca/Ti, Sr/Ca ratio and TOC (wt %) values were interpreted to show wet conditions. A modified version of Leng and Marshall's (2004) model was used to interpret the  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$  data.

The multiproxy data analysis show that in western Anatolia, wet conditions prevailed during ca 5400-4500 a BP, 3600-3000 a BP, 2600-2350 a BP, 1700-1500 a BP, 1200-600 a BP, and 250-70 a BP wet, and dry conditions during ca 4500-3600 a BP, 3000-2600 a BP, 2350-1700 a BP, 1500-1200 a BP and 600-250 a BP. The environmental conditions has become particularly dry in the last 120 a. The Little Ice Age (600-100 a BP) record was found in all areas with a relatively wetter spell in western Turkey than in Europe. During 1200-600 a BP corresponding to the Medieval Warm Period, wet conditions occurred in the region. The Dark Age Cold Period during (1500-1000 a BP) and the first half of the Roman Warm Period during 2300-1500 a BP were relatively dry in the western Turkey. The longest multiproxy records extending back to ca. 6000 years was recovered from the Bafa Lake. A sharp change in lithology from highly fossiliferous sand to homogenous mud, a relatively abrupt decrease in the diversity of ostracoda and foraminifera species, and a sharp decrease in the  $\delta^{18}\text{O}$  values of benthic foraminifera shells indicate that Bafa Lake was transformed into a lake at ca. 3,200 a BP. Multi-proxy records from the Bafa lake further suggest that the climate conditions during the Holocene Climatic Optimum (5400-4500 a BP) was relatively rainy and during 4500-3600 a BP (corresponding to 3rd Bond Cycle) was dry.

The  $\delta^{18}\text{O}$  data from this study, together with the previous lake and cave carbonate  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  records from other regions of Turkey, suggest that the late Holocene climate changes in different regions of Turkey follow a pattern similar to the recent climate (temperature-rain) divisions that are mainly defined by the orographic and marine influences.

An attempt was made to understand the mechanism of past climate changes in Turkey by comparing the  $\delta^{18}\text{O}$  data of this study with similar data from the southern Europe and Middle East. Such a comparison and evaluation tentatively suggest that the late Holocene climate changes in Turkey and the surrounding regions can be explained by the North Atlantic Oscillation's (NAO) positive-negative modes and north-south shifts of Inter-tropical convergent zone (ITCZ). However, it is important to emphasize that to arrive a robust synthesis and conclusions concerning the past climate changes and their mechanisms in the region, more high resolution multi-proxy data are needed from different parts of Turkey.



## 1. GİRİŞ

İklim kelimesi; Hint-Avrupa dil ailesinde eğim anlamına gelen *Klei-* önekinden türemiştir. Latince, İngilizce *climat*, Eski Fransızca, Latince *clīma*, Yunanca *klima* olan iklim kelimesi, yerkürenin yüzeyinde ekvator dan kutuplara doğru eğim anlamındadır. Paleoiklim ise, geçmiş, eski, çok zaman önceki iklim anlamı taşır (Morris, 1969).

Holosen’de özellikle Avrupa’nın kuzeyinde iklim salınımları dikkati çeker. Bu değişimlere güneşteki patlamaların, volkanik aktivitenin, eriyen buzulların termohalinin su dolaşımına olan etkisinin sebep olduğu düşünülmektedir.

Genel iklim değişimini farklı zaman ölçeklerinde etkileyen çeşitli faktörler bulunur. Bunlar arasında zaman ölçeğine göre; jeoloji tarihi içinde levhaların hareketi ile kıtaların yer değiştirmesi, dağ oluşumu, orbital etkenler, güneşin etkinliğindeki değişimler, yeryüzü albedosundaki değişimler ve sera gazı etkileri gibi etkenler sayılabilir. Holosen’de gözlenen Küçük Buz Çağı, Ortaçağ Ilık Dönem veya Bond Döngüleri tarihsel dönemde de dünya ikliminde saptanan önemli değişimlerdir. Son yıllarda sera gazı salınımları ile küresel ısınmada insan etkisinin varlığı tartışma konusu olmuştur. Küçük Buz Çağının (*Little Ice Age*), farklı yerlerde farklı zamanlarda gözlenmesiyle beraber bu konudaki en yaygın görüş, Günümüzden Önce (GÖ\*) 370 – 100 (MS 1580 -1850) yılları arasında meydana geldiğidir (Muller ve McDonald, 2000; Mann, 2002). İlk olarak, Küçük Buz Çağı kuzey yarım kürenin dağlık bölgelerinde gözlenmiştir. Sıcaklığın 1950 yılı ortalamasından sadece 0.5-0.7°C düşük olmasına karşın; Avrupa’da göl, kanal ve nehirlerin donduğu, buzulların alt enlemlere doğru ilerlediği, ve bunun sonucu olarak da açlık, toplumsal karmaşa ve savaşların başgösterdiği bilinmektedir (Tuchman, 1978). Ancak bunun küresel bir soğuma olabileceği ve sebepleri hala tartışılmaktadır (Bond ve diğ., 1997, Winkler, 2000). Bu çağın en soğuk dönemi olan Geç Maunder Minimum’un (GÖ 300-200 yılları, M.S.1650-1750) çok belirgin kayıtları Karadeniz çökellerinde bulunmuştur (Çağatay ve diğ., 2005; Güngör ve Çağatay, 2007). Küçük Buz Çağı’nın hemen öncesinde Ortaçağ Ilık Dönemi (*Medieval Warm Period*), GÖ 1050-

570 (M.S. 900-1380) yılları arasında gözlenmiştir. Bu dönemde Avrupa'da sıcaklıklar 1950 yılı ortalama sıcaklığından 0.5-0.8°C daha yüksektir. Avrupa'da refah ve üretim artmış, "Karanlık Dönemden" çıkış yaşanmıştır. Bu olumlu dönem; ani olarak, fırtınalar ve sellerin görüldüğü bir iklim süreci ile son bulmuştur. Kuzey Atlantik ve çevresinde gözlenmesine karşın bu olayların küresel boyutta olduğu da halen tartışılmaktadır (Raymond ve diğ., 2003; Bradley ve diğ., 2003). Karanlık Çağ Soğuk Döneminden (*Dark Age Cold Period*; GÖ 1500-1000 -MS 500-1000 yılları arası) hemen sonra Avrupa'da ılıman bir dönem yaşanmıştır. Roma Ilık Dönemi (*Roman Warm Period*; GÖ 2200- 1500 yılları arası) olarak adlandırılan bu ılıman dönem ile ilgili yapılan Martinez-Cortizas ve diğ. (1999) çalışması, İspanya'nın kuzeyinin günümüzden 2.5°C daha sıcak olduğunu göstermektedir.

Bond Olayları (*Bond Events*) ise Holosen boyunca  $\sim 1,470 \pm 500$  yıl arayla gerçekleşen Kuzey Atlantik iklim salınımlarıdır. Kuzey Atlantik'te izlenen IRD (Ice-Rafted Debris) verilerine göre 8 döngü gözlenmiştir (Bond, 1997). Bond olaylarının, en kabul gören görüşle okyanus termohalin döngüsünün yavaşlaması sonucu oluşan Dansgaard-Oeschger (DO) döngülerinin interglasiyal devamı olduğu düşünülmektedir. Gerard C. Bond'un (1997) Kuzey Atlantik'teki buz sürüklenmelerinin çökel çalışmalarına göre bulduğu olaylar aşağıdaki gibidir:

~ 1400 G.Ö.Y. (Günümüzden Önce Yıl)-(1. Bond Olayı)- Avrupa'da Karanlık Çağ (GÖ 1500-1050, M.S. 450-900 yılları)

~ GÖ 2800 yıl (2. Bond O.)- Demir Çağı Soğuk Dönemi (GÖ 2850-2250 yılları, M.Ö. 900-300 yılları)

~GÖ 4200 yıl (3. Bond O.)- 4.2 ky olayı

~ GÖ 5900 yıl (4. Bond O.)- 5.9 ky olayı

~ GÖ 8100 yıl (5. Bond O.)- 8.2 ky olayı

~ GÖ 9400 yıl (6. Bond O.)- Norveç glasiyer Erdelan olayı ve Çin soğuma olayı

~GÖ 10300 yıl (7. Bond O.)- isimsiz

~11.100 G.Ö.Y. (8. Bond O.)- Boreal'den *Younger Dryas* geçişiyle çakışmaktadır.

Türkiye'de Holosen'de iklim değişimleri ile ilgili göl, speleotem, dendrokronoloji, modelleme çalışmaları yapılmıştır. Orta Anadolu'da (Eski Acı Göl, Nar Gölü, Akgöl, Tecer Gölü), Doğu Anadolu'da (Van Gölü, Hazar Gölü), Karadeniz Bölgesi'nde (Sofular ve Ovacık Mağarası), Batı Anadolu'da (Göhlisar Gölü), Güney Batı Anadolu'da (Antalya, Mersin) yapılan çalışmalar örnek gösterilebilir (Fleitmann ve diğ. 2009; Kuzucuoğlu ve diğ., 2011; Roberts ve diğ., 2001, 2008,

2011; Jones ve diğ. 2006; Easwood ve diğ. 1999b, 2007; Dalfes ve diğ. 2006, Akkemik ve Köse, 2007; Wick ve diğ. 2003) . Son yirmi yılda ivme kazanan çalışmalar daha çok Orta ve Doğu Anadolu üzerine yoğunlaşmış, ancak Batı Anadolu ve Trakya ile ilgili çalışmalar çok kısıtlı kalmıştır.

Karadeniz Bölgesinde Fleitmann ve diğ. (2009)'nin çalışması Sofular ve Ovacık Mağaralarından elde edilen GÖ 50.000 yıllık yüksek çözünürlüklü speleotem kayıtlarıdır. Bu speleotem kayıtlarından elde edilen oksijen ve karbon izotop analiz sonuçları, Hulu (Çin), Dongge (Çin), Villars (Güney Fransa), Botuvera (Brazilya) Mağara kayıtları, Lago Grande di Monticchio (Güney İtalya) polen kayıtları ve NGRIP (Grönland) buzul karotü  $\delta^{18}\text{O}$  kayıtları ile kıyaslayarak Son Buzul Döneminde buzulların belli dönemlerde erimesi olayları olarak açıklanan Heinrich 1-5 (~45-17 ky GÖ) ve Genç Dryas (Younger Dryas, ~11,5 ky) dönemleri belirlenmiştir. Bizim çalışmamızda da, Fleitmann ve diğ. (2009)'nin Geç Holosen Dönemi'ne ait digital  $\delta^{18}\text{O}$  kayıtları, kıyaslama amaçlı kullanılmaktadır (bkz Bölüm 5.3 ve 5.4). Göktürk ve diğ. (yayımda), Sofular Mağarası (Batı Karadeniz Bölgesi) speleotemlerinden elde edilen Holosen Dönemine ait  $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarını kullanarak Holosen iklim değişimlerini Jeita (Lübnan), Soreq (İsrail), Qunf Mağaraları (Umman), Van Gölü, Eski Acıgöl, Kuzey-Güney Ege ve Kızıldeniz karotlerinden elde edilen çeşitli proxylerle (polen, izotop, tuzluluk vb gibi) kıyaslayarak açıklamaktadır.

Roberts ve diğ. (2001, 2008, 2011), Eastwood ve diğ. (1999b, 2007), Kuzucuoglu ve diğ. (2011)'nin Orta Anadolu'da Eski Acıgöl (Nevşehir), Akgöl (Konya), Nar Gölü (Aksaray), Tecer Gölü (Sivas)'nden aldıkları çökel istifleri üzerine farklı parametrelerle (polen, litostratigrafi,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  vb gibi.) çalışmaları bulunmaktadır. Bu çalışmalara dayanarak Roberts ve diğ. (2008) Holosen'de Batı ve Doğu Akdeniz iklim farklılıklarının sebeplerini araştırmıştır. Kuzucuoglu ve diğ. (2011) çalışmasında Tecer Gölü'nün litostratigrafisini analiz ederek son GÖ 6000 yılda iklim değişimlerini irdelemiş, yağışlı ve kuru dönemleri belirleyerek çökel istiflerindeki devamsızlıkları (hiatus) ortaya koymuştur. Bu çalışmada ayrıca Batı Avrupa'da Küçük Buz Çağı olarak adlandırılan GÖ 600-100 yılları arasını, üç aşamada gözlemlemektedir. GÖ 800-500 yılları arasında yazların sıcak ve kurak; GÖ 500-400 yılları arasında yağışlı; GÖ 400-200 yılları arasında yağışın arttığını ve

kışların ve yazların daha yağışlı olduğunu; GÖ 200 yılından günümüze ise kurak olduğunu belirtmektedir.

Roberts ve diğ. (2011) GÖ 6000 – 3000 yılları arasında kentsel yaşamın kültür ve yönetiminin öncelikle Nil, Fırat ve Dicle Nehirleri civarı ve sonrasında Anadolu ve Yunanistan'da ortaya çıkmasında bu dönemin ikliminin nemli-kuru salınımlarıyla ilgili olduğunu belirtmektedir. Günümüzde iklim çalışmaları arkeoloji ile birlikte yürütülmekte, medeniyetlerin yükselme, çöküş ve göçleri iklim koşulları ile ilişkilendirilmektedir. Roberts ve diğ.'nin (2011) çalışmasında; kurak geçen GÖ 6000, 5000 ve 4000 yıllarının Doğu Akdeniz 'e ait arkeoloji kayıtlarında, Kalkolitik/Erken Bronz Çağı (EBÇ), EBÇ/Orta Bronz Çağ (OBÇ) ve Geç Bronz Çağ (GBÇ)/ Demir Çağ geçişleri olduğu vurgulanmaktadır. Son iki arkeolojik geçişte bölgesel popülasyon azalmış, politik çöküşler yaşanmıştır (Schwartz, 2007).

Brayshaw ve diğ. (2011) Hadley Merkezi'nin HadSM3 modelini kullanarak 2000 yıllık aralıklarla geçmiş 12000 yılın iklim değişimlerini modellemiştir. Bu çalışmaya göre özellikle Kuzeydoğu Akdeniz'de, Erken Holosen'den Geç Holosen'e doğru kuruma eğilimin arttığını belirtmekte fakat daha fazla çalışmanın gerekliliğinden bahsetmektedir.

Jones ve diğ. (2006) çalışmasında Nar Gölü  $\delta^{18}\text{O}$  kayıtlarını Alp buzul yükselmeleri, Qunf Mağarası (Umman) speleotem  $\delta^{18}\text{O}$  kayıtları (Hint Muson verisi olarak) ve Basra Körfezi varv kalınlıklarını kıyaslayarak son 2000 yılda Anadolu ve Orta Doğu'da Kuzey Atlantik ve Muson iklim ilişkilerini bulmaya çalışmıştır. Bu çalışmanın sonuçlarına göre Güney Asya'da muson yağışını arttıran alçak basıncın şiddetlenmesi, kuzey ve kuzey-doğulu ılık-kuru-karasal orta Asya hava akımlarını kuvvetlendirmekte ve doğu Akdeniz'de yaz kuraklığını arttırmaktadır. Nar Gölü kayıtlarına göre de Orta Anadolu'da yaz kuraklığı, Hint Muson yağışının şiddetlenmesiyle artmaktadır. Kış yağışlarıyla ilgili olarak GÖ 1400 yılından sonra Türkiye'nin Kuzey Atlantik Salınımının negatif fazda olduğunu ve kışların daha yağışlı geçtiğininin bilinmesine rağmen Nar Gölü'nde kurak gözlemlendiğine ve Kuzey Denizi-Hazar Örüntü İndeksi (NCPI-North Sea-Caspian Pattern Index)'nin Doğu Akdeniz'e önemli etkisi olduğuna dair diğer çalışmalara (Kutiel ve Benaroch, 2002) değinmektedir. Negatif NCPI safhalarında güneybatı Türkiye'de yağış artmaktadır. 1960-80 bahar NCPI değerlerinde pozitiften (kuru) negatife (yağışlı) bir değişim olduğunu ve bunun Nar Gölü kayıtlarında maksimum yağışa denk geldiği belirtilmektedir. NCPI ile ilgili paleo-rökonstrüksiyon çalışmaları olmamasına karşın

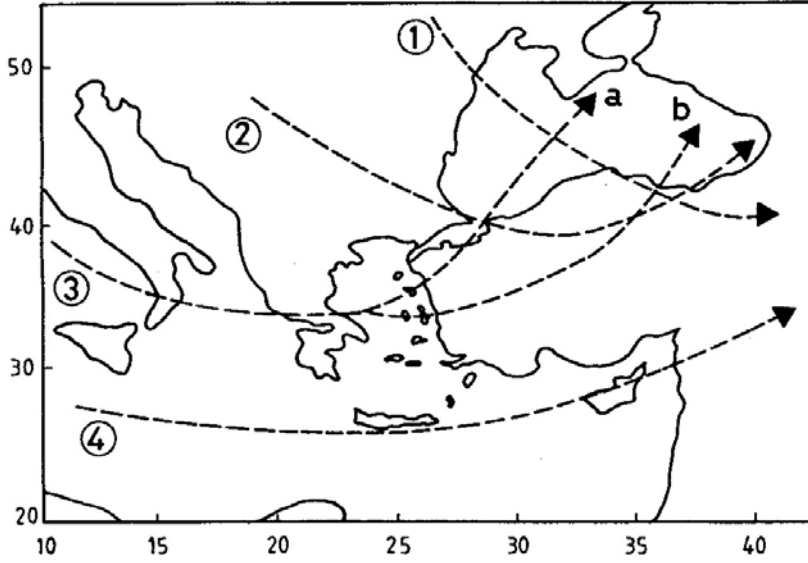


1400-1960 yılları arasında Nar Gölü kayıtlarına göre NCPI'nin pozitif, 500-1400 yılları arasında ise negatif olduğunu vurgulanmaktadır.

Eastwood ve diğ. (2007)'de Gölhisar Gölü'nde (Burdur) yaptığı  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  çalışmaları sonucunda göldeki karbonatların  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin yağış ve buharlaşmaya bağlı olduğunu ve diğer Doğu Akdeniz benzer bölgelerdeki gibi geçmiş iklim değişimlerinde yağış/buharlaşma dengesinin göstergesi olarak kullanılabileceğini belirtmektedir. Buna göre GÖ 6800-5200 yılları arasında ve Bizans Döneminde (GÖ 1650-500 - MS 300-1400 yılları arası) bugünden daha yağışlı olan koşulların son 1300 yılda daha kurak hale dönüşmüştür.

Bir diğer çalışma da Orta Holosen (GÖ 8500-2500 yılları arası)'de Akdeniz çevresindeki geçmiş yangınlarla iklim arasında ilişki kurarak ortam değişimlerini açıklayan Vanniére ve diğ. (2011)'e aittir. Akdeniz Bölgesinde, İtalya, İspanya, Slovenya, Hırvatistan, Suriye'den çeşitli ve Türkiye'den yine Eski Acıgöl verilerine dayanılarak yapılan çalışmada geçmiş doğal yangınlar irdelenmektedir. Çökel örneklerinde bulunan kömürlerden yararlanılarak yapılan bu çalışma, yaz ısı dalgalarına (*Summer heat-waves*) bağlı olarak geçen kurak yılların yoğun yangınlarla ilişkilendirilmesi (Moriondo ve diğ., 2006) prensibine dayalıdır. Büyük yangınlar, yazın kuraklığına ve sonbahar kuru rüzgarlarının yoğunluğuna bağlı olarak derecelenmektedir (Pausas, 2004). Buna göre 1000 yıllık ölçekte yangınların GÖ 5000 yılda aniden kesildiğini ortaya koymaktadır. GÖ 5000 yılından sonra Kuzey Yarımküre'de Neoglasial soğumanın başlamasıyla kuzey Akdeniz'de yangınlar azalmaktadır. Çalışmacılar, GÖ 5500-5000 yılları arasında aniden yangınların azalmasını ITCZ (*Intertropical Convergence Zone*)'nin güneye göçünde eşige ulaşmasına ve Afro-Asya Muson sisteminin çökmesine bağlı olabileceğini düşünmektedir.

1942'de yapılan Türkiye Birinci Coğrafya Kongresinde Türkiye, yedi iklim bölgesine ayrılmıştır (Çölaşan, 1960). Ünal ve diğ. (2003) ilk defa matematiksel kümeleme metodu ile kantitatif olarak sıcaklık ve yağış verilerini analiz etmiş ve Türkiye'de 7 ana grup olduğunu bulmuşlardır. Bunlar, Marmara, Ege ve Batı Akdeniz, Karadeniz, Orta Anadolu, Doğu Anadolu, Güneydoğu Anadolu ve Akdeniz Bölgesidir. Bu 7 ana grubu etkileyen, 4 ana siklon yörüngesi bulunur (Karaca ve diğ. 2000; Şekil 1.1).



**Şekil 1.1** : Türkiye üzerindeki atmosferik siklon yörüngeleri (Karaca ve diğ., 2000).

Bu yörüngeler:

1. Yörünge: Güneybatı Rusya üzerinden Karadeniz Bölgesi'ni geçerek Türkiye'nin kuzeyini etkiler.
2. Yörünge: Balkan'lardan çıkarak Marmara, Karadeniz Bölgesi ve kısmen Anadolu'nun iç kısmını etkiler.
3. Yörünge: Cenova Körfezi'nden gelerek Türkiye'yi etkiler. Bu hat Ege Denizi'nin batısından geçtikten sonra ikiye ayrılır:
  - a) Kuzeydoğu yönünden geçerek, kuzey Ege bölgesi, tüm Marmara ile batı ve orta Karadeniz bölgelerini etkiler.
  - b) Doğudan gelerek batı Türkiye'yi ve orta Anadolu etkileyen. Daha sonra kuzeydoğu yönünde ilerleyerek orta-doğu Karadeniz Bölgesini etkiler.
4. Yörünge: Doğu veya orta Akdeniz ve bazı durumlarda Cenova Körfezi ile Sahara Çölü'nün kuzeyinden çıkarak doğu Akdeniz'e ulaşır ve Türkiye'nin güneyi, Girit, Kıbrıs ve Orta Doğu'yu etkiler.

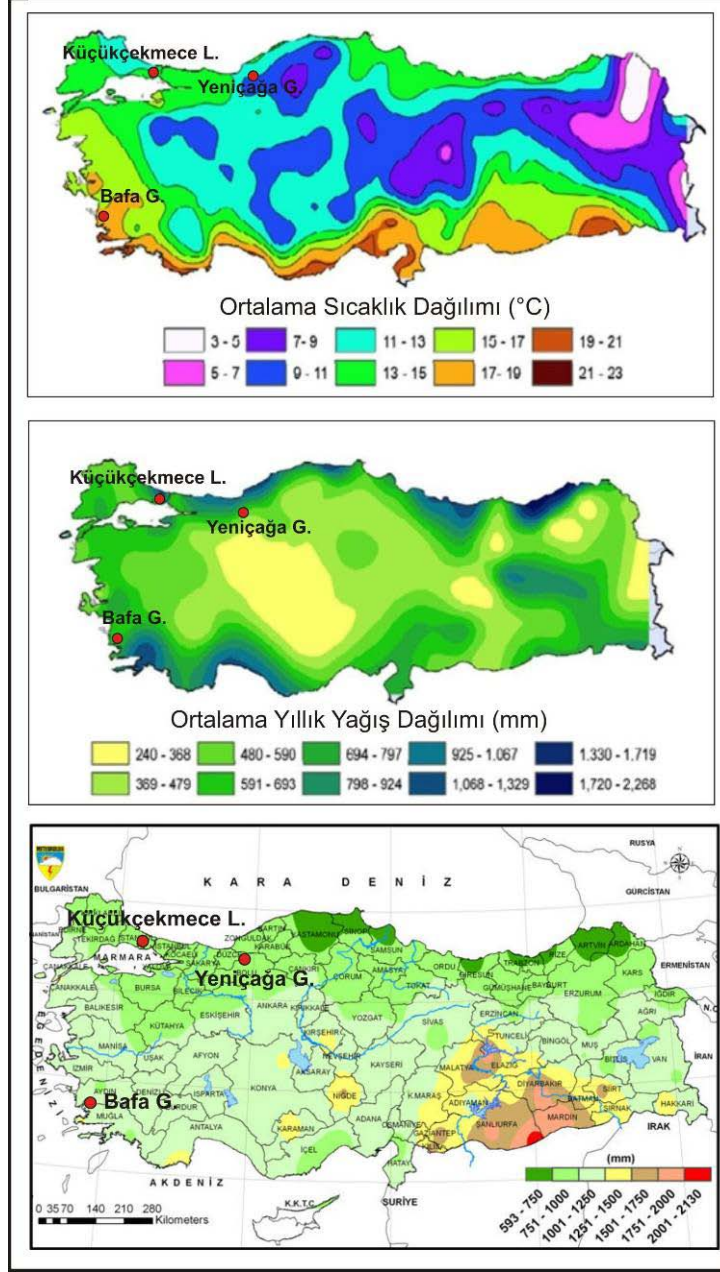
Orta Doğu bölgesinde yağışa sebep olan Kuzey Atlantik Osilasyonu İzlanda'daki alçak basınçın artması ve Azov'da ki yüksek basınçın azalması ile Doğu Akdeniz üzerinden Türkiye'yi etkiler (Karaca ve diğ., 2000; Cullen ve deMenocal, 2000; Karabörk ve diğ., 2005; Kahya ve Cengiz, 2007). Bu negatif etki ile yukarıda bahsi geçen Türkiye'yi etkileyen siklon yörüngeleri oluşur (Karaca, 2000, Şekil 1.1). Atlantik kaynaklı bu siklonlar Akdeniz üzerinden Adriyatik, Kıbrıs, Lyon, Ege Denizi ve Atlas Dağları (Sahra) gibi bölgelerde tekrar şiddetlenebilmektedir (Karaca

ve diğ., 2000). Aynı çalışmada, 1979-1995 döneminde siklonlarda bir azalma ve subtropikal jet ekseninde güneye kayma olduğu belirlenmiştir. Ayrıca Türkiye'yi bölgesel olarak etkileyen bir diğer örüntü Kuzey Denizi-Hazar Denizi örüntüsüdür (Kutiel ve Benaroch 2002; Göktürk, 2005). Bu konuda daha detaylı bilgi 5.4. bölümünde verilmektedir.

Türkiye, coğrafi konumu ve morfolojik özelliklerinden dolayı önemli ölçüde değişkenlik gösteren bir iklim sistemine sahiptir. Topoğrafyanın çok kısa mesafelerde farklılık göstermesi, üç tarafının denizlerle çevrili olması ve siklon yörüngelerinin mevsimsel farklılığı bu değişkenliğin en önemli nedenlerindedir. Türkiye özelinde üç önemli iklim tipinden bahsedilir. Akdeniz iklimi, yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı, Karadeniz iklimi, yazları ılık, kışları serin ve hemen her mevsimi yağışlı ve Karasal iklim, yazları sıcak, kışları soğuk ve genel olarak az yağışlıdır. Türkiye için ikisi genel (Akdeniz ve Karasal) bir tanesi bölgeye özel (Karadeniz) üç iklim tanımı yapılır. Karasal iklim daha çok iç kesimlerde hakimdir. Sıcaklık açısından Karadeniz iklimi Akdeniz ikliminden yaz ve kışların biraz daha soğuk olmasıyla ayırt edilir. Türkiye'de sıcaklığın dağılımı genel olarak güneşlenme ve yükselti ile ilişkilidir. Akdeniz kıyıları daha fazla güneşlenmeden dolayı Karadeniz kıyılarına nazaran daha sıcaktır. Türkiye yıllık ortalama yağışı 630 mm civarında olan bir ülkedir. Yağışlar genel olarak Karadeniz ve Akdeniz'e bakan kıyılarda fazla (1000 mm civarında) iç kesimlerde ise daha azdır (300 mm civarında). Bu durumun ortaya çıkmasında sıradağların denizlere paralel uzanması en önemli etmendir. Denizler üzerinden gelen nemli havanın bu sıradağlar tarafından yükseltilmesi neticesinde meydana gelen soğuma nemin yoğunlaşmasına ve yağışa dönüşmesine sebep olur. Böylece iç kesimlere ancak daha az yağış bırakabilecek nem oranı büyük ölçüde azalmış hava ulaşır. Ege ve Marmara bölgelerinde durum biraz farklıdır. Yükseltinin diğer bölgelere nazaran daha düşük olması ve sıradağların Ege denizine dik olması nemli havanın daha iç kesimlere kadar nüfuz edebilmesine imkan verir. Bu durumda yağışlar kıyılardan iç kesimlere doğru gidildikçe tedricen azalır (Dalfes ve diğ., 2006; Akkemik ve Köse, 2007).

Çalışma alanının ortalama sıcaklık değerleri değişkenlik gösterse de yıllık ortalama yağış miktarı ve uzun yıllar içinde açık alan buharlaşma ortalamaları birbirlerinden pek farklı değildir (Şekil 1.2, detaylar için bkz 2. Bölüm Çalışılan Lagün ve Göller). Küçükçekmece Lagünü çevresinde ortalama sıcaklık 13-15°C, Yeniçağa Gölü çevresinde 11-13°C ve Bafa Gölü çevresinde ise 17-19 °C arasında değişmektedir.

Ortalama yıllık yağış miktarı, Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa ve Bafa Gölü civarında 591-693 (mm)'dir. Ortalama açık yüzey buharlaşma miktarı, Küçükçekmece Lagünü ve Yeniçağa Gölü civarında 751-1000 mm iken Bafa Gölü civarında 1001-1250 mm'dir.



**Şekil 1.1 :** Türkiye’de ortalama yıllık toplam yağış (a), yıllık ortalama sıcaklık (b) dağılımı (Dalfes ve diğ., 2006; Akkemik ve Köse, 2007) ve uzun yıllar (1970-2010) 6 aylık periyot (Mayıs-Ekim) toplam açık yüzey buharlaşma dağılımı (DMİ).

## 1.1 Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Holosen’de Türkiye iklimi ile ilgili çalışmalar son yıllarda yoğunlaşmasına rağmen henüz anlaşılabilmiş değildir. Çalışmalar daha çok Orta ve Doğu Anadolu ile yeni yeni Batı Karadeniz üzerinde yoğunlaşmaktadır. Batı Anadolu’daki iklim kayıtları kısıtlıdır. Ayrıca yukarıda da belirtildiği gibi ülkemizin coğrafik konumu ve morfolojik özelliklerinden dolayı iklimi önemli ölçüde değişkenlik gösterir. Batı Anadolu’daki çökel kayıtlarında iklim değişimlerini araştıran bu çalışmanın, gerek Doğu Akdeniz gerekse Türkiye Batısı’nın Holosen’deki iklim değişimlerinin anlaşılmasında faydalı olacağı düşünülmektedir.

Çalışma kapsamında Batı Türkiye’de kuzeyden güneye dört bölge seçilmiştir. Bu bölgelerde bulunan lagün ve göller sırasıyla; Küçükçekmece Lagünü (İstanbul), Yeniçağa Gölü (Bolu), Uludağ Buzul Gölleri (Bursa) ve Bafa Gölü (Muğla)’dır. Bu göllerin Batı Anadolu’da yaklaşık K-G doğrultu (transect) boyunca yer almaları ayrıca Doğu Akdeniz’i etkileyen iklim sistemlerinin etkilerinin araştırılması için önemlidir.

Küçükçekmece Lagünü; son jeolojik dönemdeki buzulların erimesi ve deniz seviyesinin yükselmesi sonucu önce koy sonra da kapanarak lagün haline gelmiştir. Lagünün ağız kesimi kıyı kordonuyla kapalı olmasına rağmen, denizle olan ilişkisi 1.5 m derinliği olan bir geçitle sağlanmaktadır ve bu nedenle lagünün suyu yarı tuzludur.

Deniz seviyesinden 976 m yukarıda bulunan Yeni Çağa Gölü tektonik bir göldür (Lahn, 1948; Erinç ve diğ., 1962; Saygı-Başbuğ ve Demirkalp, 2004). Kuzey Anadolu Fay hattının yanal hareketleri ile Kuvaterner’de oluşmuş ve küçülerek bugünkü boyutuna Holosen’de ulaşmıştır. Yeniçağa, termal ve kimyasal tabakalanması olmayan, sığ bir göldür (Pekcan, 1996; Saygı-Başbuğ ve Demirkalp, 2004; Saygı-Başbuğ, 2005).

2550 m yükseklikteki Uludağ zirvesinin kuzey doğusunda, son buzul döneminden kalma üç vadinin kaynak tarafından buzul aşındırması sonucu oluşmuş, üç adet sirkin içine yerleşmiş göller bulunmaktadır (Erinç, 1969). Bu göller 2310 m’de “Aynalı”, 2270 m’de “Karagöl” ve 2330 m’deki “Kilimli” adıyla bilinir. Uludağ’da göller yaklaşık 200 m çapında olup literatürde haklarında çok az bilgi bulunmaktadır. Bu göllerin bulunduğu bölgenin temel jeolojisi gnayslardan, GB’da yer alan yamaçlar ise mermerlerden oluşmaktadır. Uludağ zirvesinde yapılan kar çalışmalarına göre kış

aylarında zirvenin tamamen karlarla örtülü olduğu ve göllerin donduğu bilinmektedir (Gürer, 1991).

Bafa Gölü, Büyük Menderes Nehri'nin deltasında yer almaktadır. 6000 yıl öncesinden başlayarak Büyük Menderes'in alüvyonları ile Latmos Körfezi dolmaya başlamış ve MS 50-300 yılları arasında Ege Denizi ile bağlantısı kalmayarak göl haline gelmiştir (Müllenhoff ve diğ. 2006). Büyük Menderes'in allüvyonlarının kıyıları doldurması, buzul dönemi sonrası deniz seviyelerinin değişimi ve Geç kalkolitik dönemde antropojenik etkisiyle Antik kent Milet ve çevresinde paleocoğrafik ve paleoekolojik değişimler gözlenmiştir. Genç bir göl olan Bafa geçtiğimiz 50 yıl içinde tuzluluğu dereceli artarak oligohalinden polihaline hale gelmiştir.

Bu tez kapsamında Batı Türkiye'den yukarıda belirtilen bölgelerden alınan karotlarda çok parametrelili analizler yapılarak aşağıda belirtilen konular aydınlatılmaya çalışılmıştır:

1. Geç Holosen'de Türkiye batısında paleoklimsel ve çevresel koşullardaki değişimlerin araştırılması ve iklim değişimlerinin Anadolu'daki diğer kayıtlar ile kıyaslanması, ve
2. Son 6000 yılda Türkiye ve çevresini etkileyen iklim sistemlerinin anlaşılmasıdır.

Bu amaçla lagün ve göllerden alınan çökel istiflerin fiziksel, jeokimyasal, mikropaleontolojik ve izotopik özellikleri incelenmiştir (bkz Bölüm 2-Malzeme ve Yöntemler).

\*Bu çalışmada günümüzden önce yıl (GÖY) hesaplamalarında 1950 yılı başlangıç noktası alınmıştır.

## 2. MALZEME VE YÖNTEMLER

### 2.1 Çökel Alım Yeknikleri

İTÜ EMCOL tarafından hazırlanan 2.7 m yüksekliğinde üç-ayaklı 4x3 m<sup>2</sup> lik Argo Portatif platformu ile çakma-piston ve yüzey-piston yöntemi ile Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa ve Bafa Göllerinden toplam 15 m çökel alınmıştır (Şekil 2.1). Uludağ Zirvesine platform taşıma imkanı olmadığı için zirvedeki göllerden çökeller, balık adamların yardımı ile el karotiyesi kullanılarak alınmıştır (Şekil 2.2).

#### 2.1.1 Çakma piston yöntemi

Çakma piston yöntemi ile sürekli ve bozmadan çökel alınabilmektedir. PVC borunun içine yerleştirilen pistonun yukarıdan çakılarak borunun su tabanından içeri ilerlemesi sağlanır. Boru ucuna takılan pirinçten yapılan karot tutucu (core catcher) ile malzemenin geri çıkması engellenir. Karot tutucu su tabanına ilk giriş anında çamuru karıştırması sebebiyle, yüzey piston yöntemiyle kullanılmalıdır. Küçükçekmece Lagünü, Yeni Çağa ve Bafa Göllerinde bu yöntem kullanılmıştır.



**Şekil 2.1 :** Küçükçekmece Lagünü, portatif platform üzerinde çakma piston karotiyesi ile çökel alımı.



### 2.1.2 Ara yüzey (interface) piston yöntemi

Lozem Piston ara yüzey karotiyerinde PVC borunun kafasına monte edilen ağırlık (~30 kg) ile su tabanına 0.1 m yukarıdan bırakılarak kendi ağırlığı ile tabana saplanması sağlanır. Sistem teflon bir başlığa conta ile tutturulan vakumlama sistemi ile çalışır. Vakum sistemi ancak 1-1.5 m'lik çamuru taşımaya elverişlidir. Ucunda tutucu olmamasından dolayı alınan örneğin yüzeyinde herhangi bir bozulma olmaz. Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa ve Bafa Göllerinden yüzey piston yöntemi ile yaklaşık 1'er m çökel örneği alınmıştır. Aynı yerden piston çakma ve arayüzey karotları MSCL Manyetik duyarlılık (susceptibility) yöntemiyle denştirilerek göl tabanından itibaren tam bir istif elde edilebilmektedir.

### 2.1.3 El karotiyeri

El karotiyerleri: Uludağ Buzul göllerine platform götürülemediği için iki balıkadam dalarak el karotiyeri ile en fazla 4 m derinlikten toplam 3.5 m karot almışlardır. El karotiyerinde PVC boru üzerine tutma yerleri olan çelik bir kelepçe geçirilir (Şekil 2.2). Balık adamlar bu kelepçeden tutarak boruyu dik ve hassasiyetle su tabanına saplayarak çökeli almış ve su yüzüne çıkartmadan altını kapatmışlardır. Göl tabanlarının sert zemininden dolayı en fazla 0.88 m uzunluğunda çökel alınabilmektedir.



Şekil 2.2 : Uludağ Zirvesi Kara Göl'den el karotiyeri ile çökel alınması.



## 2.2 Fiziksel Yöntemler

### 2.2.1 Çok Sensörlü Karot Tarayıcısı (ÇSKT)

MSCL (Çok sensörlü Karot logalıcısı, Geotek) analizleri: EMCOL Karot Analiz Laboratuvarında bulunan MSCL cihazı ile karotlarda çökel istiflerinin manyetik duyarlılık, yoğunluk, gözeneklilik ve p-dalgası hızı gibi fiziksel özelliklerinin 5 mm çözünürlükte analizleri yapılmış ve bu parametrelerin karot boyunca değişimleri elde edilmiştir (Weaver ve Schultheiss, 1990; Weber ve diğ., 1997; Breitze, 2000). Tamamen otomatikleştirilmiş karot logu alma işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için 'Windows' işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır. Ölçümlerin karot boyunca çözünürlüğü istenildiği şekilde seçilebilmektedir. Cihaz üzerine monte edilmiş sensörler, P-dalgası, gama yoğunluk, elektrik özdirenç, manyetik geçirgenlik sensörleridir. Başlıca MSCL ölçüm parametreleri şunlardır:

Karot kalınlığı sensörü: P-dalga sensörü üzerinde yer alan mekanik olarak yaya tuturulmuş bir çift yerdeğiştirme sensörü ile 0.01 mm hassasiyetle yapılmaktadır.

Sıcaklık: Karot içerisine sokularak, PRT probu ile ölçülmektedir. Sıcaklık ölçümlerinin hassasiyeti 0.01°C dir.

P-dalga Hızı: ARC (Acoustic Rolling Contact) transduser olarak adlandırılan döner akustik sistem ile yapılmaktadır. Bu sistem özellikle karot logu işlemi için geliştirilmiştir ve baskın frekansı 230 kHz dir. Bu sistemin diğer eski sabit transduser sistemlerinden farkı, etrafındaki içerisinde sıvı bulunan döner muhafaza sayesinde başka bir akustik temas artırıcı sıvı kullanmadan akustik teması arttırmasıdır. Ölçümler 50 ns mertebesinde doğruluğa sahiptir ki bu da karot kalınlığına ve kalitesine bağlı olarak yaklaşık % 0.5 hata miktarına denktir. Ölçümlerin kalibrasyonu içerisinde sıcaklığı ve hızı bilinen damıtılmış su bulunan karot borusu ile yapılmıştır.

Gama Yoğunluk (GD): Karot içerisinden geçen gama ışınlarının soğrulmasının ölçülmesiyle belirlenmektedir. Kurşun muhafaza içerisindeki Cs-137 gama kaynağı 5 mm çapındaki kolimatör ile oluşturulan ince gama ışını, karotun içerisinden geçerek diğer taraftaki gama algılayıcısına ulaşır. Bu algılayıcı, karot malzemesinin gama yoğunluk özelliklerine bağlı olarak ışının şiddetini ölçer. Yoğunluk, hesaplama zamanına ve karotun durumuna bağlı olarak %1 hassasiyetle ölçülebilmektedir. Gama yoğunluk ölçümlerinin kalibrasyonu için değişik kalınlıklarda basamaklı

alüminyum kullanılmıştır. Gama ışını azalmasından, kütle ağırlığı azalım katsayısı dahil edilerek yoğunluk ve porozite hesaplanır. Tekrarlanan metodun uygulanması porozite ve yoğunluk değerlerindeki hatayı azaltır. Gama-Ray azalım ölçümünden kuru bulk yoğunluğu ve su içeriğini hesaplamada kullanılacak eşitlikler türetilir.

Manyetik duyarlılık: Bunun için iki tip sensör mevcuttur. Birincisi halka sensör olup “tam” karotlar için kullanılmaktadır. İkinci tip sensör ise nokta sensör olup ikiye kesilmiş yarım karotlarda kullanılmaktadır.

## **2.3 Jeokimyasal Yöntemler**

### **2.3.1 XRF karot tarayıcısı (ITRAX core scanner)**

XRF analizleri, X-ışınlarının atomun iç elektron kabuğundan bir elektronu koparması esasına dayanır. Açığa çıkan boşluğu, dıştaki kabuktan gelen bir elektron doldurur. Elektron, elektromanyetik radyasyonun oluşumundaki fazlalık enerjisini bırakır. İki elektron kabuğu arasındaki enerji farkına eşit olan bu fazlalık enerji, X-ışını olarak yayımlanır. Böylelikle, kabuğun her bir çifti karakteristik radyasyon üretir ve her atom, dalgaboyu spektrasını ve kendi enerjisini yayar. İlk çıkan X-ışını küçük hacimle etkilenir, böylelikle yayılan karakteristik X-ışını ince yüzeysel tabakadan veri içermektedir. Numunedeki elementlerin derinlik tepkisi, ışıyan radyasyonun dalgaboyuna ve matriksin kimyasal içeriğine bağlıdır (Jenkins ve Vries, 1970). Al ve Si gibi hafif elementler için, bu derinlik yaklaşık bir kaç  $\mu\text{m}$ , Ca için  $\mu\text{m}$ 'nin onda biri, Fe için bir kaç yüz  $\mu\text{m}$ 'dir. Işıyan radyasyon, değişik elementler için EDS (energy dispersive spektrometre) yardımı ile ölçülür.

XRF Karot tarayıcısı ile karot boyunca üç tür veri üretilmektedir (Croudace ve diğ., 2006; Thomson ve diğ., 2006): XRF-EDS (X-ışınları fluoresans – enerji saçınım spektroskopisi) yöntemi ile en az 200  $\mu\text{m}$  çözünürlükte çoklu element (Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, Ta, W, Pb, Th, U) analizleri, Sayısal X-ışınları radyografi analizi: 20 mikron çözünürlükte sedimanter iç yapılarının sayısal X-ışınları radyografisi, Üç renk bandında renk görüntüleme analizi.

XRF analizleri genel olarak yarı kantitatif olup; standardlar kullanılarak CPS verileri ppm veya % ağırlık değerlerine çevrilebilmektedir. Tamamen otomatikleştirilmiş

analiz işleminin kontrolü ve verilerin işlenmesi için 'Windows' işletim sistemi tabanlı bir yazılım ve bu yazılımın kurulu olduğu masaüstü bilgisayar kullanılmaktadır. XRF analizleri, İTÜ EMCOL Jeokimya laboratuvarlarında yapılmıştır.

### **2.3.2 Toplam organik ve inorganik karbon analizleri (TOC/TIC)**

Toplam karbon (TC) ve inorganik karbon (TIC) analizleri için TOC/TIC (Shimadzu) analizörü kullanılmıştır. 20 ve 50 mm aralıklarla 5 gr örneklenen çökeller dondurularak kurutulmuş (freeze dryer) ve havanda dövülmüştür. Her seviyede tartılan 50-100 mg arası örneklerdeki toplam karbon ve toplam inorganik karbon yüzdeleri bulunmuştur. Toplam organik karbon yüzdesi, TC-TIC=TOC denklemi ile bulunmuştur. Toplam karbon kalibrasyonu için molekül ağırlığı 204.22, ağırlıkça karbon yüzdesi 47.05 olan Potasyum Hidrojen Ftalat [ $C_6H_4(COOK)(COOH)$ ] kullanılmıştır. 10, 20 ve 40 g Potasyum Hidrojen Ftalat yakılarak toplam karbon kalibrasyon eğrisi elde edilmiştir. Toplam Inorganik karbon için ise molekül ağırlığı 1200, ağırlıkça karbon yüzdesi 14.28 olan Sodyum Hidrojen karbonat ( $NaHCO_3$ ) kullanılarak 20, 40 ve 80 mg'daki inorganik karbon yakılarak kalibrasyon eğrisi elde edilmiştir. Analizler, öğütülmüş örneklerin, TC için 900 °C'de , TIC için ise %85'lik fosforik asitle yok edildikten sonra 200°C'de yakılması ve karbondiyoksidin miktarının cihazla tesbitine dayanmaktadır. Metoda göre toplam organik karbon ile inorganik karbon yüzdesi arasındaki fark toplam organik karbon yüzdesini vermektedir. Bu analizlerin tekrarlılığı (*precision*) %95 güvenirlilikte %5'ten daha iyidir. TOC-TIC analizleri, İTÜ EMCOL Jeokimya laboratuvarlarında yapılmıştır.

## **2.4 Mikropaleontolojik Yöntemler**

### **Bentik foraminifer ve ostrakod analizleri**

Karotlardan, 20 ve 50 mm aralıklarla 10 mm çamur alınarak örneklendirilmiştir. Ayrılan örnekler tartıldıktan sonra 63 mikron elekte az tazyikli suda yıkanmış, arı su ile çalkalanarak 2 gün etüvde bekletilmiştir. Kurutulan örnekler tekrar tartılarak etiketlenmiş ve şişelenmiştir. Binoküler mikroskopta incelenen örneklerde, ortamda bulunan ostrakod ve/veya bentik foraminiferler slaytlara toplanmıştır. Bentik foraminiferlerin tür tayini yapılarak istif boyunca sürekliliği olan tür seçilmiş ve bu

türler boyutuna göre 4-10 adet toplanarak duraylı oksijen ve karbon analizi için Arizona Üniversitesi İzotop Analiz Laboratuvarına gönderilmiştir.

Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa ve Bafa Göllerinde bulunan ostrakodlar İTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Paleontoloji laboratuvarına ait binoküler mikroskop altında toplanarak Hacettepe Üniversitesi Paleontoloji laboratuvarlarında götürülmüş ve Ostrakodların tür tayini ile ilgili çalışmalar paleontolog Prof.Dr.Cemal Tunoğlu tarafından gerçekleştirilmiştir.

## 2.5 İzotop Analizleri

### 2.5.1 Duraylı izotop (oksijen ve karbon) analizleri

İzotop analizi yapılacak olan organizmaların (Bentik foraminifer ve Ostrakod) örnekleme, yıkama, kurutma ve toplama işlemleri dış etkenlerden uzak tutularak yapılmıştır. Hidrojen peroksit ve yapıştırıcı kullanılmamıştır. Tüm örnekler 600 µm elekte yıkandıktan sonra arı su ile durulanmıştır. Küçükçekmece Lagünü ve eskiden deniz olan Bafa Gölü'nden toplanan bentik foraminifer ve ostrakodlar ile Yeniçağa'dan toplanan ostrakodların tür tayini yapılmış ve istif boyunca Küçükçekmece Lagününde süreklilik gösteren *Ammonia tepida* ve *Loxochonca* sp., Bafa Gölü'nde , 0- 2300 mm arası *Ammonia tepida*, 2300-3110 mm arasında *Ammonia* sp. ve *Cyprideis torosa* (ostrakod), Yeniçağa Gölü'nde ise *Candona neglecta* ostrakod türüleri boyutuna göre 4 ila 10 adet toplanarak Arizona Üniversitesi İzotop Jeokimyası Laboravarı'na gönderilmiştir. Duraylı karbon ve oksijen izotop analizleri, karbonat örneklerinin  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  Finnigan MAT 252 kütle spektrometresi ve buna bağlanmış KIEL-III marka otomasyonlu karbonat hazırlama cihazı kullanılarak yapılmıştır. Toz numuneler susuz fosforik asit ile muamale edildikten sonra, izotop oranları NBS-19 and NBS-18 standartları tesbit edilmiştir. Metodun tekrarlılığı (*precision*) (1 sigma)  $\delta^{18}\text{O}$  için ‰  $\pm 0.1$ ;  $\delta^{13}\text{C}$  için ‰  $\pm 0.06$ 'dır.

### 2.5.2 $^{14}\text{C}$ yaş analizi

Çökel karotlarından alınan bitki parçaları, kökleri, bivalv kavkuları ve organik karbon yüzdesi yüksek olan çökel örnekleri AMS (*Accelerated Mass Spectrometry*) ve Konvensiyonel radyokarbon yöntemi ile Arizona Üniversitesinde İzotop Analiz

laboratuvarında analiz edilmiştir. AMS yönteminin üst yaş limit 40-50 bin yıldır. Yaşlar,  $^{13}\text{C}$  düzeltmesi yapıldıktan sonra günümüzden önce (G.Ö.)  $^{14}\text{C}$  yılı olarak hesaplanmış yaşlar ve hata payları ile CALIB 6.0 Programı kullanılarak Reimer ve diğ.'ne (2004) göre takvim yılına kalibre edilmiştir. Kalibre edilmiş yaşların modellenmesi AnalySeries 2.0 yazılımı (Paillard ve diğ., 1996) ile yapılmıştır.



### **3. ÇALIŞILAN LAGÜN VE GÖLLER**

Çalışma kapsamında Türkiye batısında K-G yönlü 4 bölgede toplam 6 göl 1 lagün seçilmiştir. Kuzeyden güneye Küçükçekmece Lagünü (İstanbul), Yeniçağa Gölü (Bolu), Uludağ buzul göllerinden (Bursa), Kilimli Göl, Kara Göl, Aynalı Göl, Heybeli Göl ve Bafa Gölü'nden (Muğla) çökel karotları alınmıştır (Şekil 3.1).

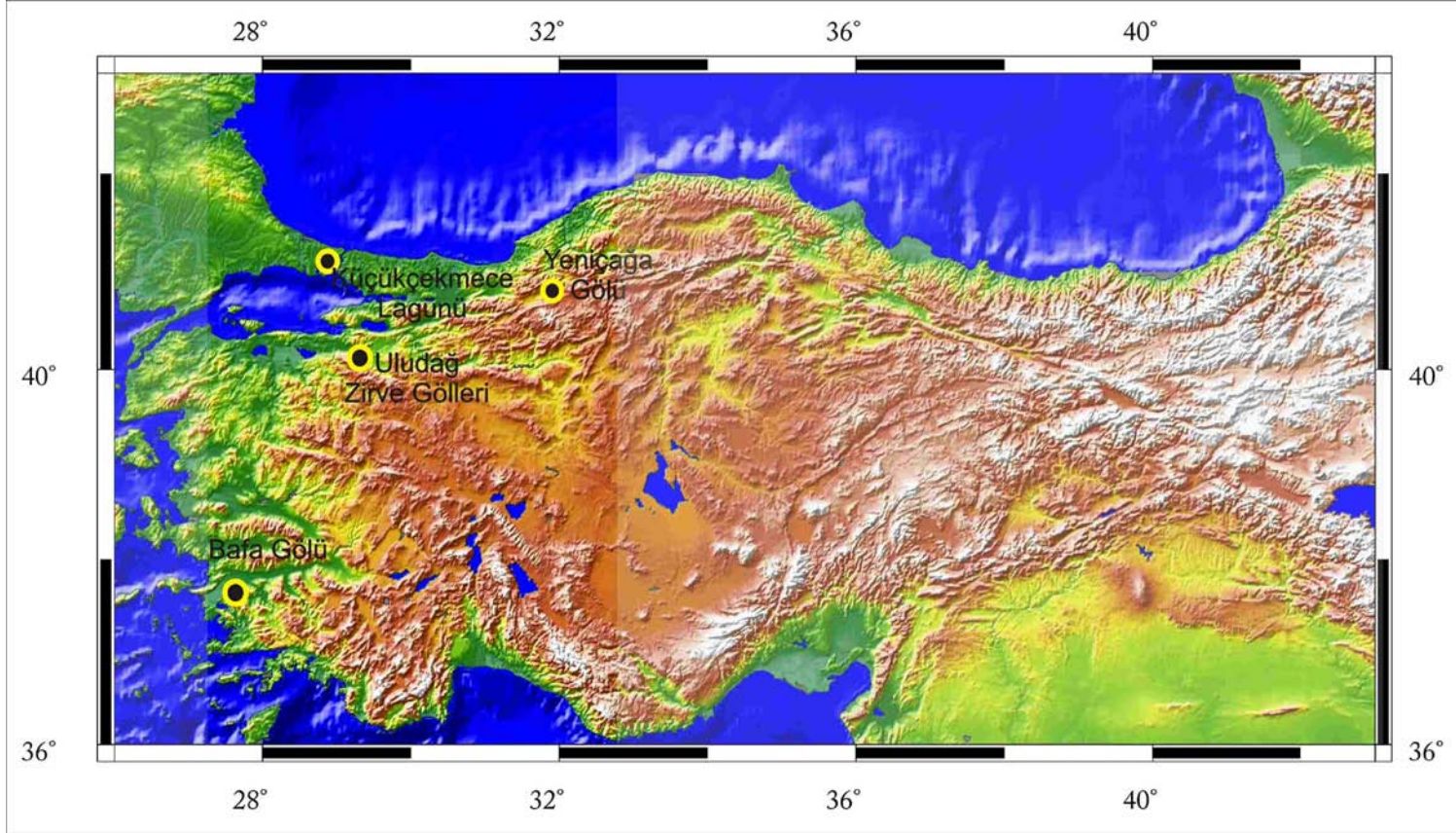
#### **3.1 Küçükçekmece Lagünü**

##### **3.1.1 Coğrafya**

İstanbul'un 15 km batısında, 41° 00' K - 28° 43' D' enlem-boylamlarında yer alan ve 15.22 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplayan Küçükçekmece Lagünü; son jeolojik dönemdeki buzullaşmanın erimesi ve deniz seviyesinin yükselmesi sonucu önce koy sonra da kapanarak lagün haline gelmiştir. Denizden, kıyı boyunca taşınan kum ve çakılların meydana getirdiği sığ bir kum seti ile ayrılır. Ancak bu set, doğu ucunda Lagünün ayağı olan kanal ile kesintiye uğrar. Lagünün ağız kesimi kıyı kordonuyla kapalı olmasına rağmen, denizle olan ilişkisi derinliği 1.5 m lik bir geçitle sağlanmaktadır ve bu nedenle lagünün suyu yarı tuzludur. En derin yeri 20 m'dir. Kuzey-güney doğrultusundaki uzunluğu 10 km, en geniş yeri ise yaklaşık 6 km'dir.

##### **3.1.2 Jeomorfoloji**

İstanbul Küçükçekmece geniş düzlükler halinde engebeli bir alana yayılmıştır. Deniz ve Lagün'ün kıyılarından içerilere doğru yükseltiler ve engebeli bir yapı oluşur. Kuzeydeki tepelerde yükseklik 200 metreyi bulur. Lagüne açılan vadiler oldukça belirgindir. İlçe alanında kalan akarsuların uzunlukları kısa ve su rejimleri, debileri, düzensizdir. Lagüne kırıntılı malzeme girişini sağlayan Nakkaş Dere (Halkalı Dere), Sazlıdere, Eşkinöz Deredir. Yaklaşık 40 km. uzunluğunda olan Sazlıdere, Küçükçekmece Lagünü'ne dökülen en önemli akarsudur. Dursun Köyü'nün güneyindeki küçük su havzalarının sularını toplayarak, güneydoğu yönünde akar. Küçükçekmece Lagünü'nün yakınlarında tabanını genişleterek Lagüne dökülür. 84 km<sup>2</sup> yağış alanına sahip Sazlıdere'nin, ortalama debisi 0.928 m<sup>3</sup>/sn. olup, yıllık



Şekil 3.1 : Çalışılan lagün ve göllerin yer bulduru haritası.



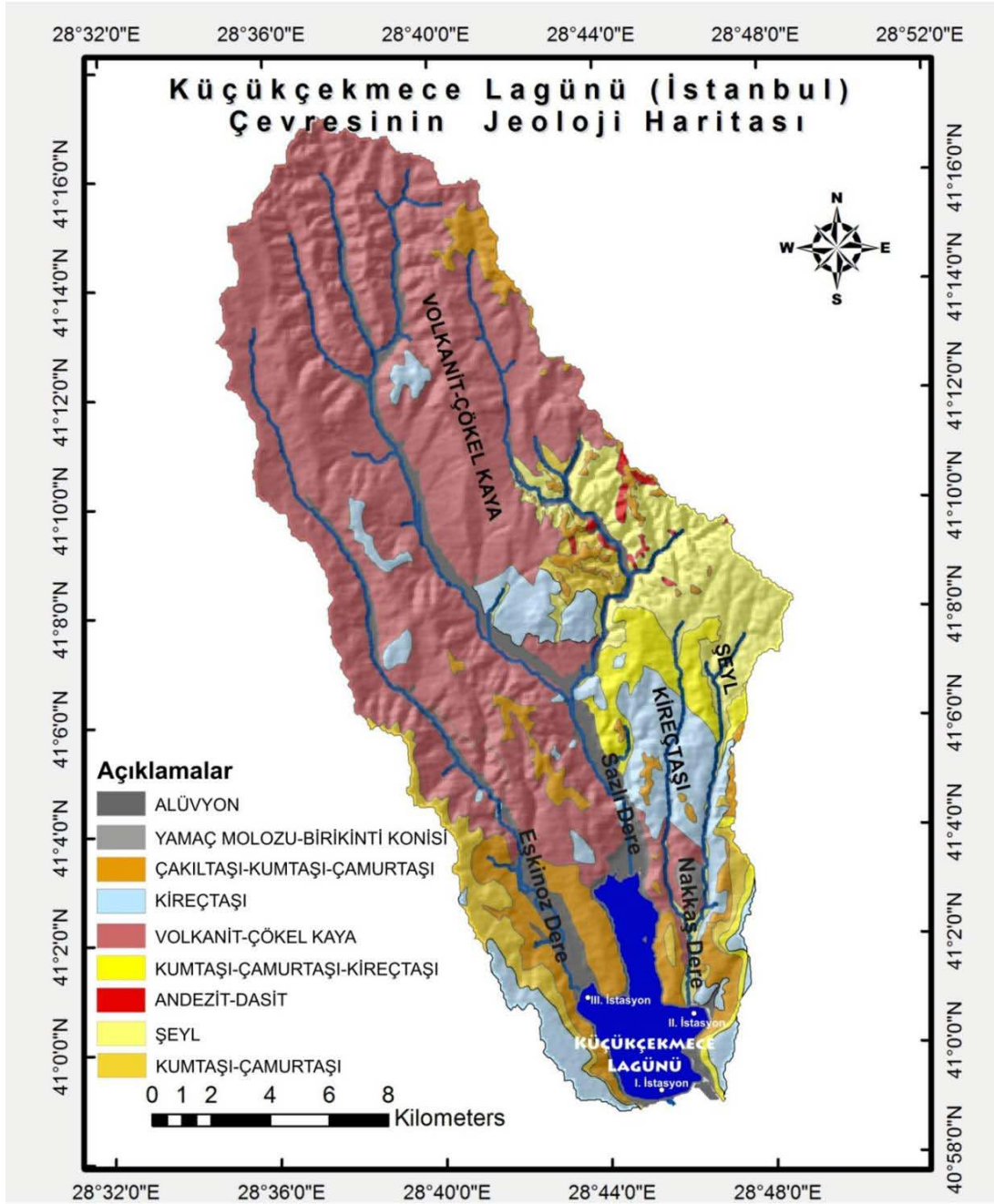
ortalama su hacmi 35 milyon m<sup>3</sup> dolayındadır. Sazlıdere'nin Eski Şamlar Köyü'nü de içine alacak şekilde baraj haline getirilmesi ve su tutması için kapaklarının kapalı olması nedeniyle, Küçükçekmece Lagünü kendini besleyen bu önemli kaynaktan mahrum kalmıştır. Nakkaş Dere, Küçükçekmece Lagünü'ne dökülen ikinci önemli akarsudur. Yaklaşık 43 km<sup>2</sup> yağış alanına sahiptir. Debisi ortalama 0.344 m<sup>3</sup>/sn, yıllık ortalama su hacmi 14 milyon m<sup>3</sup>'dür. Hızlı kentleşme ve sanayileşme nedeniyle yerleşme ve sanayi alanları içinde kalmış olan bu nehirler, bir süre sonra artan nüfus ve sanayileşme nedeniyle kentsel atıkları denize boşaltan derelere dönüşmüştür.

### **3.1.3 Jeoloji**

Küçükçekmece Lagünü çevresinde görülen en yaşlı kayalar Turnesiyen- Vizeniyen (Karbonifer) yaşlı kumtaşı-çamurtaşı, şeyl ardalanmasından oluşan ve Trakya Formasyonunu oluşturan çökel topluluğudur. Şeyllerin üzerinde yer yer görülen Oligosen-Eosen yaşlı volkanitlerle çökel kaya ardaşımı gölün genelde kuzeyinde yayılım gösterir. Bu birimlerin üzerinde Soğucak Formasyonu olarak adlandırılan Orta – Üst Eosen yaşlı genelde krem-bej-beyaz renkli, sert, tabakalanmasız ve yaygın karstik kireçtaşları yer alır. Bu kayalar resifal özellikte olup bolca mercan ve diğer fosilleri içerir. Lagünün kuzey ve kuzey doğusunda maktrali kireçtaşları (Bakırköy Formasyonu) Üst Miyosen yaşlıdır. Lagünü çevreleyen ve çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmalarından oluşan çökel dizisi genelde kum ocaklarında görülür ki bunlar da bol omurgalı (memeli) fosillidir ve Çukurçeşme Formasyonu olarak bilinir (Arınç, 1955). Ayrıca Kuvaterner yaşlı yamaç molozları ve dere boyunca alüvyonal oluşumlar ile çok daha kuzeyde çökeller içindeki Üst Kretase yaşlı volkanik sokulumlar bölgenin diğer litolojik birimleridir (Şekil 3.2).

### **3.1.4 Limnoloji**

Albay ve diğ. (2005)'in Ekim 2000- Haziran 2003 yılları arasında Küçükçekmece Lagünü'nde 3 istasyonda yapılan limnolojik çalışması aşağıda verilmiştir (Çizelge 3.1). I. İstasyon, Marmara Denizi girişinde, II. İstasyon, doğuda Nakkaş Dere'nin döküldüğü yerde, III. İstasyon ise Firüzköy'ün açıklarında Eşkinöz Dere'nin döküldüğü yerdedir.



**Şekil 3.2 :** Küçükçekmece Lagünü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası (MTA 100.000'lik Küçükçekmece Bölgesi Jeoloji Haritası).

Çizelge 3.1 değerlendirildiğinde, lagünün güney batısı kuzeyine oranla daha sığ ve daha sıcak olmasına rağmen yüzey suyu ortalama sıcaklığında farklılık gözlenmemiştir. Suyun yüzey ve derin bölgelerdeki sıcaklığı mevsimlere göre değişiklik göstermektedir. 1994 Nisan ayında 5-15 m arasında metalimnion (6.5-18.5°C) gözlenmiştir.

**Çizelge 3.1:** Ekim 2000-Haziran 2003 yılları arası Mayıs-Kasım ayları arasında Küçükçekmece Lagününden 3 istasyonda alınan fizikokimyasal ölçümler (Albay ve diğ., 2005).

Parametreler	Birim	I. İst. (Mar.D.)		II. İst. (Nak.D.)		III. İst. (Eşk.D.)	
		Ortalama	Min-Maks	Ortalama	Min-Maks	Ortalama	Min-Maks
Sıcaklık	°C	23.3	16.5-27.6	23.6	16.8-28.3	24.5	18.4-28.5
pH		8.2	7.4-9.3	7.96	7.1-8.8	8.22	7.2-9.3
Çözünmüş Oksijen	mg l <sup>-1</sup>	10.2	7.8-15.4	8.6	7-11.4	11.5	7.8-16.4
Secci Disk	cm	72	31-118	65	32-114	77	28-122
Ötrofik Der.	cm	194	84-319	176	86-297	208	76-329
Top. Fosfor	µg l <sup>-1</sup>	774	492-1130	916	5214-1240	753	456-958
Top. Nitrojen	µg l <sup>-1</sup>	5348	1262-9248	6057	3364-8704	5737	2034-7858
TN/TP		7.3	1.7-11.2	6.8	3.8-10	8	4.3-10.9
Tuzluluk	‰	7.81	6.2-8.8	7.1	5.9-8.2	7	5.9-7.8
Klorofil-a	µg l <sup>-1</sup>	79.3	13.3-216	43.1	14.4-116	81.3	16.6-277

Lagündeki su tabakalanması, belli başlı küçük dereler, yeraltı kaynakları ve Güney-Batı rüzgarları etkisiyle Marmara Denizi'nden gelen suyun tuzluluk gradyanı ile ilişkilidir. Çözünmüş oksijen konsantrasyonu yazın ve sonbahar başında daha yüksektir. Derinlik arttıkça çözünmüş oksijen konsantrasyonu azalır (Topçuoğlu ve diğ., 1999). Albay ve diğ. (2005)'in çalışmasında belirtilen 15-16 mg/l gibi çözünmüş oksijen değerleri çok yüksek olduğundan yanlış olma ihtimali olduğunu düşündürmektedir. Marmara Denizi girişinde tuzluluk nispeten biraz daha fazladır. Lagün tuzluluk oranına bağlı olarak oligo-mezohalin göller sınıfına girer. pH değerleri de yaz ve sonbahar başında daha yüksektir. Önceki çalışmalara bakıldığında (Ünlü ve diğ., 1977; Topçuoğlu ve diğ., 1999) pH değerlerinde son 30 yıldır değişiklik olmadığı görülmektedir. Secci Disk değerleri istasyonlar arasında olarak fazla farklılık göstermemekte ve 0.28-1.22 m arasında değişmektedir. Toplam Nitrojen ve Fosfor konsantrasyonları tüm istasyonlarda yüksektir. En yüksek değerler Nakkaş Dere girişindeki istasyonda ölçülmüştür. Nakkaş Dere lagüne dökülen en önemli ve en yüksek nutrient içerikli deredir. Yüksek Fosfor konsantrasyonunun sebebi Lagüne boşalan deterjan, kanalizasyon ve yakın çevredeki tarımda kullanılan gübrelemeden kaynaklanmaktadır (Topçuoğlu, 1999). Ortalama toplam Fosfor 814 mg l<sup>-1</sup>, klorofil-a 68 mg l<sup>-1</sup> konsantrasyonu ve secci disk ortalama değeri 0.71'dir. OECD (1982) kriterlerine göre Küçükçekmece Lagünü trofik kategorisine girmektedir. Lagünün kuzey ve batı kısımları *Phragmites* sp. ve *Typha* sp. (sazlık) ile kaplıdır. 1986 yılında lagünde bulunan balıklar turnabalığı,

yılanbalığı, gri tekir, dil balığı ve tatlı su levreği'dir. Fakat kirlenmeden dolayı balık türleri günümüzde azalmıştır (Topçuoğlu, 1999).

### 3.1.5 Meteoroloji ve iklim

İstanbul İli'nde 1975-2008 arasında yapılan meteorolojik ölçümlere göre en yüksek ortalama sıcaklık temmuz ayında 28.5 °C, en düşük ise şubat ayında 3.2 °C'dir. Ortalama güneşlenme süresi en yüksek temmuz ayında 10.5 saat, en düşük ise aralık ayında 2.2 saat ölçülmüştür. Ortalama yağış miktarı en yüksek aralık ayında 101.3 kg/m<sup>2</sup>, en düşük ise 24.7 kg/m<sup>2</sup> ile temmuz ayındadır. İlde bu tarihler arasında görülen en yüksek sıcaklık 40.2 °C, en düşük ise -8.0 °C olmuştur (Devlet Meteoroloji İşleri, 2010, Çizelge 3.2).

**Çizelge 3.2:** İstanbul ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler.

İSTANBUL	Ocak	Şub.	Mart	Nis.	May.	Haz.	Tem.	Ağu.	Eyl.	Ekim	Kas.	Ara.
Ort. Sıcaklık (°C)	0.6	5.9	7.7	12.1	16.7	21.5	23.8	23.5	20.0	15.6	11.2	8.0
Ort.En Yüksek Sıcaklık (°C)	9.0	9.2	11.6	16.6	21.3	26.2	28.5	28.3	24.9	19.9	14.8	10.7
Ort. En Düşük Sıcaklık (°C)	3.6	3.2	4.6	8.3	12.4	16.8	19.4	19.5	16.0	12.3	8.3	5.4
Ort. Güneşlenme Süre.(saat)	2.3	3.1	4.6	6.0	8.0	9.8	10.5	9.4	7.9	5.2	3.3	2.2
Ort. Yağışlı Gün Sayısı	17.3	14.9	13.0	11.3	7.6	6.4	3.9	5.6	7.0	11.3	13.7	16.9
Ort. Yağış Miktarı (kg/m <sup>2</sup> )	83.9	64.9	58.8	45.3	30.2	25.7	24.7	31.8	35.9	72.4	89.6	101.3
En Yüksek Sıcak. (°C)	18.3	24.0	26.2	32.9	33.0	40.2	39.7	38.8	33.6	34.2	27.2	21.2
En Düşük Sıcaklık(°C)	-7.9	-8.0	-6.9	0.6	3.6	9.0	13.5	12.2	9.2	3.2	-1.0	-3.4

İstanbul ve civarı, Karadeniz kıyısında olması sebebiyle Karadeniz ikliminin, Akdeniz'in Ege ve Marmara Denizleri vasıtasıyla Kuzeye doğru uzanması ve bu civarda güneyli hava akımlarını bloke edecek önemli yükseltilerin olmaması nedeniyle Akdeniz ikliminin görülebildiği ilginç bir konuma sahiptir. İki önemli siklon yörüngesi İstanbul üzerinden geçer (Kindap, 2007). Bunlar Balkanlar üzerinden gelen ve Akdeniz üzerinden gelip Ege ve Marmara Denizleri'nden geçerek Karadeniz'e uzanan yörüngeler olup, her ikisi de İstanbul ve civarında önemli miktarda yağış bırakan siklonlardır (Karaca ve diğ., 2000). İstanbul için ortalama yağış 850 mm civarındadır. Türkiye genelinden 220 mm fazladır. Yağışlar genel olarak güneyden kuzeye ve kıyılardan iç kesimlere doğru gidildikçe artmaktadır. İstanbul'da sıcaklık Marmara kıyılarından Karadeniz kıyılarına ve İstanbul Boğazı'ndan iç kesimlere doğru gidildikçe azalmaktadır. Rüzgar önemli bir

meteorolojik parametre olmakla birlikte karakteristikleri zamanla, konumla ve yükseklikle önemli değişiklikler gösterir. İstanbul'un genel olarak hakim rüzgar yönü Poyraz (Kuzeydoğudan)'dır. Ortalama rüzgar hızı 5m/sn'den büyüktür. Yıllık ortalama bağıl nem %75 civarında, Karadeniz ve İstanbul Boğazı'na doğru artmaktadır. Bağıl nemin yıllık salınımı çok fazla değildir. Kış değerleri yaz mevsimine göre biraz daha yüksektir. Küçükçekmece Lagünü çevresinde ılıman bir hava görülür. Yıllık ortalama sıcaklık 13.9°C, yağış ise 691.4 mm'dir (Altun ve diğ., 2009).

Son 2000 yıl içerisinde İstanbul Boğazı ve/veya Karadeniz'de 28 adet don olayı yaşanmıştır. Yavuz ve diğ.'nin (2010) İstanbul'un tarihi kışları çalışmasında tarihi belgeler göre derledikleri İstanbul Boğazı'nda yaşanan şiddetli kış ve donma olaylarına ait kronolojik sıra aşağıda verilmektedir.

İstanbul Boğazındaki şiddetli kış ve donma olaylarına ait kronolojik sıra;

<u>Yıllar (M.S)</u>	<u>Olaylar</u>
7-17	Üç adet donma olayı
401	İstanbul'da 40 gün boyunca korkunç soğuklar olmuş, Karadeniz'in neredeyse tamamı, Boğaziçi ve Haliç tamamen donmuş ve ilkbahar geldiğinde bir ay boyunca Marmara Denizinde dev buzdağları görülmüştü.
660	İstanbul'da olağanüstü şiddette soğukların egemen olduğu ve çevrenin aylar boyu karlar altında kaldığı kayda geçmiştir.
716	İstanbul'da olağanüstü şiddette bir kış yaşanmış ve aylar boyu kar bütün şehri etkisi altına almıştır.
739	Bizans İmparatoru III.Leon (645-741) zamanında, şiddetli bir kış yaşanmış ve bütün Boğaziçi donmuştur. Halk ve din adamları, bu inanılmaz kışı, ikonaların önünde dua etmeye karşı olan ve sarayın kapısı üzerinden Hz. İsa'nın resmini kaldırtmak isteyen imparatorun, azizlere karşı yaptığı mücadeleye bağlamışlardır.
755	İmparator V. Konstantinos (741-775) döneminde çok kötü koşullar yaratmış olan 3 adet donma olayından ilki meydana gelmişti. Karadeniz'den Marmara'ya dev buz parçaları sürüklenmişti.
763	Karadeniz kıyıları, bütün Haliç, hatta Marmara'nın kuzey kesimi baştan sona buzlarla kaplandı. Karadeniz'deki buzlar çözülürken, kütleler kenetlenince Boğaziçi ve Haliç tıkanı. Dönemin

metinlerinde, insanların ve hayvanların Üsküdar'dan Galata'ya yürüyerek gittikleri yazıyor.

- 800 Karadeniz önemli bir derinliğe kadar donmuştur.
- 963-969 İmparator Nikeferos Focas devrinde (963-969) boğaz donmuştur.
- 993 İmparator II. Basileios devrinde boğazın donduğundan bahsedilmektedir.
- 1011 II. Basileios döneminde ikinci defa Boğaz ve Karadeniz'in donduğu birçok yazıcı tarafından belirtilmektedir.
- 1221 I. Theodoros devrinde Bizans'ta çok şiddetli bir kış vuku bulmuş, Boğaziçi ve Haliç tamamen donmuştur.
- 1232 İstanbul'da çok sert bir kış ve Boğaziçi'nde yeni bir donma olayı vuku bulmuştur.
- 1341-1343 Bütün Avrupa'da yaklaşık 400 yıl boyunca sayısız sert kış hüküm sürmüştü de İstanbul'da sadece 3 yıl olağanüstü soğuk yaşanmıştır.
- 1520-1550 Petrus Gyllius kendi zamanında iki kez sert kış yaşandığını, Kağıthane'den başlayıp Galata'ya kadar olan bölümde deniz yüzeyinin bile donduğunu belirtir. Yazar maalesef donma olaylarının tam tarihlerini vermediğinden yaklaşık 1520-1550 arasında bir zaman dilimi olacağı tahmin edilmektedir.
- 1621 Sultan II. Osman zamanında çok fazla kar yağdığı ve kuru soğuk yaptığı belirtilerek Boğazın donduğu, Galata'dan Üsküdar'a, Üsküdar'dan İstanbul'a insanların yaya olarak gidip geldiği belirtiliyor. Şairler bu nadir olay hakkında şiirler yazmıştır.
- 1669 Boğaz'da donma olayı tekrarlanır. Ama yıllık yazıcıları sadece Boğaz'ın bir kısmının donduğundan ve Boğaz'da yüzen buz parçalarından bahseder.
- 1750 Boğaz donmamasına rağmen İstanbul'u etkileyen sert bir kış yaşanmıştır.
- 1755 Padişah III. Osman zamanında yaşanan soğukta Haliç'in bütün, Boğaz'ın ise önemli bir bölümü ve Marmara kıyıları donunca halk hayrete düştü. Defterdar ile Sütluce iskeleleri arasında halk denizi yürüyerek geçti. Edirne yolu aylarca kapalı kaldı.

- 1779 Padişah I. Abdülhamit devrinde (1774-1789), adı geçen yılın ocak ve şubat ayında Boğaziçi'nin ve Eyüp'le Hasköy arası Haliç'in şiddetli soğuklardan donduğu kaydedilmiştir.
- 1823 Padişah II. Mahmud döneminde Karadeniz havzası ve İstanbul Boğazı çok sert bir kış geçirir. Karadeniz'in kuzeyi kesimi tamamen donar ve Haliç'te donma, Boğaz'da buz kütleleri görülür. Şehrin çeşmeleri de donunca halk susuz kalmış ve büyük sıkıntı yaşanmıştır.
- 1849 İstanbul'da aralıksız 20 gün kar yağdı. Büyükçekmece Gölü ve Haliç dondu. Eyüp-Sütlüce arası buz tuttu.
- 1862 Haliç ve Boğaz'da donma olayı tekrarlanır.
- 1857 Haliç donmuş ve Halıcıoğlu'ndan Eyüp'e araba ile geçmek mümkün olmuştur.
- 1878 Osmanlı-Rus harbi esnasında, şiddetli soğuk neticesinde Boğaz ve Haliç'in kıyıları donmuş, Rumeli'yi kırıp geçiren soğuklar nedeniyle Sultan II. Abdülhamid orduya yardım gönderememiştir.
- 1893 Haliç'in kuzey kesimleri buz tutmuş 9 Aralık'ta başlayan şiddetli soğuklar ve kış mevsimi uzun sürmüştür.
- 1928 Boğaziçi'nde buz parçaları görülmüş, Haliç'in bir kısmı donmuş ve üzerinden arabayla geçilmiştir.
- 1929 Karadeniz'den gelen büyük buz parçalarının Boğaz'dan içeri akın etmesiyle denizin bazı kısımları buz tabakasıyla kaplanmış ve üzerinde dolaşılabilmiştir.
- 1954 İstanbul'da sıcaklık -6 °C'ye kadar düşerek Tuna nehrinden Karadeniz'e oradan da İstanbul Boğazına inen irili ufaklı buz kütleleri, Boğaz'ı ve İstanbul limanını kaplayarak günlerce deniz trafiğini etkilemiş, hatta Rumeli Kavağı arasında yürüyerek karşıdan karşıya geçenler olmuştur. Buz akımı da Mart ayına kadar sürmüştür.
- 1985 Şubat ayı başında başlayan kar yağışı üç hafta devam etmiştir. Ulaşım neredeyse durma noktasına gelmiş, İstanbul'un diğer şehirlerle bağlantısı kesilmiştir.

### 3.1.6 Tarih

Küçükçekmece ve İstanbul çevresindeki en eski yerleşim birimi, günümüzden önce (GÖ) 300.000 yıllık eski Yarımburgaz Mağarası'ndaki yaşam belirtileridir (Özdoğan,

1996). Yapılan arkeolojik çalışmalar sonrasında mağara içindeki dolguların insanların avcı toplayıcı ve göçebe bir yaşam tarzına sahip olduğu kabul edilen Paleolitik Çağ'a kadar gittiği anlaşılmıştır. O dönemde iklim koşulları günümüzdekinden farklıdır. Daha soğuk olan hava koşulları insanların mağaralarda yaşamalarını gerekli kılmıştır. Yarımburgaz Mağarası'nda insanlarla ilgili olarak Paleolitik Çağ kültürlerini yansıtan taş aletlerden bolca bulunurken, yaklaşık 400 bin yıl öncesine ait çevresel durumu yansıtan hayvan kemikleri de bulunmuştur. Mağarada bulunan hayvan kemiklerinin büyük kısmı ayılara aittir (Dinçer, 2008). Roma çağında İtalyan tüccarların *Rhegium* adını verdiği Küçükçekmece, daha sonra Osmanlı devri boyunca batılılar tarafından küçük köprü anlamına gelen *Ponte Pikkalo* ismi ile anılmıştır. Küçükçekmece, GÖ 2200-1800 yılları (M.Ö. II.-MS.II yüzyılları) arasına ait kitabeler ve mezar stellerinden (blok) Roma çağında Küçükçekmece'de genişçe bir yerleşmenin varlığı Lagün çevresinde çeşitli yerlerde bulunan GÖ 2200-1800 (M.Ö.II.-M.S. II. Yüzyılları) tarihleri arasına ait kitabeler ve mezar stellerinden anlaşılmaktadır. Yol yapım ustası olan Romalılar, GÖ 1800 yılında (M.S. II yy) yaptıkları *via egnatia* karayolu ile İstanbul'u Adriyatik ile birleştirmişlerdir. Bugün, Küçükçekmece Lagünü'nün kuzeyinden geçen yol, o çağlarda kıyıların yol geçişine uygun olmadığını göstermektedir (Erel, L., sözlü görüşme, 2009). VI. Yüzyıl yazarlarından Prokopios, İmparator Justinianos' un yaptırdığı eserlerden bahsederken, onun şehrin dışındaki Strongylon denilen yuvarlak bir kaleden itibaren Rhegion'a kadar olan arazinin yağışlarda bataklık haline geldiğini ve yolcuların büyük sıkıntı çektiklerini görerek, burayı iri taş blokları ile kaplatarak daha kullanışlı biçime soktuğunu bildirir. Bu yol Rhegion'a kadar iki arabanın rahatça geçebileceği genişliktedir. Lagün ise denizden ince bir kara parçası ile ayrılmıştır. VI. yüzyılda Myrina'lı Agathias, Rhegion'un İstanbul'un bir limanı, bir demiryeri olduğunu bildirir. İstanbul'un fethinden sonra, 1455'de Sultan II. Mehmet döneminde ıslah edilmiş ve konaklama yerleri yapılmıştır. Rhegion yeniden Osmanlı İmparatorluğunun başkenti İstanbul'u Batıya bağlayan kervan yolunun üzerindeki menzil yerlerinden biri olarak önem kazanmıştır. Bu suretle burada bir Türk kasabası da doğmaya başlamıştır. Ancak, Türk kasabası, eski kalıntıların olduğu tepede değil, bu tepenin batı yamacında ve Lagünün kıyısındaki düzlükte yayılmış, yamacın üst kısımları ise mezarlık olmuştur. Türk devrinde buraya Çekme-i Küçük, sonraları Küçükçekmece denilmiştir. Buradaki küçük terimi göl için değil köprü için geçerlidir. Çünkü Küçükçekmece lagünü alanı bakımından



Büyükçekmece gölünden daha büyüktür. Köprü 1509 depreminde ve **1563** sel felaketinde zarar görmüş ise de onarılmıştır. Ayrıca 1735/36 ve 1861/62 de de tamir görmüştür. Osmanlı devrinde ticaret gemileri Büyükçekmece ve Küçükçekmece önlerinde demirleyip mal boşaltabiliyorlardı. Evliya Çelebi, 1657 yılında Çekme-i Küçük'ü anlatırken, kalesinin çok harap olduğunu, altı yüz haneli, bağların ve bahçelerin bulunduğu bir yer olduğunu belirtir. Ayrıca lagünün sularının da Tuna'dan geldiğinden ve Tuna'ya has morina, mersin ve çika balıklarının varlığından bahseder. 1894'de İstanbul'da büyük zararlara yol açan depremde kasaba harap olmuştur. 1950'den sonra yol yapım çalışmaları hızlanmış; İstanbul'u Avrupa'ya bağlayan Lagünün üstündeki tarihi köprü ağır yükleri taşıyamaz olmuştur. Londra Asfaltı, bugün ise E-5 adlı yol, Cennet Mahallesi'nden demiryoluna kadar, tepeyi yarararak, kasabanın içine girmeden, kanal üzerindeki bir beton köprü ile bağlanmıştır. Zamanla kentin bir parçası olan Küçükçekmece bölgesi, İstanbulun en kaliteli doğal su kaynağı iken 1970'lerden sonra yaşanan plansız yapılaşma ve ihmal edilen yatırımlar nedeniyle kirlenmiş, lagüne akan dereler birer atıksu kanalı haline dönüşmüştür (Eyice, 1978; Esin, 1992).

## **3.2 Yeniçağa Gölü**

### **3.2.1 Coğrafya**

Yeniçağa Gölü Batı Karadeniz Bölgesinde,  $40^{\circ} 47'$  kuzey enlemi ve  $32^{\circ} 02'$  doğu boylamı arasında Bolu ili Yeniçağa ilçesi sınırları sınırları içinde düz yayvan bir ovanın ortasında ötrofik sığ göl kategorisinde bir tatlı su gölüdür (Anonim, 1989, Şekil 3.1). Güneyde Koroğlu Dağı (2400 m), kuzeyde Gökçeler Dağı (1911 m) ile çevrilidir. Deniz seviyesinden yüksekliği 976m'dir (Ertan ve diğ., 1989).Gölün çevresinde Kuzey Anadolu fay kuşağının etkisiyle oluşmuş bir çukurluğun, sonradan alüvyonlarla dolmasıyla oluşmuş küçük bir düzlük şeklinde olan Yeniçağa Ovası bulunmaktadır. Yeniçağa Ovası'nın güneyinde Kocabaş Dağı bulunur. Bu yükselti aynı zamanda Yeniçağa'dan Dörtdivan'a çıkışı sağlar (Şekil 3.3). Kuzeyde Eyli, Göncek ve Ericik Dağı, kuzeydoğusunda ise Arkot Dağı'nın uzantısı vardır. Yeniçağa Ovası, kuzey ve güneydeki yükseltilerin arasında bir düzlük olarak yer alır. Yeniçağa Gölü'nün yüzeyi mevsimlere bağlı olarak büyük değişiklikler göstermekle birlikte genelde 1800 hektardır (Saygı-Başbuğ, 2000). Gölün güney ve batısı geniş çayırlarla kaplıdır. Diğer kıyıları ise tarım alanları ile çevrilidir. Etrafında

yer alan çayırılık alanlar kış aylarında su seviyesinin yükselmesi ile sular altında kalmakta ve göl alanı genişlemektedir (Anonim, 1989). Göl kapalı bir havza durumundayken Çağa Depresyonu sonrasında Mengen Çayı'nın bir kolu olan Çağa Deresi (Aşağıdere) tarafından kuzey kısmı parçalanmış, bu bölgede gölün dışarı akan bir kolu ortaya çıkmıştır (İnandık, 1965). Bu kol üzerinde DSİ bir kanal çalışması yaparak gölü kurutma kapsamına almıştır. Çeşitli kaynaklarda 1990'lı yıllara kadar bu kanaldan bahsedilmekle birlikte; Yeniçağa Belediyesi ve Yeniçağa Su Ürünleri Kooperatifinden elde edilen bilgilere göre bu çalışmanın yapıldığı dönemde DSİ tarafından gölün kurutma kapsamından çıkarıldığı ve göle yaklaşık 400 m mesafede bir set çekilerek bu kanalın kapatıldığı bildirilmiştir. Yeniçağa Gölü doğudan gelen Deliler ve batıdan gelen Kuzuviran dereleri tarafından beslenmektedir. Güneydoğusunda bulunan bir kanal yolu ile Yeniçağa İlçesi'nin kanalizasyonu ve göl etrafında yer alan küçük sanayi kuruluşları, oto tamirhaneleri, benzin istasyonları, mezbaha, tavuk ve matar çiftliklerinin atıkları göle boşaltılmaktadır (Saygı-Başbuğ ve Demirkalp, 2004).

### **3.2.2 Jeomorfoloji**

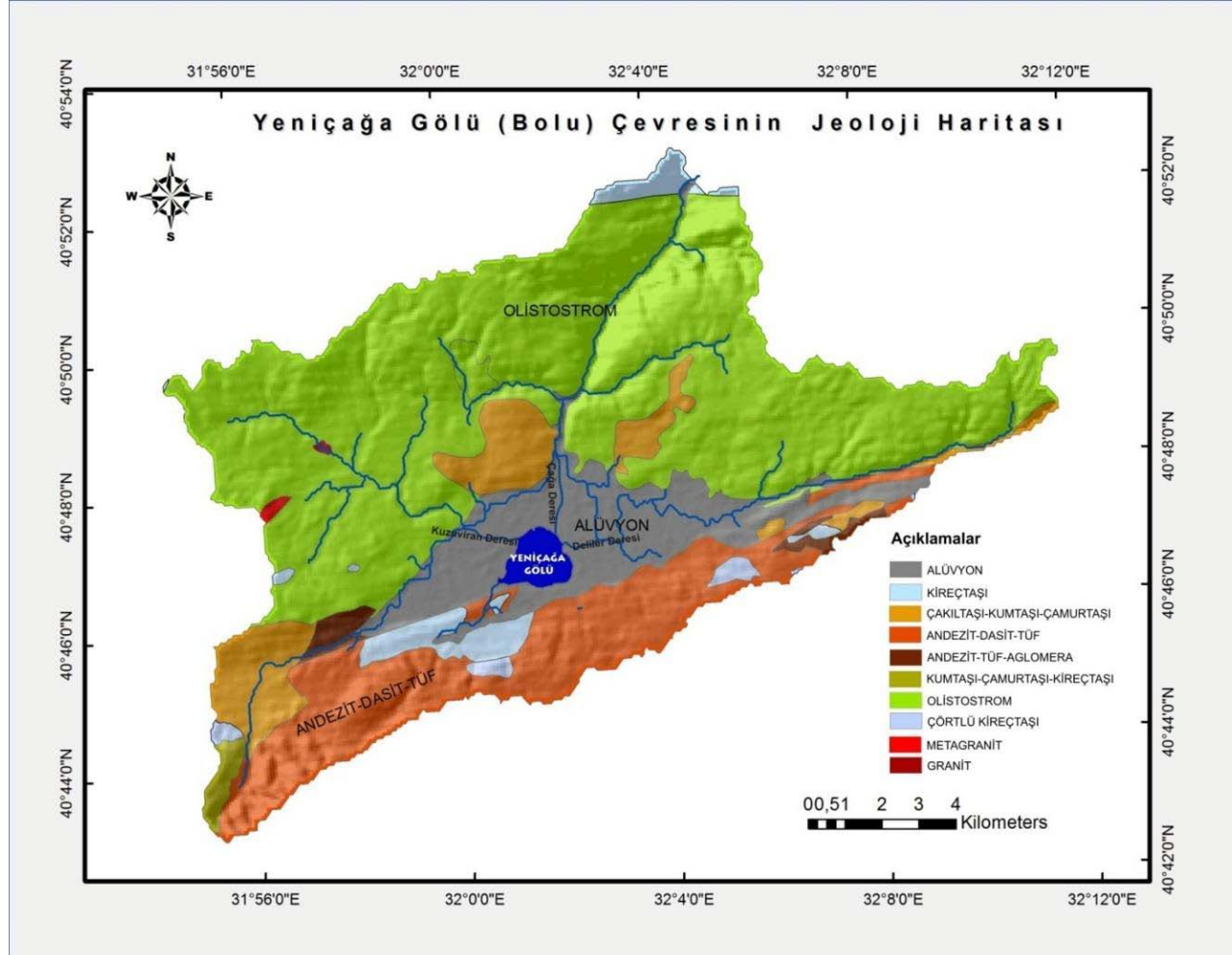
Tektonik bir göl olan Yeniçağa, Bolu Ovası ile Gerede arasında uzunluğu 7 km, en geniş yeri 2.5 km olan küçük bir depresyonun (çöküntünün) orta kısmında yer alır (Şekil 3.1). Bu çöküntü alanının doğu ve batı uçları daralarak vadi şeklini almaktadır. Depresyonun güney kısmı boyunca önemli bir dislokasyon hattı dikkati çeker ve kuzeyinde Mesozoyik yaşlı kayalardan oluşan dağ kütlesi yer alır. Depresyonun, gittikçe daralan batı köşesindeki vadi önceleri dar bir boğaz karakteri göstermesine karşın daha batıya gittikçe eğimi azalarak genişler. Bu kısımda vadi Neojen depolarını kesen satıh içinde 30-40 m kadar gömülmüştür ve tabanı yer yer alüvyon kaplıdır. Eski vadinin diğer kısımları Bolu ve Yeniçağa yönünde son gençleşme evresinde yeni vadiler tarafından yarılarak kısmen tahrip olmuştur. Muhtemelen bu hareketler sonucunda Çağa Depresyonu kapalı havza durumuna geçmiş ve Yeniçağa Gölü depresyon tabanına çevreden gelen suların toplanması ile meydana gelmiştir (Lahn, 1948; Erinç ve diğ., 1962; İnandık, 1965; Saygı-Başbuğ, 2000).

### **3.2.3 Jeoloji**

Bölgenin kuzey kısmı çökel kaya topluluklarından, güney kısmı ise daha çok volkanitlerden oluşmuştur. Bu iki kısmı Kuzey-Anadolu fay hattı ayırmaktadır. Sağ

yanal atımlı olan bu aktif fayın kuzey kısmında kalan çökel kaya sektörü, güneydeki volkanit sektöre göre alçalmıştır. Burada hem yatay hem de dikey dislokasyonlar söz konusudur. Yatay dislokasyonlar günümüzde izlenebilmektedir. Dikey dislokasyonların varlığı ise bölgedeki asılı vadilerden bilinmektedir. Çağa Depresyonunun oluşumu ve gelişimi büyük olasılıkla Kuvaterner başlarında ortaya çıkan epirojenik hareketlerle deforme olmuştur. Güneydeki blokların kuzeye, kuzeydekilerin ise güneye çarpmaları sonucunda doğu-batı yönünde bir çökme ve çukurlaşma meydana gelmiş; bu kısma suların dolması ile şimdikinden 10 m yüksekte olan ve daha geniş bir alanı kaplayan ilk Yeniçağa Gölü'nün oluşumu gerçekleşmiştir. Göl, bugünküne göre kabaca 2.5-3 misli daha büyüktür ve eski gölün kalıntısı olarak varlığını sürdürmektedir (Pekcan, 1993-96). Yeniçağa ve çevresi Batı Pontidler ile Orta Sakarya'nın Kuzey Anadolu Fayı (KAF) boyunca bir araya geldiği bölgede yer alır. Bu bölge Batı Pontid zonu, Armutlu-Almacık-Arkotdağı zonu ve Sakarya zonu olarak üç bölgeye ayrılır. Yeniçağa Gölü ve çevresindeki granit ve metagranitin görüldüğü bölge (Yedigöller Formasyonu) Batı pontid zonunda, granit, gabro, amfibolit, serpantin, volkanik ve metamorfik kaya bloklarının (Abant Formasyonu) ve kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşının görüldüğü bölge (Kışlaköy Formasyonu) Armutlu-Almacık-Arkotdağı zonunda, Deveören volkaniti, çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı aralanmaları ile (Örencik Formasyonu), eski alüvyon ve güncel alüvyon ise Sakarya zonundadır (Bulut, 2009, Şekil 3.3).

Bölgede görülen en yaşlı birim Prekambriyen'de oluşmuş olan metagranit ve granittir (Yedigöller Formasyonu). Bunun üzerine Alt Kretase yaşlı beyaz krem, pembemsi renkli, porselenimsi görünümlü çörtlü, kil ara katmanlı, yarı pelajik kireçtaşlarından oluşan istif gelir (Soğukçam Formasyonu) . Üst Kretase- Alt Eosen yaşlı olistostrom göl çevresinde en sık görülen birimdir. Bu birim çeşitli köken ve yaşta bloklar içeren türbiditik çökeller, moloz akma çökelleri, pelajik çamurtaşı, mikrit ve marnlardan oluşur. Bu çökellerde akma ve kayma yapılarının yanı sıra granit, gabro, amfibolit, serpantin, volkanik ve metamorfik kaya blokları da gözlenir (Abant Formasyonu). Kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşından oluşan bölge Orta-Üst Paleosen yaşlıdır (Kışlaköy Formasyonu). Andezit, dasit, tuf ve aglomera görülen bölge Alt Miyosen-Orta Miyosen yaşlıdır ve Deveören Volkanit'i olarak adlandırılmıştır.



**Şekil 3.3 :** Yeniça Gölü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası (MTA 100.000’lik Yeniçağa Bölgesi Jeoloji Haritası).

Gri, siyah, yeşil, kahverengi genelde levhamsı akmalı, yer yer masif görünümlü kriptokristalen dokulu olan lavlar, hamurlarında bol cam içermekte ve kimyasal analizlerine göre de dasidik bir volkanizma karakterindedir. Pliyosen yaşlı kırmızı, sarımsı kırmızı, kahve renkli çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ardalanması çalışma alanın güney batısında gözlenir. Birim genelde çok az tutturulmuş olup, orta – kalın tabakalanma gösterir. Yer yer tabakalanması belirsizdir. Çakıltaları, aşınmalı tabanlı, kötü boylanmalı olup çakıllar yuvarlak – az yuvarlaktır (Örencik Formasyonu). Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları sarımsı, boz, kırmızımsı renklerde ve orta – kalın tabakalıdır (Yörük Üyesi). Kuvaterner yaşlı alüvyon ise genel olarak tüm göl çevresinde ve nehirler boyunca gözlenmektedir (Sevin ve Aksay, 2002; Bulut, 2009).

### **3.2.4 Limnoloji**

Saygı-Başbuğ (2000) çalışmasında 1997 Ekim ve 1999 Ağustos dönemleri arasında göl suyunun fizikokimyasal ve biyolojik verileri aylara göre tespit edilmiş ve ortalamaları aşağıda verilmiştir (Çizelge 3.3). Ölçümler toplam 5 istasyonda 1 metre aralıklarla yapılmıştır. Yeniçağa Gölü sığ sucul bir ekosistemdir. Ortalama derinlik mevsimlere bağlı olarak 2-5 m arasında değişmektedir. Küçük yüzey alanına sahip, derinliği fazla olmayan bir göl olduğundan ve rüzgarın etkisiyle sürekli karışımın olması gölde dikey ve yatay yönde tabakalaşmayı engellemektedir. Polimiktik bir göldür. Su sıcaklığında mevsimsel olarak farklılıklar görülmesine karşın, yüzeyden tabana doğru sıcaklık farklılığının bulunmadığı ve sıcaklığa bağlı olarak gölde bir tabakalaşma bulunmaz (Saygı-Başbuğ, 2000). Göldeki oksijen konsantrasyonunda meydana gelen değişimler sıcaklıkla ve ekosistemdeki canlıların biyolojik aktivitesiyle yakından ilişkilidir. En yüksek pH değeri Nisan ayında yüzeyde 11.16, en düşük ise Ağustosta 2 m derinlikte 7.17'dir. Gölün pH'ı 8-10 arasında değişim göstermektedir. Dikey yönde pH değerleri yüzeyde tabana göre biraz daha yüksektir. pH yönünden göl alkali karakterlidir. Dikey yönde EC değerleri tabana göre daha yüksektir. Secci disk görünürlüğü 0.32-3.25 m arasında değişmektedir. Buna göre fitoplankton patlamasının gerçekleştiği dönemlerde ışık geçirgenliği azalmakta, göldeki fiziksel koşulların, rüzgar, güneş ışığı şiddeti ve havanın bulutluluk durumuna göre ışık geçirgenliği değişmektedir.

**Çizelge 3.3:** Yeniçağa Gölü fizikokimyasal ve biyolojik özellikleri.

Parametreler	En Düşük	En Yüksek
Yüzey Su Sıcaklığı (°C)	3.1	26.0
Taban Su Sıcaklığı (°C)	3.2	26.0
Yüzeyde Ç. Oksijen (mg l <sup>-1</sup> )	3.4	10.7
Tabanda Ç. Oksijen (mg l <sup>-1</sup> )	1.4	10.0
pH	7.17	11.16
EC (µS cm <sup>-1</sup> )	345.0	542.0
Secci Disk (m)	0.32	3.25
Bikarbonat (mg l <sup>-1</sup> )	92.0	354.0
Amonyak (mg l <sup>-1</sup> )	0.03	2.0
Nitrit (mg l <sup>-1</sup> )	0.046	10.6
Nitrat (mg l <sup>-1</sup> )	0.005	0.897
Ortofosfat (mg l <sup>-1</sup> )	0.01	1.95
Sülfat (mg l <sup>-1</sup> )	15.7	35.4
Cl (mg l <sup>-1</sup> )	12.4	39.7
Ca (mg l <sup>-1</sup> )	18.4	124.3
Mg (mg l <sup>-1</sup> )	4.8	53.4
Klorofil-a (mg l <sup>-1</sup> )	1.9	242.9
Birincil Üretim (mgC/m <sup>3</sup> /saat)	0.91	242.9

Sadece 1998 Eylül ve 1999 Ağustos ayları arasında alkalinite tespit edilmiştir. Mart ve temmuz ayları dışında yalnız bikarbonat alkalinitesine, diğer aylarda ise bikarbonat alkalinitesinin yanında karbonat alkalinitesine de rastlanmaktadır. Karbonat alkalinitesinin en yüksek değeri 27 mg/l, en düşük ise 9 mg/l'dir. Amonyak konsantrasyonu mevsimsel olarak değişim göstermemektedir. Konsantrasyon yüzeyde, tabana göre, biraz daha yüksek olduğu bulunmuştur. Amonyak konsantrasyonu en yüksek Ağustos 1999'da yüzey suyunda 2 mg/l, en düşük Haziran 1998'de 2 m derinlikte 0.03 mg/l olduğu gözlenmiştir. Nitrat konsantrasyonu ise en yüksek 10,6 mg/l, en düşük 0.046 mg/l olarak tespit edilmiştir. Nitrit ise en düşük 0.005 mg/l, en yüksek ise 0.897 mg/l olarak ölçülmüştür. Gölde yapılan ölçümlerde ortofosfat en yüksek 1.95 mg/l, en düşük ise 0.01 mg/l olduğu bulunmuştur. Sülfat konsantrasyonu mevsimsel olarak değişmektedir. Yüzeyde daha fazla bulunmaktadır. En yüksek değer yüzeyde 35.4 mg/l ve en düşük değer ise 4m'de 15.7 mg/l dir. Klorür ise yüzeyde biraz daha fazladır. En yüksek konsantrasyonu 39.7 mg/l, en düşük ise 12.4 mg/l'dir. Kalsiyum magnezyumdan yüksektir. Kalsiyum konsantrasyonu 18.4-124.3 mg/l arasında, magnezyum konsantrasyonu ise 4.8-53.4 mg/l arasında bulunmaktadır.

Klorofil a konsantrasyonu genel olarak 1.9-242.9 mg/l arasındadır. Yüzeyde daha fazla bulunan klorofil a, fitoplankton patlaması olduğu dönemlerde 12.9-242.9 mg/l aralığındadır. Klorofil a'nın yüksek olduğu dönemlerde birincil üretim de artmaktadır. Birincil üretim 0.91-455.6 mgC/m<sup>3</sup>/saat aralığındadır. Gölün ortalama günlük üretimi en yüksek 4011.13 mgC/m<sup>2</sup>/gün, en düşük ise 119.96 mgC/m<sup>2</sup>/gün'. Genel ortalama ise 1354.4 mgC/m<sup>2</sup>/gün'dür.

### 3.2.5 Fauna ve flora

Yeniçağa Gölü Boğazlar (İstanbul ve Çanakkale) üzerinden gelen kuşların göç yolu üzerinde bulunması, göl çevresinin önemli turba yatağı olması ve gölde balıkçılık yapılması nedeniyle göl önemli bir sucul ekosistem haline gelmiştir (Saygı-Başbuğ, 2000). Göl ve çevresinde 183 kuş türü tespit edilmiştir. Kuluçkaya yatan türler arasında *Ardea purpurea* (Erguvani Balıkçıl), *Tadorna ferruginea* (Angıt) *Gallimula chloropus* (Saz tavuğu), *Grus grus* (Turna), *Fulicia atra* (Sakarmeke), kışlayan ve konaklayan türler arasında ise *Botaurus stellaris* (Balaban), *Nyticorax nycticorax* (Gece Balıkçılı), *Ardeola rallioides* (Alaca Balıkçıl) bulunmaktadır (Saygı-Başbuğ, 2000; Ertan ve diğ., 1989).

Gölde avlanan ekonomik değeri olan balık türleri arasında *Cyprinus carpio* (Sazan), *Leuciscus cephalus* (Tatlısu Kefali), *Tinca tinca* (Kadife) ve *Carassius carassius* (Havuz Balığı) bulunmaktadır (Saygı-Başbuğ, 2000).

Gölün çevresinde tarım ve hayvancılık faaliyetleri yaygındır. Etrafi önemli bir turba yatağıdır. Çevre tarım arazilerinde özellikle şekerpancarı ve patates üretimi yapılmaktadır. Azotlu ve fosforlu gübre kullanımı yaygındır. Eklembacaklılardan zooplankton Cladocera takımına ait *Ceriodaphnia dubia*, *Daphnia pulex*, *daphnia longispina*, *Daphnia magna*, *Diaphanosoma brachyurum*, *Pleuroxus trigonellus*, *Alona quadrangularis*, *Leydigia leydigia*; Copepoda takımına ait *Acanthodiaptomus denticornus*, *Macrocylops albidus*, *Metacyclops gracilis*, *Eucyclops serralatus*, *Cyclops strenus*, *Acanthocyclops* sp., *Arctodiaptomus pectenicornis*, *Canthocampus stafalinus*, Rotifera takımına ait *Keratella* sp., *Filina* sp., *Asplanchna* sp., *Polyarthra* sp., *Synchaeta* sp., *Notholca* sp. türleri bulunmaktadır. Gölde yaşayan zooplanktonik organizmaların %75.6'sı Rotifera, %12.43'ü Copepoda ve % 11.97'si

Cladocera'dır. Cladocera'nın %47'si *Daphnia pulex* türünden meydana gelmektedir (Saygı-Başbuğ, 2000).

Yaklaşık 4500 yıl önce *Quercus* spp. (Meşe) ve *Pinus nigra* (Siyah Çam), daha yüksek kesimlerde kayın-gökmar, orman üst sınırında da *Pinus sylvestris* (Sarı Çam) in egemen olduğu ormanlar bulunmaktaydı. Bölgede en çok zarar gören gökmar olmuş ve bölge ormansızlaşmıştır. Buna karşılık meşe ve ardıç daha fazla varlıklarını koruyabilmiştir. Tahıl ürünleri tarımının nispeten yüksek olduğu Cerealia tipi polenlerden, hayvan otlatmacılığı ise *Plantago lanceolata* tipi polenlerin varlığından anlaşılmaktadır (Sütçü, 2008).

### 3.2.6 Meteoroloji ve iklim

Bolu ilinde 1975-2008 arasında yapılan meteorolojik ölçümlere göre ortalama en yüksek sıcaklık 27.2 °C, en düşük ise -2.9°C'dir. Ortalama güneşlenme süresi en yüksek temmuz ayında 9.0 saat, en düşük ise aralık ayında 1.9 saat ölçülmüştür. Ortalama yağış miktarı en yüksek mayıs ayında 60.3 kg/m<sup>2</sup>, en düşük ise 25.5 kg/m<sup>2</sup> ile eylül ayındadır. İlde bu tarihler arasında görülen en yüksek sıcaklık 39.3 °C, en düşük ise -22.6 °C olmuştur (Devlet Meteoroloji İşleri, 2010, Çizelge 3.4).

**Çizelge 3.4 :** Bolu ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler.

BOLU	Ocak	Şub.	Mart	Nis.	May.	Haz.	Tem.	Ağu.	Eyl.	Ekim	Kas.	Ara.
Ort. Sıcaklık (°C)	1.0	1.9	4.9	9.8	13.9	17.3	19.7	19.6	16.0	11.7	6.5	2.8
Ort.En Yüksek Sıcaklık (°C)	5.5	7.1	11.2	16.7	21.2	24.5	27.2	27.4	24.2	19.0	12.6	7.2
Ort. En Düşük Sıcaklık (°C)	-2.9	-2.5	-0.3	4.1	7.7	10.5	13.0	13.0	9.7	6.3	1.9	-0.9
Ort. Güneşlenme Süre.(saat)	2.1	2.9	4.2	5.3	7.0	8.6	9.0	8.5	7.0	4.8	3.2	1.9
Ort. Yağışlı Gün Sayısı	14.9	14.4	14.3	14.0	13.7	11.5	7.1	6.8	7.2	10.2	12.6	16.0
Ort. Yağış Miktarı (kg/m <sup>2</sup> )	58.3	42.8	47.5	49.6	60.3	47.1	31.9	26.7	25.5	44.1	49.3	60.1
En Yüksek Sıcak. (°C)	19.8	20.8	28.0	31.8	32.3	37.0	39.3	38.7	37.3	34.0	25.8	20.1
En Düşük Sıcaklık(°C)	-18.8	-22.0	-17.8	-10.0	-2.1	2.4	4.4	4.2	0.4	-4.2	-12.8	-22.6

Yeniçağa ve çevresi Batı Karadeniz Bölgesinde bulunmasına rağmen tipik karasal iklim özellikler sunar. Ancak mevsimsel sıcaklık farklılıkları karasal iklimdeki kadar keskin değildir. Kışlar soğuk ve yağışlı, yazları ılıktır. Her mevsim yağış beklenir. En fazla yağış ocak ayında, en az ise ağustos ayındadır. Ortalama yıllık yağış toplamı 536.4 mm'dir. Ortalama aylık hava sıcaklığı 0.3-19.4 °C arasında değişim gösterir



(Anonim, 1998). Yıllık ortalama sıcaklık 9.6°C'dir. Kar yağışlı günler ortalaması 25.9, don olan günlerin ortalaması ise 98 gündür (Saygı-Başbuğ, 2000).

### 3.2.7 Tarih

İlçenin tarihçesi, ilçe merkezine 7 km. uzaklıkta bulunan ve şu anda ilçeye bağlı bir köy olan Eskiçağa'ya dayanmaktadır. Bu köy 700 yıl önce "Çağa" ismiyle Zonguldak yolu üzerinde iki tepe arasında kurulmuştur. 1402 Ankara Savaşı sırasında Yıldırım Beyazıt, Çağa köyünde bir süre kalmış ve bu süre içinde bir hamam, çamaşırhane ve bir camii inşa ettirmiştir. 35. Osmanlı padişahı V.Mehmet Reşad'ın döneminde (1909-1918) Çağa'da büyük bir yangın meydana gelmiş (1909) ve kasabanın büyük kısmı yanmıştır. V.Mehmet Reşad'ın yardımları ile yerleşim bugünkü yerine taşınmıştır. Sultan Reşad'ın yardımlarından dolayı yeni yerleşim yerine Reşadiye ismi verilmiş ve 1934 yılına kadar bu isim kullanılmıştır. 1934 yılında Mustafa Kemal Atatürk Reşadiye'yi ziyaret etmesinden sonra yeni ismi Yeniçağa olmuştur. 1934 yılında nahiye olan Yeniçağa'da 1962 yılında belediye kurulmuş 20 Mayıs 1990 tarihinde ilçe olmuştur (Keleş, 2007).

## 3.3 Uludağ Buzul Gölleri

### 3.3.1 Coğrafya

Mitolojide Uludağ "*Bithynian Olympos*", Osmanlı döneminde "*Keşiş Dağı*" olarak bilinir (Uludağ, 1936). 1925 yılında ise "*Uludağ*" ismini 1925 yılında ilk defa zirveye çıkan Osman Şevki Uludağ'ın önerisi ile almıştır (Ketin, 1947). Uludağ 39° 45' - 40° 10' kuzey enlemleri ve 28° 58' - 29° 38' doğu boylamları arasında, Bursa ilinin güneydoğusunda yer alır. Dik eğimlerle yüksekliği zirvede 2543 metreye kadar ulaşır. Türkiye'nin sert, temel kütlelerini oluşturan ve Alp orojenik hareketleri ile yükselmiş olan başlıca masiflerinden biridir. Uludağ'ın doğal sınırlarını; batı ve güneyde Nilüfer Çayı, kuzey ve doğuda Bursa şehri ile İnegöl ilçeleri oluşturur. Uludağ, tek bir yükselti şeklinde olmayıp, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda bir dağ sırası şeklindedir. Yaklaşık 40 km uzunluğunda ve 20 km genişliğindedir. Yaklaşık yüzölçümü 800 km<sup>2</sup>'dir. Yüksekliği ve genişliği ile Marmara Bölgesi ve Batı Anadolu'nun en yüksek dağlık bögesidir. Uluğdağ'da farklı seviyelerde, aralarında topoğrafik farklılıklar bulunan, üç bölge yer alır. 2200 m'den yukarıda,

batı ve doğu (Karatepe) zirvenin bulunduğu yüksek kısma Zirveler Bölgesi adı verilir. En yüksek noktası Uludağtepe'dir (2.543 m). Uludağtepe altında kalan bölgede, 2550 m yükseklikteki Uludağ zirvesinin kuzey doğusunda, son buzul döneminden kalma 3 vadinin kaynak tarafından buzul aşındırması sonucu oluşmuş, 3 adet sirkine içine yerleşmiş 9 tane göl bulunmaktadır. Bu göllerin en önemlileri 2310 m'de "Aynalı", 2270 m'de "Karagöl", 2330 m'de "Kilimli" ve "Buzlu Göl"dür. Buzlu gölden çıkan su, Kilimligöl'e akar. İkinci kısım 2200-1750 m arasında yayılmış olan yaylalar bölgesidir. Bu yüksek yüzeyler sahası, batıda Karabelen'den başlar, doğuda Aksu vadisine kadar devam eder. Batıdan doğuya doğru; Kirazlı, Kırkpınar, Koğukdere-Kapıdere ve Büyükdere yaylalarını içerir. Üçüncü ve aşağı kısım Kenar bölgesidir. Burası 1750-150 m kadar dik yamaçlı ve sarp vadilerle kesilmiş etek bölgesidir (Erinç, 1949). Etrafındaki çöküntü sahalarının çevresinde yükselen Uludağ'da tabakalar arasında yer yer maden cevherlerine rastlanmaktadır. Türkiye'nin önemli volfram yatakları buradadır.

### 3.3.2 Jeomorfoloji

Uludağ, Marmara Denizinin 35-40 km güneydoğusunda ve Bursa Ovası'nın güney kenarında sarp yamaçlarla aniden yükselerek büyük bir duvar oluşturur (Şekil 3.1). Uludağ'ın jeolojik ana yapısı Paleozoyikte (Siluriyen ve Orta Devoniyen) ile Mesozoik ve Tersiyer (Kretase-Eosen) devirlerinde gerçekleşmiştir.

Dağın morfolojisi A. Philipson, W. Peck, E. Chaput ve A.Ardel tarafından detaylı incelenmiştir. Morfolojinin jeolojik yapı ile yakın ilişkisi vardır. Topoğrafya şekillerinin, örneğin zirveler bölgesinin karstik topoğrafyası, yaylalar bölgesinin granit topoğrafyası gibi, basamaklı sıralanışları kayaçların fiziksel nitelikleri ile ilişkilidir. Sürekli ilerleyen erozyon en üstte bulunan mermerler etkisiyle yavaşlamaktadır. Bugünkü yamaç eğimi ortalama 20° ile kuzeye doğrudur (Şengör ve Cin, 1988). Çepel (1978)'e göre, Uludağ kitlesinin jeolojik temeli dikey yönde az çok bir zonlaşma gösterir. Bursa'nın kısmen üzerine kurulduğu Uludağ'ın eteklerinde Kuvaterner yaşlı traverten, Neojen yaşlı marn ve kumtaşları görülür. Bu bölgeden (100-150 m) başlayarak 500-600 metre yüksekliğe kadar dolomitik kalker, kireçtaşları, mermer, şisti kumtaşları, kireçli fillitler egemendir. Bu alanlarda yer yer riyolit ve liparit tüfleri de bulunmaktadır. Yüksekliğin 500-600 metreyi geçmesi ile metamorfik seri (gnays, mikaşist, kil şisti, fillit, mermer ve şisti kumtaşı) başlar ve

1300 m'ye kadar devam eder. Bu yükseklikten sonra granit plütönu dikkati çeker. Kirazlıyayla, Sarıalan ve Zirve arasında (1500-2300 metre) granit geniş alanları kaplar. Toprak aşınması, orman tahribi ve blok akımları sonucu yüzeye çıkan granit blokları yuvarlak sırtlar şeklinde ilginç görünüm sergilemektedir (Özütürk, 2009). Granitin yayılış alanı zirve yakınlarında, yaklaşık 2300 metre yükseklikte sona ermektedir. Yerini kontakt metamorfizma zonuna bırakır. Denizden 2200-2543 metre yükseklikteki bu zonun karakteristiklerinden biri de karst oluşumudur (Çepel, 1978; Özütürk, 2009).

Uludağ Milli Parkı Özel Amenajman Planı (1994)'na göre, Uludağ Milli Parkı içerisinde rastlanan başlıca jeomorfolojik oluşumlar ise şunlardır;

Aşınım Yüzeyleri: 3 farklı seviyede aşınım yüzeyi tespit edilmiştir. Bunlardan ilki, Göller Bölgesi'nin üzerinde yer alan, ortalama yüksekliği 2300-2400 metre olan ve yer yer bir sırt şeklinde uzanan aşınım yüzeyidir. "Rasatdüzü" olarak bilinen bu alan, muhtemelen en yaşlı aşınım yüzeyi olup Oligosen yaşlıdır. Neojen'de meydana gelen aşınım yüzeyleri "Yüksek aşınım yüzeyi" (1600-2000 metre) ve "Alçak aşınım yüzeyi" (900-1000 metre) olmak üzere iki kısımda incelenmektedir.

Sirk (Buzul) Gölleri: Pleyistosen'de buzulların Uludağ'ın yüksek kesimlerinde gelişmesi ve buzul aşınması sonucu oluşan teknelerin sularla dolması ile buzul gölleri oluşmuştur.

Moren: Buzullar tarafından taşınan malzemenin buzulların gücünün azaldığı veya ortadan kalktığı yerde birikmesi ile oluşan buzul çakılı, bloğu yığınlarıdır ve 2200 metrenin üzerindeki yerlerde rastlanmaktadır. Moren sekansına göre yapılan çalışmalarda batı morenleri Erinç (1949)'da belirttiği gibi Küçük Buz Çağı'na ait değil, erken veya orta Wisconsin- Wisconsin sonrası dönem (10-30 ky) arasında oluşmuştur. Kilimli gölünün bulunduğu sırttan alınan üç tane resesyonel moren örneklerinin yüzey ışıma yaşları,  $15.8 \pm 1.4$  ky,  $13.9 \pm 1.1$  ky ve  $15.4 \pm 1.2$  ky olarak bulunmuştur (Zahno ve diğ., 2010).

Solüfliksiyon: Periglasiyal (buzul çevresi) koşulların hüküm sürdüğü kesimlerde donma-çözülme sonucu meydana gelen toprak akımlarının oluşturduğu şekillerdir. Uludağ Milli Parkı içerisinde özellikle Rasatdüzü'ne yakın alanlarda gözlenmektedir.

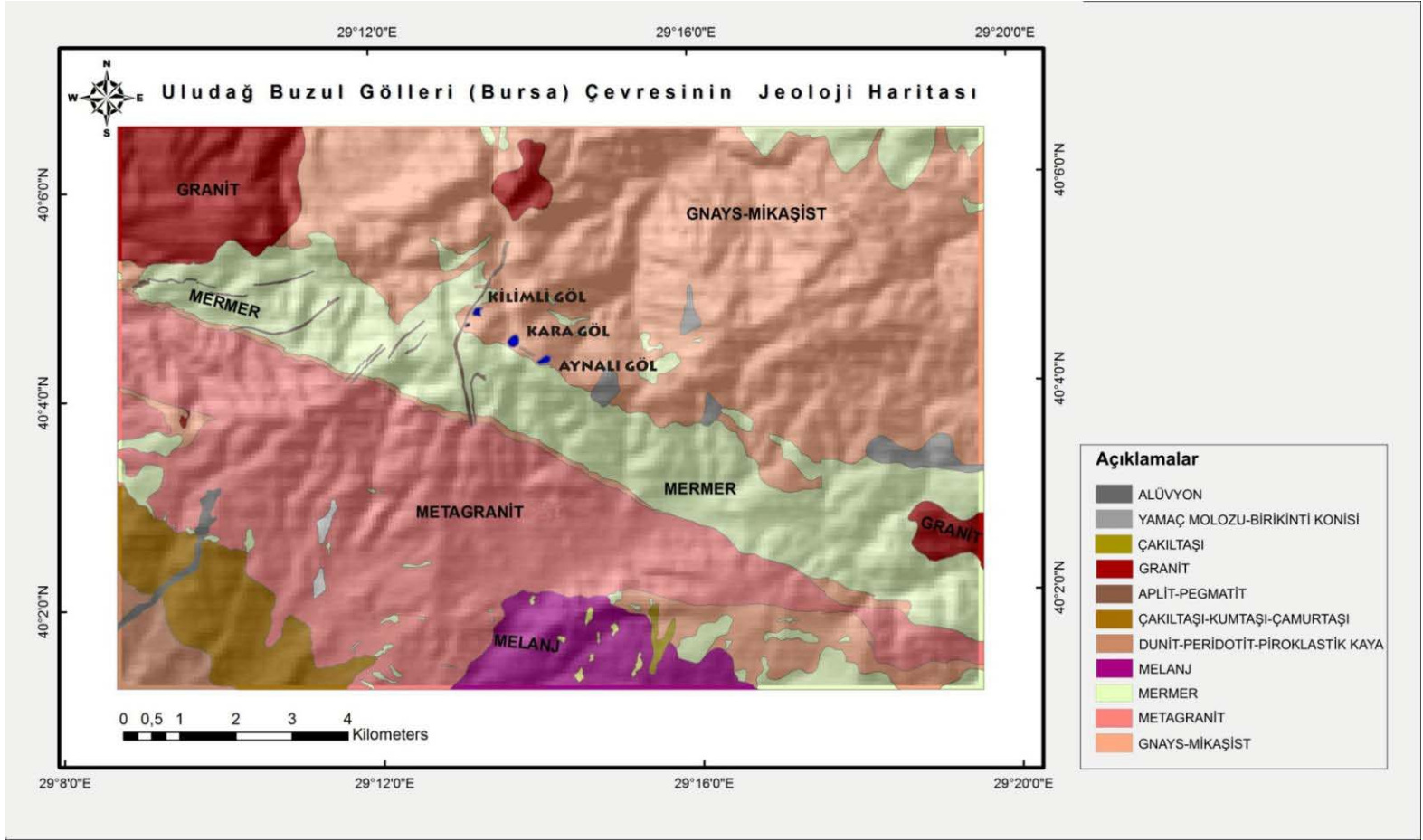
Dolin: Karstik erime şekillerinden biri olan dolinlere milli park içerisinde 2200- 2300 metrelerde kalkerli alanlarda rastlanmaktadır.

### 3.3.3 Jeoloji

Çalışma alanı civarında görülen başlıca jeolojik birlikler, Paleozoyik yaşlı Uludağ Grubu içinde Uludağ Masifi, Neojen yaşlı kumtaşı, siltaşı, konglomera, tuf ve Kuvaterner yaşlı moren, yamaç molozu ve alüvyondur (Şekil 3.4., Okay ve diğ., 2008). Yüksek metamorfizma geçirmiş Paleozoyik yaşlı metagranit ve gnays-mikaşist (Uludağ Metamorfitleri) bölgede en çok görülen kayaçlardır. Yine Paleozoyik yaşlı, Uludağ'ın zirveler bölgesini oluşturan mermerler bu metamorfitler üzerinde yer alır. Mermerler, erozyona karşı dayanıklı oldukları için zirveler bölgesi ile dağın güney kesimleri arasında dik bir topoğrafya görülür. Kalsitik ve dolomitik olan bu mermerler Rasatdüzü Mermerleri olarak adlandırılmıştır (Daşkın, 2008). Metagranitin üstünde, dağın güney yamacında Üst Kretase yaşlı melanaj, Karagöl ve Aynalı Göl arasında ve bölgenin güney batısında yine metagranitin üzerinde dunit-peridotit-piroklastik ardalanması bulunmaktadır. Bunun üzerine çakıltası-kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan Pliyosen yaşlı birim gelir. Paleosen yaşlı aplit-pegmatit kayaçları, metagranit, mermer, gnays-şist kayalarını keserek Kilimli Göl'ün kuzeybatısından bir hat olarak geçer. Bölgede yoğun olarak gözlenen diğer bir kayaç Paleosen yaşlı granittir. Göllerin kuzey, kuzey batı ve güney doğusunda görülür. Tüm bu birimlerin üzerinde Kuvaterner yaşlı çakıltası, moren, yamaç molozu ve alüvyonlar görülür (Erinç, 1949).

### 3.3.4 Limnoloji

Uludağ Buzul göllerinde yapılmış tek çalışma Ustaoglu ve diğ. (2008)'in faunal çalışmasıdır. Buna göre 2003 yılında, göllerin yüzey suyu sıcaklığı Temmuz ayında 4.8-14.5 °C arasında, Ağustosta ise 15.7-23 °C olduğu saptanmıştır. pH değerleri ise Temmuz'da 8.02-9.1 Ağustos'ta ise 8.47-9.82 arasında değiştiği bulunmuştur. Çözünmüş oksijen değerleri incelendiğinde, Temmuz ayında 5.8-7.2 mg<sup>l</sup>⁻¹, Ağustos'ta ise 5.30-8.0 mg<sup>l</sup>⁻¹ arasında olduğu tespit edilmiştir. Elektriksel iletkenlik değerlerinin Temmuz'da 70-96 µS<sub>25°C</sub> arasında, Ağustos ayında ise 84-102 µS<sub>25°C</sub> arasında olduğu saptanmıştır.



**Şekil 3.4 :** Uludağ Buzul Gölleri çevresinin jeoloji haritası (MTA 100.000'lik Uludağ Zirve Bölgesi Jeoloji Haritası).

**Çizelge 3.5 : 2007 Ağustos, Buzul Göllerinin yüzey suyu analiz sonuçları.**

Göl	pH	EC	Alkalinite (mmol/l)	Asidite (mmol/l)	Cl (mg/l)	Sertlik (Fr <sup>o</sup> )
<b>Karagöl</b>	9.8	0.08	1.5	0	3.45	4.6
<b>Aynalı G.</b>	7.9	0.13	2.6	0.9	4.18	6.6
<b>Heybeli G.</b>	8.3	0.28	3.1	0.7	6.36	14
<b>Kilimli G.</b>	9.9	0.08	1.6	0	3.27	3.4
<b>Buzlu Göl</b>	6.9	0.14	2	0.8	4.54	7.4

2007 Ağustos ayında yüzeyden aldığımız su örneklerinin analiz sonuçları yukarıda verilmiştir (Çizelge 3.5). Buna göre göller içinde en yüksek pH değeri olan 9.9 ile Kilimli Göl ve en düşük olan ise 7.9 ile Aynalı Göl'dür. Göllerin hepsi yüksek pH değerleri vermekte, asidite değerleri arasında çok büyük fark bulunmamaktadır (0.7-0.9 mmol/l). Karagöl ve Kilimli Gölleri'nin asiditeleri yoktur. En yüksek asidite 0.9 mmol/l ile Aynalı Göl, en düşük ise 0.7 mmol/l ile Heybeli Göl'dür. Elektrik iletkenlikleri (EC) En düşük 0.08 ile Kilimli Göl ve Karagöl, en yüksek ise 0.28 ile Heybeli Göl'dür. Alkalinite ise yine Karagöl ve Kilimli gölde en düşük (sırasıyla 1.5 ve 1.6 mmol/l) ve en yüksek Heybeli göldedir (3.1 mmol/l). Cl<sup>1-</sup> Kilimli Göl'de en düşük ve 3.27 mg/l, en yüksek Heybeli Göl'de 6.36 mg/l'dir. Fransız Sertliğine göre en sert yüzey suyu 14 (Fr<sup>o</sup>) ile Heybeli Göl'dedir ve en düşük sertlik ise 3.4(Fr<sup>o</sup>) ile Kilimli Göl'de ölçülmüştür.

### 3.3.5 Fauna ve flora

Göllerde yapılan zooplankton örnekleme sonuçlarında (Ustaoglu ve diğ., 2008), Rotiferlerden 11 familya içeriğinde 24 takson, Kladoserlerden 4 familya içeriğinde 7 takson, Kopepodlardan 3 familya içeriğinde 5 takson olmak üzere toplam 36 takson saptanmıştır (Çizelge 3.6). Rotiferler en fazla Kilimli, en az ise Heybeli Göl'de gözlenmiştir. Kladoserler açısından en zengin göl Buzlu, en fakir olan ise Heybeli Göl'dür. Kladoserlerden *Chydorus sphaericus* türü Uludağ'da bulunan buzul göllerinde yaygın olarak bulunmaktadır. *Daphnia longispina* ve *Macrothrix hirsuticornis* türlerinin ise sadece sırasıyla Kilimli ve Buzlu gölde bulunduğu tespit edilmiştir. Kopepod dağılımına bakıldığında en fazla Kilimli Göl'de gözlenmiştir. Heybeli Göl'de bulunmamaktadır. *Arctodiaptomus (A.) osmanus* türü Uludağ'da en çok lokalitede tespit edilen türdür. Bentik örnekleme sonuçlarında, Diptera'dan 14, Ephemeroptera'dan 9, Coleoptera'dan 2, Hemiptera'dan 2, Oligochaeta'dan 7, Amphipoda'dan 2, Decapoda'dan 1, Ostracoda'dan 1 olmak üzere toplam 38 takson

**Çizelge 3.6 :** Ustaoglu'nun 2008'de Uludağ Buzul Göllerinde örneklediği taksonlar.

Taksonlar	Kilimli Göl	Kara Göl	Aynalı Göl	Buzlugöl	Heybeligöl	Taksonlar	Kilimli Göl	Kara Göl	Aynalı Göl	Buzlugöl	Heybeligöl
<b>Rotifera</b>						<b>Copepoda</b>					
<i>Microcodides hertha</i>	x					<i>Arctodiaptomus (A.) osmanus</i>	x	x			
<i>Keratella quadrata</i>	x	x	x	x	x	<i>Eucyclops serrulatus</i>	x			x	
<i>Keratella cochlearis</i>	x	x	x	x		<i>Acanthocyclops sp.</i>	x				
<i>Keratella cochlearis tecta</i>				x		<i>Attheyella crassa</i>			x		
<i>Notholca squamula</i>		x		x		<i>Canthocamptus staphylinus</i>				x	
<i>Euchlanis dilatata lucksiana</i>	x	x	x	x		<b>Ostracoda</b>					
<i>Mytilina ventralis brevispina</i>	x				x	<i>Potamocypris villosa</i>	x	x		x	x
<i>Mytilina ventralis macracantha</i>	x					<b>Decapoda</b>					
<i>Lepadella patella</i>	x		x			<i>Gammarus pulex pulex</i>	x				
<i>Lecane luna</i>	x					<b>Diptera</b>					
<i>Lecane flexilis</i>			x			<i>Procladius (Holotanypus) sp.</i>		x	x	x	
<i>Lecane (M.) furcata</i>	x				x	<i>Psectrocladius (P.) sordidellus</i>	x				
<i>Lecane (M.) clostercerca</i>	x		x			<i>Chironomus plumosus</i>	x	x			
<i>Lecane (M.) bulla</i>		x				<i>Chironomus tentans</i>	x				
<i>Lecane (M.) lunaris</i>			x	x		<i>Paratanytarsus lauterborni</i>	x	x	x		
<i>Cephalodella sp.</i>		x				<i>Micropsectra praecox</i>			x		
<i>Trichocerca rattus</i>	x					<i>Rheotanytarsus sp.</i>		x			
<i>Trichocerca rattus carinata</i>	x					<i>Polypedilum (P.) laetum</i>	x				
<i>Trichocerca lophoessa</i>			x			<b>Ephemeroptera</b>					
<i>Trichocerca longiseta</i>	x					<i>Baetis scambus</i>	x				
<i>Trichocerca similis</i>				x		<b>Coleoptera</b>					
<i>Polyarthra dolichoptera</i>		x		x		<i>Agabus striolatus</i>	x				
<i>Pompholyx sulcata</i>		x			x	<i>Nebrioporus griseostriatus</i>		x			
<i>Hexarthra bulgarica</i>			x			<b>Hemiptera</b>					
<b>Cladocera</b>						<i>Aquarius najas</i>	x				
<i>Daphnia longispina</i>	x					<i>Notonecta sp.</i>	x				
<i>Daphnia cucullata</i>		x	x	x		<b>Annelida</b>					
<i>Daphnia curvirostris</i>	x	x				<i>Tubifex tubifex</i>	x	x			
<i>Bosmina longirostris</i>			x	x		<i>Ilyodrilus templetoni</i>		x		x	
<i>Macrothrix hirsuticornis</i>				x		<i>Potamotheix hammoniensis</i>	x	x			
<i>Chydorus sphaericus</i>	x	x	x	x	x	<i>Potamotheix bavaricus</i>		x			
<i>Acroperus harpae</i>	x		x	x		<i>Haber speciosus</i>		x			
						<i>Alburnoides bipunctatus</i>	x				
						<b>Amphibia</b>					
						<i>Rana macrocnemis</i>	x	x	x	x	x

saptanmıştır (Çizelge 3.6). Insecta sınıfından, Diptera ordosunun Chironomidae familyası taksonları en fazla Kilimli göl ve Karagöl'de bulunmaktadır. Heybeli

Göl'de ise rastlanmamıştır. Heteroptera ordosuna ait örneklerin tamamı Kilimligöl'den toplanmıştır. Coleoptera örneklerinden *A. striolatus* türü sadece Kilimligöl'den, *S. griseostriatus* türü ise hem Karagöl'den hem de Buzlugöl'den elde edilmiştir. Kilimligöl ve Buzlugöl'ün birbirlerine çok yakın olması nedeniyle *S. griseostriatus*'un her iki buzul gölünde de bulunması doğaldır. Coleopterlerden *A. striolatus* türü bol miktarda kaba organik atık madde içeren asidik geçici sulardan bilinen bir türdür, *S. griseostriatus* ise boreo-alpin bir türdür. Temiz ve durgun sularda, turbalık alanlarda ve derelerde yaşadığı bildirilmektedir. Özellikle göl, gölcük ve yavaş akan akarsulardan bilinen Gerridae (su örümcekleri) familyasının bir üyesinin gerek bir buzul gölünde tespit edilmiş olması, gerekse bulunduğu rakım kayda değer bir veri olarak değerlendirilebilir. Tubificidae familyasına ait türlere ise sadece durgun su havzaları olan göllerde rastlanmıştır. Yüksek rakımlı dağ gölleri ve buzul gölleri faunal kompozisyonları açısından nadir bulunan türleri içerirler ve oldukça izole çevrelerden oluşmuşlardır. Bu türlü su ortamlarına adapte olan canlılar bu bakımdan geniş toleranslara sahiptirler. *T. tubifex* kozmopolit ve *P. hammoniensis* ise çok geniş dağılıma sahip olan türlerdendir. *T. tubifex*, oldukça pollusyonlu habitatların bir göstergesi olarak bilinse de, oligotrofik alpin göllerde de bulunur. Bu türün ülkemizdeki diğer dağ göllerinde bulunduğu dair bir kaç çalışma mevcuttur (Geldiay ve Tareen, 1972; Ustaoglu, 1980; Taşdemir ve diğ., 2004; Yıldız ve diğ. 2007). Ostrakodlardan *P. villosa* türü Buzlugöl haricinde Uludağ'da bulunan buzul göllerinin tümünde tespit edilmiştir. Daha önceki çalışmalarda, Türkiye genelinde birçok lokalitede yaygın olarak bulunduğu tespit edilmiş olan bu tür (Altınsoçaklı ve Griffiths, 2002) donma ve kuruma gibi ekstrem şartlara karşı çok dayanıklı olduğu bilinmektedir (Bronshstein, 1947). Uludağ'da bulunan buzul göllerinde yapılan örneklemelerde amfibilere ait *R. macrocnemis* türüne rastlanmıştır. Uludağ kurbağası olarak da bilinen bu tür, doğal yayılım alanı içinde tespit edilmiştir. Rotifera'dan *Microcodides hertha* Türkiye faunası için yeni bir kayıttır (Ustaoglu, 2008).

Uludağ Milli Parkı içinde ayı, kurt, tilki, sincap, tavşan, gelincik, yılan, yaban domuzu, kertenkele, akbaba, dağ kartalı, ağaçkakan, baykuş, kumru, dağ bülbülü, serçe kırmızı orman karıncası gibi hayvanlar yaşamlarını sürdürmektedir. *Grpaetus barbatus* (Sakallı akbaba) Uludağ'da yaşayan endemik türdür. Uludağ'da 46 tür kelebek yaşamaktadır. *Parnassius apollo* (Apollon kelebeği) ise Uludağ'a özgü



endemik bir türdür ve Türkiye’de yaşayan kelebeklerin boyut olarak en büyük kelebeği olma özelliğine sahiptir.

Uludağ ormanlık alanlar, makilikler, turbalıklar, subalpin fundalıklar, alpin sarp kayalıklar ve açık alanlar gibi çeşitli doğal habitatlara sahiptir. (Özhatay ve diğ., 2003). Çok farklı yapı ve özelliklere sahip olan bu habitatlarda çok çeşitli bitki türleri yaşam olanağı bulmaktadır. Uludağ’ın bitki örtüsü, kuzey ve güney yamaçlarında hakim olan iklimsel özelliklere bağlı olarak farklılık göstermektedir. Dağın kuzey yamaçlarında tabandan zirveye doğru sıcaklık değerleri azalırken, yağış değerleri artış göstermektedir. Bu nedenle farklı yüksekliklerde farklı iklim koşulları görülmekte ve o bölgeye has bir mikroklima oluşmaktadır. Bunların sonucunda bitki örtüsü de yüksekliğe bağlı olarak değişmektedir (Daşkın, 2008). Alman Botanikçi H. Mayer ve Aksoy’a (1986) göre Uludağ’ın kuzey yamaçlarında 6 farklı vejetasyon kuşağı ayırt edilmektedir. Bu bitki kuşakları ve bu kuşakların karakteristik bitkileri aşağıda verilmektedir (Mengili 1986).

Lauretum (Defnegiller) kuşağı: 350 metreye kadar olan yüksekliklerde sert yapraklı ağaç ve çalı taksonlarından oluşan maki vejetasyonu görülmektedir. Bu kuşağın karakteristik bitkileri şunlardır; *Quercus coccifera*, *Q. infectoria* Olivier subsp. *infectoria*, *Laurus nobilis*, *Corylus avellana* var. *avellana*, *Cistus creticus* *C. salviifolius*, *Erica arborea*, *Arbutus unedo*, *Ligustrum vulgare*, *Juniperus oxycedrus*, subsp. *oxycedrus*, *Cercis siliquastrum*, *Spartium junceum*, *Genista tinctoria*, *Chamaecytisus hirsutus*, *Jasminum fruticans* ve *Fraxinus ornus* subsp. *ornus*. Lauretum kuşağına ait bitkiler, dağın bazı kesimlerinde 450-500 metreye kadar görülebilmektedir.

Castanetum (Kestanegiller) kuşağı: 350-750 metreler arasında *Castanea sativa*, *Quercus frainetto* *Q. infectoria*, *Q. cerris* var. *cerris*, *Carpinus betulus*, *Fagus orientalis* Lipsky, *Acer campestre*, subsp. *campestre*, *Populus tremula*, *Crataegus monogyna* subsp. *monogyna*, *Cornus sanguinea* subsp. *sanguinea*, *C. mas* gibi taksonlar görülmektedir.

Fagetum (Kayıngiller) kuşağı: 750-1100 metreler arasında görülen bu kuşakta saf kayın ormanları hakimdir, bazen bu ormanların yapısına *Quercus pubescens*, *Q. petraea* subsp. *Iberica*, *Castanea sativa*, *Carpinus betulus* ve *Populus tremula*

taksonları da katılmaktadır. Uludağ'ın birçok yerinde *Fagus* ormanlarının daha yüksek kesimlerde *Pinus* ve *Abies* taksonları ile birlikte Abietum kuşağına girdiği ve 1900 metreye kadar çıktığı görülmektedir.

Pinetum (Çamgiller) kuşağı: 1100-1400 metreler arasında görülen ve *Pinus nigra* subsp. *nigra* var. *caramanica* ormanlarının egemen olduğu bu kuşağın yapısına çalışma alanının birçok yerinde *Fagus*, *Quercus* ve *Abies* taksonları katılmaktadır.

Abietum (Köknargiller) kuşağı: 1400-1900 metreler arasında *Abies nordmanniana* subsp. *bornmüelleriana* ve *Juniperus communis* var. *saxatilis*'ten oluşan orman formasyonu hakimdir. Bu ormanların yapısına *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium uliginosum*, *Prunus divaricata* subsp. *divaricata*, *Sorbus umbellata* var. *cretica*, *S. torminalis* var. *torminalis*, *S. acuciparia* gibi ağaç ve çalı taksonları katılmaktadır. Uludağ'ın kuzey yamaçlarında 1400 metreden itibaren görülen Abietum kuşağı bazı kesimlerde daha alçak yükseltilerden başlamaktadır.

Alpinetum (Alp) kuşağı: Çalışma alanının bazı bölgelerinde alpinetum kuşağı, subalpin ve alpin kuşak olarak ayırd edilmektedir. 1700-1900 metreler arasında *J. communis* var. *saxatilis*, *Viola althaiica* subsp. *oreades*, *Astragalus angustifolius* subsp. *angustifolius* var. *angustifolius*, *Vaccinium myrtillus* taksonlarının hakim olduğu subalpin kuşak yer almaktadır. Subalpin kuşakta yol kenarları ve bozulmuş açık alanlarda genellikle *Rumex olympicus*, *Rumex alpinus*, *Potentilla buccoana*, *Carduus olympicus* subsp. *olympicus*, *Achillea multifida*, *Verbascum olympicum*, *Digitalis ferruginea* subsp. *ferruginea*, *Thymus bornmuelleri* *Eriophorum latifolium* Hoppe türlerine rastlanmaktadır.

Aynı zamanda Uludağ'da orman sınırının üzerinde, Türkiye'nin iki önemli turbalık alanından biri bulunmaktadır (Akman 1993). *Sphagnum* (Turba yosunu) türlerinin hakim olduğu küçük adacıklar şeklinde görülen bu turbalıklarda *Scleranthus annuus*, *Spergularia bocconii*, *Parnassia palustris*, *Vaccinium myrtillus*, *Pinguicula balcanica* subsp. *pontica* Casper, *Pedicularis olympica*, *Bruckenthalia spiculifolia*, *Euprasia salisburgensis*, *Plantago gentianoides*, *Eleocharis quinqueflora*, *Juncus anatolicus*, *Carex umbrosa* subsp. *huetiana*, *Bellardiochloa violacea*, *Nardus stricta* gibi taksonlara da rastlanmaktadır.

### 3.3.6 Meteoroloji ve iklim

Bursa ilinde 1975-2006 arasında yapılan meteorolojik ölçümlere göre ortalama en yüksek sıcaklık 18.2 °C, en düşük ise -6.9°C'dir. Ortalama bağıl nem en yüksek aralık ayında % 75.0, en düşük ise temmuz ayında % 57.0 ölçülmüştür. Ortalama yağış miktarı en yüksek aralık ayında 207.9 mm, en düşük ise 36.2 mm ile ağustos ayındadır. Bölgede bu tarihler arasında görülen en yüksek sıcaklık 25.9 °C, en düşük ise -15.6 °C olmuştur (Devlet Meteoroloji İşleri, 2010, Çizelge 3.7). Uludağ zirvesinde iklimin oluşmasında yüksek atmosfer koşulları etkilidir (Türkeş ve diğ., 2009). Sıcak dönemde temel olarak Azor yüksek basıncı ve gezici orta enlem siklonlarının etkisinde soğuk dönemde ise Azor ve Sibirya yüksek basınçları ile orta enlem ve Akdeniz siklonlarının etkisinde kalır (Koç, 2001). Uludağ zirvesinin iklimsel verileri Çizelge 3.7'de gösterilmiştir. Thornthwaite iklim sınıflandırmasına göre, Uludağ, çok nemli, ikinci dereceden mikrotermal, su açığının olmadığı ya da çok az olduğu ve deniz etkisine orta düzeyde açık bir iklim özelliği gösterir (Türkeş, 2009).

**Çizelge 3.7 :** Zirve (Uludağ Milli Parkı) İstasyonuna ait iklimsel veriler (Anonim 2006). 1975-2006.

ULUDAĞ M. P.	Ocak	Şub.	Mart	Nis.	May.	Haz.	Tem.	Ağu.	Eyl.	Ekim	Kas.	Ara.
Ort. Sıcaklık (°C)	-3.4	-4.0	-1.2	2.9	7.7	11.4	13.9	13.8	10.5	6.5	1.5	-2.1
Ort.En Yüksek Sıcaklık (°C)	-0.3	-0.5	2.7	6.8	11.9	15.6	18.2	18.2	15.0	10.4	4.8	0.8
Ort. En Düşük Sıcaklık (°C)	-5.9	-6.9	-4.5	-0.5	4.0	10.1	10.2	6.9	3.5	-1.0	-4.5	1.6
Ort. Güneşlenme Süre.(saat)	71.9	72.6	68.7	67.4	61.7	59.7	57.0	57.1	59.3	64.4	69.8	75.0
Ort. Yağışlı Gün Sayısı	187.6	160.8	144.7	150.0	102.9	69.9	47.5	36.2	55.0	122.7	175.2	207.9
Ort. Yağış Miktarı (kg/m <sup>2</sup> )	7.0	7.4	11.6	16.0	20.2	23.8	25.9	25.2	22.5	18.9	13.4	7.3
En Yüksek Sıcak. (°C)	-14.9	-15.6	-13.5	-7.8	-2.8	1.1	4.3	4.6	0.7	-4.4	-10.5	-13.1
En Düşük Sıcaklık(°C)	-3.4	-4.0	-1.2	2.9	7.7	11.4	13.9	13.8	10.5	6.5	1.5	-2.1

Uludağ'ın zirvesinde, Haziran-Eylül döneminde su eksiktir. Aynı dönemde toprak içerisinde kullanılabilir suyun (harcanan su) bulunduğu da görülür. Harcanan suyun azalması sonucunda, Temmuz ve Ağustos aylarında su noksanlığı artar. Temmuz ve Ağustos aylarının kurak geçme olasılığı yüksektir. Bu durum zirve kesimde yer alan bazı kuraklığa dayanıklı bitki türlerini *Helichrysum pilacatum*, *Pinus nigra*'nın varlığı ile açıklanabilir. Türkiye'nin yağış rejimi bölgeleri sınıflandırmasına göre her mevsim oldukça yağışlı, yazları sıcak ve az yağışlı Marmara Geçiş rejim bölgesi

içerisindedir. Erinç Kuraklık İndisi'ne göre Uludağ Zirvesi yıllık ortalama olarak çok nemli iklim tipi içerisinde yer alır. Egemen rüzgar yönü G23D'dur (Türkeş, 1996ab, 1998, 2009).

### 3.3.7 Tarih

Uludağ, Şahinkaya Mağarası'nda 3 tane taş alet bulunmuştur. Bunların özellikleri bölgenin geçirdiği tarihsel süreç için önemli bilgiler verir. Taş aletlerin Orta Paleolitik Çağ kültürlerine ait olduğu söylenebilir. Bugüne dek, Bursa çevresinde, Paleolitik Çağ'a ait buluntuların hiç bilinmemekte olduğu düşünüldüğünde, Şahinkaya Mağarası'nın Bursa'da bilinen ilk Paleolitik Çağ buluntu yeri olduğunu söyleyebiliriz (Şahin ve diğ., 2009). Antik çağın ilk tarihçilerinden Herodot (M.Ö. 490-420) yazdığı "Herodot Tarihi" isimli kitabında Uludağ, "Olympos" olarak geçer ve Olympos'ta Lydia kralı Kroisos'un oğlu Atys'in yaşadığı trajediyi anlatır. Herodot'tan 400 yıl sonra Amasya doğumlu coğrafyacı Strabon (M.Ö. 64-M.S 21) yazdığı 17 kitaptan oluşan Coğrafya isimli kitabında Uludağ, Olympos ve Mysia Olympos'u olarak geçer. Strabon; "Mysia" isminin aslının Lydia'lılarda gürgen ağacı anlamına gelmekte olduğunu belirtir. Roma İmparatorluğu'nda resmi din hıristiyanlık olduktan sonra Uludağ'da 3. yüzyıldan sonra keşişlerin yaşadığı ilk manastırlar kurulmaya başlanmış ve manastırlar 8. yüzyılda sayıca en üst seviyeye çıkmıştır. Uludağ'da Nilüfer çayı ile Deliçay arasındaki vadi ve tepelerde 28 manastır kurulmuştur. Orhan Gazi Bursa'yı uzun bir kuşatmadan sonra teslim almış ve dağdaki keşişlerin yaşadığı manastırların bir kısmı terk edilirken, bazılarının yerlerine Doğlu Baba, Geyikli Baba, Abdal Murat gibi müslüman dervişlerin inziva yerleri olmuştur. Bursa'nın fethinden sonra Türkler dağa "Keşiş Dağı" ismini vermişlerdir. 16. yüzyılda Bursa'ya gelen Alman seyyah Reinhold Lubenau Uludağ'ın Türklerin eline geçtikten sonra keşişlerin sadece gündüzleri ibadet için dağa çıktıkları ve manastırların harç kullanılmadan taş duvarlarla yapıldığını belirtir. "Olympos Mysios" veya "Keşiş dağı", 1925 yılında Bursa Vilayeti Coğrafya Cemiyeti'nin girişimleri ve Osman Şevki Bey'in önerisi ile "Uludağ" adını almıştır (Vikipedi, Uludağ Tarihi).

### **3.4 Bafa Gölü**

#### **3.4.1 Coğrafya**

Bafa Gölü, Dilek Yarımadası'nın Milet antik kenti'nin doğusunda yer alır (Şekil 3.1). Doğu-Batı yönünde uzanan az tuzlu bir göl olup, uzunluğu 15.3 km, ortalama genişliği 4.5 km, deniz seviyesinden yüksekliği de 2 m', en derin yeri 21 m'dir. Toplam alanı 68.6 km<sup>2</sup>, su toplama alanı 315 km<sup>2</sup> dir. (DSİ 1994, Ministry of Environment 2004, Kazancı, 2008).

Göl oluşumu açısından alüvyon baraj gölleri grubuna girer (Balık ve Ustaoglu, 1988). Antik yıllarda Ege Denizi Latmos Körfezi'nin bir koyu olan Bafa Gölü, Büyük Menderes Nehri'nin getirdiği alüvyonlarla dolarak denizden ayrılmış (Müllenhoff ve diğ., 2006), Büyük Menderes deltasının yaklaşık son 6000 yılda yavaş yavaş ilerlemesi ile bu koyu doldurması sonucunda bugünkü şekline kavuşmuştur. Bafa Gölü'nün şimdiki yerinin eski çağlarda gemilerin işlediği hareketli bir körfez olduğu, günümüz kalıntılarına rastlanan Milet ve Heraklia gibi tarihi şehirlerin ise o zamanın birer ticaret merkezi durumunda bulunduğu bilinmektedir.

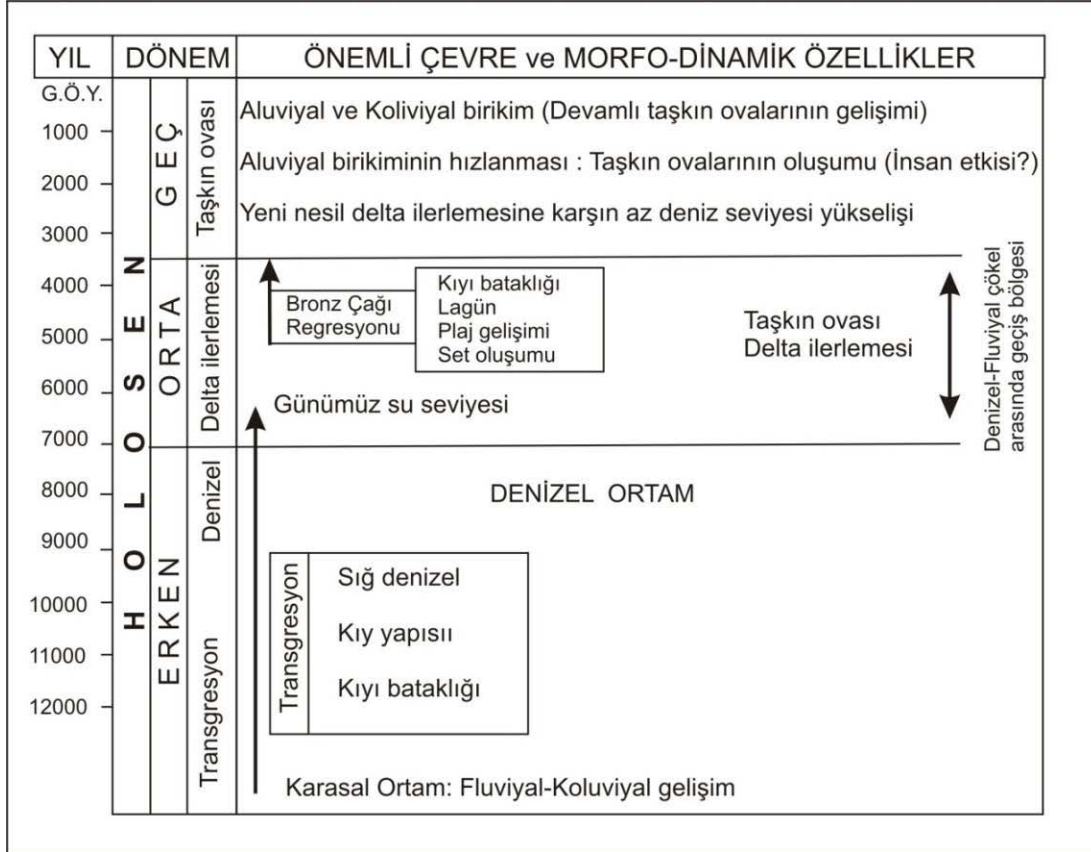
Gölün beslenmesinde Beş Parmak Dağlarından kaynaklanan küçük derecikler ve Büyük Menderes Nehrinin kış dönemlerinde oluşturduğu su taşkınları önemli rol oynar. 1985 yılında gölün batı sahilinde DSİ tarafından inşa edilen bent Büyük Menderes Nehrinden gelen taşkınları tümüyle önlemiş ve gölün yüzey alanında belirgin bir küçülme meydana getirmiştir. Daha sonra gölün batı ucundaki sular çekilmiş, Bafa ve Serçin gölleri arasındaki su bağlantısı ortadan kalkmış Bafa Gölü iki göl şeklini almıştır.

#### **3.4.2 Jeomorfoloji**

Beşparmak Dağları'nın alt kesimleri zeytinlik, orta kesimleri ormanlık, zirvesi ise kayalıktır. Bu dağların alt kıvrımları Anadolu'daki Toroslara paralel olarak meydana gelen Batı Menteşe Dağları'dır. Bu dağlar, Bafa Gölü'nün kuzeyinden başlayarak Yatağan yerleşim alanına doğru uzanır.

Günümüzdeki Türkiye- Ege kıyılarının çökel gelişimi ve jeomorfolojik oluşumu ile ilgili olarak 3 ana aşama bulunur. Bunlar Erken Holosen, buzul sonrası transgresyon

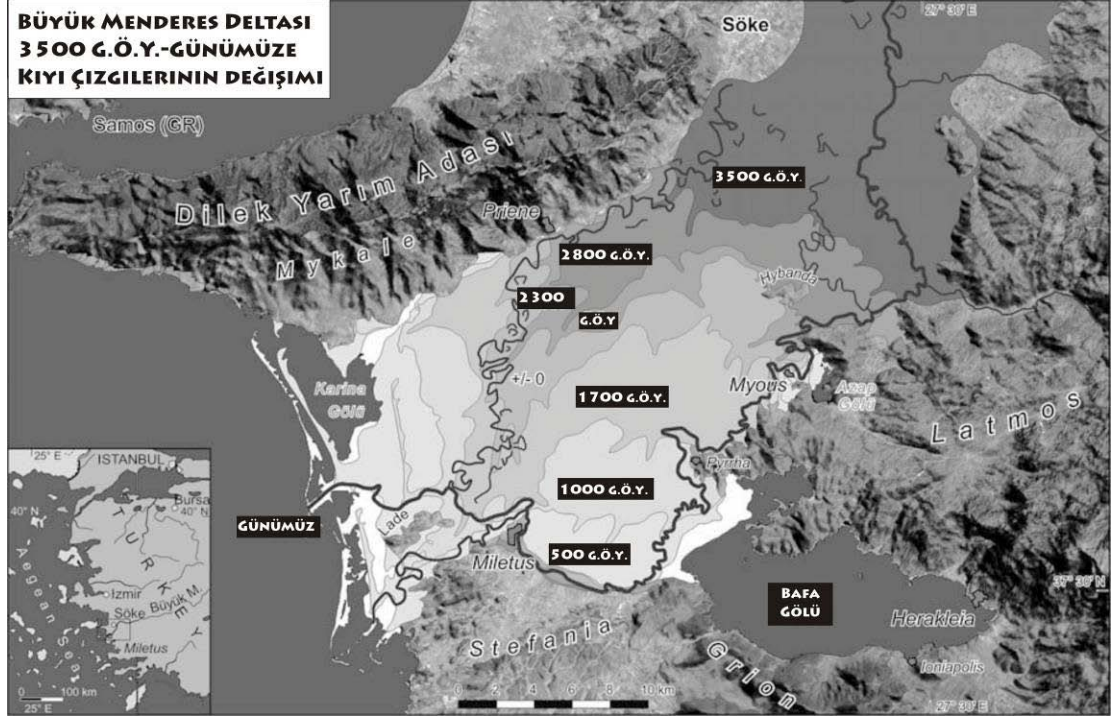
ve buna bağlı sedimantasyondur. Orta Holosen; deniz suyunun günümüz seviyesine ulaşması ve yükselmesinin durması ile sonuçlanır. Bu olay, alüvyon oluşumu ve delta ilerlemesi şeklinde denizel ortamdan karasala geçiş biçiminde yaygın olarak gözlenebilir. Geç Holosen, delta ilerlemelerinin yavaşlayarak delta düzlemlerinin taşkın sedimanlarla örtülmesi, Kayan'a (1999) göre transgresyon ve regresyon aşamaları şeklinde tüm Türkiye Ege kıyıları için geçerli olmaktadır (Şekil 3.5).



**Şekil 3.5 :** Türkiye Ege Kıyılarının Holosen Dönemin'de oluşan önemli çevre ve morfo-dinamik özellikleri (Kayan 1999).

Kayan'a (1999) göre Bafa Gölü Geç Holosen'de (3500 G.Ö.Y) Büyük Menderes Taşkın ovasının getirdiği alüvyonlar ile Ege Deniz'inden ayrılması sonucunda meydana gelmiştir. Ancak alüvyonel birikimin hızlanmasında insan etkisi olduğu da düşünülmektedir (Brückner, 1996; Kayan, 1999; Brückner ve diğ., 2006; Müllenhoff, 2004). Bu dönemde deniz seviyesinin fazla yükselmemesi, Latmos Körfezi'nin kapanarak Bafa Gölü'nün oluşumunu hızlandırmıştır. Kayan'a (1999) göre Orta-Geç Holosen Dönemi'nde herhangi bir tektonik deformasyon bu süreçlere etki etmemiştir. Farklı zamanlarda yapılan arkeolojik ve tarihi çalışmalar bölgenin paleocoğrafik evrimi hakkında bize önemli bilgiler verir. Deltanın ilerlemesi G.Ö.

3500 (M.Ö. 1500) yıl önce Latmos Körfezi'nin kuzeyinde ve merkezinde Hybanda Adası civarında başlamıştır. Helenistik Pirene bölgesine G.Ö. 2800 (M.Ö. 800) yıl önce ulaşmıştır (Şekil 3.6). Myousian Yarımadasına ulaşması ise Geç Klasik-Helenistik Döneme denk gelmektedir. Bu asimetrik delta gelişimi Menderes Nehri'nin kuzey ve güney olmak üzere ikiye çatallandığını gösterir.



**Şekil 3.6 :** Büyük Menderes Deltası'nın 3500 G.Ö.Y'den Günümüze değişen kıyı çizgileri. Müllenhoff ve diğ. (2006) ten tarihler Günümüzden Önce Yıl (G.Ö.Y.)'a değiştirilerek verilmiştir.

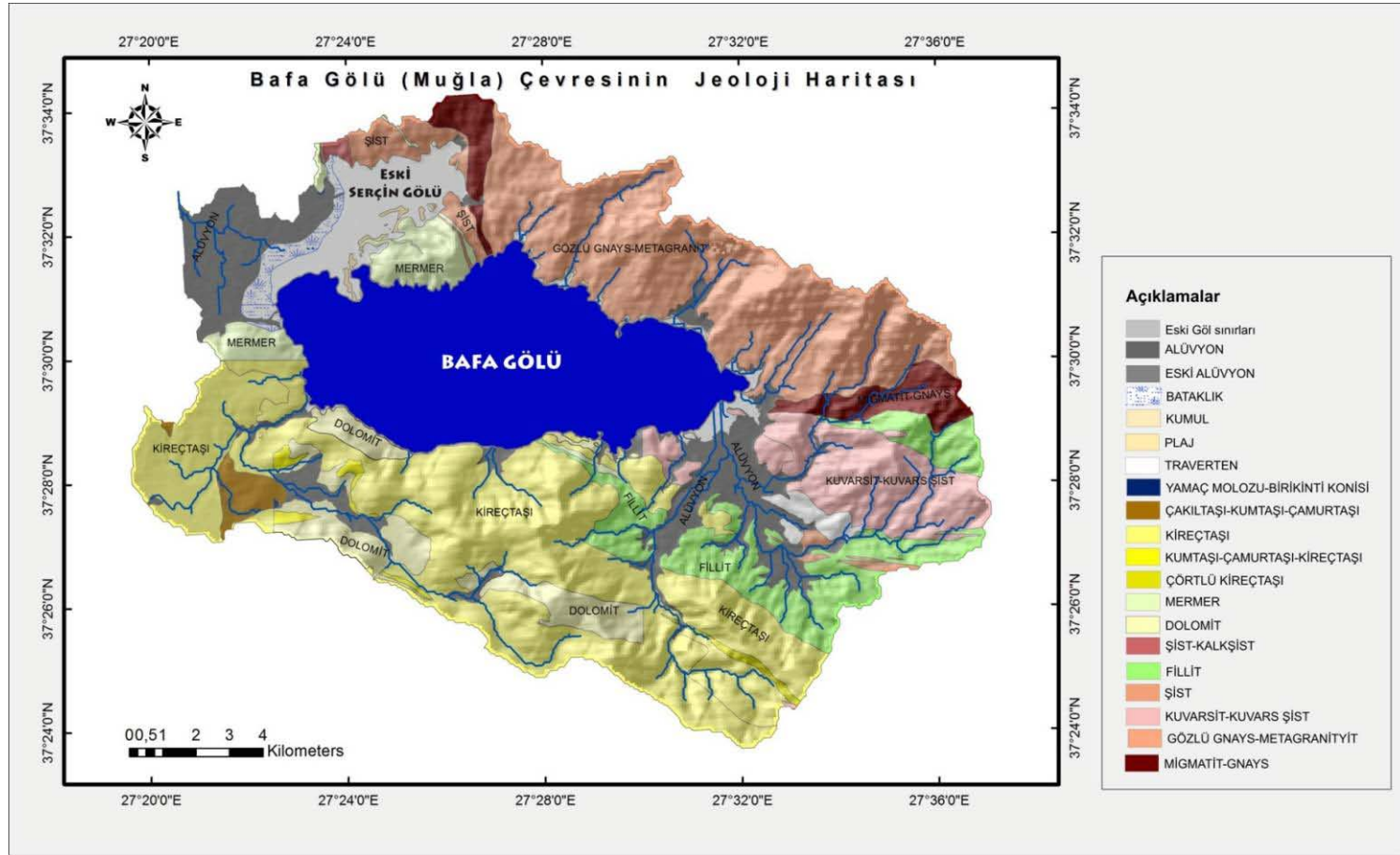
Kuzey koldaki delta ilerlemesi Helenistik-Roma Dönemine rastlar. Roma İmparatorluğu zamanında ise Pireneler'i geçerek güneye döner ve Milet'e kadar uzanır. Bunun sonucunda Latmos Körfezi'nin güney bölümü açık denizden ayrılır. Bizans Döneminde, Menderes'in yeni güney kolunun getirdiği malzeme ile dereceli olarak dolar. Günümüzde acı su özelliğinde olan Bafa Gölü, Latmos Körfezi'nin deniz kalıntısı olan tek yerdir. Pirene antik kentinin kurulduğu yaklaşık günümüzden 2350 (M.Ö. 350) yıl önce büyük olasılıkla insan tarafından yapılan bir kanal ile doğudaki koyun suyunun acıdan tatlıya değiştiği düşünülmektedir. Milet civarında Athena ve Delphinium tapınaklarında yapılan jeoarkeolojik çalışmalar GÖ 5000-4000 (M.Ö. 3000-2000) yılları arasında deniz seviyesinin göreceli olarak daha yüksek olduğu belirtmektedir. Roma Döneminde yarımada Menderes deltasının ilerlemesi ile kapanmıştır. Toprak kullanımının artması, tarım, ormanların kesilmesi artan

sedimentasyon hızı bu kapanmayı tetikleyen olayların başında gelir (Müllenhof ve diğ., 2004).

### 3.4.3 Jeoloji

Bafa Gölü, Menderes Masifi'nin metamorfik kompleksi içinde tektonik graben zonunda yer alır (Bozkurt ve Oberhansli 2001). Kuzeyinde Paleozoyik yaşlı gözlü gnaysları, Beşparmak Dağları, Güneyinde Mesozoyik yaşlı Mermerlerden oluşan İlbir Dağı bulunur. Doğu kıyısında küçük alüvyonel düzlükler dikkati çeker. Batıda Bafa Gölü'nün Ege'den ayrılmasına sebep olan Büyük Menderes alüvyonları yüzeylenir (Şekil 3.7). Menderes Masifi istifi alttan üste doğru Prekambriyen yaşlı gnayslar; Alt Paleozoyik yaşta mikaşistler; Permo-Karbonifer yaşta metakuvarsit, siyah fillat ve siyah rekristalize kireçtaşları; Mesozoyik yaşta, boksit seviyeli, kalın tabakalı, rekristalize, neritik kireçtaşları; yaşı alt Eosene kadar çıkan rekristalize pelajik kireçtaşı ve filişten oluşmuştur (Graciansky, 1966; Başarır, 1970; Dürr, 1975; Alkanoglu, 1978; Çağlayan ve diğ., 1980; Konak ve diğ., 1987; Okay, 2000). Menderes masifinin en genç birimi olan Eosen filişi üzerinde, tektonik bir dokanakla, Orta Eosen'de yerleşmiş olan Likya napları yer alır (Okay, 2000). Masif genellikle üç bölümden oluşan, litolojik olarak birbirini izleyen bir gnays çekirdek ile, gnays çekirdeği örten Paleozoik örtü şistlerin ve çekirdeğe doğru artan metamorfizma ile her ikisini örten Mesozoyik-Kenozoyik yaşlı mermer kuşaktan oluşur (Dürr, 1975; Şengör ve diğ., 1984b; Bağcı, 2006). Şist ve mermerler “örtü kayalar” olarak adlandırılmıştır. Çekirdek kayalar, gözlü gnayslar, metagranitler, paragnayslar ve metagabrolarla eklojit kalıntılardan oluşur (Şengör ve diğ., 1984b; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan ve diğ., 2000; Oberhansli ve diğ., 1997; 1998, Bağcı, 2006). Kaya birimleri olarak gözlü gnayslara sıkça rastlanılır ve çekirdek kayaların genel litolojisini oluşturur. Gözlü gnayslarda çok iyi gelişmiş yapraksı yapılar, ince tabakalı ve yönlü mineral uzantıları dikkati çeker. Gözlü gnayslar mineralojik olarak kuvars, mika ve feldspatlarla beraber feldspat porfiroblastlardan meydana gelir. Örtü kayaçları şist ve mermerlerden oluşur. Örtü şist; kahverengi veya kahverengimsi sarı renkli mika şistler, kuvarsitler, fillitler ve kireçtaşlarından meydana gelmiştir. Şist örtü'nün stratigrafik ve yapısal olarak üst kısımları mika şistler, fillitler ve grisiyah dolomitik mermerler tarafından temsil edilir (Dürr, 1975; Başarır, 1970-1975; Evirgen ve Ataman,1982; Akkök, 1983; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd.,





**Şekil 3.7 :** Bafa Gölü havzasının akaçlama ve jeoloji haritası (MTA 100.000'lik Bafa Gölü Cıvırı Jeoloji Haritası).

1984b; Ashworth ve Evirgen, 1985a, 1985b; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak ve diğ., 1987; Kun ve diğ., 1988; Bozkurt, 1996; Hetzel ve diğ., 1998; Bağcı, 2006).

### 3.4.4 Limnoloji

Bafa, polihalın bir Ege kıyı gölüdür. Suyunun sıcaklığı Ağustos 2000- Mayıs 2001 arasında en yüksek 25°C, en düşük 8°C ölçülmüştür. pH değerleri 7.8-8.3 arasındadır. Çözünmüş oksijen konsantrasyonu, en yüksek değerle Mayıs 2001'de 8.9 mg l-1, en düşük değerle ise Ağustos 2000'de 7.8 mg l-1'dir. Tuzluluk ‰ 11.7-13.1 arasında değişmiştir. Bulanıklık en fazla Mayıs 2001'de Secci disk derinliği 3.5 m, en düşük ise Ağustos 2000'de 2 m olarak ölçülmüştür (Çizelge 3.8). Elektrik iletkenliği ortalama 20.7 mS cm<sup>-1</sup>'dir. En düşük 18 mS cm<sup>-1</sup>, en yüksek 23 mS cm<sup>-1</sup> olmasına rağmen su kolunu boyunca değişimi yüksektir. İletkenlik, denizsuyu kaynaklarının göle girmesiyle değişmekte ve göldeki su tabakalanmasını değiştirmektedir. Aynı şekilde Cl<sup>1-</sup> konsantrasyonunun ve alg üretiminin artışı, pH ve çözünmüş oksijen konsantrasyonunun azalması daha tuzlu bir su kaynağının göle girdiğini ve/veya buharlaşmada artış olduğunu göstermektedir (Çizelge 3.9)

**Çizelge 3.8 :** Bafa Gölü'nün Ağustos 2000-Mayıs 2001 arasında değişen su sıcaklığı, pH, çözünmüş oksijen, tuzluluk ve Secci disk değerleri (Demir, 2007).

Parametreler	Ağustos 2000	Kasım 2000	Şubat 2001	Mayıs 2001
Su sıcaklığı (°C)	25.0	15.0	8.0	17.0
pH	8.3	8.0	7.8	7.9
Çöz. Oks.(mg l <sup>-1</sup> )	7.8	7.9	8.4	8.9
Tuzluluk (‰)	13.1	12.8	11.7	12.0
Secci derin. (m)	2.0	2.4	1.9	3.5

Su tabakasındaki yüksek nitrit konsantrasyonları, çevre köylerden gelen atık suların, tarım kirliliklerinin göle gelmesinden dolayıdır. Benzer yeraltı kirli su girdileri Köyceğiz, Salda ve Burdur Göllerinde de gözlenmiştir (Kazancı ve diğ., 1992ab; Bayarı ve diğ., 1995; Kazancı ve diğ., 2004). Ammonya, magnezyum, kalsiyum ve klor konsantrasyonlarındaki değişimlerin de yeraltı su kaynaklarından dolayı farklılıklar gösterdiği düşünülmektedir. İklimin değişmesi tuzlu yeraltı su kaynaklarının göle boşalması ile 1985 yılında yapılan bentin de etkisiyle gölün fizikokimyasal ve biyolojik özellikleri değişmektedir. 1992 Temmuz ölçümlerinde Metalimniyonun üst sınırı 9 m, alt sınırı ise 12 m olarak saptanmıştır. 1996 Temmuz ölçümlerine göre ise üst sınır 7 m, alt sınır ise 15 m'dir. 1997 Temmuz ölçümlerinde ise 12 m ve 5 m'dir. Tabakalanma 11 m metalimniyonda yeraltı sularının girmesi ile

bölünmektedir. Mayıs 1998 ölçümlerinde metalimniyonun üst sınır 6 m ve alt sınır ise 14 m olarak ölçülmüştür. Temmuz 1992, 11m'de sıcaklıkta (24.50C 'den 21.90C'ye ), pH'da (8.11'den 7.75'e) ve çözünmüş oksijende (3,4 mg l-1'den 1.7 mg l-1'e) düşüş, nitritte (0'dan 0.00094 mg l-1'e), ortofosfatta (0.000433 mg l-1'den-0.000566 mg l-1'e) artış görülmüştür. 1992'ye (9m) göre 1998'de (6m) metalimniyon daha sığdadır ve kalınlığı 1992'de 3 m iken 1998'de 8 m'ye çıkmıştır. Ayrıca metalimniyon sınırları içinde sıcaklık farkı 1992'de 6.4 °C iken 1998'de 7°C'ye çıkmıştır. Venedik Tuzluluk sınıflamasına göre 1957'den 2001'e göl, yavaş yavaş oligohalinden (0.5-5 ‰) mezohaline (5-18‰) sonra da polihaline (18-30 ‰)'e dönmüştür (Kazancı, 2008; Bulger ve diğ., 1993; Por, 1972).

**Çizelge 3.9 :** Bafa Gölü'nün Ağustos 2000-Mayıs 2001 arasında değişen en yüksek, düşük ve ortalama fizikokimyasal parametreleri (Demir, 2007).

Parametreler	Ortalama	En Düşük	En Yüksek
EC (mS cm <sup>-1</sup> )	20.7	18.0	23
Alkalinite (mg l <sup>-1</sup> CaCO <sub>3</sub> )	230	205	250
Sertlik (mg l <sup>-1</sup> CaCO <sub>3</sub> )	2450	2315	2590
Na <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	3391	2680	4000
K <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	133	105	175
Ca <sup>2+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	246	220	270
Mg <sup>2+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	447	409	477
Cl <sup>-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	6405	5105	7090
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	767	440	1260
NH <sub>3</sub> -N (mg l <sup>-1</sup> )	0.89	0	5
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N (mg l <sup>-1</sup> )	0.21	0	1.5

Balık ve Ustaoglu'nun (1988) çalışmasında ortalama tuzluluk ‰ 5.4 olarak belirtilirken Demir (2007) çalışmasında ‰ 12.4 olarak ölçülmüştür. Artan tuzlulukla *Dreissena polymorpha* 1997-98 yıllarında kaybolmuştur. 1996-98 yılları arasında tuzlu suda yaşayan *Mytilaster marioni* popülasyonunda artış olmuştur (Öztürk ve diğ., 2002, Çizelge 3.9). *Acanthobrama mirabilis* türü 1960 yılında Büyük Menderes Nehri'nde ve Bafa Gölü'nde gözlenmiştir. Tuzluluğun aşırı artışı ile Bafa Gölünde artık bulunmamaktadır (Sarı ve Bilcenoğlu, 2002). 1987 yılında gözlenmeyen *P. Micans*, *P. Minimum* ve *Nodularia spumigena* (Cyanophyte)'ler 1996, 2000 ve 2001 çalışmalarında bol miktarda gözlenmiştir (Demir, 2007). Bu türlerdeki artışın sebebi su tuzluluğunun ve sıcaklığının artması ve su kalitesinin bozulması olabilir. 1985 yılında Serçin Kasabası'nın sel altında kalmaması için Büyük Menderes Nehri üzerine yapılan bent ile tatlı su girdisinin engellenmesi de Gölün tatlı su koşullarını engellemektedir. Göle yıllık ortalama su girdisi 1980-84 arası 0.224 km<sup>3</sup> iken 1985-89 yılları arasında azalarak 0.106 km<sup>3</sup> olmuştur (DSI,

1994). Kurak geçen yıllar ve 1985 yılında yapılan bent ile gölün suyu azalmış ve su kalitesi düşmüştür (Balık ve Ustaoglu, 1989; DSI 1994; Kazancı ve diğ., 2005).

### 3.4.5 Fauna ve flora

Bafa Gölü civarının bitki örtüsü, yapraklarını dökmeyen bitkilerin yer aldığı Akdeniz zonuna girer. Aşağı kıyı bölgelerinden 300 m'ye kadar tipik bitki örtüsü yabani zeytin ve harnuptur. Makiler, *Pistacia lentiscus*, *Quercus coccif*, *Arbutus* sp. *Erica* sp. ve *Cistus* sp. ile temsil edilmiştir. Ayrıca gölün güneyindeki yamaçta *Oleo europa* koruları dikkati çeker. Güneybatı kıyılarında da *Salix* sp, *Typha* sp. ile *Tamarix* sp. türlerine rastlanır (Akarsu, 2002; Uslu, 1985; Nurlu ve diğ., 1997). Yükseklerde ise dona dayanıklı *Phillyrea latifolia*, *Pistacia terebinthus* ve *Quercus coccifera* türleri yaygındır. Kızıl Çam *Pinus brutia* doğal bitki örtüsünde az bulunmasına rağmen insanlar için özellikle kerestesi nedeniyle önemlidir. 800-1200 m arası üst-Akdenizel (supra-Mediterranean) zonda yaprak dökenlerden meşeler, *Quercus cerris* ve *Q. infectoria ssp. cilicica* türleri bulunmaktadır. *Pinus nigra* karakteristik ağacıdır. Nehir boylarında *Platanus orinetalis*, *Nerium oleander* ve *Vitex agnus-castus*' a sık rastlanır. *Alnus orientalis*, *Ulmus minor*, *Fraxinus angustifolia* ve *Salix fragilis* bilinen bitkileridir (Knipping ve diğ., 2008). Gölde egemen sucul bitki türleri, *Phragmites australis*, *Typha domingensis*, *Eleocharis palustris* ve *Schoenoplectus lacustris* ile temsil edilmiştir (Akarsu, 2002; Seçme ve Leblebici, 1982; Öztürk ve diğ., 2002).

Gölün içindeki irili ufaklı adalar ve gölün çevresi kuş popülasyonu açısından önemli ve zengindir. Kuş cenneti olan Bafa Gölü'nde *Phalacrocorax pygmeus* (Cüce karabatak), *Haliaeetus albicilla* (Deniz kartalı) gibi soyu tükenme riski olan türler de bulunmaktadır (Koç, 2008). Bafa Gölü *Glareda pranticola* (Bataklik kırlangıcı) ve *Hoplopterus spinosus* (Mahmuzlu Kızkuşu) üreyen popülasyonları ile önemli kuş türleridir. Ayrıca kışlayan su kuşları, *Tachybaptus ruficollis* (Küçük Batağan) *Phalacrocorax carbo* (Karabatak), *Anas strepera* (Boz Ördek) türleri bölgenin kuş topluluğudur (Akarsu, 2002; Yazar ve Magnin, 1997).

Balık ve Ustaoglu'nun (1988) çalışmasına göre gölde *Mugil cephalus*, *Liza ramada*, *Chelon labrosus*, *Cyprinus carpio*, *Dicentrarchus labrax*, *Silurus glanis*, *Anguilla anguilla*, *Acanthobrama mirabilis*, *Chondrostoma nasus*, *Barbus capito*, *Atherina boyeri*, *Pomatoschistus marmoratus*, *Lipophrys pavo*, *Gambusia affinis* gibi 14 balık türü yaşamaktadır. Bunların içinde özellikle kefal türleri, sazan, levrek, yılan

balığı, yayın balığı ve Ulubat balığı ekonomik değer taşımaktadır. Tatlı su balıkları yerine denizel kökenli *Mugil cephalus*, *M. capito*, *M. auratus* ve *Anguilla anguilla* türleri gözlenmiştir (DSİ 1994; Demir, 2007). Sarı ve diğ.'nin (2002) makro ve meiobentik omurgasız faunası ile ilgili yaptığı çalışmanın sonuçları aşağıda özetlenmiştir.

*Haliplanella lineata* yüksek sıcaklık ve tuzluluk değişimlerine toleranslı bir anemon türüdür. *Conopeum seurati* (Yosun hayvancığı) Çok düşük tuzluluğa dayanabilir ve yüksek tuzluluk değişimlerini tolere edebilirler (Ryland ve Hayward, 1977). *Hedeste diversicolor* (Halkalı solucan) tuzluluk değişimlerine büyük tolerans gösteren bu tür, genellikle çamurlu kum karakterli yumuşak zeminleri tercih eder. Tuzluluğun fazla değişim gösterdiği alanlarda, tatlısu akıntılarının denizle birleştiği yerlerde ve denizle az çok irtibatı olan su birikintilerinde yaşar. Bafa Gölü'nde daha önce kaydı görülmemiştir. *Potamopyrgus jenkinsi*, örihalin bir gastropod türüdür. Deniz, acısu ve tatlısuda yayılım gösterir (Zhadin, 1952). Bafa Gölü'nde daha önce gözlenmemiştir. *Mytilaster cf. lineatus*: küçük boyutlu bivalvlerden olan bu tür, tuzlu ve acısularda dağılım gösterir (Zhadin, 1952). Önceki çalışmalarda gözlenen *Dreissena polymorpha* popülasyonu tamamen yok olmuş onun yerine *Mytilaster* sp.'nin çok zengin bir popülasyon oluşturduğu gözlenmiştir. Bu değişimin temel sebebinin gölün tuzluluğunda görülen anormal artış olduğu düşünülmektedir. *Cerastoderma edule (Cardium edule)*, denizel bir bivalv türüdür. Çok geniş bir tuzluluk toleransına sahiptir. Sığ, kumluk sahillerde olduğu kadar, dere ağızları gibi acısu bölgelerinde de bulunur (Demir, 1952). Kültür balıkçılığı çalışmaları sırasında gelmiş olabileceği düşünülmektedir. *Cyprideis torosa*, örihalin ostrakod türüdür. Acı sulu kaynaklarda ve göllerde bulunur (Bronshtein, 1947). Bafa Gölü'nün Heraklia sahilinde 0-1 m derinlikte, kumlu zeminlerde dişi ve erkek bireyler bulunmaktadır. *Sphaeroma pulchellum*, littoral eklembacaklı türüdür. Genelde kıyılarda algli ve taşlık biotoplarda bulunur. Acısular için karakteristik bir türdür (Geldiay ve diğ., 1977). *Gammarus aequicada*, genellikle 0-19 m derinliğe kadar olan sığ sularda, özellikle tatlısu girişi olan lagünel sistemler ve nehir ağızlarında, taşlar altında ve algler arasında bulunan eklembacaklıdır. *Gammarus subtypicus*, körfezler, lagünler ve genellikle de acısuların kumlu habitatları, bitkiler arası ya da taşların altı yaşam alanıdır. Eklembacaklılardan *Echinogammarus stocki*, *Orchestia montagui*, *Corophium orientale*, *Microdeutopus gryllotalpa*, *Aora spinicornis*, *Palaemonetes antennarius*, *Palaemon elegans* gölde görülen diğer türlerdir. *Echinogammarus*

*stocki* kayalık sahillerin 0-1 m arasında yer alan kesimlerindeki taşların altında ve çeşitli algler arasında bol bulunur. Acısularda için karakteristik bir türdür. *Orchestia montagui*, denizin su dışında kalan sahil bölgesindeki taşların altında ve nadiren su içindeki sığlık kesimlerinde bulunur. *Microdeutopus gryllotalpa*, infralittoral ve sirkalittoral bölgelerde bulunur. Örihalin bir tür olup yoğun detritus birikiminin olduğu yerlerde bollaşır. Yaşam ortamı, lagünler, tuzlu bataklık bölgeleridir. Genellikle *Zostera* çayırları, algler, ölü kabuklar, polyzoonlar ve tunicatlar arasında bulunur. *Aora spinicornis*, infralittoral ve sirkalittoral bölgede ve acısularda yaşar. Algler arasında ve kumlu zeminlerde de rastlanır. *Palaemonetes antennarius*, tatlı sularda, hafif acısululu göllerin diplerinde, lagünlerde ve nehir ağızlarında yaşar. Bafa Gölü'nde 0.5-1 m derinlikte bitkilerin ve *M. cf. lineatus* kolonilerinin arasında gözlenmiştir. *Palaemon elegans*, littoral bölgenin kayalık sahillerinde yaşar. Bafa Gölü'nün kayalık zeminlerinde *M. cf. lineatus* kolonileri ve makrofitler arasında gözlenmiştir. Daha önceki çalışmalara bakıldığında tuzluluğun çok artması (%300) sebebiyle stenohalin türler (*Theodoxus* spp., *Potamon potamios*) ortamdaki tamamen kaybolmuştur (Sarı ve diğ., 1999). Kasperek (1988)'in gölde tespit ettiği *Atyaepyra desmarestii* ve *Orchestia cavimana* eklem bacaklı türlerine günümüzde rastlanmamaktadır.

### 3.4.6 Meteoroloji ve iklim

Muğla İli'nde 1975-2008 arasında yapılan meteorolojik ölçümlere göre ortalama en yüksek sıcaklık temmuz ayında 33.3 °C, en düşük ise ocak ve şubat aylarında 1.6°C'dir. Ortalama güneşlenme süresi en yüksek temmuz ve eylül aylarında 10.7 saat, en düşük ise aralık ayında 3.6 saat ölçülmüştür. Ortalama yağış miktarı en yüksek 235.3 kg/m<sup>2</sup> ile aralık ayında, en düşük ise 8.1 kg/m<sup>2</sup> ile ağustos ayındadır. İlde bu tarihler arasında görülen en yüksek sıcaklık 42.1 °C, en düşük ise -9.9 °C olmuştur (Devlet Meteoroloji İşleri, 2010, Çizelge 3.10). Bafa Gölü ve civarında tipik Akdeniz iklimi görülür. Yazları kuru ve sıcak, kışları ılık ve nemlidir. Wagner'e (2001) göre bölge Akdeniz yarı-nemli iklim rejimindedir. 5-6 ay boyunca az yağış alır. Civar dağlara bağlı olarak yükseklerde yağış daha fazladır. Ortalama sıcaklık 17°C'dir. Kar yağışı ve don seyrek olarak yükseklerde görülür (Brinkmann ve diğ., 1990, 1991; Kasperek, 1988; Tuttahs, 1998; Knippig ve diğ., 2008).

Bafa Gölü havzasına düşen yağış yılda ortalama 830.68 mm, yıllık ortalama buharlaşma ise 819.3 mm'dir (Anonim 1963-2003).

**Çizelge 3.10** : Muğla ilinde 1975-2008 yılları arasında gerçekleşen ortalama ve en düşük-yüksek değerler.

MUĞLA.	Ocak	Şub.	Mart	Nis.	May.	Haz.	Tem.	Ağu.	Eyl.	Ekim	Kas.	Ara.
<b>Ort. Sıcaklık (°C)</b>	5.5	5.8	8.5	12.4	17.6	22.8	26.2	25.8	21.6	16.1	10.2	6.8
<b>Ort.En Yüksek Sıcaklık (°C)</b>	10.1	10.8	14.3	18.4	24.3	29.7	33.3	33.2	29.2	23.3	16.1	11.2
<b>Ort. En Düşük Sıcaklık (°C)</b>	1.6	1.6	3.4	6.9	11.4	16.1	19.7	19.5	15.0	10.2	5.4	3.0
<b>Ort. Güneşlenme Süre.(saat)</b>	4.1	5.0	6.1	7.1	8.5	10.2	10.7	9.7	10.7	7.4	5.1	3.6
<b>Ort. Yağışlı Gün Sayısı</b>	13.5	12.2	10.3	10.1	7.7	3.9	2.7	2.2	3.4	6.0	9.9	14.4
<b>Ort. Yağış Miktarı (kg/m<sup>2</sup>)</b>	213.2	161.7	121.9	71.9	49.3	24.8	7.2	8.1	15.9	59.8	164.8	235.3
<b>En Yüksek Sıcak. (°C)</b>	18.8	21.2	26.8	30.3	35.7	40.8	42.1	40.8	38.8	34.5	27.6	20.8
<b>En Düşük Sıcaklık(°C)</b>	-7.8	-9.9	-8.5	-3.6	1.0	6.7	11.3	13.2	5.6	0.2	-4.8	-6.8

Gölün yüzeyine yılda toplam 38.09 hm<sup>3</sup> yağmur düşmekte ve yüzeyinden toplam 64.59 hm<sup>3</sup> buharlaşma olmaktadır. Bafa Gölü havzasına 78.11 hm<sup>3</sup> su girmektedir (Anonim 1967-2001). Ayrıca bazı küçük tuzlu su kaynakları göle dökülmektedir (Sarıgül, 1991; Koç, 2008).

### 3.4.7 Tarih

Batı Anadolu'da Latmos Körfezi ve Büyük Menderes Nehri vadisi gibi tektonik grabenler, gerek iklimi gerek stratejik konumu açısından her zaman yerleşime elverişli alanlardır (Bay 1999 ; Müllenhoff, 2004). Bugünkü Bafa Gölü ve çevresi eski çağlardan beri yerleşime uygun olması dolayısıyla güçlü bir kültür birikimine sahiptir. Özellikle Yunan ve Roma dönemi bu bölgede önemli eserler bırakmıştır (Knipping ve diğ., 2008). Knipping ve diğ. (2008)'in Kasperek (1988), Peschlow-Bindokat (1996), Lohman (2004), Müllenhof (2004) ve Brückner ve diğ. (2006) derlemesine göre Bafa Gölü çevresinin yerleşim tarihi aşağıdaki gibidir:

GÖ 10.000-6000 yılları (M.Ö. 8000-4000) : Neolitik Dönem, Beş Parmak dağlarında kaya resimleri.

GÖ 5500 yıl (M.Ö. 3500) : Kalkolitik Dönem, Milet yarımadası yerleşim izleri, ilk vegetasyonda antropojenik izler.

GÖ 5000 yıl (M.Ö. 3000): Erken Bronz Çağı, yerleşimin azalması ve ormanların çoğalması.

GÖ 3900-3200 yılları (M.Ö. 1900-1200): Milet'te yerleşim, insan etkisinin artmasına rağmen vegetasyonun azalması. Keçi beslemeye başlanması.

GÖ 3200 yıldan (M.Ö. 1200) itibaren: İyonya'nın kolonileşmesi, Hitit İmparatorluğunun gelişmesi ile yerleşimler artmış ve doğada insan etkisi güçlenmiştir.

GÖ 3000 yıl (M.Ö. 1000): Latmos'da Karya Şehrinin kuruluşu.

GÖ 2700-2600 yılları (M.Ö. 7-6 yüzyıllar): Arkaik Dönem, Milet'in en zengin dönemi, bugünkü Bafa Gölü'nün güney-doğu kıyısında mermer ocaklarının kullanımı, artan toprak kullanımı.

GÖ 2500-2400 yılları (M.Ö. 5.-4. yy): Klasik Dönem, Deniz savaşları, Perslerin galibiyeti.

GÖ 2480 yıl (M.Ö. 480): Milet'in yıkılıp tekrar yapılması. Popülasyonun ve toprak kullanımının artması.

GÖ 2400-2100 yılları (M.Ö. 4.-1.yy.): Helenistik Dönem, Büyük İskender'in bölgeyi Persler'den alması.

GÖ 2300 yıl (M.Ö. 300) Karya'nın yeni liman kenti Herakliya'nın kuruluşu. Milet'te büyük orman kesimleri.

GÖ 2100- 1600 yılları (M.Ö 1.yy- M.S. 4.yy.): Roma Dönemi, yerleşimde kısa bir süre düşüştten sonra yerleşimin, orman kesimlerinin artması, şehirleşme.

GÖ 1742- 1738 yılları (M.S. 258-262): Got Kaviminin istilasası ile Heraklia ve Miletteki mermer taş ocaklarının terk edilmesi.

GÖ 1500-800 yılları (M.S. 5.-12. yy): Bizans Dönemi, bölgenin öneminin ve popülasyonun yavaş yavaş azalması, şehirlerin terk edilmesi, Keşiş ve münzevilerin Beş Parmak Dağlarına çekilmesi.

GÖ 1100-800 yılları (M.S. 9.-12.yy.) yüksek popülasyonun son dönemi.



## 4. BULGULAR

Bu bölümde, Küçükçekmece Lagünü'nden alınan TKÇ10\_02 kısa ve TKÇ0704 uzun karotu, Yeniçağ Gölü'nden alınan YÇ003 kısa ve YÇ0703 uzun karotu, Uludağ Buzul Göllerinden Aynalı Göl (UDAY0701), Kara Göl (UDKa0701), Kilimli Göl (UDK0702), Heybeli Göl (UDHe0701) karotları ve Bafa Gölü'nden alınan BAFA09G02 kısa ve BAFA09P02 uzun çökel karotlarının litostratigrafik ve mikropaleontolojik özellikleri ile kronostratigrafileri tanımlanmakta ve çoklu parametre (multi-proksy) analiz sonuçları verilmektedir.

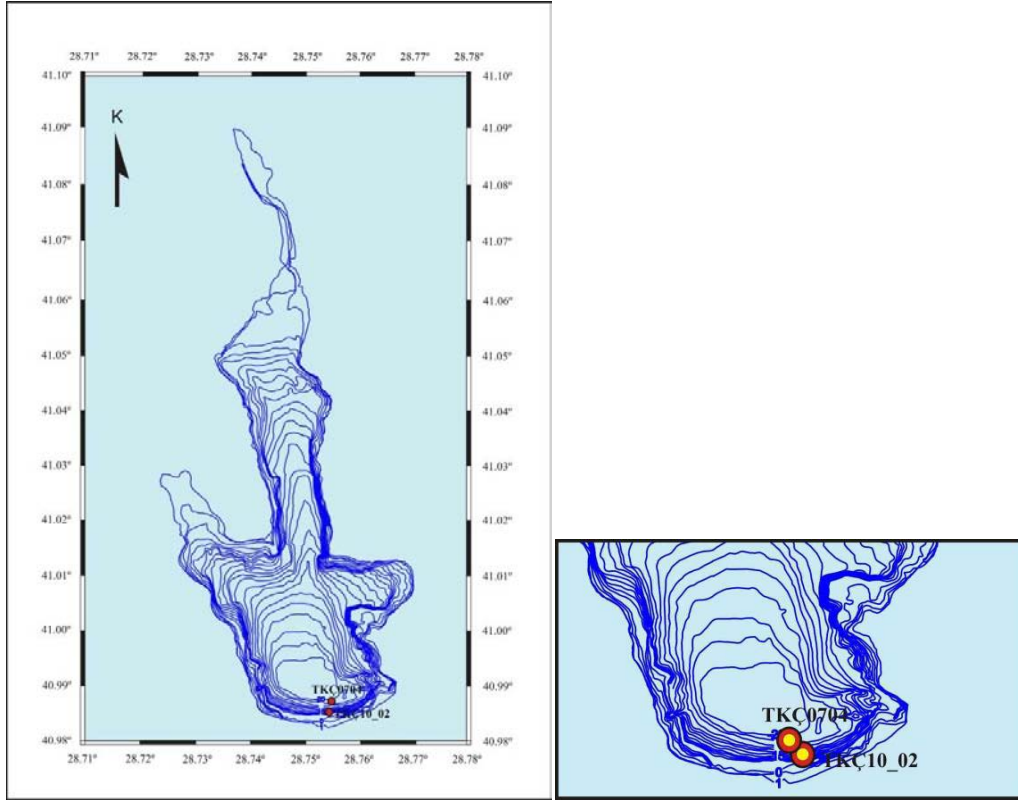
### 4.1 Litostratigrafik ve Mikropaleontolojik Özellikler

#### 4.1.1 Küçükçekmece Lagünü

Çalışma alanının en kuzeyinde bulunan Küçükçekmece Lagünü'nün, güneyinde Marmara Denizi'ne yakın olan kıyısından yaklaşık 16 m derinlikten, 580 mm ve 4510 mm uzunluğunda iki tane karot alınmıştır. TKÇ10\_02 kısa yüzey piston karotu, K40° 59'11" - D28°45'28" , TKÇ0704 uzun piston karotu K40° 59'06" - D28°45'27" enlem-boylamlarında yer almaktadır (Şekil 4.1).

#### TKÇ10\_02 karotu

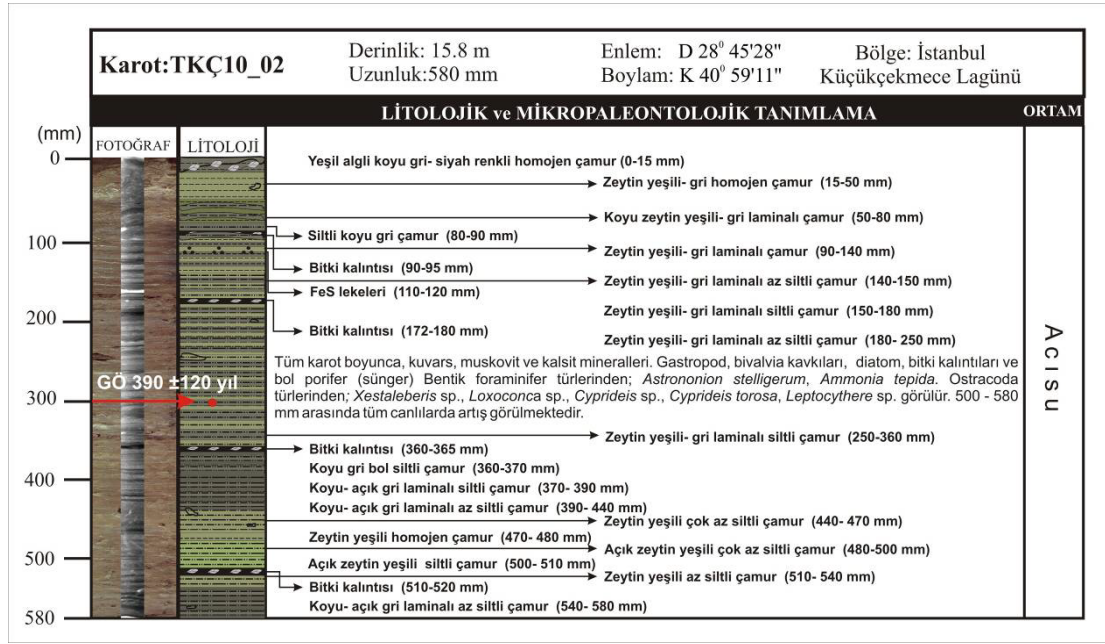
TKÇ10\_02 kısa yüzey piston karotu 15.8 m derinlikten alınmıştır. 580 mm uzunluğundadır. Genel olarak homojen zeytin yeşili olan çökel istifi, yer yer laminalı, az siltli ve bitki kalıntılı seviyeler içerir. Bentik foraminifer türlerinden; *Astrononion stelligerum*, *Ammonia tepida* ile Ostrakod türlerinden; *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis* sp., *Cyprideis torosa*, *Leptocythere* sp. görülür. 500 - 580 mm arasında tüm mikrofaunada artış görülmektedir. (Şekil 4.2, Çizelge 4.1 )



Şekil 4. 1 : Küçükçekmece Lagünü batimetri haritası (DSİ) ve karot lokasyonları.

Çizelge 4.1 : TKÇ10\_02 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri.

Derinlik (mm)	Bentik foraminifera	<i>Asterionion stelligerum</i>	<i>Ammonia tepida</i>	Ostracoda	<i>Xestaleberis</i> sp.	<i>Loxoconca</i> sp.	<i>Cyprideis</i> sp.
0					*	*	
50					*	*	
100					*	*	
150					*		
200					*		
250		*			*	*	
300		*			*	*	*
350		*	*		*		*
400		*	*		*	*	
450		*	*		*		*
500		*			*	*	*
550		*			*	*	
580		*			*		



Şekil 4.2 :TKÇ10\_02 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

#### TKÇ0704 karotu

TKÇ0704 karotu 16.5 m derinlikten piston yöntemiyle alınmıştır. Uzunluğu 4510 mm'dir. İstif boyunca acı su ortamı görülür (Şekil 4.3). 4510-3950 mm arasında zeytin yeşili az siltli laminalı çamur ve bitki kalıntılarının bulunduğu organik maddece zengin seviyeler görülür. Yer yer bentik foraminifer; *Asterionion stelligerum*, *Ammonia infilata*, *A. tepida* ve çok az *Elphidium* sp. ve *Globigerina* sp. ile ostrakod; *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis* sp., *Cyprideis torosa*, *Cypridopsis parva* türlerini içerir. Az bivalvia, diatom, gastropoda ve bitki kalıntıları içerir. Bunun üzerine iyi boylanmalı, ince taneli kum bantlarının (3710-3700 ve 3495-3485 mm) bulunduğu laminalı yer yer siltli çamur gelmektedir. Zeytin yeşili az siltli laminalı çamur 3050 mm'de sonlanır ve üzerine 50 mm kalınlığında açık zeytin yeşili homojen çamur istifi gelir. Az jips kristali, bivalvia ve diatom içeren bu seviyede *Ammonia infilata* ve *Ammonia tepida* ile *Xestaleberis* sp. türleri bulunmaktadır. 3000-2870 mm arası zeytin yeşili homojen az miktarda *Asterionion stelligerum*, *Ammonia infilata* ve *A. tepida* bentik foraminifer türleri ile *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis torosa* ostrakod türleri içeren çamur istifinin üzerine 1520 mm kadar daha açık renkli laminalı çamur istifi gelir. Kuvars, muskovit, kalsit ve jips kristalleri bulunan seviyede jips kristallerinin arttığı seviyelerde kavkılar

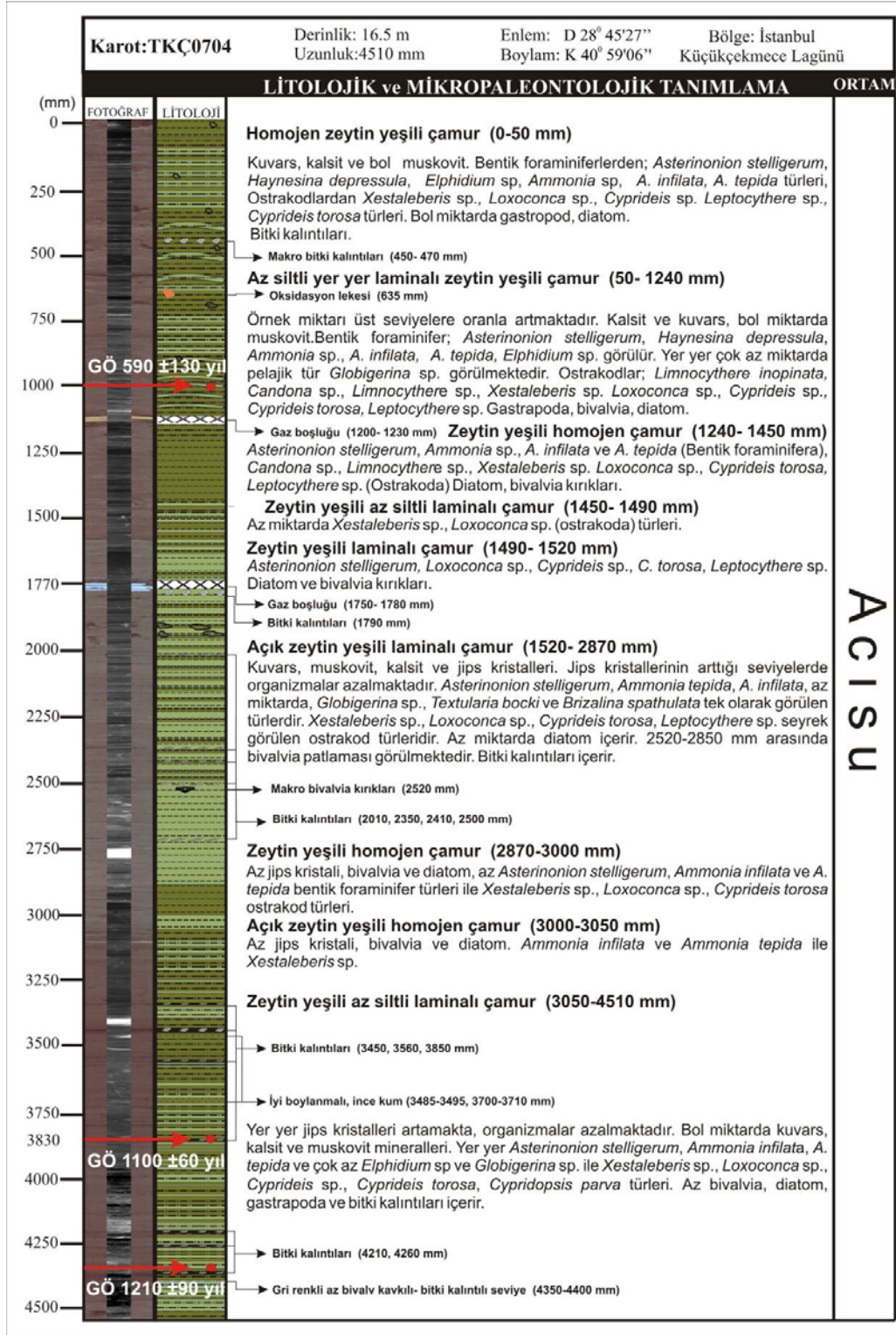
azalmaktadır. *Asterionion stelligerum*, *Ammonia tepida*, *A. infilata*, az miktarda *Globigerina* sp., *Textularia bocki* ve *Brizalina spathulata* görülen türlerdir. *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis torosa*, *Leptocythere* sp. seyrek görülen ostrakod türleridir. Az miktarda diatom içerir. 2520-2850 mm arasında bivalvia bolluğu görülmektedir. Bitki kalıntıları içerir. 2520 mm'de gözle görülebilen bivalvia kavkı kırıkları mevcuttur. 1520-1490 mm arasında zeytin yeşili laminalı homojen çamur, bunun üzerinde de 1450 mm kadar yine zeytin yeşili laminalı ama az siltli çamur yer almaktadır. 1450-1290 mm arasında laminasyonlar ve silt kaybolarak yerini homojen çamura bırakır. 1240-50 mm arası yer yer laminalı zeytin yeşili çamurlu seviyeler devam eder. Kalsit ve kuvars, bol miktarda muskovit mikroskop altında görülen minerallerdir. Bentik foraminifer türlerinden *Asterionion stelligerum*, *Haynesina depressula*, *Ammonia* sp., *A. infilata*, *A. tepida*, *Elphidium* sp. görülür. Yer yer çok az miktarda pelajik tür *Globigerina* sp. görülmektedir. Ostrakod türleri ise; *Limnocythere inopinata*, *Candona* sp., *Limnocythere* sp., *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis* sp., *Cyprideis torosa*, *Leptocythere* sp.'dir. 1240-850 mm arasında görülen laminasyonlarda konkav biçimli bir yapı dikkati çeker. 470-450 mm arası gözle görülebilen bitki kalıntılarında oluşan bir istif görülür. Seyrek olarak gözlenen laminasyonlar konkav şekildedir. 265-50 mm arasında istif paralel laminalı az siltli zeytin yeşili çamurlu, *Asterionion stelligerum*, *Haynesina depressula*, *Elphidium* sp, *Ammonia* sp, *A. infilata*, *A. tepida*, *Xestaleberis* sp., *Loxoconca* sp., *Cyprideis* sp., *Leptocythere* sp., *Cyprideis torosa* türleri içeren seviye ile son bulur (Çizelge 4.2).

#### 4.1.2 Yeniçağa Gölü

Yeniçağa Gölü'nden bir kısa yüzey piston, bir de uzun piston karotu alınmıştır. YC003 kısa karotu, K40°46'37" ve D 32°01'33" enlem ve boylamlarından YÇ0703 uzun karotu ise, K40°46'41" ve D32°01'44" enlem ve boylamlarından yaklaşık 4 m derinlikten alınmıştır (Şekil 4.4).

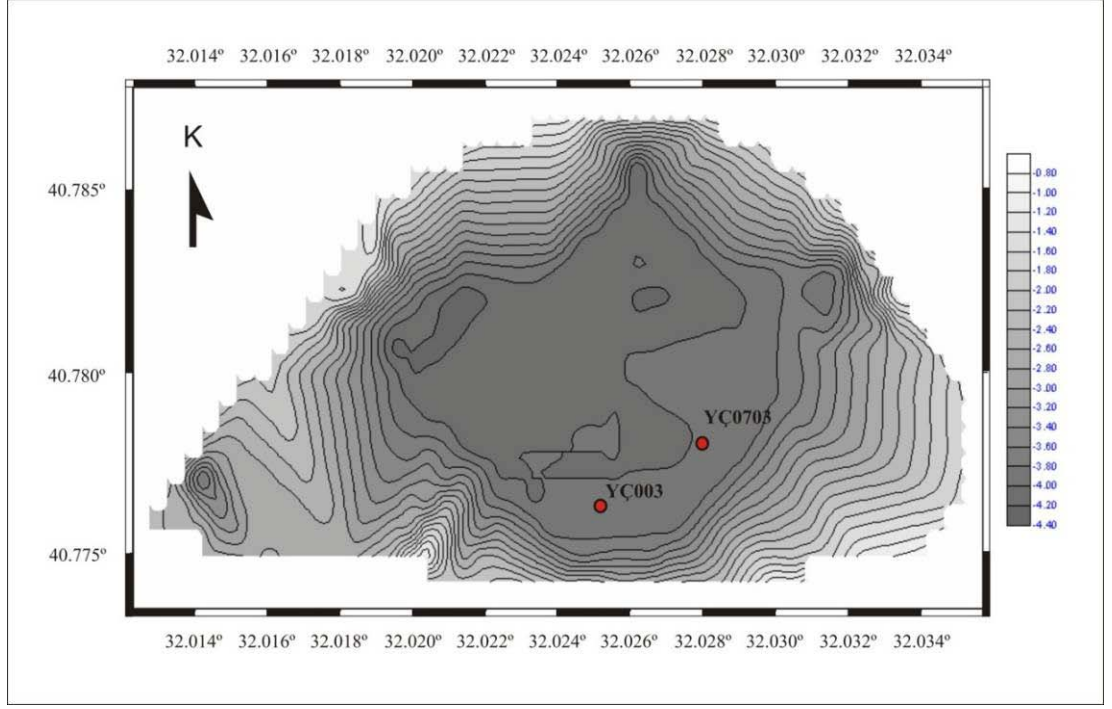
**Çizelge 4.2 : TKÇ0704 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri.**

Derinlik (mm)	Bentik foraminifera	<i>Asterinonion stelligerum</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Ammonia inflata</i>	<i>Ammonia sp.</i>	<i>Globigerina sp.</i>	Ostracoda	<i>Xestaleberis sp.</i>	<i>Loxaconca sp.</i>	<i>Cyprideis sp.</i>	<i>Cyprideis torosa</i>	<i>Cypridopsis parva</i>	Derinlik (mm)	Bentik foraminifera	<i>Asterinonion stelligerum</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Ammonia inflata</i>	<i>Ammonia sp.</i>	<i>Globigerina sp.</i>	Ostracoda	<i>Xestaleberis sp.</i>	<i>Loxaconca sp.</i>	<i>Cyprideis sp.</i>	<i>Cyprideis torosa</i>	<i>Cypridopsis parva</i>
0								*	*				2300					*							
50	*			*				*	*				2350		*										
100								*	*				2400	*	*						*	*		*	
150	*	*						*	*				2450	*	*							*			
200	*	*	*					*	*				2500	*	*	*						*			
250	*	*				*		*	*				2550								*	*			
300	*	*						*	*				2600												
350	*	*						*	*	*			2650	*	*						*	*			
400	*	*	*					*	*	*			2700	*	*						*	*			
450	*	*	*					*	*	*	*		2750	*	*						*	*		*	
500								*	*	*			2800	*	*						*	*			
550	*	*						*	*	*	*		2850								*	*			
600	*	*						*	*	*			2900	*	*						*	*		*	
650	*	*						*	*	*			2950	*	*						*	*			
700	*	*						*	*	*			3000	*	*						*	*			
750	*	*						*	*	*	*		3050	*	*	*					*	*			
800	*	*						*	*	*	*		3100	*	*						*	*			
850	*	*			*			*	*	*	*		3150								*	*			
900	*	*	*					*	*	*	*		3200	*	*						*	*			
950	*	*	*	*				*	*	*	*		3250	*	*						*	*		*	
1000	*	*	*	*	*			*	*	*	*		3300		*						*	*		*	
1050	*	*	*	*	*			*	*	*	*		3350	*	*						*	*			
1100	*	*	*	*	*			*	*	*	*		3400	*	*						*	*			
1150	*	*	*	*	*			*	*	*	*		3450	*	*	*					*	*			
1200	*	*	*	*	*			*	*	*	*		3500	*	*	*					*	*		*	
1250	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3550	*	*	*					*	*		*	
1300	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3600	*	*	*					*	*		*	
1350	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3650	*	*	*					*	*		*	
1400	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3700	*	*	*					*	*		*	
1450	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3750	*	*	*					*	*		*	
1500	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3800	*	*	*					*	*		*	
1550	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3850	*	*	*	*				*	*		*	
1600	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3900	*	*	*			*		*	*		*	
1650	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		3950	*	*	*					*	*		*	*
1700	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4000	*	*	*					*	*		*	*
1750	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4050	*	*	*					*	*		*	*
1800	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4100	*	*	*					*	*		*	*
1850	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4150	*	*	*					*	*		*	*
1900	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4200	*	*	*					*	*		*	*
1950	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4250	*	*	*					*	*		*	*
2000	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4300	*	*	*					*	*		*	*
2050	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4350	*	*	*					*	*	*	*	*
2100	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4400	*	*	*					*	*		*	*
2150	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4450	*	*	*					*	*		*	*
2200	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4500	*	*	*					*	*		*	*
2250	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*		4550	*	*	*					*	*		*	*



Şekil 4.3 : TKÇ0704 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.





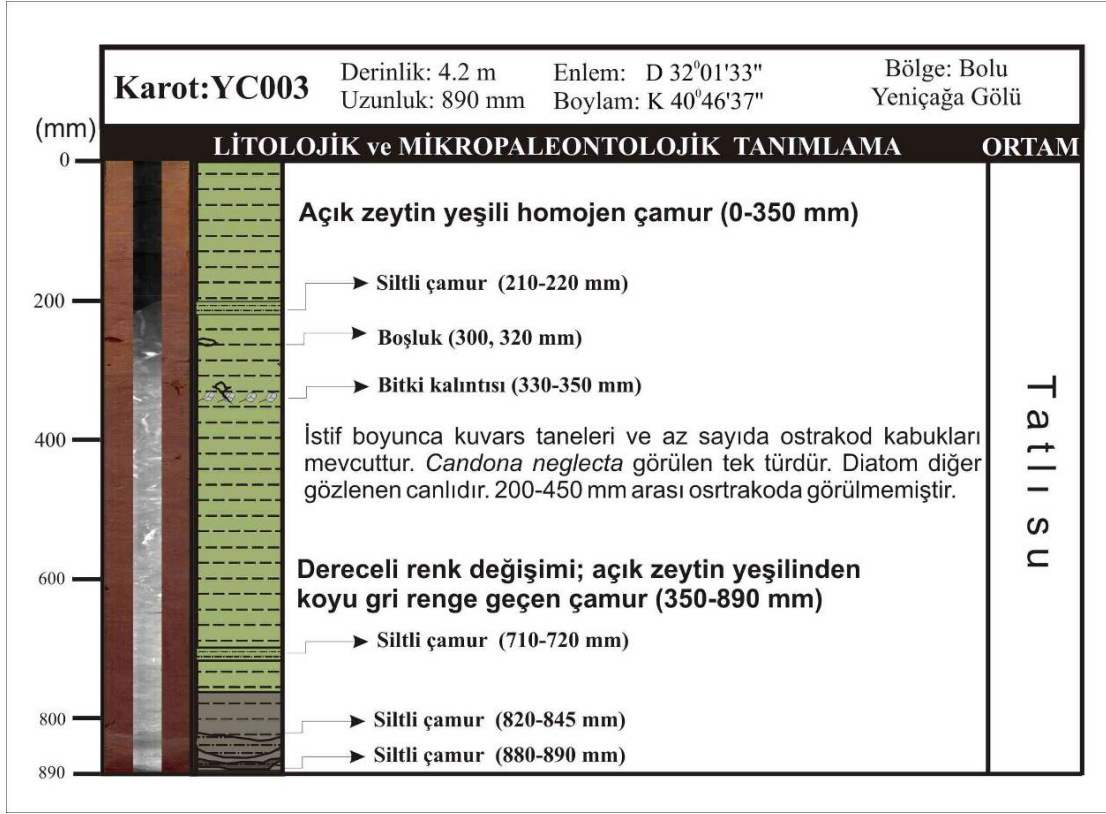
**Şekil 4.4 :** Yeniçağa Gölü batimetri haritası ve karot lokasyonları.

#### **YÇ003 karotu**

4.2 m derinlikten alınan YÇ003 karotu 890 mm uzunluğundadır. Genel olarak homojen çamurdan oluşan istif yer yer silt bantlıdır. 890-350 mm arasında koyu gri renkten açık zeytin yeşile doğru dereceli renk değişimi görülür. 890-880 mm ve 845-820 mm arasında siltli çamur bantları dikkati çeker. 350-0 mm arasında açık zeytin yeşili renkli homojen çamur seviyeleri yaygındır. 350-330 mm arasında bitki kalıntıları, 320 ile 300 mm’de ise yer yer biyotürbasyon oluşumlarına rastlanılır. 220-210 mm arasındaki siltli çamur düzeyleri yer yer bantlıdır İstif boyunca görülen tek ostrakod türü *Candona neglecta*’dır (Şekil 4.5, Çizelge 4.3).

**Çizelge 4.3 :** YÇ003 karotu boyunca görülen ostrakod türleri.

Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocyprita kraepelini</i>	Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocyprita kraepelini</i>
0	*		50	*	
5	*		55	*	
10	*		60	*	
15			65	*	
20			70	*	
25			75	*	
30			80		
35			85	*	*
40			90		
45	*		95	*	



Şekil 4.5 : YÇ003 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

### YÇ0703 karotu

4.00 m derinlikten alınan YÇ0703 karotu 4710 mm uzunluğudur. İstifin en altı koyu zeytin yeşili homojen çamurludur (4710-4420 mm). 4420-4000 mm arasında açık renkli çamurlar bulunur. Bitki kalıntıları, Insecta segmentleri ve diatom içerir. *Candona neglecta* görülen tek ostrakod türüdür. 4710-4000 mm arasında çamur içinde FeS lekeleri süreklilik gösterir. Monosülfid lekelerinin yoğunlaştığı yerlerin demir oksite dönüştüğü yerlerde oksidasyon lekeleri oluşmaktadır. 4400 mm'de biyotürbasyon ve 4250 mm'de oksidasyon izleri dikkati çeker. 4000-3800 mm arasında koyu zeytin yeşili homojen çamurlar oksidasyon lekeliidir. Bol bitki kalıntısı ve az miktarda *Candona neglecta* içerir. Bunun hemen üzerinde 400 mm kalınlığında açık zeytin yeşili-gri renkli spor ve bitki kalıntıları, diatom, az miktarda *Candona neglecta* ve yer yer *Physocypria kraepelini* türlerini içeren çamur istifi gelir. 3400-2500 mm arasında istifin rengi tekrar koyu zeytin yeşiline döner. 3000-2600 mm arasında oksidasyon lekeleri tekrar eder. Çeşitli Insecta segmentleri, spor ve bitki kalıntıları içerir. 2500-3150 mm arasında az miktarda *Candona neglecta*, 3200-3400 arasında bol miktarda *C. neglecta* ve seyrek *Physocypria kraepelini*



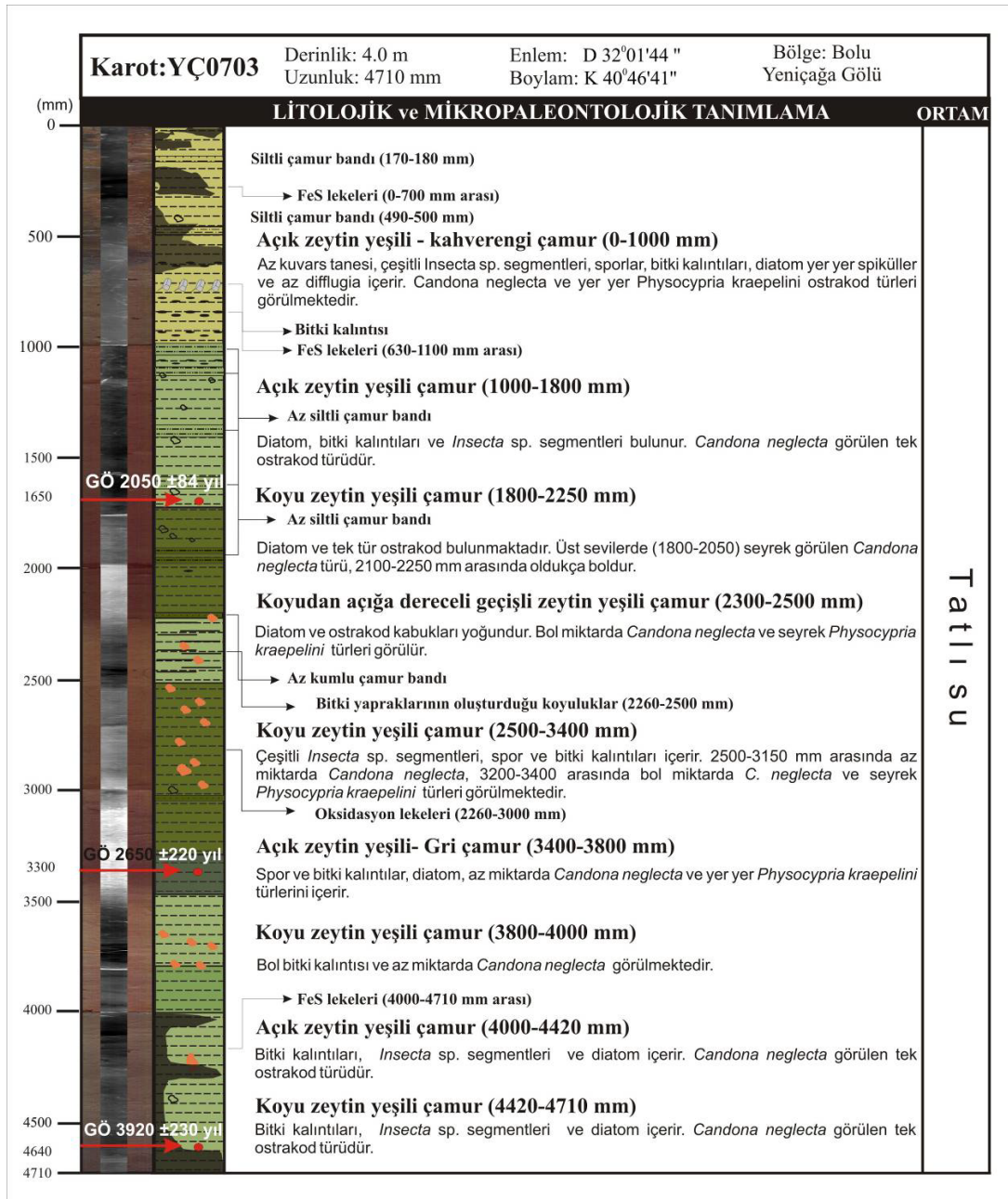
türleri görülmektedir. 2500-2300 mm arasında açık zeytin yeşilinden koyuya dereceli geçen homojen çamurlar yer alır.

**Çizelge 4.4 :** YÇ0703 karotu boyunca görülen ostrakod türleri.

Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocypria kraepelini</i>	Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocypria kraepelini</i>	Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocypria kraepelini</i>	Derinlik (mm)	<i>Candona neglecta</i>	<i>Physocypria kraepelini</i>
10	*		125	*		240	*		355	*	
15	*		130	*		245	*		360	*	
20	*		135	*		250	*		365	*	*
25			140	*		255	*		370	*	
30			145	*		260	*	*	375	*	
35	*		150	*		265	*		380	*	
40	*		155	*		270	*		385	*	
45	*		160	*		275	*		390	*	
50	*		165	*		280	*		395	*	
55	*		170	*		285	*	*	400	*	
60	*		175	*		290	*		405		
65	*		180	*		295	*		410	*	*
70	*		185	*		300	*		415	*	
75	*		190	*		305	*	*	420	*	
80	*		195	*		310	*		425	*	
85	*	*	200	*		315	*		430	*	
90	*	*	205	*		320	*		435	*	
95	*		210	*		325	*		440	*	
100	*		215	*	*	330	*		445	*	
105	*		220	*	*	335	*		450	*	
110	*		225	*	*	340	*	*	455	*	
115	*		230	*		345	*		460	*	
120	*		235	*		350	*		465	*	
									470	*	

Diatom ve ostrakod kabukları yoğundur. Bol miktarda *Candona neglecta* ve seyrek *Physocypria kraepelini* türleri görülür. 2500-2260 mm arası organik maddece zengin, bitki kalıntılarının oluşturduğu ince bantlar şeklindedir. Oksidasyon lekeleri bu seviyelerde de görülür. 2250 mm'de az kumlu çamur bandı bulunmaktadır. 2250-1800 mm arası koyu, 1800-1000 mm arasında açık zeytin yeşili homojen çamurlar bulunur. Diatom ve tek tür ostrakod bulunmaktadır. Üst seviyelerde (1800-2050) seyrek görülen *Candona neglecta* türü, 2100-2250 mm arasında oldukça boldur. 2000-1000 mm arasında yer yer az siltli çamur bantları ve biyotürbasyon izleri tekrarlanır. 1000-0 mm arası istifin rengi açık zeytin yeşili- kahverengi tonlarındadır. Az miktarda kuvars tanesi, çeşitli Insecta segmentleri, sporlar, bitki kalıntıları, diatom yer yer spiküller ve az difflugia içerir. *Candona neglecta* ve yer yer *Physocypria kraepelini* ostrakod türleri görülmektedir. 1100-630 mm arasında FeS lekeleri görülür. 500-490 mm arasınd ince siltli çamur bandı ile en üstte 1000 mm

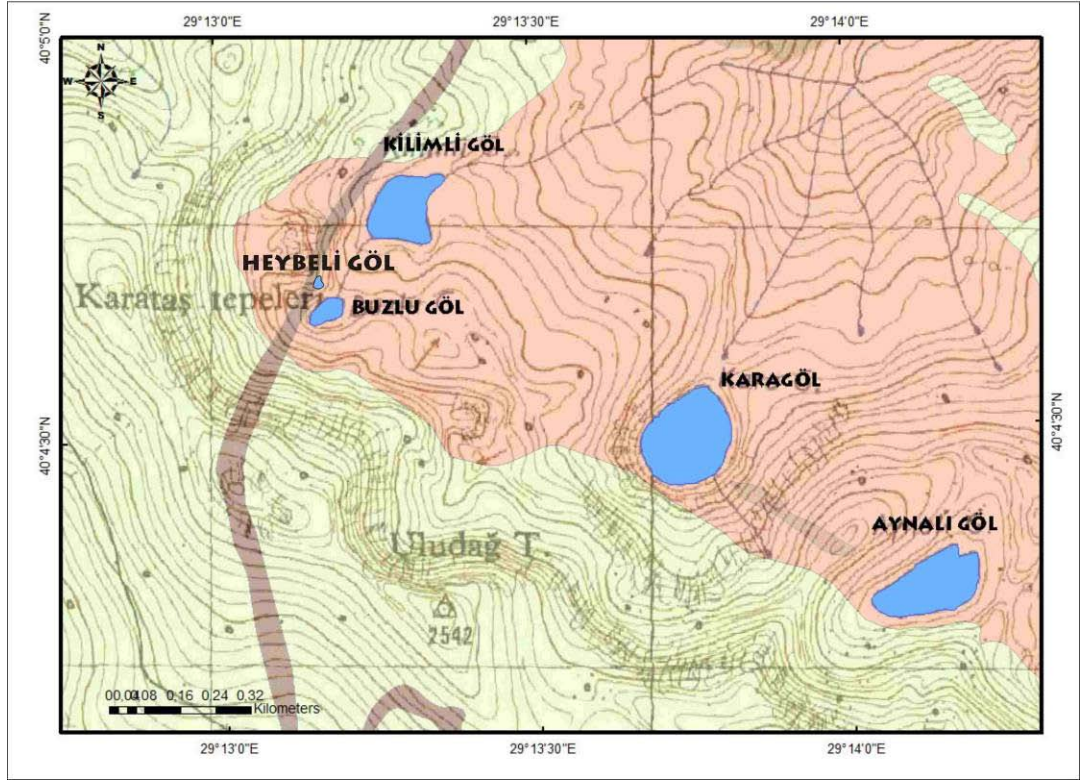
arasında demirsülfür lekeleri yoğunudur. 180-170 mm arasında siltli çamur bantlı yapı sunar (Şekil 4.6, Çizelge 4.4).



Şekil 4.6 : YÇ0703 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

#### 4.1.3 Uludağ Buzul Gölleri

Bursa il sınırları içerisinde bulunan Marmara Bölgesi'nin en yüksek dağı olan Uludağ'ın zirvesinde bulunan 4 buzul gölünden el karotiyeri ile toplam 4 karot alınmıştır (Şekil 4.7). Aynalı Göl'den 0.1 m derinlikten 650 mm, Karagöl'den 7 m derinlikten 360 mm, Kilimli Göl'den 2.5 m derinlikten, 450 mm ve kurumuş olan Heybeli Göl'den 0.05 m derinlikten 300 mm uzunluğunda çökel istifleri alınmıştır.



**Şekil 4.7 :** Uludağ zirvesi buzul göllerinin coğrafik konumu.

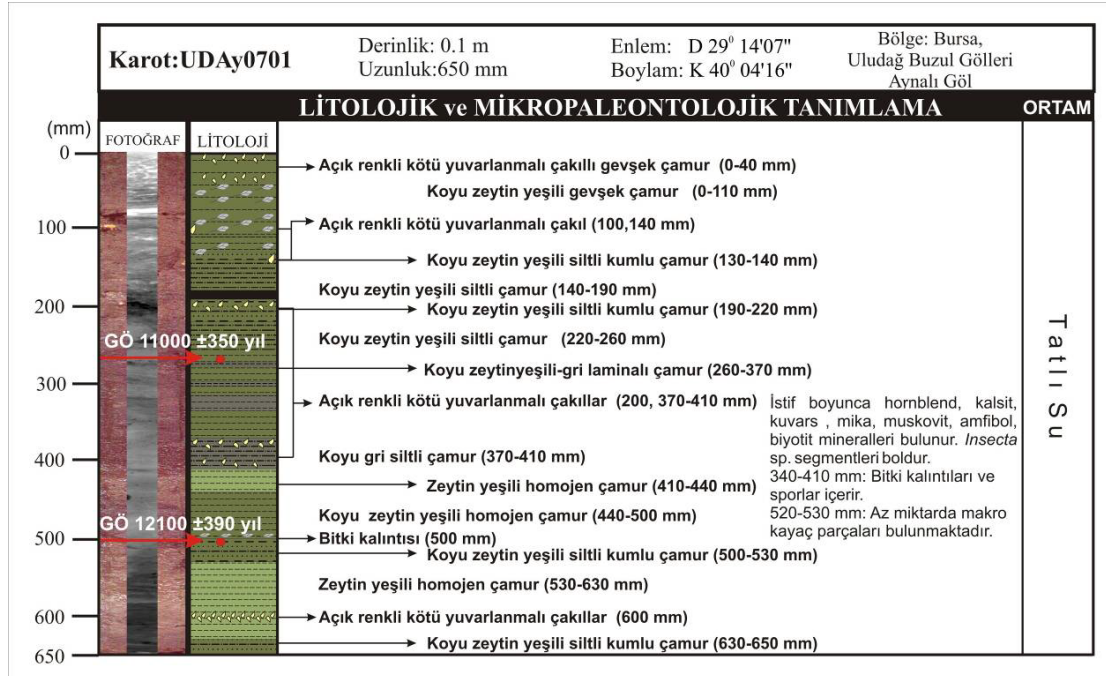
### **Aynalı Göl**

Aynalı Göl göller bölgesinde görülen üçüncü büyük göldür. Bu gölden 0.1 m derinlikten 1 tane karot (UDAy0701) alınmıştır.

### **UDAy0701 karotu**

Buzul gölleri arasında alınan en uzun istif bu göle aittir. 0.1 m derinlikten alınmıştır ve 650 mm uzunluğundadır. 630 mm'ye kadar koyu zeytin yeşili siltli kumlu çamurdan oluşan istifin üzerinde zeytin yeşili homojen çamur istifi bulunur (630-530 mm). 600 mm'de açık renkli köşeli çakıllar görülmektedir. 530-500 mm arasında siltli-kumlu çamur üzerinde yine 90 mm kalınlığında homojen çamur görülür. 500 mm'de bitki kalıntılarından oluşan ince bir bant görülmektedir. 410- 370 mm arasında koyu gri siltli ve köşeli çakıllı bir seviye bulunur. 370-260 mm arasında koyu zeytin yeşil-gri lamine çamur görülür. 260-220 mm arası koyu zeytin yeşili siltli çamur onun üzerinde ise 220-190 mm arasında aynı renkli siltli-kumlu çamur görülmektedir. İstifte üstten 110 mm'e kadar siltli-kumlu ve siltli çamur ardalanması görülmektedir. 190 mm'de organik maddece zengin bir bant görülür. 140 ve 100

mm’de makro kayaç parçaları bulunmaktadır. İstifin en üst 110 mm’si koyu zeytin yeşili gevşek çamurdan oluşur. Açık renkli çakıltaşları üstten 40 mm’de görülmektedir (Şekil 4.8) İstif boyunca hornblend, kalsit, kuvars, mika, muskovit, amfibol, biyotit mineralleri bulunur. Insecta segmentleri boldur.



Şekil 4.8 : UDAy0701 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

## Kara Göl

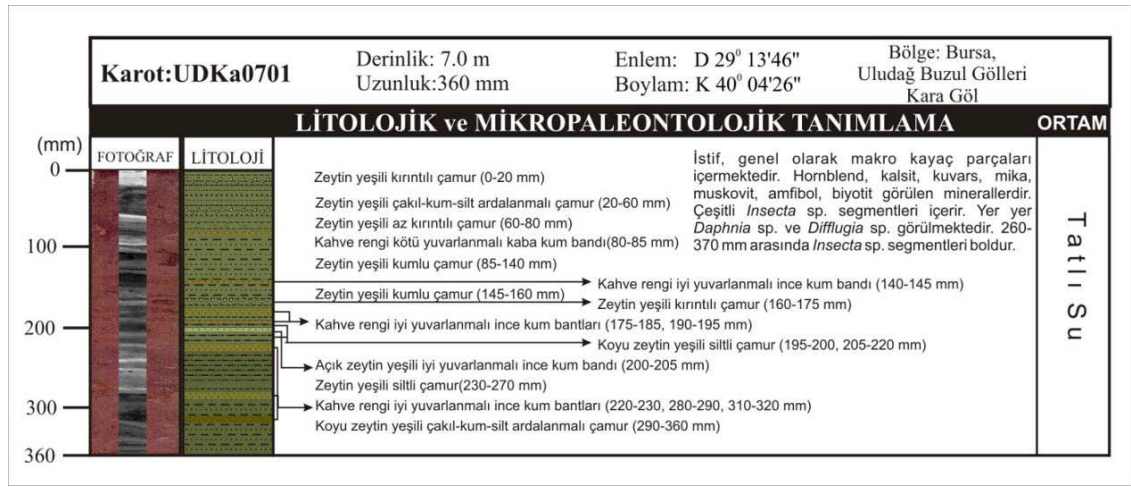
Kara Göl bölgede bulunan en büyük ve en derin göldür. Bu gölden 7 m derinlikten 1 tane karot (UDKa0701) alınmıştır.

## UDKa0701 karotu

Buzul gölleri arasında en derin olanıdır. 7 m su derinliğinden 360 mm uzunluğunda çökel istifi alınmıştır. Çökelin üst kısımları oldukça gevşek olduğundan karot alımı sırasında sıkışmadan dolayı karotiyer 3000 mm saplanmış fakat 360 mm uzunluğunda çökel alınmıştır. Genel olarak zeytin yeşili renkte çamur olan istifte yer yer çakıl-kum-silt ardalanmaları ve kum bantları görülür. En altta (360-290 mm) koyu zeytin yeşili çakıl-kum-silt ardalanmalı çamur görülür. Bunun üzerine zeytin yeşili siltli çamur gelir (270-230 mm). 310-320 mm, 290-280 mm, 230-220 mm, 195-190 mm, 185-175 mm ve 145-140 mm arasında kahverengi iyi yuvarlanmalı ince kum bantları bulunmaktadır. 220-195 mm arasında daha açık renkli siltli çamur



görülür. Bunun üzerinde kumlu çamur istifi bulunmaktadır (160- 85 mm). 85-80 mm arasında kahverengi kötü yuvarlanmalı kaba kum bandı görülmektedir. Zeytin yeşili az kırıntılı çamurdan oluşan seviyenin (80-60 mm) üzerine çakıl-kum-silt ardalı çamur gelir (60-20 mm). İstifin en üst 20 mm'si kırıntılı çamurdan oluşmaktadır. İstif, mikroskop altında incelendiğinde; genel olarak makro kayaç parçaları içerir. Hornblend, kalsit, kuvars, mika, muskovit, amfibol, biyotit görülen minerallerdir. Çeşitli Insecta segmentleri ile yer yer *Daphnia* sp. ve *Diffugia* sp. görülmektedir. 260-370 mm arasında Insecta segmentleri boldur. (Şekil 4.9).



Şekil 4.9 : UDKa0701 karotunun litolojik tanımlaması.

## Kilimli Göl

Uludağ buzul gölleri arasında en kuzeyde bulunan ve çevresinde canlı çeşitliliği en çok bulunan göldür. Kilimli gölden 2.0, 2.5 ve 3.0 m derinlikten toplam 3 tane karot alınmış, fakat bu çalışmada sadece 2.5 m derinlikten alınan 450 mm uzunluğundaki UDK0702 karotu kullanılmıştır.

## UDK0702 karotu

Kilimli Göl'den alınan ikinci çökel istifidir. 2.5 m su derinliğinden alınmıştır ve 450 mm uzunluğundadır. İstif genelde koyu zeytin yeşili turba ve çamur ardalılarından oluşur. 450-300 mm arasında çamur, 300-260 mm arasında gevşek çamur, 260-220 mm arasında tekrar çamur ve 220-0 mm arasında tekrar gevşek çamur seviyeleri dikkati çeker. Köşeli çakıllar yine yoğun olarak 220-210 mm, 90-80 ve 20-10 mm arasında bulunur. 110-100 mm arasında bitki kalıntılarında oluşan bir bant yer alır.

İstif boyunca muskovit, kalsit, kuvars minerali, horblend görülen minerallerdir. *Diffugia* sp., Insecta segmenti, bitki kalıntısı, charophyte ve spor içermektedir. (Şekil 4.10).



Şekil 4.10 : UDK0702 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

### .Heybeli Göl

Heybeli Göl Ağustos 2007’de araziye çıktığımızda kurumuştu. Buzlu Göl’ün kuzeyinde bulunan kurumuş gölden 300 mm uzunluğunda çökel istifi alınmıştır(Şekil 4.11).

### UDHe0701 karotu

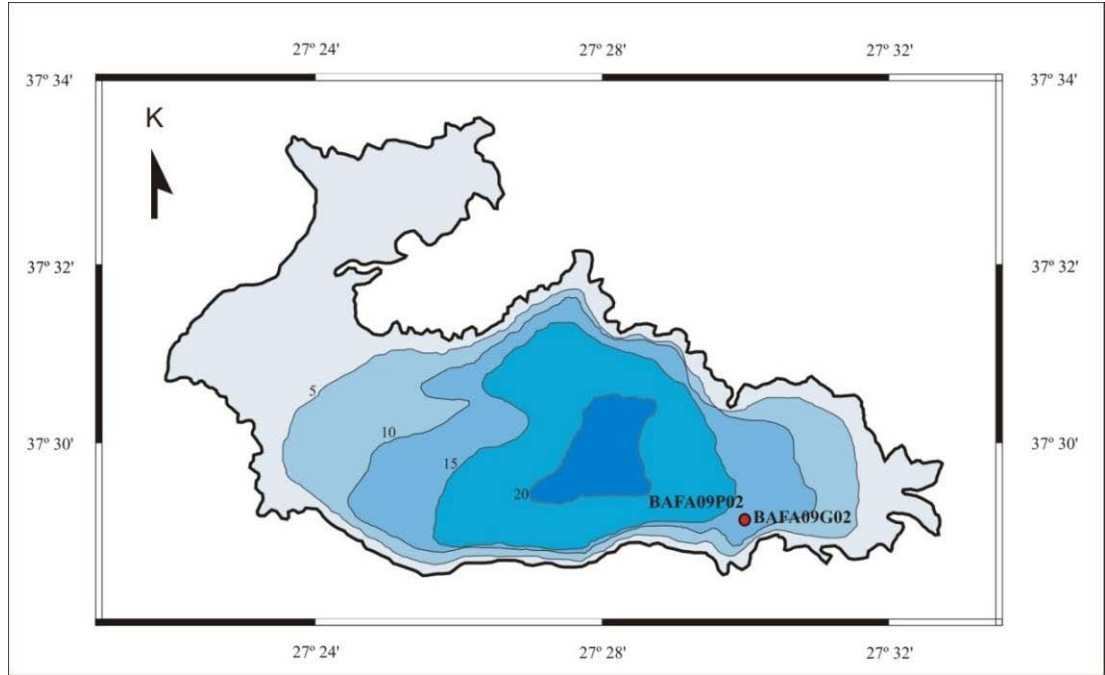
Çalışılan son göl olan Heybeli’den 0.05 m’den 300 mm uzunluğunda çökel istifi alınmıştır. Bu kısa istifin 300-160 mm arası koyu zeytin yeşili- kahverengi laminalı çamurdan oluşur. Üzerinde 160 mm kalınlığında koyu zeytin yeşili homojen çamur istifi bulunmaktadır. 160-150 mm ve 80-0 mm arasında açık renkli köşeli çakıllar görülmektedir. Genel istif boyunca, muskovit, kalsit, kuvars, eser miktarda amfibol ve klorit mineralleri görülür. Insecta segmenti ve sporlar eser miktarda yer yer bulunmaktadır.



Şekil 4.11 : UDHe0701 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

#### 4.1.4 Bafa Gölü

Muğla ve Aydın il sınırları içerisinde bulunan Bafa Gölü'nün güney doğusundan (K37°29'39"-D27°29'39") 16.2 m derinlikten kısa ve uzun olmak üzere iki karot alınmıştır (Şekil 4.12).



Şekil 4.12 : Bafa Gölü batimetri haritası (Demir, 2007). ve karot lokasyonları.

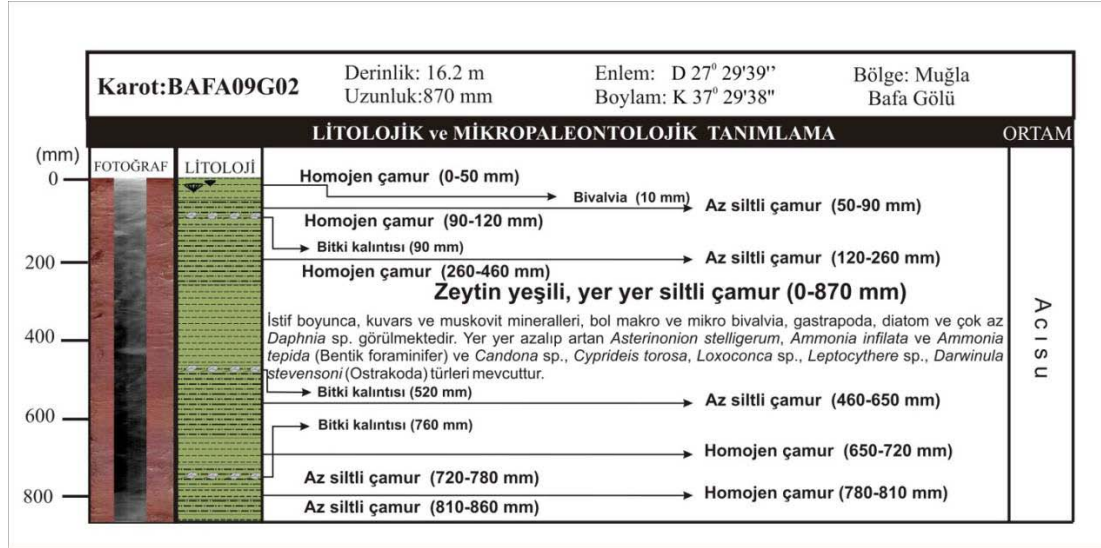
## BAFA09G02 karotu

Bafa Gölü'nden alınan kısa karot BAFA09G02, 870 mm uzunluğundadır(Şekil 4.13). İstifin en altından en üstüne doğru zeytin yeşili renkli az siltli çamur- homojen çamur ardalanması görülür. 760, 520 ve 90 mm'de bitki kalıntıları bulunmaktadır. İstifin en üst 10 mm'de gözle görülebilir bivalvia kabukları dikkati çeker. Karot mikroskop altında incelendiğinde kuvars ve muskovit mineralleri, bol miktarda makro ve mikro bivalvia, gastropoda, diatom ve çok az miktarda *Daphnia* sp. görülmektedir. Yer yer azalıp artan miktarlarda *Asterionion stelligerum*, *Ammonia inflata* ve *Ammonia tepida* (Bentik foraminifer) ve *Candona* sp., *Cyprideis torosa*, *Loxococonca* sp., *Leptocythere* sp., *Darwinula stevensoni* (Ostrakoda) türleri bulunmaktadır (Çizelge 4.5).

**Çizelge 4.5** : BAFA09G02 karotu boyunca görülen bentik foraminifer ve ostrakod türleri.

Derinlik (mm)	Bentik Foraminifera	<i>Asterionion stelligerum</i>	<i>Ammonia tepida</i>	<i>Ammonia inflata</i>	Ostracoda	<i>Candona</i> sp.	<i>Cyprideis torosa</i>	<i>Loxococonca</i> sp.
0			*	*		*	*	*
50			*	*			*	
100			*	*			*	*
150			*	*			*	
200		*	*	*			*	*
250			*	*			*	
300			*	*			*	
350			*	*		*	*	*
400			*	*		*		
450			*	*		*	*	
500			*	*		*		
550			*	*		*		
600			*	*		*		
650			*	*		*	*	
700			*	*		*	*	
750			*	*			*	
800			*	*			*	
850							*	





Şekil 4.13 : BAFA09G02 karotunun litoloji tanımlaması.

### BAFA09P02 karotu

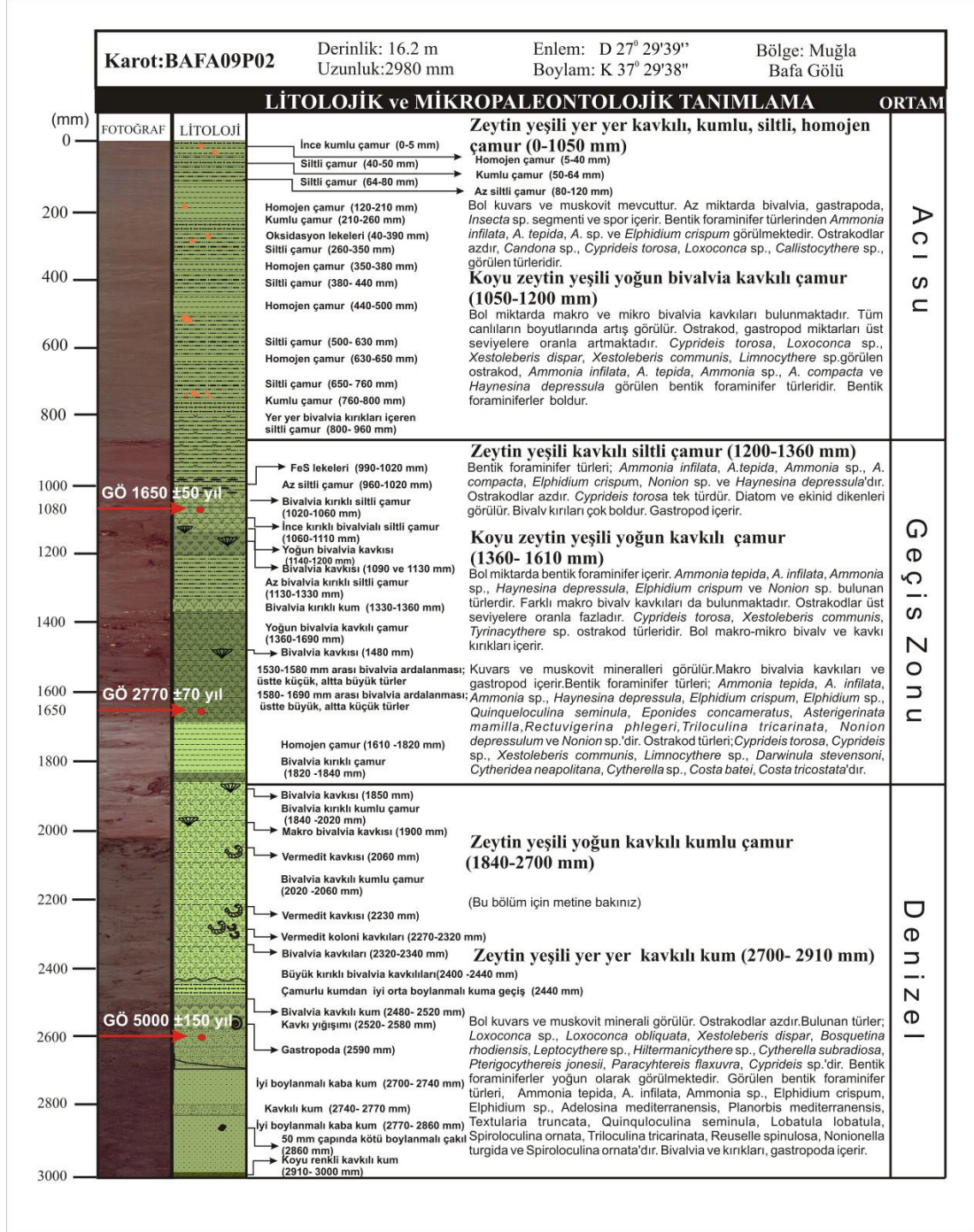
3000 mm uzunluğunda olan BAFA09P02 uzun karotunda üç farklı birim yer alır (Şekil 4.14). Bunlar tuzluluğu yüksek olan denizel, tuzluluğu daha az olan geçiş ve son olarak en az tuzlu olan acı su koşullarında çökelmiş birimlerdir. İstif tabanda denizel ortamını temsil eden çökel topluluğu ve içerikleriyle başlar. 3000-2910 mm arası koyu renkli bivalv kavkılı kum, bunun üzerinde 2910-2700 mm arasında zeytin yeşili yer yer kavkılı kum istifi yer alır. Bol kuvars ve muskovit minerali görülür. Ostrakodlar azdır. Bulunan türler; *Loxoconca* sp., *Loxoconca obliquata*, *Xestoleberis dispar*, *Bosquetina rhodiensis*, *Leptocythere* sp., *Hiltermanicythere* sp., *Cytherella subradiosa*, *Pterigocythereis jonesii*, *Paracythereis flaxuvra*, *Cyprideis* sp.'dir. Bentik foraminiferler yoğun olarak görülmektedir. Görülen bentik foraminifer türleri, *Ammonia tepida*, *A. infilata*, *Ammonia* sp., *Elphidium crispum*, *Elphidium* sp., *Adelosina mediterraneensis*, *Planorbis mediterraneensis*, *Textularia truncata*, *Quinquoloculina seminula*, *Lobatula lobatula*, *Spiroloculina ornata*, *Triloculina tricarinata*, *Reuselle spinulosa*, *Nonionella turgida* ve *Spiroloculina ornata*'dır. Bivalvia ve kırıkları, gastropoda içerir. 2860 mm'de 50 mm çapında kötü boylanmalı çakıllı seviye bulunur. 2860-2770 mm arasında kavkılı kum bandı, 2740-2700 mm arasında iyi boylanmalı kaba kumdan oluşan düzeyler yer alır. 2590 mm'de iri gastropoda, 2580-2520 mm arasında ise kavkı yığılması görülür. 2520- 2480 mm arası bivalv kavkılı kum, 2440 mm 'de ise kumdan çamura uyumsuz geçiş dikkati çeker. 2440-2400 mm arası kırılmış parçalanmış bivalvia kavkılı, 2340-2320 mm arasında

ise farklı cinste olduğu tahmin edilen bivalvialar görülmektedir. 2320-2270 mm arasında, 2230 ve 2060 mm'de vermedit kolonilerinin kavkuları bulunmaktadır. 2060-2020 m arası bivalv kavklı-kumlu çamur istifi yer alır. 2700-1840 mm arası ise zeytin yeşili renkli yoğun kavklı-kumlu çamurdan oluşur. Mikroskop altında incelendiğinde; bol miktarda makro ve mikro bivalvia, gastropoda, ekinid kavkı kırıkları ve spikülleri, vermedit kavkı kırıkları içermektedir. Ostrakod ve bentik foraminifer çeşitliliği boldur. Görülen bentik türleri; *Ammonia tepida*, *A. infilata*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Triloculina tricarinata*, *Elphidium crispum*, *Elphidium* sp., *Eponides concameratus*, *Reusella spinulosa*, *Asterigerinata mamilla*, *Lagena laevis*, *Textularia truncata*, *T. Agglutinans*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Quinqueloculina seminula*, *Lobatula lobatula*, *Miliolinella dilatata*, *Rosalina bradyi*, *Adolesina* sp., *A. mediterraneensis*, *Cycloforina villafranca*, *Brizalina spathulata*, *Bulimina elongata*, *Cibicides* sp., *Spiroloculina excavata*, *Cycloforina* sp., *Nonion* sp., *Nonionella turgida* ve *Nonion depressulum*, *Lagena laevis*, *Textularia truncata*, *Spiroloculina ornata*, *Spiroloculina excavata*, *Quinqueloculina seminula*, *Cycloforina villafranca*, *Brizalina spathulata*, *Bulimina elongata*, *Nonion* sp., *Nonionella turgida* ve *Nonion depressulum*'dur. Ostrakod türleri ise *Loxoconcha tumida*, *Cyprideis* sp., *Cypridinodes acuminata*, *Loxoconcha rombaidal*, *Loxoconcha* sp., *Loxoconcha obliquata*, *Loxoconcha rombaidal*, *Loxoconcha tumida*, *Xestoleberis dispar*, *Xestoleberis communis*, *Xestoleberis ventricosa*, *Bosquetina rhodiensis*, *Leptocythere* sp., *Semicytherura* sp., *Hiltermanicythere turbida*, *Cytherella subradiosa*, *Cytheridea neapolitana*, *Cytherella vandenboldi*, *Cytherella* sp., *Pterigocythereis jonesii*, *Pterigocythereis ceratoptera*, *Paracythereis flaxuvra*, *Paracytheridea* sp., *Pontocypris acuminata*, *Bythocythere minima*, *Paradoxostoma smile*, *Acanthocythereis hystrix*, *Costa batei*, *Costa tricostata*, *Propontocypris prifera*'dır. Az miktarda pelajik foraminifer *Globigerina* sp. görülmüştür. 1840-1820 mm arasında koyu zeytin yeşili bivalvia kırıklı çamur ve bunun üzerinde 1690 mm'e kadar açık renkli homojen çamur görülür. 1690-1360 mm arası yine koyu zeytin yeşili yoğun kavklı çamurdan oluşur. 1690-1530 mm arası yoğun bivalvia kavkılarının ardalanması şeklindedir. Buna göre en altta nispeten büyük kavklı bivalvler altta ise küçük kavkılılar onun da üstünde tekrar büyük kavklı bivalvler dikkati çeker. 1480 mm'de makro bivalv kavkısı bulunmaktadır. Kuvars ve muskovit mineralleri görülür. Makro bivalvia kavkuları ve gastropod içerir. Bentik foraminifer türleri; *Ammonia tepida*, *A. infilata*, *Ammonia* sp., *Haynesina depressula*, *Elphidium*

*crispum*, *Elphidium* sp., *Quinqueloculina seminula*, *Eponides concameratus*, *Asterigerinata mamilla*, *Rectuvigerina phlegeri*, *Triloculina tricarinata*, *Nonion depressulum* ve *Nonion* sp.'dir. Ostrakod türleri; *Cyprideis torosa*, *Cyprideis* sp., *Xestoleberis communis*, *Limnocythere* sp., *Darwinula stevensoni*, *Cytheridea neapolitana*, *Cytherella* sp., *Costa batei*, *Costa tricostata*'dır. 1360-1200 mm arasında kavkılar nispeten azalır ve zeytin yeşili siltli çamur istifi görülür. Bentik foraminifer türleri; *Ammonia infilata*, *A.tepida*, *Ammonia* sp., *A. compacta*, *Elphidium crispum*, *Nonion* sp. ve *Haynesina depressula*'dır. Ostrakodlar azdır. *Cyprideis torosa* tek türdür. Diatom ve ekinid dikenleri görülür. Bivalv kırıkları çok boldur. Gastropod içerir. 1360-1330 mm arası yoğun kavkılı çamur onun üzerinde azalarak bivalvia kırıklı siltli çamur seviyesi gelir (1330-1130 mm). 1230 ve 1090 mm'de makro bivalv kavkısı mevcuttur. 1200-1050 mm arasında bol miktarda makro ve mikro bivalvia kavkuları bulunmaktadır. *Cyprideis torosa*, *Loxoconca* sp., *Xestoleberis dispar*, *Xestoleberis communis*, *Limnocythere* sp. görülen ostrakod, *Ammonia infilata*, *A. tepida*, *Ammonia* sp., *A. compacta* ve *Haynesina depressula* görülen bentik foraminifer türleridir. Bentik foraminiferler boldur. 1200-1140 mm arasında kavkılar tekrar yoğunlaşır ve istifin rengi koyulaşır. 1110-1060 mm arası ince kırıklı bivalvia kavkılı siltli çamur, 1060-1020 mm arasında ise kaba kırıklı bivalvia kavkılı siltli çamur bulunmaktadır. 1020-960 mm arasında silt oranı düşük çamur düzeyi yer alır. Ayrıca 1020-960 mm arasında FeS lekeleri bulunmaktadır. 1140 mm'den istifin en üstüne kadar zeytin yeşili yer yer kavkılı, kumlu, siltli çamur görülür. Az miktarda bivalvia, gastropoda, Insecta segmenti ve spor içerir. Bentik foraminifer türlerinden *Ammonia infilata*, *A. tepida*, *A. sp.* ve *Elphidium crispum* görülmektedir. Ostrakodlar azdır, *Candona* sp., *Cyprideis torosa*, *Loxoconca* sp., *Callistocythere* sp. görülen türleridir. 960-630 mm arasında transgresif bir istif görülür. Buna göre 960-800 mm arası bivalvia kırıkları içeren siltli çamur, 800-760 mm arası kumlu çamur, 760-650 mm arası siltli çamur, 650-630 mm arası homojen çamur görülmektedir. 630-260 mm arası siltli çamur – çamur araldanması şeklindedir. 390-40 mm arasında çamurlarda belirgin yer yer oksidasyon lekeleri mevcuttur. 260-210 mm arası kumlu çamurun üzerinde 12 mm'e kadar homojen çamur yer alır. 120- 50 mm arasında tane boyu artışı gözlenmektedir. 50-0 mm arasında ise kum, silt araldanmalı çamur bulunur (Çizelge 4.6)







Şekil 4.14 : BAFA09P02 karotunun litolojik ve mikropaleontolojik tanımlaması.

## 4.2 Kronostratigrafi

Çalışma dahilinde 6 karottan toplam 15 adet C-14 analizi ile yaş tayini yapılmıştır. <sup>14</sup>C yaşları, Reimer ve diğ. (2009)'un hazırladığı *Calib Radiocarbon Calibration Execute Version 6.0 html* programı ile takvim yılına, başlangıç yılı 1950 kabul edilerek kalibre edilmiştir.

Tüm karotlarda MS (*Magnetic Susceptibility*) değerlerinin ve XRF element tarayıcısı analiz sonuçlarında belirlenen Santorini Yanardağı tüflerinde zenginleşen Y, Ba, Sn ve Vezüv Yanardağı tüflerinde zenginleşen Nb, Zr, Th, U, Sr ve Rb elementlerinin karot boyunca dağılımlarına bakılarak olası tüf seviyeleri belirlenmiş ve polarizan mikroskop altında cam kristalleri aranmıştır (Çağatay ve diğ., 2004). Buna göre Yeniçağa Gölü çökellerinde GÖ 1870 yılında Vezüv-Pompei Patlaması (5 VEI-Volcanic Explosivity Index) ile GÖ 3550 yılında Santorini (7 VEI), Uludağ Aynalı Göl çökellerinde GÖ 320 yılında Vezüv (5 VEI) ve Bafa Gölü'nde GÖ 1480 yılında Vezüv (5VEI) ile GÖ 3550 yılında Santorini (7 VEI) Yanardağları'nın patlamalarına ait tüfler bulunmuştur. Son 4500 yılda Türkiye civarında olan 5 ve 5'ten büyük VEI'deki patlayan yanardağların listesi Çizelge 4.7'de verilmektedir.

**Çizelge 4.7 :** Türkiye'nin batısında GÖ 4500 yıldan günümüze 5 VEI ve üzerinde patlayan yanardağların listesi ve patmalama tarihleri (Smithsonian University *Global Volcanism Program* (<http://www.volcano.si.edu/>)).

Yanardağ	Coğrafik konun	Yaşlandırma Metodu	Tarih	GÖY	VEI
Vezüv	İtalya	Tarihsel Veri	16 Aralık 1631	320	5
Vezüv	İtalya	Tarihsel Veri	5 Kasım 472	1480	5
Vezüv	İtalya	Tarihsel Veri	24 Ekim 79	1870	5
Etna	İtalya	Tarihsel Veri	M.Ö. 122	2070	5
Etna	İtalya	Tarihsel Veri	M.Ö. 1500 ±50	3450	5
Santorini	Yunanistan	Kalibre edilmiş C-14	M.Ö. 1610 ±14	3550	7
Campi Flegrei	İtalya	Kalibre edilmemiş C-14	M.Ö. 2150 ±500	4100	5
Vezüv	İtalya	Kalibre edilmiş C-14	M.Ö. 2420 ±40	4370	5
Campi Flegrei	İtalya	Kalibre edilmemiş C-14	M.Ö. 2500	4450	4
Campi Flegrei	İtalya	Kalibre edilmiş C-14	M.Ö. 6650±100	6100	
Vezüv	İtalya	Kalibre edilmiş C-14	M.Ö. 6940±100	8600	5
Campi Flegrei	İtalya	Kalibre edilmiş C-14	M.Ö. 8480±100	8890	4

#### 4.2.1 Küçükçekmece Lagünü

Küçükçekmece Lagünü'nden alınan üç karotta (TKÇ10\_02, TKÇ0704 ve TKÇ0705) toplam 7 seviyede C-14 yaş analizi yapılmıştır. Çökelerde organik karbon, bitki ve mollusk örnekleriyle yapılan analizlerden elde edilen -takvim yılına kalibre edilmemiş- yaşlar Çizelge 4.8'de verilmektedir.

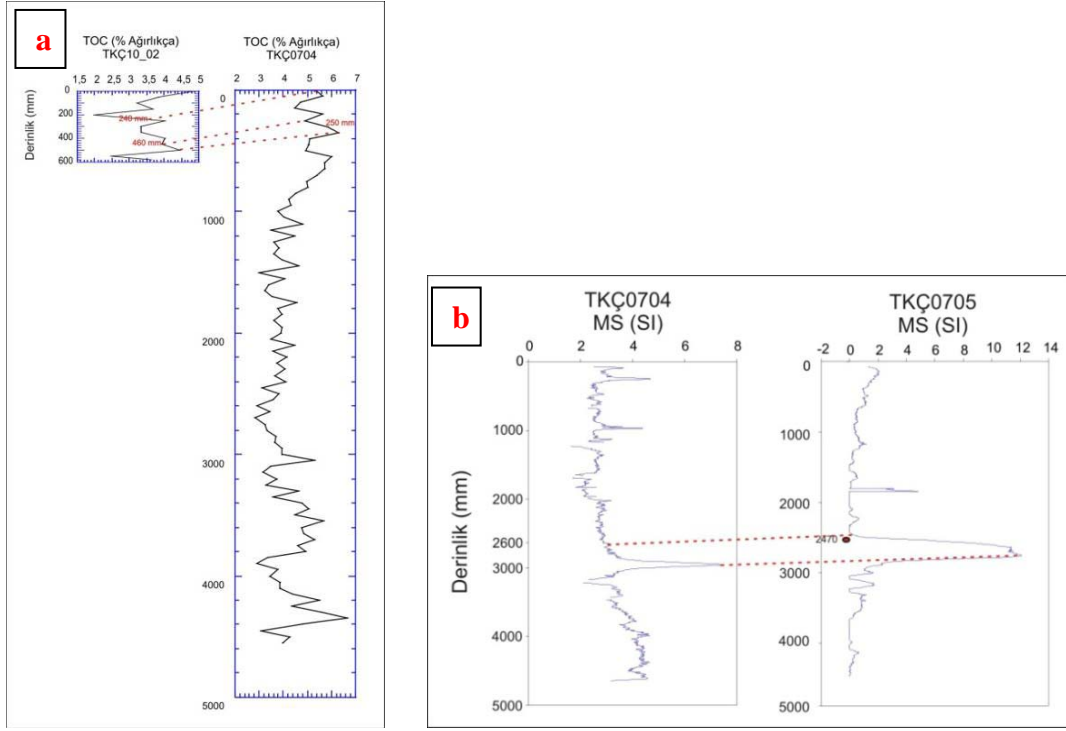
TKÇ10\_02 ve TKÇ0704 çökel istiflerinde yapılan toplam organik karbon (TOC) ağırlıkça % değerleri deneştirilmiş ve TKÇ10\_02 karotunda 460-480 mm arasında alınan <sup>14</sup>C yaşının TKÇ0704 uzun karotunda 250 mm'ye ve kısa karotta 240 mm'in uzun karotun en üst seviyesine (0 mm) denk geldiği tespit edilmiştir.

**Çizelge 4.8 :** Küçükçekmece kısa (TKÇ10\_02) ve uzun (TKÇ0704, TKÇ0705) karotlarında yapılan  $^{14}\text{C}$  yaş tayini kalibre edilmemiş analiz sonuçları.

Seviye (mm)	Örnek türü	$\delta^{13}\text{C}$	Yaş (yıl)	Hata Payı (yıl)
TKÇ10-02 460-480 =04→300 mm	Organik karbon	-25.3	730	±130
TKÇ0704 1000-1010	Organik karbon	-24.9	990	±165
TKÇ0704 1770-1780	Bitki	-19.48	555	±30
TKÇ0704 3830-3840	Bitki	-18.23	1160	±30
TKÇ0704 4300-4310	Bitki	-18.2	1290	±110
TKÇ0705 2470-2480 =04→2600 mm	Bitki	-23.06	1100	±25
TKÇ0705 3050-3060	Mollusk	-1.78	1050	±25

Buna göre bir bütün karot eldesi için 240 mm uzun karota eklenmiştir. TKÇ0704 ve 05 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerleri denştirilmesiyle TKÇ0705 karotunda 2470-2480 mm arasından alınan  $^{14}\text{C}$  yaşının TKÇ0704 karotunda 2600 mm denk geldiği bulunmuştur. (Şekil 4.15). TKÇ0704 karotundan 1770-1780 mm ve TKÇ0705 karotundan 3050-3060 mm'den alınan  $^{14}\text{C}$  yaşları uyumsuzluk gösterdiğinden dolayı yaş modelinde kullanılmamıştır.

Küçükçekmece Lagünü istifinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşları takvim yılına Calib 6.0 programı INTCAL09 ve MARINE09 yöntemleri ile kalibre edilmiştir. INTCAL09 kalibrasyon yöntemi GÖ 0-46400  $^{14}\text{C}$  yılları arasında kullanılabilir. Bu veri seti birçok denizel olmayan (*non-marine*) örnekler için önerilir. GÖ 0-12500 kalibre edilmiş yılları arasında ağaç halkalarında yapılmış  $^{14}\text{C}$  ölçümlerine, 12500 yıl öncesi için ise denizel mercan ve varv verilerine dayanmaktadır. Veri setlerinin oluşturulmasıyla ilgili detaylar için bkz; Reimer ve diğ., (2004). MARINE09 kalibrasyonu GÖ 0-46743  $^{14}\text{C}$  yılları arasında kullanılır. Çoğu denizel veri için bu yöntem önerilmektedir. GÖ 0-10500 kalibre edilmiş yılları arası için bilgisayar tabanlı okyanus karbon değişim modelini kullanan INTCAL09 girdisine dayanan veriler kullanılır. INTCAL09 girdisine göre küresel rezervuar yaşı 408 yıl olarak kabul edilir ve buna göre düzeltme yapılır.



**Şekil 4.15** : a) TKÇ10\_02 ve TKÇ0704 çökel istiflerinde yapılan toplam organik karbon (TOC) ağırlıkça % değerleri denştirilmesi; TKÇ10\_02 460 mm = TKÇ0704 250 mm ve TKÇ10\_02 240 mm = TKÇ0704 0 mm, b) TKÇ0704 ve 05 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerleri denştirilmesi, TKÇ0705 2475 mm = TKÇ0704 2600 mm.

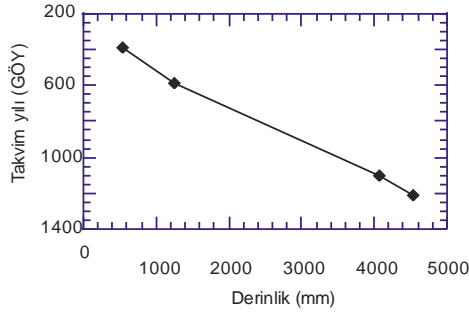
10500 yıldan öncesi için denizel mercan ve varv verileri kullanılmaktadır. İstifin 540 ve 1240 mm'den alınan toplam organik karbondan alınan yaşlar deniz-göl etkisinde INTCAL09 ve MARINE09 yönteminin birlikte kullanıldığı farklı bir seçenkle %50 oranı ile 405 yıl rezervuar yaşı eklenerek kalibre edilmiştir. 4070 ve 4540 mm'de bitki örneklerinden alınan yaşlar için INTCAL09 kalibrasyon yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemler sonucunda seçilen standart sapma değerleri ( $1\sigma$  veya  $2\sigma$ ) ve olasılık dağılım fonksiyonu altındaki göreceli alanlar ile bunlara göre hesaplanan yaş ve hata payları Çizelge 4. 9'da verilmektedir.

**Çizelge 4.9** : Küçükçekmece Lagünü'nünden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları.

Seviye (mm)	Yaş (GÖY)	Yaş (MS)	Hata Payı (yıl)
TKÇ10_02 300 mm (=540 mm)	390	1560	$\pm 120$ ( $1\sigma$ )
TKÇ0704 1000 (=1240mm)	590	1360	$\pm 130$ ( $1\sigma$ )
TKÇ0704 3830 (=4070 mm)	1100	850	$\pm 60$ ( $2\sigma$ )
TKÇ0704 4300 (=4540 mm)	1210	740	$\pm 90$ ( $1\sigma$ )



Takvim yılına kalibre edilen yaşların karot derinliği boyunca dağılımları ve hesaplanan çökme hızları Şekil 4.16'da verilmektedir. Oluşturulan yaş modeline göre çökme hızları, 0-540 mm arasında 0.7 mm/y, 540-1240 mm arasında 3.5 mm/y, 1240-4070 mm arasında 5.6 mm/y ve 4070-4540 mm arasında 4.3 mm/y'dir.



Seviyeler (mm)	Sed. Hızı (mm/y)
540-1240	3.5
1240-4070	5.6
4070-4540	4.3

**Şekil 4.16 :** Küçükçekmece Lagünü yaş modeli ve seviyelere göre çökme hızları.

#### 4.2.2 Yeniçağa Gölü

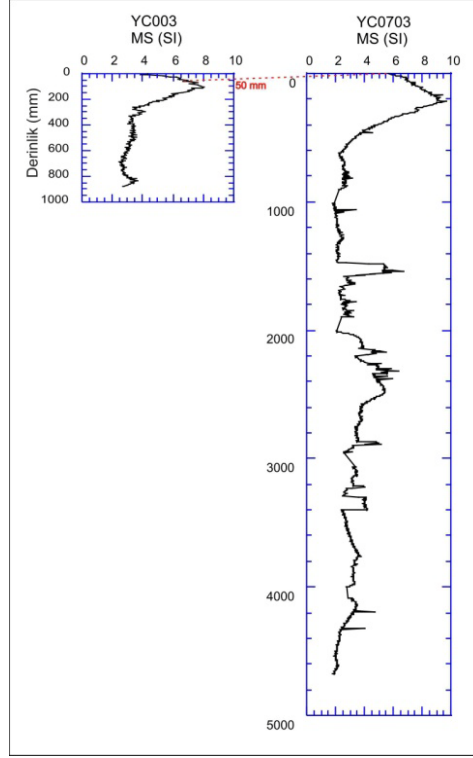
Yeniçağa Gölü'nden alınan YÇ0703 karotunda ağırlıkça toplam organik karbon yüzdesi yüksek olan üç seviyeden örnekler alınmış ve C-14 ile yaşlandırılmıştır. Elde edilen takvim yılına kalibre edilmemiş yaşlar Çizelge 4.10'da verilmektedir.

**Çizelge 4.10 :** Yeniçağa Gölü YÇ0703 karotunda yapılan  $^{14}\text{C}$  yaş tayini kalibre edilmemiş analiz sonuçları.

Seviye	Örnek türü	$\delta^{13}\text{C}$	Yaş (yıl)	Hata Payı (yıl)
YÇ0703 1640-1650 mm	Organik karbon	-29.1	2080	$\pm 75$
YÇ0703 3300-3310 mm	Organik karbon	-30.3	2610	$\pm 95$
YÇ0703 4640-4650 mm	Organik karbon	-29.0	3615	$\pm 90$

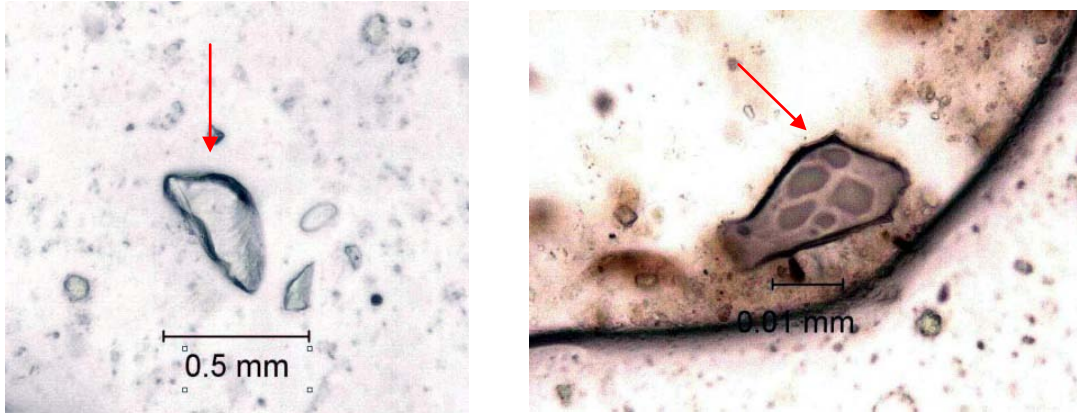
YÇ003 kısa karotu ve YÇ0703 uzun karotunda MS değerleri denştirilerek birleştirilmiştir. Buna göre YÇ003 karotunun 50. mm'si YÇ0703 karotunun 0 mm'ne denk gelmektedir (Şekil 4.17).

Yeniçağa Gölü'nde MS değerleri ile Y, Ba ve Nb element dağılımlarının yüksek olduğu seviyelerden alınan sürme kesitler polarizan mikroskop altında incelenmiş ve 1500 ile 4500 mm'de volkanik cam kristalleri (Şekil 4.18) bulunmuştur.

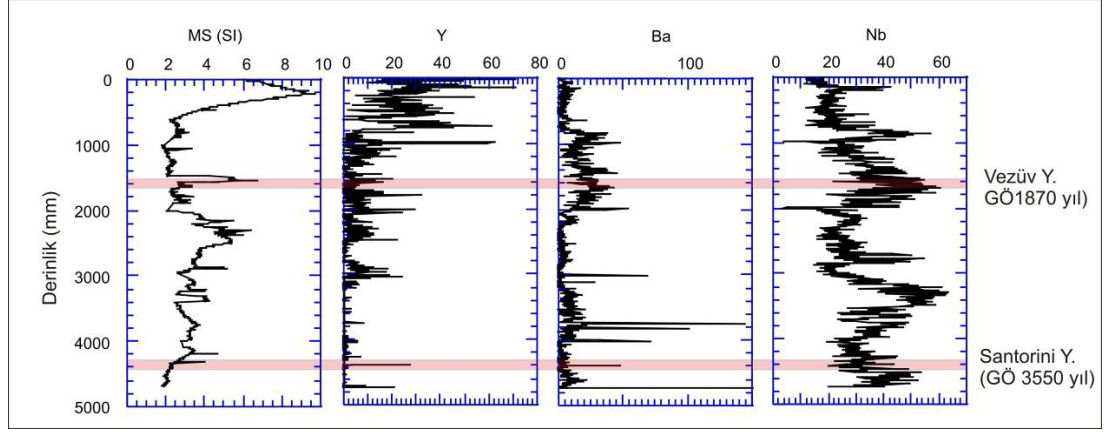


**Şekil 4.17 :** YÇ003 ve YÇ0703 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerlerinin denştirilmesi (YÇ003 50 mm = YÇ0703 0 mm).

1500 mm'de bulunan tuf seviyeleri, Vezüv Yanardağı'nın GÖ 1870 yıl ve 4500 mm'de bulunanlar ise Santorini Yanardağı'nın GÖ 3550 yılında patlamalarına ait olduğu düşünölmektedir (Şekil 4.19).



**Şekil 4.18 :** YÇ0703 karotunda 1500 mm (sol-Vezüv Yanardağı) ve 4500 mm'de (sağ-Santorini Yanardağı) görölen cam örnekleri.



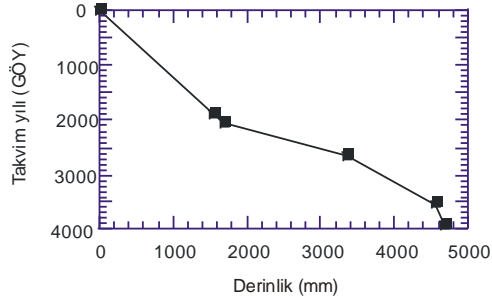
**Şekil 4.19 :** Yeniçağa Gölü, MS ile Y, Ba ve Nb elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tüflerin bulunduğu seviyeler.

Gölden alınan örneklerin takvim yaşına kalibrasyonunda INTCAL09 yöntemi kullanılmıştır. Kalibrasyon sonucunda seçilen standart sapma değerleri ( $1\sigma$  ve  $2\sigma$ ), olasılık dağılım fonksiyonu altındaki göreceli alanlar ve bunlara göre hesaplanan yaş ve hata payları ile tüflerden elde edilen yaşlar Çizelge 4.11’de verilmektedir.

**Çizelge 4.11 :** Yeniçağa Gölü’nden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve yanardağ patlamalarının tarihleri.

Seviye (mm)	Patlamalar	Yaş (GÖY)	Yaş (MS)	Hata Payı (yıl)
YÇ0703 1500	Vezüv (5 VEI)	1870	M.S. 80	0
YÇ0703 1640-1650		2050	M.Ö. 100	$\pm 85$ ( $1\sigma$ )
YÇ0703 3300-3310		2650	M.Ö. 700	$\pm 220$ ( $2\sigma$ )
YÇ0703 4500	Santorini (7 VEI)	3550	M.Ö. 1600	0
YÇ0703 4640-4650		3920	M.Ö. 1970	$\pm 230$ ( $1\sigma$ )

Yeniçağa Gölü çökeline takvim yılına kalibre edilen yaşların karot derinliği boyunca dağılımları ve hesaplanan çökme hızları Şekil 4.20’de verilmektedir. Oluşturulan yaş modeline göre çökme hızları, 0-1550 mm arasında 0.8 mm/y, 1550-1690 mm arasında 0.7 mm/y, 1690-3350 mm arasında 2.7 mm/y, 3350-4550 mm arasında 1.3 mm/y ve 4550-4690 mm arasında 0.3 mm/y’dir.



Seviyeler (mm)	Sed. hızı (mm/y)
0-1550	0.8
1550-1690	0.7
1690-3350	2.7
3350-4550	1.3
4550-4690	0.3

**Şekil 4.20 :** Yeniçağa Gölü yaş modeli ve seviyelere göre çökme hızları.

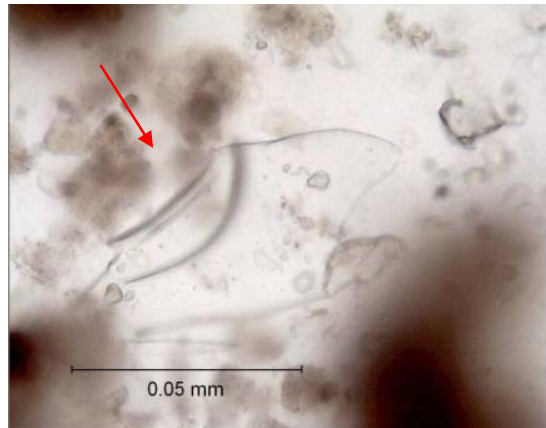
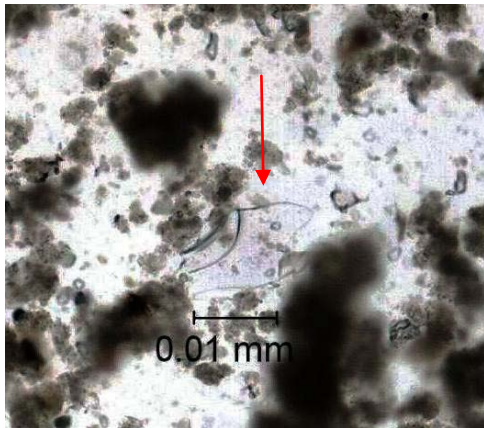
### 4.2.3 Uludağ Aynalı Göl

Uludağ Buzul Gölleri'nden sadece Aynalı Göl'de yaşlandırma yapılmıştır. Aynalı Göl'den alınan karotta organik karbon değeri yüksek olan iki seviyeden örnekler alınmış ve C-14 ile yaşlandırılmıştır. Elde edilen takvim yılına kalibre edilmemiş yaşlar Çizelge 4.12'de, kalibre edilmiş yaşlar ise Çizelge 4.13'de verilmektedir.

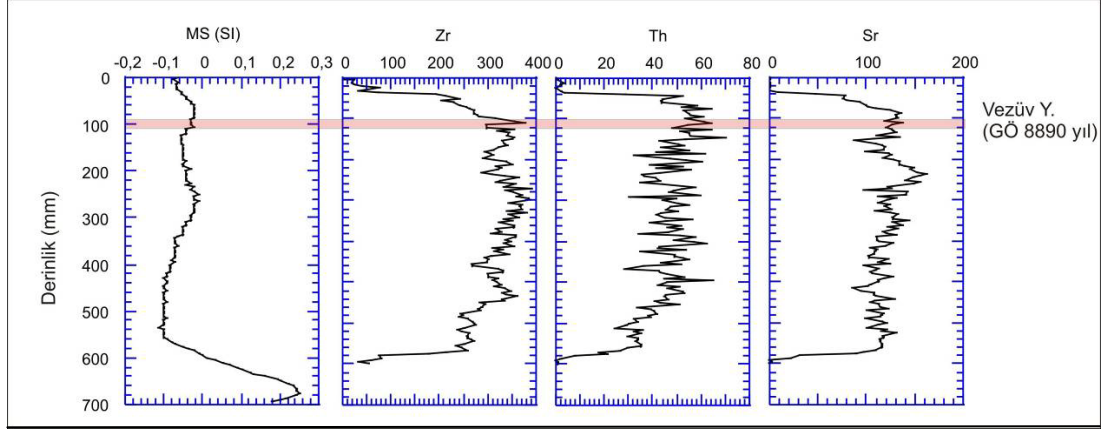
**Çizelge 4.12 :** Uludağ Aynalı Göl, UDAy0701 karotunda yapılan  $^{14}\text{C}$  yaş tayini, kalibre edilmemiş analiz sonuçları.

Seviye	Örnek türü	$\delta^{13}\text{C}$	Yaş (yıl)	Hata Payı (yıl)
UDAY0701 250-270 mm	Organik karbon	-18.1	9685	$\pm 130$
UDAY0701 490-510 mm	Organik karbon	-15.3	10.960	$\pm 215$

Aynalı Göl'den alınan karotta MS değerleri ile Zr, Th ve Sr element dağılımlarının yüksek olduğu seviyelerden alınan sürme kesitler polarizan mikroskop altında incelenmiş ve 100 mm'de cam kristalleri (Şekil 4.21) bulunmuştur. 100 mm'de bulunan tüfler, Vezüv Yanardağı'nın GÖ 8890 yılında patlamasına ait olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.22).



**Şekil 4. 21 :** UDAy0701 karotunda 100 mm'de Vezüv Yanardağı'nın GÖ 8890 yılındaki patlamasına ait olduğu düşünülen cam örnekleri.



**Şekil 4.22** : Aynalı Göl, MS ile Zr, Th ve Sr elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tufün görüldüğü seviye (100 mm).

**Çizelge 4.13** : Aynalı Göl'den alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve Vezüv Yanardağı'nın patlama tarihi.

Seviye (mm)	Patlamalar	Yaş (GÖY)	Yaş (MS)	Hata Payı (yıl)
UDAY0701 100	Vezüv (5 VEI)	8890	M.Ö. 6940	0
UDAY0701 250-270		11000	MÖ. 9050	±350 (2 $\sigma$ )
UDAY0701 490-510		12100	M.Ö. 10150	±390 (2 $\sigma$ )

Aynalı Göl'den alınan 700 mm'lik karotta elde edilen kalibre yaşların doğruluğundan emin olamadığımız için burada yaş modeli uygulanmamıştır. Çevreden gelen mermer kırıntılarının yaşlarda kirlilik (*contamination*) yaratma olasılığı bulunmaktadır. Çökel istifin kısa olması ve göl içindeki malzeminin askıda (*suspended*) bulunması, üst kısımlarının kaybolduğunu da düşündürmektedir. Bu yüzden bu karotta elde edilen yaşlar ile bir yaş modeli yapılmamaktadır. Daha fazla yaş analizine ve çalışmaya ihtiyaç duyulmaktadır.

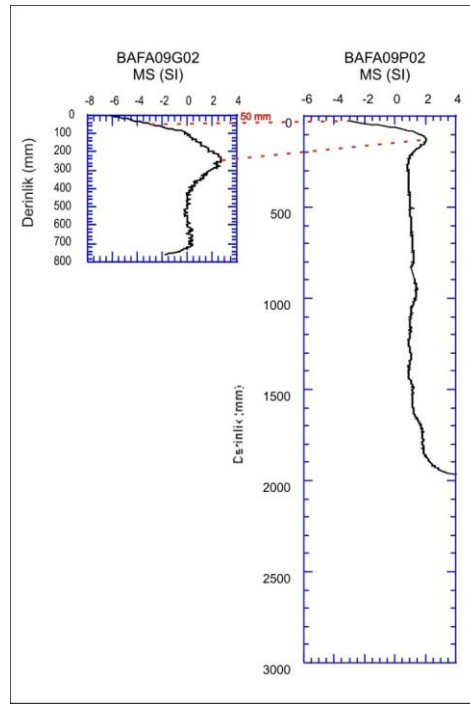
#### 4.2.4 Bafa Gölü

Bafa Gölü'nden alınan BAFA09P02 karotundan üç seviyede C-14 yaş analizi yapılmıştır. Mollusk örneklerinden yapılan analizlerden elde edilen takvim yılına kalibre edilmemiş yaşlar Çizelge 4. 14'de verilmektedir.

**Çizelge 4.14** : Bafa Gölü, BAFA09P02 karotunda yapılan  $^{14}\text{C}$  yaş tayini, kalibre edilmemiş analiz sonuçları.

Seviye	Örnek türü	$\delta^{13}\text{C}$	Yaş (yıl)	Hata Payı (yıl)
BAFA09PO2 1080-1090 mm	Mollusk	-4.3	1745	$\pm 35$
BAFA09PO2 1650-1660 mm	Mollusk	-3.3	3005	$\pm 35$
BAFA09PO2 2600-2610 mm	Mollusk	0.7	5165	$\pm 40$

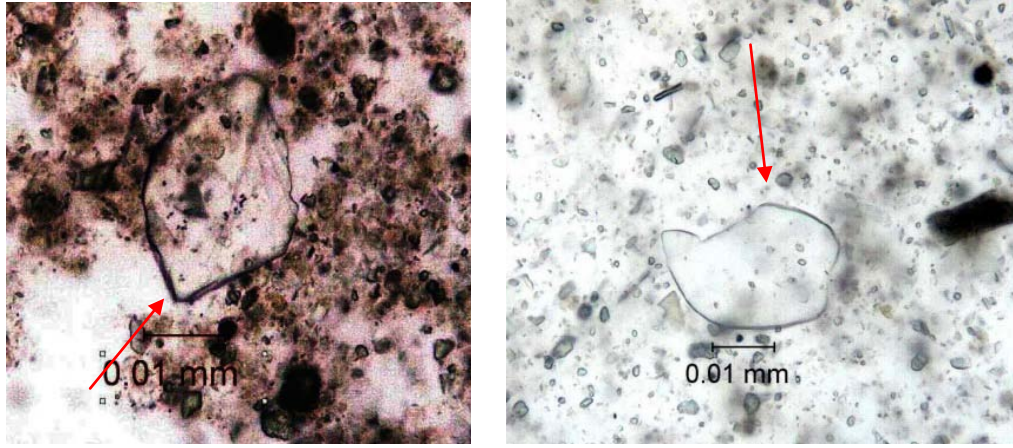
BAFA09G02 ve BAFA09P02 çökel istiflerinde manyetik duyarlılık (SI) değerleri deneştirilmiştir. Buna göre kısa karotun (BAFA09G02) 50 ve 250 mm'leri sırasıyla uzun karotun (BAFA09P02) 0 ve 100 mm'lerine denk gelmektedir (Şekil 4.23). Kısa karotun ilk 50 mm'i uzun karota eklenerek birleşik bir bütün elde edilmiştir.



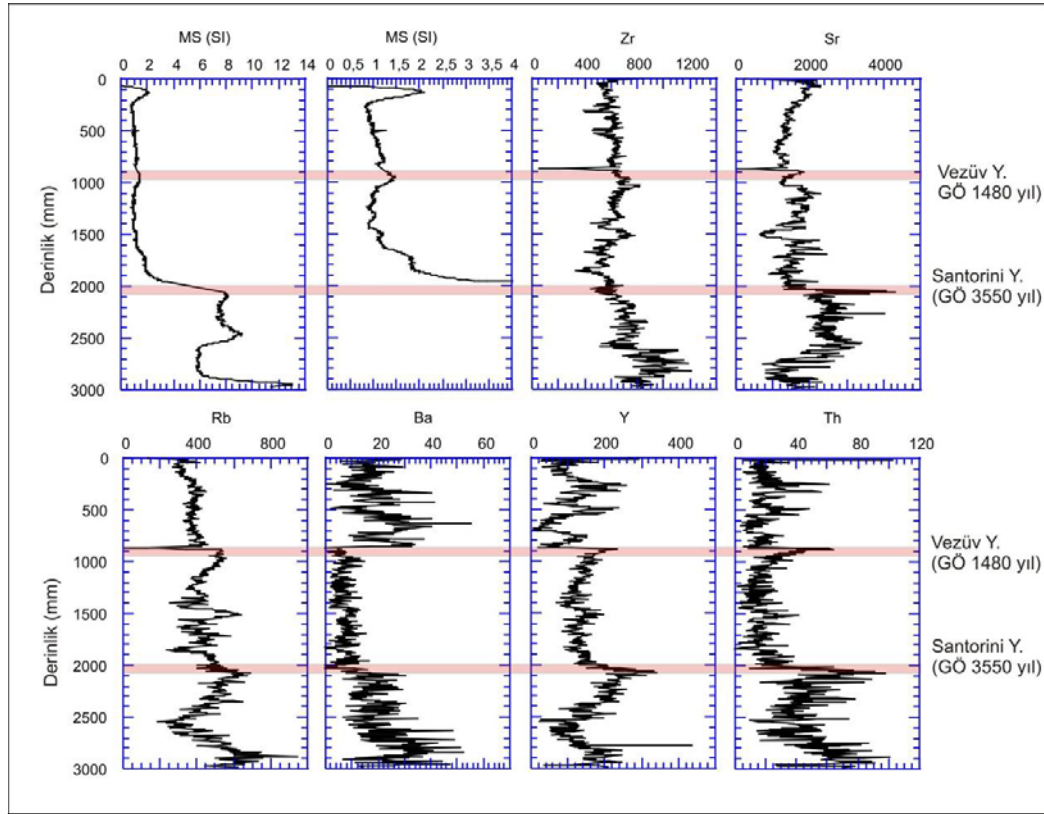
**Şekil 4.23** : a) TKÇ0704 ve 05 karotlarında manyetik duyarlılık (SI) değerlerinin deneştirilmesi, BAFA09G02 50 mm = BAFA09P02 0 mm ve BAFA09G02 250 mm = BAFA09P02 100 mm.

Çökel istifinde 1000 mm ve 1970 mm'lerinde tüfler görülmüştür ( Şekil 4.24, Şekil 4.25).





**Şekil 4.24** : BAFA09P02 karotunda 1000 mm (sol-Vezuv Yanardağı) ve 2000 mm'de (sağ-Santorini Yanardağı) görülen cam örnekleri.



**Şekil 4.25** : Bafa Gölü, MS ile Zr, Sr, Rb, Ba, Y ve Th elementlerinin karot boyunca dağılımları ve tüflerin bulunduğu seviyeler.

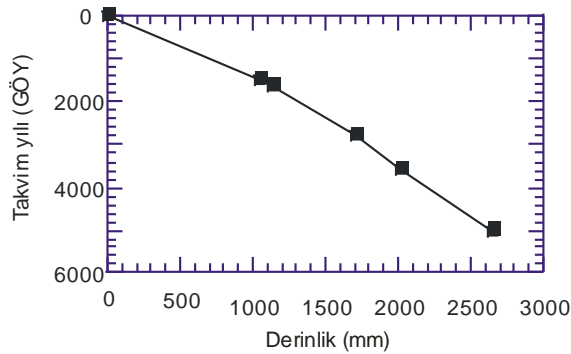
Önceden deniz olan Bafa Gölü'nün örneklerinin takvim yaşına kalibrasyonunda 1080 mm'den alınan bivalv örneğinde, INTCAL09; 1650 mm'den alınan bivalv örneğinde %50 denizel %50 atmosferik ve 2000 mm'den alınan örnekte ise MARINE09 yöntemi kullanılmıştır. Rezervuar yaşı,  $420 \pm 120$  (Doğu Akdeniz) olarak alınmıştır (Siani ve diğ., 2001). Kalibrasyon sonucunda seçilen standart sapma değerleri ( $1\sigma$  ve  $2\sigma$ ), olasılık dağılım fonksiyonu altındaki göreceli alanlar ve bunlara göre

hesaplanan yaş ve hata payları ile tüflerden elde edilen yaşlar Çizelge 4.15’de verilmektedir.

**Çizelge 4.15 :** Bafa Gölü’nden alınmış örneklerin takvim yılına kalibre edilmiş yaşları ve yanardağ patlamalarının tarihleri.

Seviye (mm)	Patlamalar	Yaş (GÖY)	Yaş (MS)	Hata Payı (yıl)
BAFA09 PO2 970	Vezüv (5 VEI)	1480	M.S. 470	0
BAFA09 PO2 1080-1090		1650	M.S. 300	50 (1 $\sigma$ )
BAFA09 PO2 1650-1660		2770	M.Ö. 820	70 (1 $\sigma$ )
BAFA09 PO2 2000 mm	Santorini (7 VEI)	3550	M.Ö. 700	0
BAFA09 PO2 2600-2610		5000	M.Ö. 3050	150 (1 $\sigma$ )

Bafa Gölü çökeline takvim yılına kalibre edilen yaşların karot derinliği boyunca dağılımları ve hesaplanan çökme hızları Şekil 4.26’de verilmektedir. Oluşturulan yaş modeline göre çökme hızları, 0-1050 mm arasında 0.7 mm/y, 1050-1130 mm arasında 0.47 mm/y, 1130-1700 mm arasında 0.5 mm/y, 1700-2020 mm arasında 0.41 mm/y ve 2020-2650 mm arasında 0.43 mm/y’dir.



Seviyeler (mm)	Sed. hızı (mm/y)
0-1050	0.7
1050-1130	0.47
1130-1700	0.5
1700-2020	0.41
2020-2650	0.43

**Şekil 4.26 :** Bafa Gölü yaş modeli ve seviyelere göre çökme hızları.

### 4.3 Çoklu Belirteç (Multi-Proxy) Analizleri ve Genel Yorumu

Çökel karotlarında iklim kayıtlarının araştırılmasında değişik jeokimyasal ve fiziksel belirteçler (*proxy*) kullanılmıştır. Bunlardan jeokimyasal element analizleri gölde buharlaşmaya bağlı çökme süreçleri (evaporit çökmesi gibi) ve iklime bağlı kırıntı malzeme girdisi yanında, göldeki dip suyu oksijen koşullarını vermesi açısından da önemlidir. Örneğin, Mg/Ca ve Sr/Ca oranı sıcaklık ve buharlaşma/yağış oranı değişimi; K/Ca (veya K/Al), Ca/Ti (veya Al/Ti) oranı kırıntı mineral girdisindeki değişimleri; Mn, Mo, U, S gibi redoksa duyarlı elementler dip suyu oksijen miktarındaki değişimleri; P besin maddesindeki değişimleri ve bunların döngüleri hakkında önemli bilgiler vermektedir (Fisher ve Wefer, 1999; Wefer ve



diğ., 1999; Cohen, 2003; Thomson ve diğ.; 2006; Rothwell ve Rack, 2006; Croudace ve diğ, 2006). Toplam Organik Karbon (TOC), organik madde üretimini ve çökellere organik madde girdisini göstermektedir. Toplam İnorganik Karbon (TIC), biyojenik ve inorganik kökenli olarak karbonat çökelme süreçleri hakkında bilgi verir.

Çökel kayıtlarının fiziksel ölçümleri Çok Sensörlü Karot Tarayıcısı (*Multi Sensor Core Logger*) ile belirlenebilmektedir. Çökel istif boyunca P-Dalga hızı, manyetik duyarlılık, yoğunluk, resistivite, impedans ve fraksiyonel porozite ölçümleri yapılabilmektedir. İklima bağlı kırıntı girdisi, ortama bağlı su tuzluluğunun değişimi, tane boyu değişimi gibi fiziksel değişimler gözlenebilmektedir. Örneğin, artan MS değerleri kırıntı girdisinin arttığını belirtir (Dahl ve Nesje, 1994; Sandgren ve Snowball, 1996; Nesje ve diğ., 2000, Wagner ve Melles, 2002).

Paleoiklim çalışmalarında yardımcı olan bu ölçümler diğer analizlerle beraber kaynak belirlemede kullanılabilir. Ostrakodların ve bentik foraminiferlerin dağılımı, yaşadıkları ortamın fiziksel ve kimyasal özellikleri (su sıcaklığı, tuzluluğu, PH'ı, ortamın derinliği, oksijen ve besin miktarı, ışık ve dip suyu koşulları) ile yakından ilişkilidir. Geçmiş ortamın tuzluluğu, sıcaklığı, su seviyesi değişimleri, tatlı-tuzlu su geçişleri gibi konularda bilgi edinmemizi sağlar (Frenzel ve Boomer, 2005). Geçmiş ortamları yorumlamada kullanılan bu organizmalar aynı zamanda CaCO<sub>3</sub>'lü kavkılardan elde edilen karbon ve oksijen elementleri ile duraylı izotop analizleri yapılabilmektedir. İzotop ayrışması (*fractionation*), izotop ağırlığına ve aktivitesine bağlı olarak fiziksel ve biyojeokimyasal süreçlerle gelişir. Ayrışma, evaporasyon ya da yağış gibi faz değişimleri, karbonat çökelimi, fotosentez ve biyojeokimyasal (bakteriyal) indirgenme reaksiyonları ile oluşur (Wetzel, 2001). Buharlaşma sonucu göller çözünmüş iyonlarca zenginleşir ve tuzluluğu artar, etkili yağış sonucu ise bileşimi seyrelir. Aynı süreçlerle göl suyunun oksijen izotop oranı (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O; δ<sup>18</sup>O) değişir. Yağış/ Buharlaşma (P/E) oranında gelişen bu değişiklikler, göl suyundan, kavkılarını oluşturan ostrakod kabuklarının oksijen izotop oranına (δ<sup>18</sup>O) yansır. Böylece bu kavkılarının oksijen izotop değerleri gölün paleohidrolojisi hakkında önemli bilgiler içerir (Hodell ve diğ., 1995). Benzer şekilde göl suyundan organik veya inorganik yoldan çökelen karbonatlar içerisindeki <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C oranı, sıcaklıktaki değişimlerden az da olsa etkilenmekle birlikte daha çok organik üretime bağlı karbon döngüsü ile denetlenir. Daha ayrıntıda toplam

çözünmüş inorganik karbona (TDIC) ait  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  oranı, atmosferdeki  $\text{CO}_2$  gazı bileşiminde meydana gelen değişikliklerle, fotosentez oranıyla, organik madde çürüme miktarıyla, bakteri prosesiyle (sülfat indirgenmesi ve metanojenez) ve karbonatların çözülmesiyle ortama gelen girdiler tarafından kontrol edilir (McKenzie, 1985; Kelts ve Talbot, 1990). Göldeki üretkenliğin göstergesi olan fotosentez sırasında bitkiler  $^{12}\text{C}$  hafif izotopunu kullanmayı tercih etmeleri artıran suda TDIC  $^{13}\text{C}$ 'nin zenginleşmesine neden olur. Bir süre sonra organik maddenin çürümesi sonucu biyojenik  $\text{CO}_2$  serbest hale geçer ve bu durumda  $^{12}\text{C}$ 'ce zengin çözünmüş karbon dip sularında zenginleşir. Sonuçta TIC'in  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  oranı düşer. İnorganik karbon kaynaklarından atmosferik  $\delta^{13}\text{C}$  değeri ortalama -7 ‰, nehir vasıtasıyla gelen  $\delta^{13}\text{C}$  değeri yaklaşık -8‰ veya daha düşük değerlerdedir (Keith ve Weber, 1963).

Yukarıdaki bilgilerin ışığında yağışlı dönemlerde sisteme nehir girdisi yüksek olacaktır ve buna bağlı olarak MS, Ti, TOC değerlerinin yüksek olması beklenir. Buna karşın  $\text{CaCO}_3$  çökmesi (Ca/Ti) ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri düşüktür. Kurak dönemlerde ise buharlaşma yüksektir, bu dönemlerde  $\text{CaCO}_3$  (Ca/Ti) çökmesi ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri artış gösterirken nehir girdisinin azalmasından dolayı MS ve Ti değerlerinin de azalması beklenir. TOC değerleri göl veya lagünün büyüklük ve derinliğine göre değişim gösterebilmektedir. Sığ ve küçük göllerde ya da kıyıya yakın alınan örneklerde buharlaşmanın artması ve su seviyesinin düşmesi sonucunda göl tabanına penetre eden güneş ışınları bentik algleri çoğaltarak dipte TOC'yi arttırabilmektedir (Çizelge 4.16).

**Çizelge 4.16 :** Bu çalışmada kullanılan parametrelerin yağışlı ve kurak dönemlerdeki değişimleri.

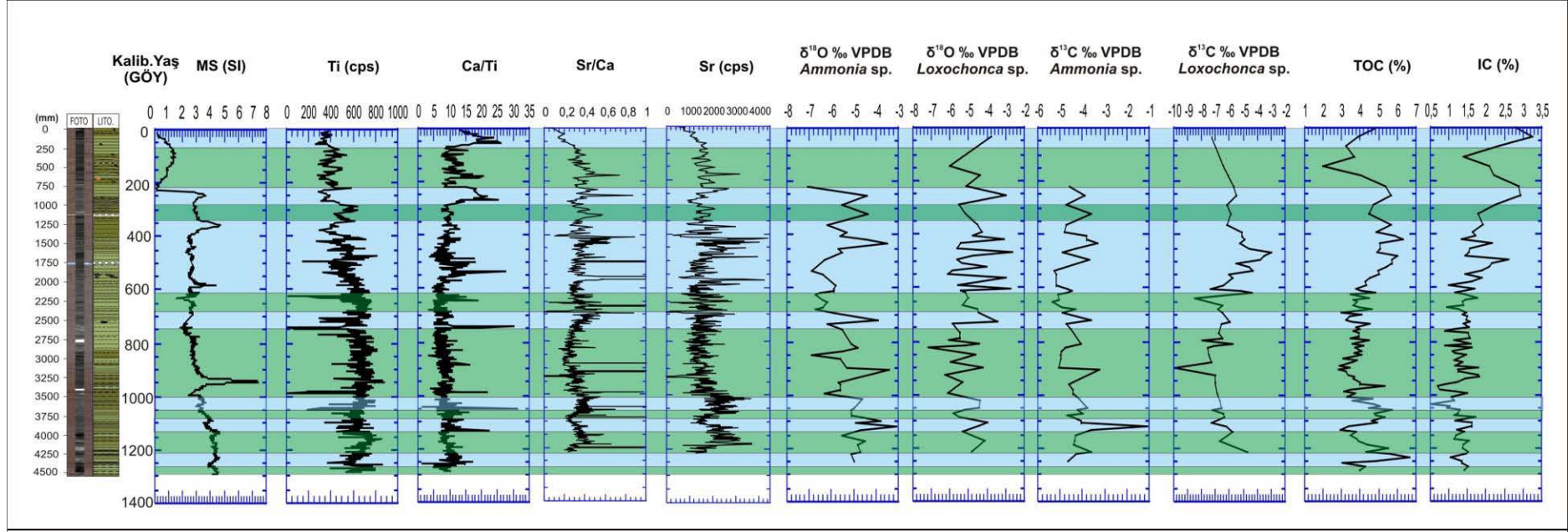
<b>Yağışlı Dönemler</b>	<b>Kurak Dönemler</b>
Nehir Girdisi ↑	Buharlaşma ↑
MS, Ti değerleri ↑	MS, Ti değerleri ↓
TOC ve TIC değerleri ↓	TOC ve TIC değerleri ↑
$\text{CaCO}_3$ çökmesi ↓	$\text{CaCO}_3$ çökmesi ↑
$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ↓	$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ↑

Bu çalışmada lagün ve göllerden alınan istiflerde yapılan fiziksel (litostratigrafik tanımlama, ÇSKT), jeokimyasal (XRF, TOC-TIC), mikropaleontolojik (Bentik foraminifera ve Ostracoda tanımlamaları) ve izotopik ( $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ ) özellikleri

değerlendirilerek geçmiş iklim ile ilgili göstergeler (*paleoclimate indicators*) seçilmiştir. Bu göstergeler; MS (SI), Ti (cps), Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  (Bentik foraminifera-BF ve Ostracoda-Ost.) ve TOC-TIC (ağırlıkça %)'dir. Bu bölümde yukarıda anlatıldığı üzere kısa ve uzun karotlar deneştirilerek tek bir istif elde edilmiştir. Analiz sonuçlarının karot boyunca dağılımı, Kronostratigrafi bölümünde belirlenen yaş modellerine göre verilmektedir.

#### **4.3.1 Küçükçekmece Lagünü**

Litostatigrafik ve mikropaleontolojik tanımlama ile beraber değerlendirilen sonuçlara göre 4750 mm uzunluğundaki istif GÖ 1300 yılı kapsamaktadır. GÖ 1300-750 yılları arasında  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.), Ca/Ti, TOC ve MS değerlerinde azalan bir eğilim görülür (Şekil 4.27). Buna karşın Ti değerleri göreceli olarak artmaktadır. Nispeten yağışlı olan bu dönemde yaklaşık GÖ 1250-1200 ve 1150-1100 yılları arasında buna zıt bir ilişki görülmektedir. GÖ 750-200 yılları arasında ise  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.), Ca/Ti, TOC ve TIC değerleri göreceli olarak artmaktadır. Bu zaman aralığında MS değerleri sabit devam ederken Ti değerlerinde azalma eğilimi mevcuttur. Bu da kuraklaşmanın bir göstergesidir. Yaklaşık GÖ 670-600 ve 350-300 yılları arasında izotop ve Ca/Ti değerlerinde yerel minimumların, Ti değerlerinde ise yerel maksimumların görülmesi bu zamanlarda kısa aralıklı yağışın arttığını düşündürmektedir. GÖ 200-70 yılları arasında  $\delta^{18}\text{O}$  (Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (Ost.), Ca/Ti, TOC ve TIC değerleri azalırken MS ve Ti değerlerinin artması bu zaman aralığında buharlaşmanın azaldığını gösterir. GÖ 70-0 yılları arasında buharlaşmanın artması ile MS, Ti değerleri nispeten azalırken diğer proksilerde artış görülür.



**Şekil 4.27** : Küçükçekmece Lagünü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler.

### 4.3.2 Yeniçağa Gölü

Yeniçağa Gölü'nden elde edilen 4760 mm uzunluğundaki istif GÖ 4200 yılını kapsamaktadır. GÖ 4000-3600 yılları arasında Ca/Ti, TOC ve TIC değerleri nispeten yüksek fakat azalan eğilim, Ti ve MS değerleri ise nispeten az fakat artan eğilim göstermektedir(Şekil 4.28). Bu dönem kuraktan yağışlıya geçiş dönemidir. GÖ 3600-3000 yılları arasında yağışlı bir dönem gözlenir. MS, Ti değerlerindedede artış gözlenirken Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC ve TIC değerleri azalmaktadır. GÖ 3000-1750 yılları arasında Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC ve TIC değerleri yüksektir. GÖ 3000-2600 ve 2300-1200 yılları arasında MS ve Ti değerleri azalırken, Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC ve TIC değerleri artmaktadır. 1200-1000 yılları arasında MS ve Ti değerlerinde yükselme, diğer parametrelerde azalma görülmektedir. GÖ 1200-1000 yılları arasında Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC ve TIC değerlerinin artış göstermesi bu dönemlerde yağışın buharlaşmaya oranla fazla olduğunu göstermektedir (yeşil renkli). GÖ 1000-800, 600-300 ve 50-0 yılları arasında buharlaşma fazladır. GÖ 800-600, 300-50 yılları arasında ise Ca/Ti,  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$ , TOC ve TIC değerlerinin azalması yağışın fazla olduğunu gösterir.

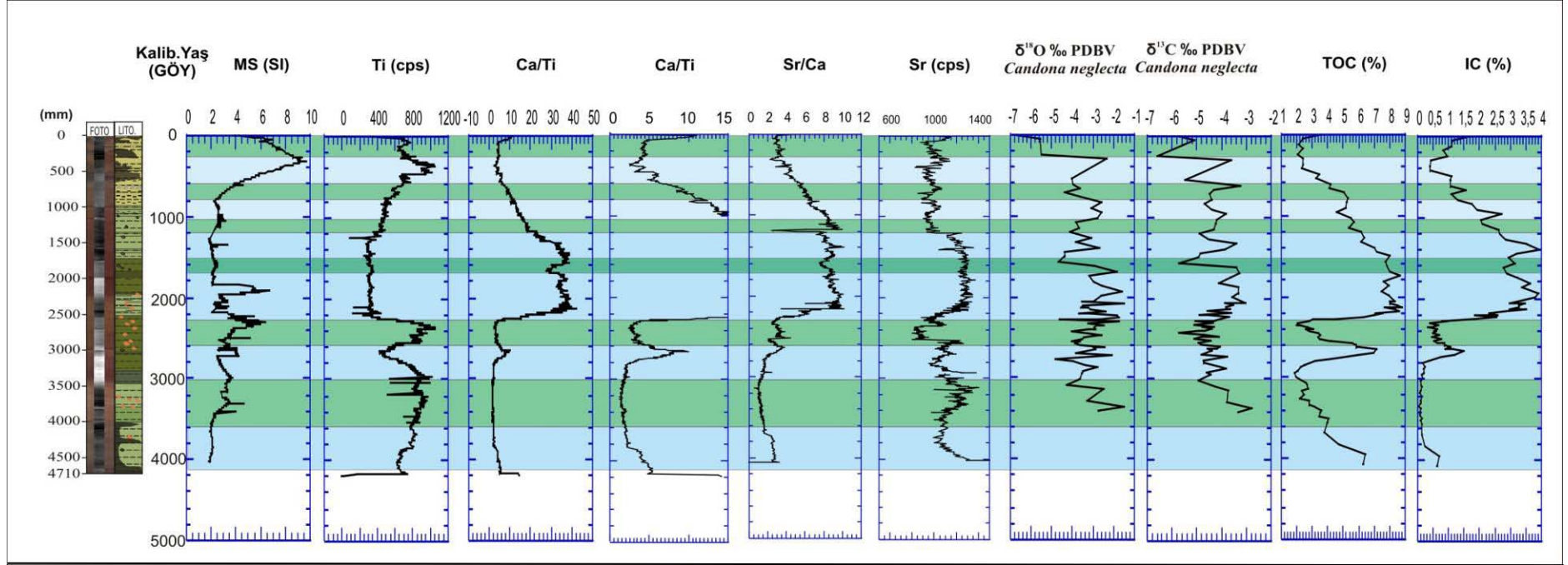
### 4.3.3 Uludağ Buzul Gölleri

Uludağ Buzul Gölleri'nden sadece Aynalı Göl'de yaşlandırma yapılabilmektedir. Bu yüzden bu bölümde çoklu parametreler derinlik dağılımına göre verilmektedir. Aynalı Göl'de çökeltide (bulk) organik karbondan yapılan yaşlandırmanın beklenilenden yüksek çıkması (bkz kronostratigrafi), gölün hidrografisinin tam anlaşılabilmesi ve duraylı izotop analizi yapacak malzeme bulunmamasından dolayı bu gölde ayrıntılı iklim çalışması yapılamamıştır.

#### Aynalı Göl

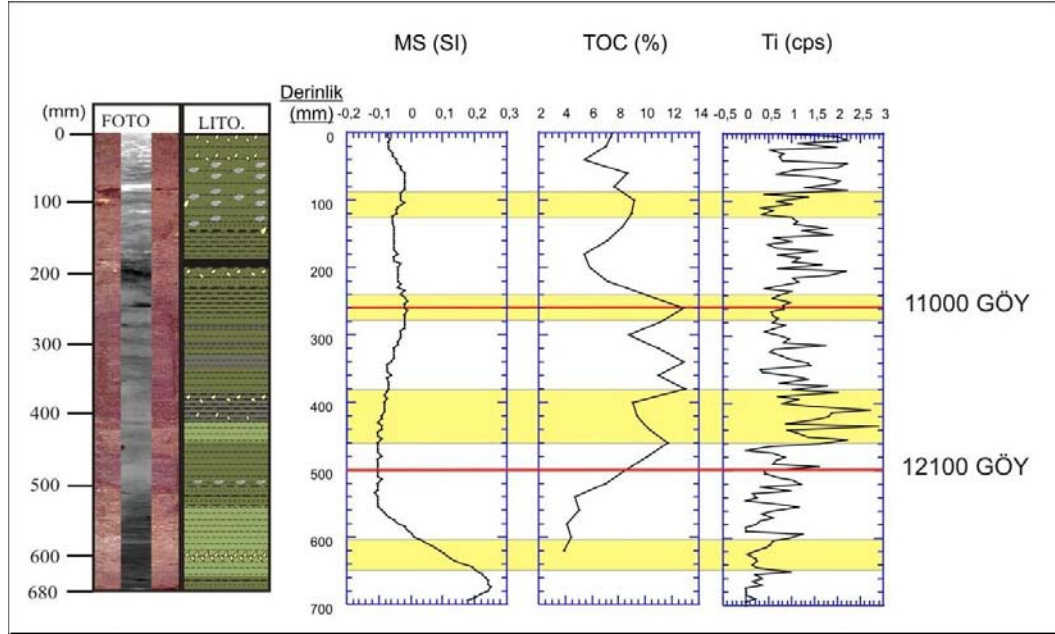
Bu gölden alınan çökelti istifi 700 mm uzunluğundadır. MS değerleri oldukça düşüktür. Yüksek TOC değerleri (6-12 ağırlıkça %) görülür. XRF taraması sonucunda Ca değerleri çok az olduğundan burada belirtilmemiştir. Ti değerleri ise diğer göllere oranla oldukça azdır.

Karasal kırıntı mineral girdisini belirleyebilmek için kullandığımız Ti elementinin sayımı çok azdır. MS değerlerinin çok düşük olması da bunu desteklemektedir. Uludağ Göllerin'de yapılan TIC analizleri sonucunda, istiflerde inorganik karbon



**Şekil 4.28 :** Yeniçağa Gölü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler

gözlenmemiştir. Etrafının mermerlerle çevrili olmasına rağmen inorganik karbon içermemesi çelişkili olduğundan, analiz cihaz haricinde tekrarlanmış fakat farklı bir sonuç elde edilememiştir. Şekil 4.29’da grafikleri verilen MS, TOC ve Ti dağılımları iklim yorumlamada yeterli olmayacağından yapılmamaktadır. UDKAy0701 istifine bakıldığında TOC ve Ti değerlerinde çeşitli salınımlar görülür.

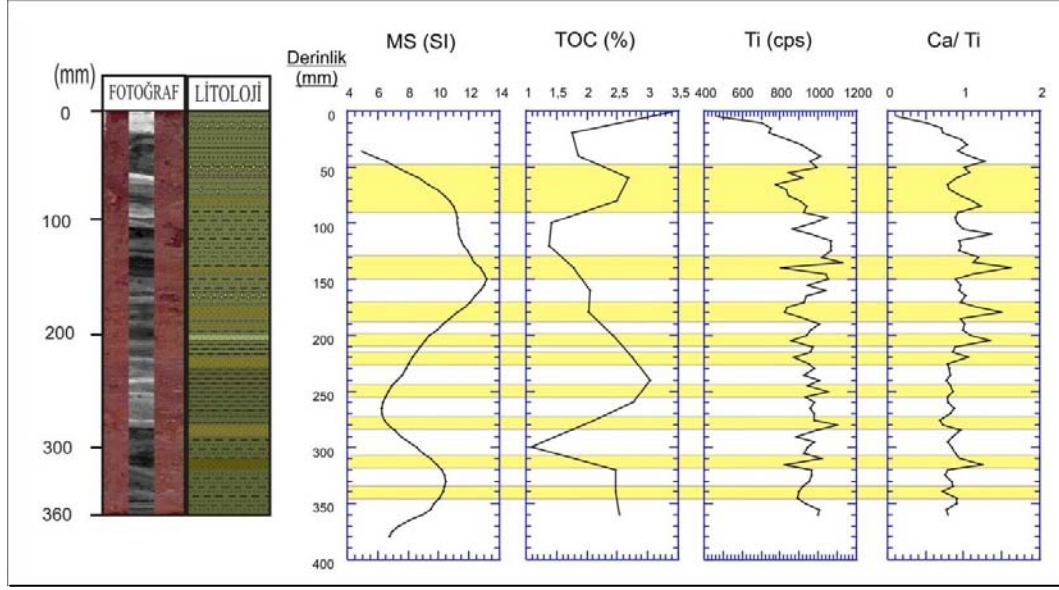


**Şekil 4.29 :** Uludağ-Aynalı Göl'ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.

### **Kara Göl**

360 mm uzunluğundaki çökel istifinde MS, TOC, Ti ve Ca/Ti değerlerinin derinliğe göre dağılımları Şekil 4.30’da verilmektedir. MS değerleri diğer Uludağ karotlarına oranla yüksektir (5-13 SI). Bu değerlerinde ani iniş-çıkışlar gözlenmemektedir. Yaklaşık 150 mm’de en yüksek (13 SI) değerine ulaşır. TOC (% ağırlıkça) değerlerinin 1–3.5 arasında değiştiği görülür, en yüksek değeri istifin en tepesindedir. Kırıntı mineral girdisi için seçtiğimiz Ti elementi ve CaCO<sub>3</sub> çökelimini belirlemek için kullandığımız belirteç Ca/Ti oranı belirli aralıklarla salınımlar göstermektedir (sarı bölgeler). İstifin en altından 100 mm’e kadar Ti ve Ca/Ti zıt bir ilişki gösterirken, 100-0 mm arasında benzer eğilimler görülür. Özellikle 100-50 mm arasında TOC değerleri artarken, Ti ve Ca/Ti değerlerinin azalması, su seviyesinin azalarak organik üretimin arttığını, kırıntı girdisinin azaldığını düşündürmektedir.



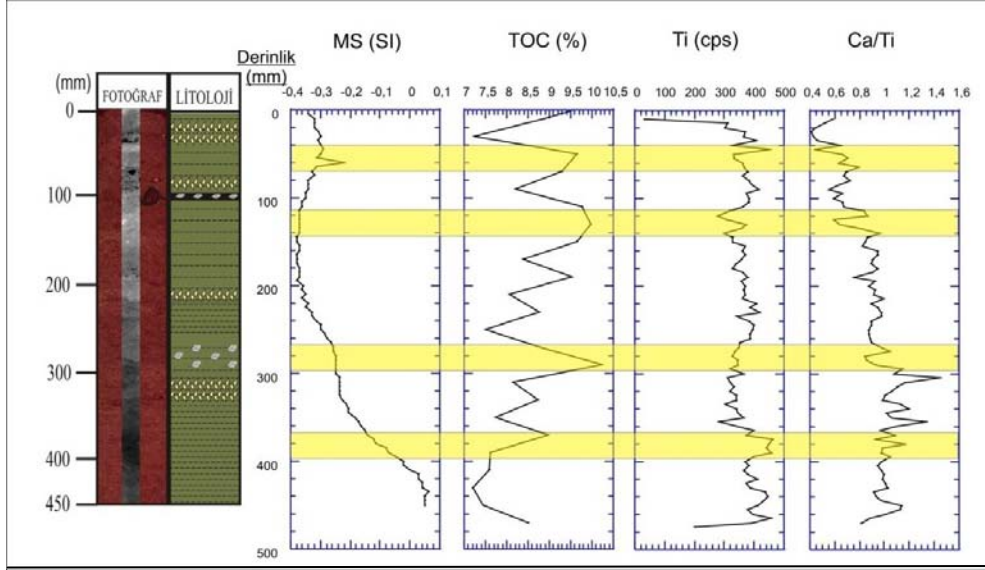


**Şekil 4.30** : Uludağ-Kara Göl'ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.

### **Kilimli Göl**

Bu gölden alınan UDK0702 karotunda MS, TOC, Ti ve Ca/Ti parametreleri değerlendirilmiştir (Şekil 4.31). MS (SI) değerleri oldukça düşüktür ve 450-200 mm arasında azalan bir eğilim gösterirken 200-60 mm arasında artmaktadır. Burada değer aralıklarının çok az (0,1 SI) olduğuna dikkat edilmelidir. TOC değerleri 7-10,5 (ağırlıkça %) arasında değişmekte ve çeşitli salınımlar gözlenmektedir. Ti ve Ca/Ti eğilimleri genel olarak zıt yönlüdür. Katorun en altından yaklaşık 300 mm kadar Ca/Ti ve TOC artan, MS ve Ti ise azalan bir eğilim göstermektedir. 300-0 mm arasında ise bunun tersi bir ilişki gözlenir. Ti ve MS artış gösterdiği dönemler yağışlı, Ca/Ti ve TOC'nin artış gösterdiği dönemler ise kurak dönemleri belirtmektedir. Fakat bu değerlendirme için daha fazla proksiye ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  vb gibi) ihtiyaç duyulmaktadır.

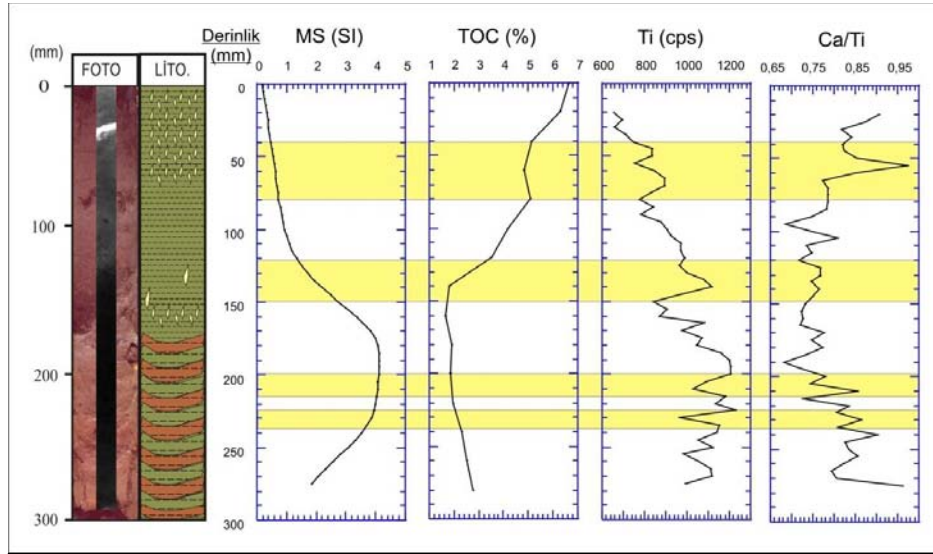




**Şekil 4.31** : Uludağ-Kilimli Göl'ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.

### Heybeli Göl

Yaklaşık 300 mm uzunluğunda olan Heybeli Göl karotunda MS değerleri 0-4 (SI), TOC 2-7 (ağırlıkça %) arasında değişmektedir (Şekil 4.32). Bu istifte MS, Ti değerleri ile TOC ise Ca/Ti değerleri ile oldukça uyumludur. İstifin altından 130 mm'e kadar MS ve Ti değerleri yüksek, TOC ve Ca/Ti değerleri ise düşüktür. İstifin altından 130 mm'e kadar MS ve Ti değerleri yüksek, TOC ve Ca/Ti ise düşüktür. Kırıntı girdisi alt seviyelerde yüksektir. Bu da yağışlı koşulların hüküm sürdüğünü düşündürmektedir. Üst seviyeler nispeten daha kurak olmalıdır.

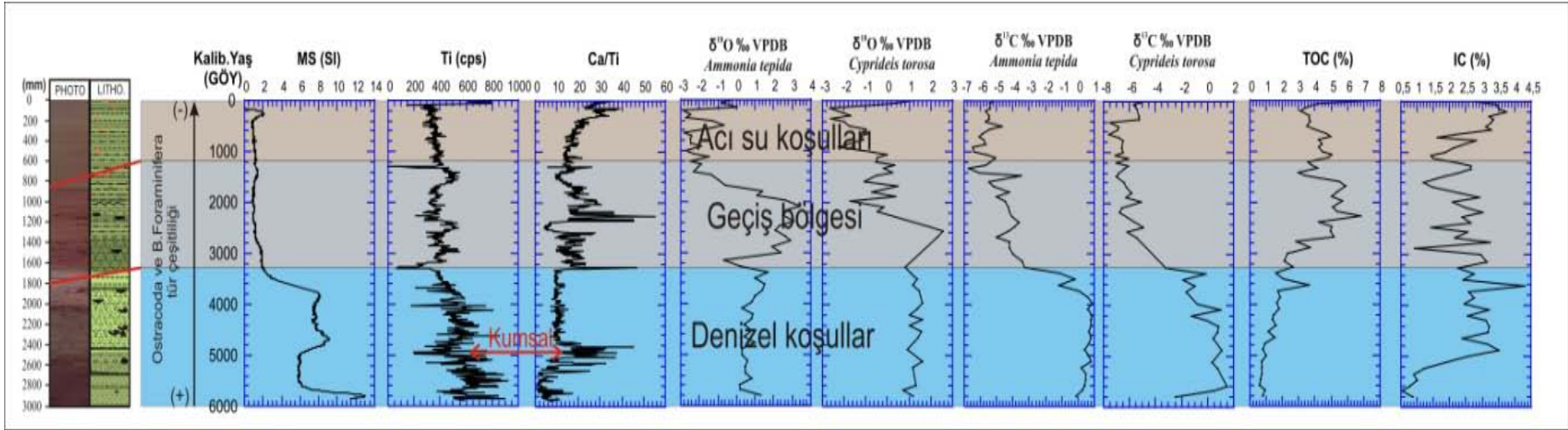


**Şekil 4.32** : Uludağ-Heybeli Göl'ün analiz sonuçlarının derinlik boyunca dağılım grafikleri.

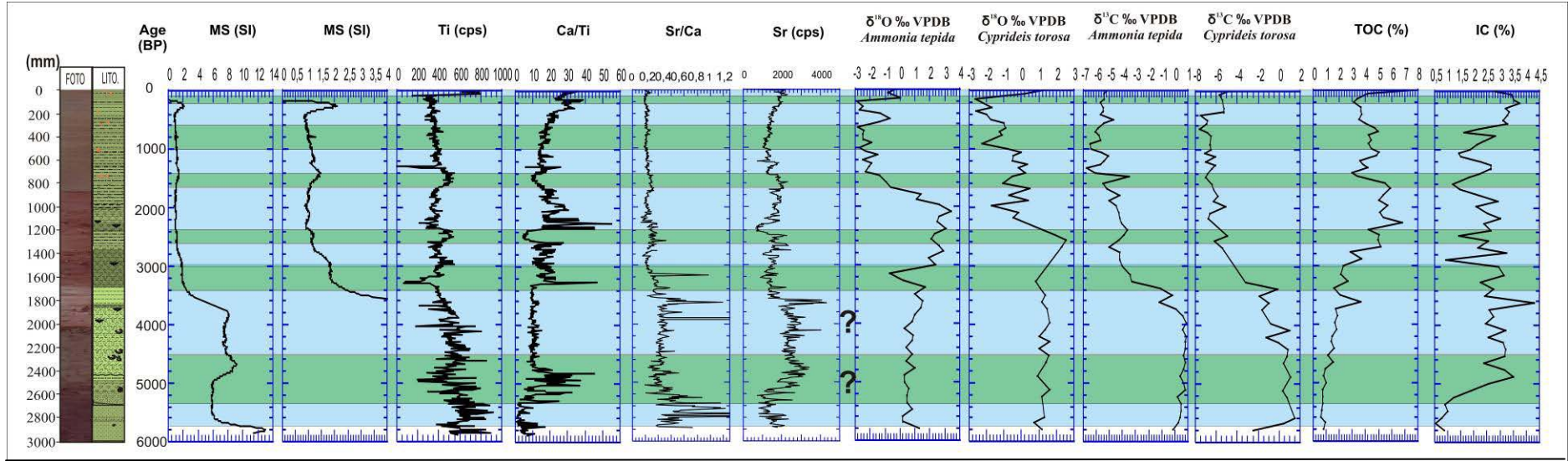
#### 4.3.4 Bafa Gölü

Bafa Gölü'nden elde edilen yaklaşık 3000 mm uzunluğundaki istif GÖ 5800 yılı kapsamaktadır. Bu istif boyunca üç birim belirlenmiştir. GÖ 5800-3200 yılları arasında denizel, GÖ 1200-0 yılları arasında gölsel bir ortam görülür. GÖ 3200-1200 yılları arasında ise geçiş dönemi bulunmaktadır (Şekil 4.33). GÖ 5000'de yüksek enerjili bir ortam görülmektedir. Ca/Ti değerleri bu zamanda yüksektir. GÖ 5800-3200 yılları arasında denizel koşullarda bulunan ostrakod ve bentik foraminiferler yoğundur. GÖ 3200-1200 yılları arasında dereceli olarak azalan tür çeşitliliği, 1200-0 arasında acı su ortamında yaşayan türlerle sınırlı kalmıştır. Parametreleri incelediğimizde denizel ortamda MS ve Ti değerleri oldukça yüksektir fakat azalan bir eğilim gösterir. Denizel ortamda  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) ve TIC değerleri yüksek, TOC ve Ca/Ti değerleri nispeten düşüktür. GÖ 3200-1200 yılları arasında MS, Ti,  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) değerlerinin azaldığı görülür. Kırıntı girdisi ve denizel etki azalmaktadır. GÖ 1200-0 yılları arasındaki bentik foraminifer ve ostrakod faunaları acı su koşullarını işaret eder.  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) değerlerinin azalması, TOC değerlerinin artması denizel etkinin bittiğini göstermektedir.

Bafa Gölü istifini iklimsel olarak incelediğimizde, GÖ 5600-3200 yılları arasında denizel etkinin iklimden daha baskın olduğu anlaşılmaktadır. Genel olarak  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) değerlerinin yüksek olması deniz koşullarını belirtir. MS, Ti değerlerinin yüksek, Ca/Ti değerlerinin nispeten düşük olması göl seviyesinin düşük olduğu ve kuraklığın nispeten fazla olduğunu düşündürmektedir. GÖ 3200-3000, 2600-2400, 1650-1400 yılları arasında  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) değerlerinde azalma, MS, Ti, TOC, TIC değerlerinde ise artış görülür. Bu dönemler yağışın yüksek olduğunu gösterir. GÖ 3000-1650 yılları arasında  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.), TOC, Ca/Ti en yüksek değerlerine ulaşır, kırıntı girdisi (MS, Ti) ise azalmaktadır. Bu kurak dönemi, GÖ 1650-1400 yılları arasında MS, Ti değerlerinin arttığı,  $\delta^{18}\text{O}$  (BF ve Ost.),  $\delta^{13}\text{C}$  (BF ve Ost.) değerlerinin azaldığı yağışlı bir dönem takip eder. GÖ 1400-1000, 600-200 ve 70-0 arasında kurak koşullar, GÖ 1000-600 ve 200-70 yılları arasında yağışın nispeten artış gösterdiği, göl koşullarının mevcut olduğu bir dönem görülür. Tüm parametre değerleri denizel ortama oranla düşüktür (Şekil 4.34).



Şekil 4.33 : Bafa Gölü analiz sonuçlarının birimler içerisinde dağılım grafikleri.



Şekil 4. 34 : Bafa Gölü analiz sonuçlarının kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile belirlenen yağışlı (yeşil) ve kurak (mavi) dönemler.

## 5. TARTIŞMA-YORUM

Bu bölüm dört ana başlıktan oluşmaktadır. İlk bölümde hidrolojik döngüde duraylı oksijen ve hidrojen izotopları değerlendirilerek bölgedeki meteorolojik suların ve buharlaşmanın etkileri tartışılacaktır. Aynı bölümde  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarının birbirlerine göre değişimleri incelenerek çalışılan alanlardaki karbon döngüsü ve buharlaşma/yağış oranı ile ilgili yorumlar sunulacaktır. İkinci bölümde GÖ 6000 yıl içerisinde batı Türkiye’de iklim değişimleri ve belirlenen kuru-yağışlı olan dönemlerin Avrupa’da adlandırılan dönemler ile karşılaştırmaları açıklanacaktır. Üçüncü bölümde Türkiye’de farklı bölgelerde çalışılmış  $\delta^{18}\text{O}$  veya  $\delta^{13}\text{C}$  izotop verileri kıyaslanarak son 6000 yılda bölgesel olarak iklim farklılıkları ve sebepleri yorumlanacaktır. Dördüncü bölümde ise Avrupa, Anadolu ve Orta Doğu’da yapılan  $\delta^{18}\text{O}$  veya  $\delta^{13}\text{C}$  izotop verileri kıyaslanarak iklim (buharlaşma/yağış) farklılıklarının olası sebepleri tartışılacaktır.

### 5.1 Duraylı İzotop Verilerinin Yorumlanması

Duraylı oksijen ve karbon izotopları, çevre ve iklim değişimlerini belirlemede kullanılan önemli proksilerdir. Tatlı suların izotop değişimleri denizlere oranla daha hassastır. Bu yüzden, göreceli olarak daha durağan olan Holosen iklim değişimlerini belirlemede kullanılabilir (Lamb ve diğ. 1999; Jones 2004). Göl su dengesini belirlemede önemli etken buharlaşma/yağış oranıdır. Buharlaşmayı belirlemede sulara ölçülebilen duraylı hidrojen ( $\delta\text{D}$ ) ve oksijen izotopları ( $\delta^{18}\text{O}$ ) birlikte kullanılır (5.1). Buharlaşma/yağış zenginleşmesi, göl üzerindeki göreceli nem akaçlama alanındaki yağış ve yüzey suyu sıcaklığı gibi meteorolojik değişkenlerle kontrol edilir (5.2; 5.3; 5.4; Dansgard, 1964; Rozanski ve diğ., 2001; Sharp, 2007).

Meteorolojik Su Doğrusu’nun fonksiyonu, aşağıdaki eşitlikle belirlenir:

$$\delta\text{D} = s \delta^{18}\text{O} + d \quad (5.1)$$

Bu formülde s katsayısı; doğrunun eğimi, d ise fonksiyonun  $\delta D$  eksenini kestiği noktadır.

Daansgard (1964)'in belirlediği Küresel Meteorolojik Su Doğrusu denklemi;

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \quad (5.2)$$

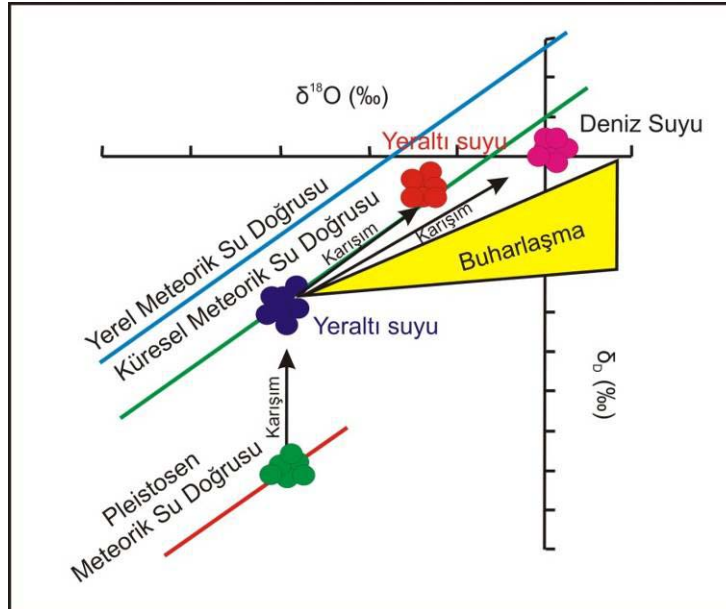
Gat ve Carmi (1970)'nin belirlediği Doğu Akdeniz Su Doğru'su denklemi;

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 22 \quad (5.3)$$

ile Schindler ve diğ. (1993)'in belirlediği Marmara Su Doğru'su denklemi ise;

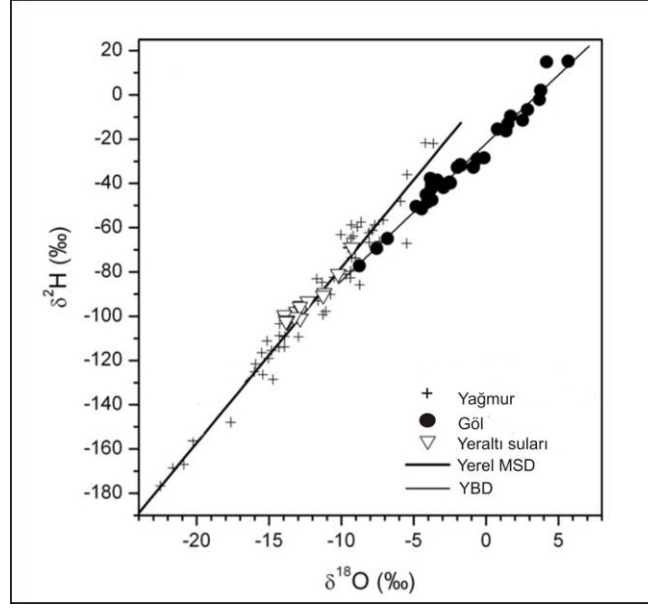
$$8 \delta^{18}O + 17 \text{ dir.} \quad (5.4)$$

Göl izotop değerlerinin birincil etkeni yağmur sularındır, buna göre yağmur ile gelen su izotop değerleri ile göl sularından elde edilen değerlerin kesişimi Yerel Buharlaşma Doğrusu (YBD)'nu vermektedir (Leng ve Marshall, 2004; Jones 2004). Mook (2001)'in geliştirilmiş modeli Şekil 5.1'de verilmektedir. Buna göre YBD'ye bir örnek Patagonya'da Mayr ve diğ.'nin (2007) çalışması gösterilebilir (Şekil 5.2).



**Şekil 5.1** :  $\delta D - \delta^{18}O$  düzleminde farklı suların ve buharlaşmanın gösterildiği model (Mook, 2001; Somay, 2006).





**Şekil 5.2** : Patagonya yağmur, yüzey ve yeraltı suları  $\delta^2\text{H}$  ( $\delta\text{D}$ ) -  $\delta^{18}\text{O}$  değer dağılımları ile Yerel Meteorolojik ve yüzey suyu Yerel Buharlaşma Doğruları (Mayr ve diğ., 2007).

Yukarıdaki şekilde kaynak suları, yağmur suları ve göl sularından elde edilen  $\delta^2\text{H(D)}$  -  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri plot üzerinde gösterilmiştir. Meteorik sulara göre; Yerel Meteorik Su Doğrusu (YMSD) ve Göl sularının  $\delta^2\text{H}$  -  $\delta^{18}\text{O}$  dağılımına göre de Yerel Buharlaşma Doğrusu (YBD) elde edilmiştir (5.5). Türkiye’de bu yöntem kullanılarak bir çok hidroloji çalışması yapılmaktadır (Çizelge 5.1). Bu çalışmalardan elde edilen verilerin dağılımı ve elde edilen Buharlaşma Doğrusu Şekil 5. 3’de verilmektedir.

Bu veriler ışığında Türkiye’nin genel Buharlaşma Doğrusu;

$$\delta\text{D} = 5,33 \times \delta^{18}\text{O} - 12 \quad (r^2=0,86) \quad (5.5)$$

olarak hesaplanmıştır. Çizelge 5.1’deki verilerin ortalamaları alınarak Türkiye’deki deniz, göl, yağmur ve kaynak sularının oluşturulan modeli Şekil 5.4’de verilmektedir. Şekil 5.3-d’de görüldüğü gibi göllerin dağılımına bağlı olarak elde edilen buharlaşma doğrusunun korelasyon katsayısı;  $r^2=0,86$  hesaplanmıştır.

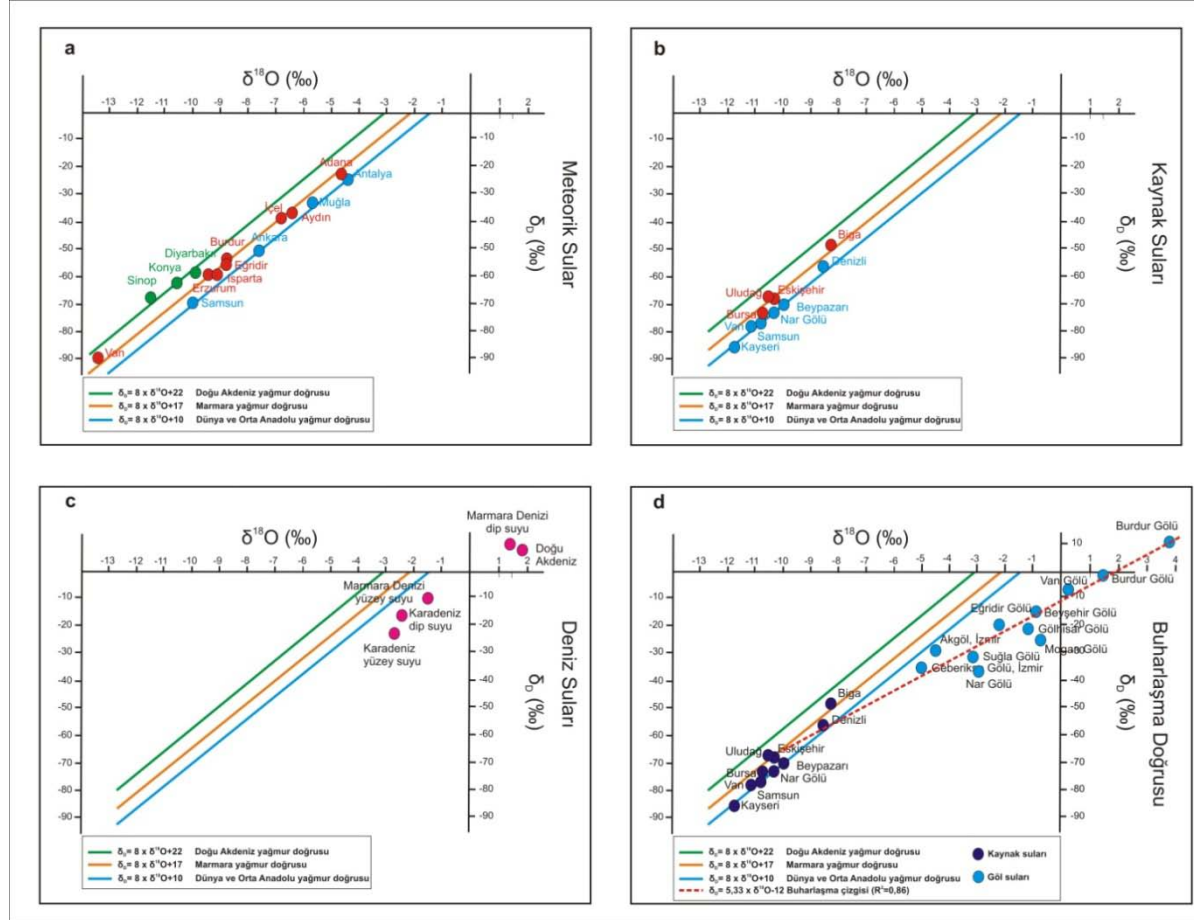
Bu çalışmada kullanılan lagün ve göllerin  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  değerleri ölçülmemiştir. Ancak değerlerin Türkiye genel ortalaması içinde bulunduğu düşünülmektedir.

**Çizelge 5.1 :** Türkiye’de çalışılan suların  $\delta^{18}\text{O}$  (‰)- $\delta^2\text{H}$  (‰) değerleri.

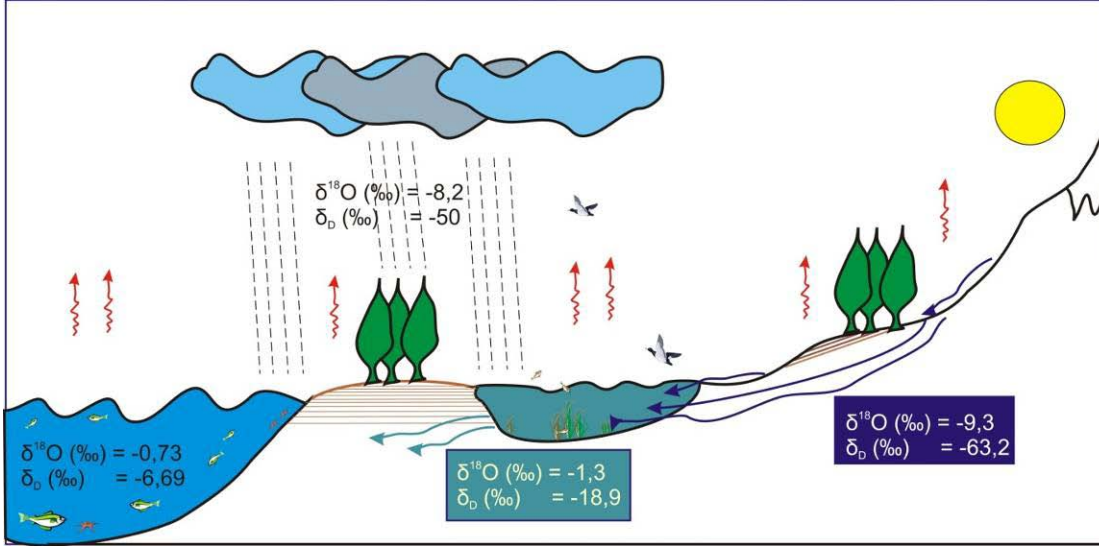
<b>Kaynak Suları</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>	<b>Kaynak</b>
Kayseri (Erciyes Baseni)	-11,735	-84,946	Afşin ve diğ., 2006
Ankara (Beypazarı)	-10,1	-69,18	Apaydın, 2010
Biga (Biga Yarımadası)	-5,05	-34,59	Baba ve Gündüz, 2010
Samsun (Ladik)	-10,83	-76,14	Gültekin ve diğ., 2011
Eskişehir (Sakaryabaşı)	-10,22	-67,24	Günay, 2006
Denizli (Çürüksu)	-8,58	-56,1	Özler, 2000
Van (Gevaş- Güzelsu)	-10,58	-78,84	Özler, 2010
izmir (Selçuk)	-6,76	-37,27	Somay ve diğ., 2008
Nar Gölü	-10,34	-72,42	Jones, 2004
Göhlisar	-7,8	-50	Jones, 2004
Bursa (Uludağ-Oylat)	-10,49	-69,4	Imbach, 1997; Pasvaloğlu, 2011
<b>Göl Suları</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>	<b>Kaynak</b>
Burdur Gölü	3,91	10,82	Günyaktı ve diğ., 1993
Burdur Gölü	1,5	-2	Jones, 2004
Van Gölü	0,03	-8	Özler, 2010
Beyşehir Gölü	-0,9	-15	Günyaktı, 1993
Eğridir Gölü	-2,2	-20	Günyaktı, 1993
Akgöl	-4,56	-29,9	Pasvaloğlu, 2011
Suğla Gölü	-3,1	-32	Günyaktı, 1993
Geberikse Gölü	-4,97	-35,1	Pasvaloğlu, 2011
Nar Gölü	-2,97	-36,73	Jones, 2004
Mogan Gölü	-0,76	-27,1	Özaydın ve diğ., 2001
Göhlisar Gölü	-0,38	-13,55	Jones ve diğ., 2002
<b>Meteorik sular</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>	<b>Kaynak</b>
Erzurum	-9,6	-59,8	IAEA, 1981
Ankara	-7,79	-51,2	IAEA, 1981
Isparta	-9,05	-59,28	IAEA, 1981
Konya	-10,7	-60,95	IAEA, 1981
Diyarbakır	-9,91	-59,1	IAEA, 1981
Muğla	-5,63	-32,11	IAEA, 1981
Aydın	-6,4	-37,1	IAEA, 1981
Antalya	-4,75	-24,4	IAEA, 1981
Adana	-4,6	-23,7	IAEA, 1981
İçel	-6,63	-39,67	IAEA, 1981
Van	-13,42	-90	Özler, 2010
Samsun	-10	-70	Günyaktı, 1993
<b>Denizler</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰)</b>	<b><math>\delta^2\text{H}</math> (‰)</b>	<b>Kaynak</b>
Karadeniz yüzey suyu	-2,8	-23	Rank ve diğ., 1998
Karadeniz dip suyu	-1,8	-16	Rank ve diğ., 1998
Marmara D. yüzey s.	-1	-5	Rank ve diğ., 1998
Marmara Denizi dip su	1,6	10	Rank ve diğ., 1998
Doğu Akdeniz	1,61	7,93	Gatt ve diğ., 1987, 1996

Göllerdeki izotop değerleri ile ilgili analitik bir çalışma yapılmadığından genel ortalama değerleri fikir edinmek için yeterli olmaktadır.





**Şekil 5.3 :** Türkiye’de, Çizelge 5.1’te belirtilen suların  $\delta^{18}O$  (‰)- $\delta^2H$  (‰) değerleri ve Doğu Akdeniz, Marmara ve Orta Anadolu Yağmur Doğruları üzerinde dağılımları a) Meteorik sular, b) Kaynak suları, c) Deniz suları ve d) Göl suları ile elde edilen Buharlaşma Doğrusu.



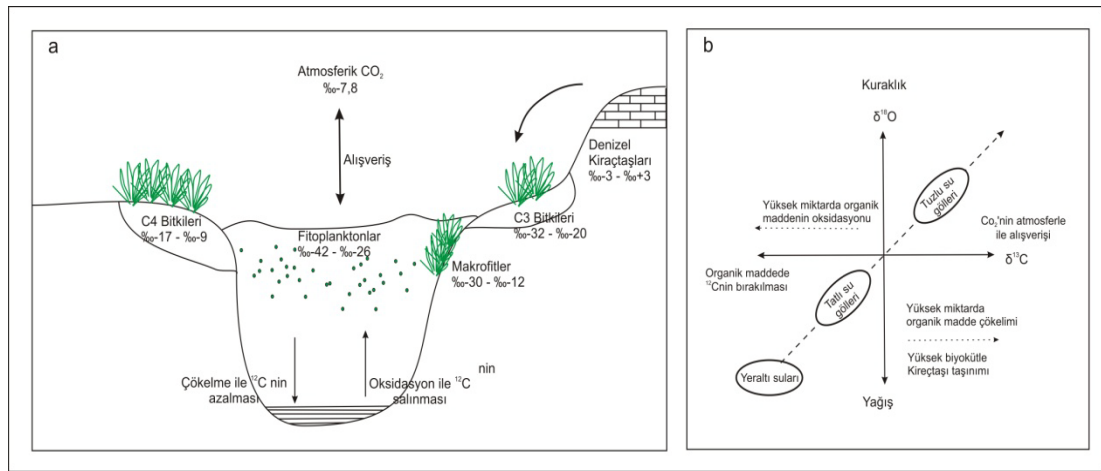
**Şekil 5.4 :** Türkiye’de  $\delta^{18}\text{O}$  (‰)- $\delta^2\text{H}$  (‰) ortalama değerlerinin hidrolojik döngü içerisinde değişimleri. Değerler, Çizelge 5.1’de belirtilen verilerin ortalamalarıdır. Deniz için yüzey suyu ortalamaları alınmıştır. Gölden dışarı akan (outflow) suyun değerleri göl ile aynı kabul edilmektedir (Rozanski ve diğ., 2001).

Göl çökelleri geçmiş iklim rekonstrüksiyonlarında önemli karasal arşivlerdir (Stuiver, 1970). Bu çökelerde yüksek çözünürlüklü ve devamlılığı olan kayıtlar elde edilebilir. Göl çökellerinde üç farklı şekilde karbonat bulunur: Canlıların kabuk ve iskeletlerinde (biyojenik), dışarıdan gelen kırıntı malzemesinde (klastik) ve su kolonunda direkt çökelen karbonatlar (endojenik) şeklindedir. Göl içinde oluşmuş karbonatların oksijen izotop bileşimleri, göl suyu ve sıcaklık ile bağıntılıdır. Orta enlemlerde bulunan açık göllerin göreceli olarak hızlı su devrinden dolayı yağmur izotop bileşimine bağlı olarak değişmektedir. Bu da sıcaklıkla ilişkilidir. Bu nedenle çökelen kalsitteki  $\delta^{18}\text{O}$  maksimum ve minimum değerleri soğuk ve ılık dönemleri yansıtır (ör. Siegenthaler ve diğ. 1984; Goslar ve diğ. 1995). Kapalı göllerde suyun izotopik bileşimi buharlaşma/yağış ile ilgilidir. Kuru dönemlerde, buharlaşma/göle giren su oranı artar ve yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri verir. Tropik bölgelerde, göllerde çökelen otojenik kalsitin  $\delta^{18}\text{O}$  değeri, suda buharlaşma/yağış oranını yansıtır. Muson sistemlerinde yağmurun izotopik bileşimi yağış miktarına, dolayısıyla Muson döngüsünün şiddetine bağlı olarak değişir (Rozanski ve diğ., 2001).

Karbonatlı kabuklarda ölçümü yapılan bir diğer izotop  $\delta^{13}\text{C}$ ’tür. Genellikle organizma, kabuğunu içinde bulunduğu suyun izotop dengesine göre inşa eder. Sudaki  $\delta^{13}\text{C}$  değişimlerinin çeşitli sebepleri vardır. Göl suyunda bulunan çözülmüş inorganik karbon (DIC), karbonatlara geçer. DIC’nin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri göldeki karbon

havuzunun çevresel değişimlerini yansıtmaktadır. Yeraltı ve nehir sularının, göl sistemine girmeleri, atmosferle karbondiyoksit alışverişi, biyolojik üretkenlik ve vejetasyon değişikliği karbon izotop oranını değiştirmektedir (Leng ve Marshall, 2004; Şekil 5.5).

Genellikle aynı örnekte ölçümü yapılan duraylı oksijen ve karbon izotopları birlikte incelenirler ve genel olarak kapalı göllerde birlikte değişim göstermektedir (*co-vary*; Talbot, 1990). Şekil 5.5’de kapalı göl sistemlerinde  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  ilişkisi gösterilmiştir. Yine de  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  ilişkisi, her zaman sistemin açık veya kapalı olması hakkında kesin bilgi vermemektedir (Li ve Ku, 1997).



**Şekil 5.5 :** a) Göl sisteminde karbon izotop döngüsü. b) Göl sularında  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  izotop dağılımları. Hidrolojik olarak kapalı göllerde  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$  birlikte değişim gösterir. Yüksek izotop değerleri, Toplam Çözünmüş İnorganik Karbon (TDIC) ile atmosferik CO<sub>2</sub> alışverişini (*exchange*) ve buharlaşma ile <sup>16</sup>O'nun göreceli azalmasını yansıtır. Yeraltı ve nehir suları  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TDIC}}$  değerleri, bitki respirasyonu ve havzadaki toprağın CO<sub>2</sub> üretimine bağlı olarak düşüktür (Leng ve Marshall, 2004).

Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa ve Bafa Gölleri'nin  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  dağılımları incelenmiştir. Yeniçağa kapalı bir sisteme sahiptir. Küçükçekmece Lagünü'nün de çıkan dağılım sonuçlarının uyumluluğu ve mikropaleontolojik olarak incelendiğinde denizle etkileşiminin az olduğundan dolayı kapalı bir sistem olarak kabul edilmiştir. Bafa Gölü ise öncelikle Ege Denizi'nin bir koyu iken sonra kapanarak göl haline geldiğinden göl ve deniz dönemleri ayrı ayrı incelenmiştir.

Küçükçekmece Lagünü ve Bafa Gölü çökellerinden toplanan bentik foraminifer ve ostrakod kavkılarında elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarının dağılımları ayrı ayrı incelenmiştir. Bentik foraminifer örneklerinde yapılan analizlerin dağılımları daha tutarlı sonuçlar vermiştir. Örneğin Küçükçekmece Lagünü'nünde bentik foraminifer

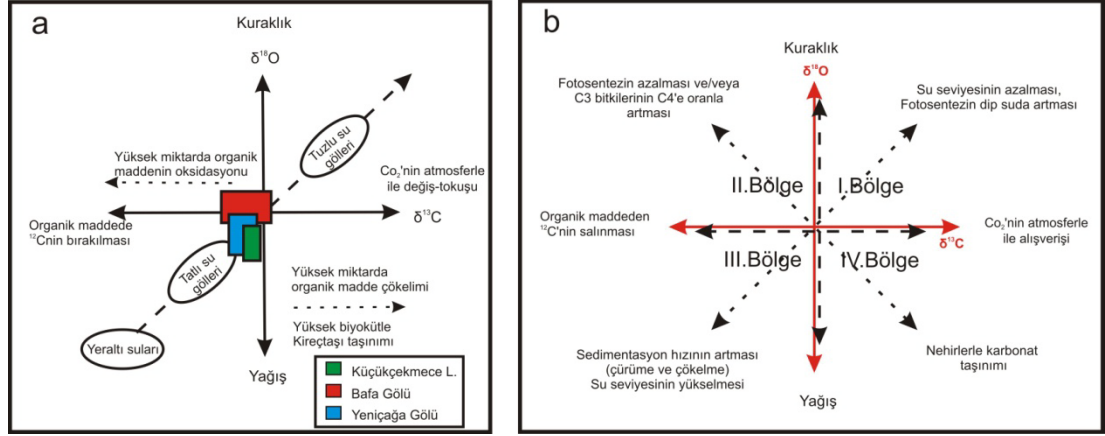
$\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinde korelasyon katsayısı  $r = 0,7161$  iken, bu değer ostrakod için  $r = 0,15657$  bulunmuştur.

Ostrakod kabuklarında ve foraminiferlerde yapılan önceki izotop çalışmalarında bu organizmaların yaşam etkilerinin (*vital-effects*) izotop fraksiyonlaşmasında etkili olduğu bulunmuştur (Holmes, 1996; Griffiths ve Holmes, 2000; von Grafenstein, ve diğ. 1999, 2002) Bu sebepten dolayı tek bir tür üzerinde analiz yapılarak bu etki en aza indirilmeye çalışılmaktadır.

Küçükçekmece Lagünü'nden alınan ostrakod ve foraminifer kabuklarının  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  dağılımlarına bakıldığında izotop değerlerinin Şekil 5.5b'ye göre negatif-negatif olduğu göstermektedir.  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  genel olarak birlikte değişmekte, ancak bazı dönemlerde farklılıklar görülür. Bu farklılaşmanın sebebi kimi dönemlerde fotosentezin azalması ve/veya C3 bitkilerinin C4'e oranla artmasından veya yüksek miktarda karbonatın sisteme girmesinden dolayı olmalıdır. Ostrakodlardan yapılan izotop analiz sonuçlarına bakıldığında daha farklı bir etki görülmektedir. Bentik foraminifer ve ostrakod değerleri arasında pek bir farklılık gözlenmese de  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  uyumluluğu nispeten daha azdır.

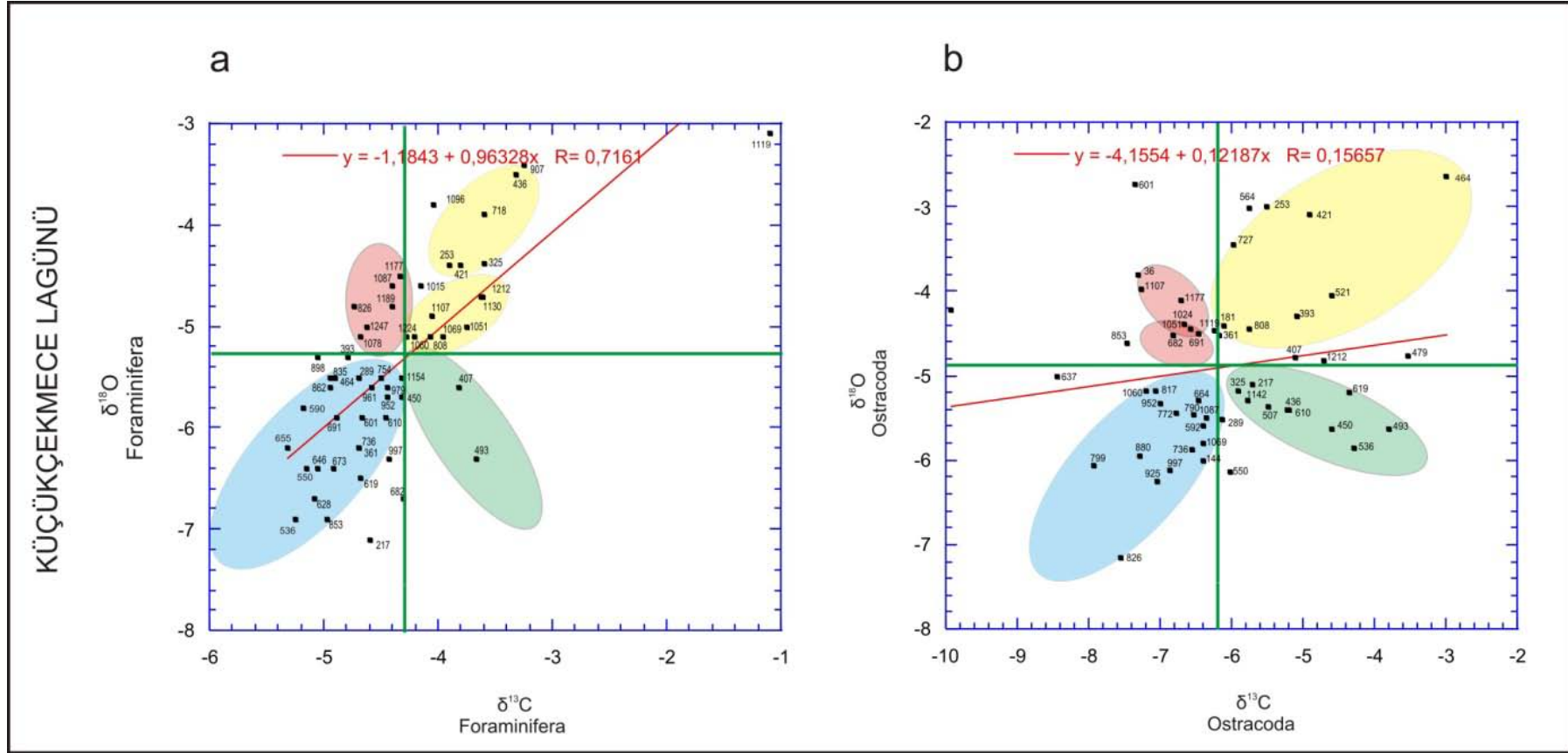
Yeniçağa Gölü Leng ve Marshal'ın (2004)  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  modeline göre tatlı su gölleri sınıfında yer almaktadır. Bafa Gölü ise tatlı ve tuzlu göllerin arasında yer alır (Şekil 5.6-a). Bu modeli çalışma alanına uyarladığımızda birbirine göre değişen  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotopları değerlendirilmiştir. I.Bölge'de  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri nispeten yüksek değerlerdir. Artan izotop değerleri; kuraklığın arttığını, su seviyesinin azalmasına bağlı olarak göl tabanına penetre eden güneş ışınlarının dip suda fotosentezi arttırması sonucu TOC değerlerinin artışı gösterir. Burada TOC ve TIC değerleri artarken MS ve Ti değerleri azalmakta,  $\text{CaCO}_3$  (Ca/Ti ve Sr/Ca) çökeli artmaktadır. II. Bölge'de  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri artarken  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri azalmaktadır.  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin artışı kuraklığı gösterir.  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin daha düşük olmaları ise fotosentezin azaldığını ve/veya C3 bitkilerinin C4'e oranla arttığını düşündürmektedir. Buna göre MS ve Ti değerleri düşer, TOC ve TIC nispeten daha azdır. Artan kuraklık ile  $\text{CaCO}_3$  (Ca/Ti ve Sr/Ca) çökeli de artmaktadır. III. Bölge'de  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri birlikte azalmaktadır.  $\delta^{18}\text{O}$ 'nın azalması yağışın arttığını gösterirken,  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin de azalması sedimentasyon hızının artışıyla çürüme ve çökelenin artmasına bağlı olarak  $^{12}\text{C}$ 'nin dip suya salınmasına bağlanabilir. Bu dönemlerde MS, Ti değerleri artmakta, TOC ve TIC'de nispeten

artış görülmektedir.  $\text{CaCO}_3$  (Ca/Ti ve Sr/Ca) çökelişi azalır. IV. Bölge’de  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri azalırken,  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri artmaktadır. Oksijen izotop değerlerinin azalması yağışın arttığını gösterirken,  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin artışı dışarıdan karbonat taşınımı olduğunu göstermektedir. Göl içinde üretimin fazla olması fotosentez ile  $^{12}\text{C}$  izotopunu tüketir ve dolayısıyla  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri artar. Bu dönemlerde MS, Ti, TIC değerleri artar,  $\text{CaCO}_3$  (Ca/Ti ve Sr/Ca) çökelişi azalır (Şekil 5.6-b).



**Şekil 5.6 :** a)  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  düzleminde Küçükçekmece Lagünü ile Yeniçağa ve Bafa Gölleri'nin bulunduğu yerler. b) Değişen  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarının bölgelere ayrılması ve çalışma alanlarına göre modeli (Leng ve Marshall, 2004'ten uyarlanmıştır).

Küçükçekmece Lagünü'nden alınan bentik foraminifer ve ostrakod örneklerinde yapılan  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  grafikleri çizilerek, değer ortalamaları alınmıştır. Grafiklerdeki yorumlar değerlerin birbirlerine göre değişimi üzerinden yapılmıştır. Küçükçekmece çökellerinden ayıklanan bentik foraminifer türü *Ammonia* sp.'dir. Bu tür, tuzluluğu az olan acı sularda, lagün benzeri ortamlarda yaşar (Sakınç, 1998). *Ammonia* sp. kavkılarında yapılan izotop verilerine göre I.Bölge'de G.Ö. 250-450 ve 1000-1250 yılları arasında bir dağılım görülür (Şekil 5.7). Bu dönemlerde kurak bir iklim gözlenir. Kırıntı malzeme girdisi azdır (MS ve Ti değerleri azalır). TOC ve TIC değerleri artmaktadır. II. Bölge'de GÖ 1050-1200 yılları arasında bir dağılım

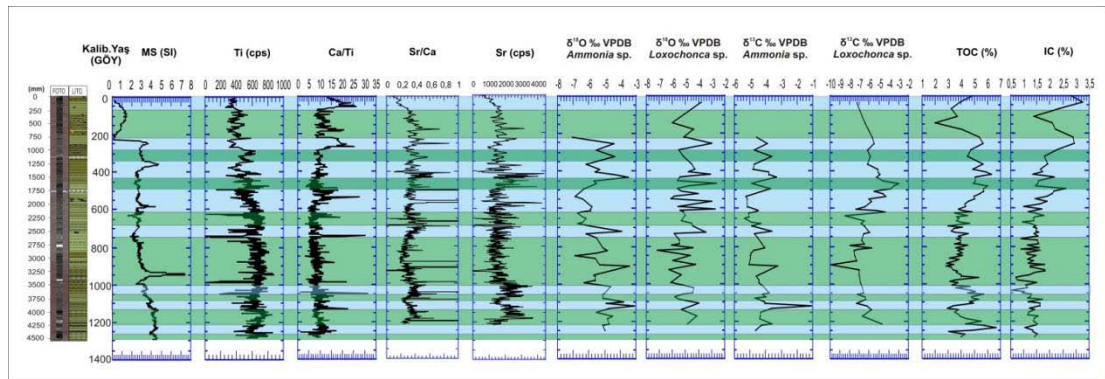


**Şekil 5.7 :** Küçükçekmece Lagünü *Ammonia* sp. (a) ve *Loxocochna* sp. (b) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının  $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$  izotop grafikleri. Noktaların üzerinde yazılı sayılar GÖ yılı, yeşil doğrular ortalama değerleri, kırmızı doğrular ise regresyon doğrusunu göstermektedir.



mevcuttur. Burada TOC değerleri yüksek iken TIC değerleri daha düşüktür. Fitoplanktonların karbonatları kullanarak fotosentez yapması, TIC değerlerini azaltmaktadır. III. Bölge'de GÖ 550-900 yıllarını içeren bir dağılım görülmektedir. Bu dönemde yağış artmış, nehir ve yüzey sularının artması ile sedimantasyon hızı artmaktadır. Buna bağlı olarak MS ve Ti değerleri artarken TOC ve TIC değerlerinde nispeten artış görülür. Çökeltmenin artması çürümenin hızlanması  $^{12}\text{C}$ 'nin zengileşmesine ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin azalmasına sebep olmaktadır. IV. Bölge'de dağılımlar GÖ 400-500 yıllarına denk gelmektedir. Nehirler ile karbonat ve biyo kütle taşınımları Ti, MS, TIC ve TOC değerlerini arttırmaktadır. Yağışlı koşullar mevcuttur. Lagünün çökel istifinde yoğun olarak görülen ostrakod türü, *Loxoconcha* sp. izotop analizi için seçilmiştir. *Loxoconcha* sp. sığ sularda ve lagünel ortamlarda yaşamaktadır (Şafak, 2003). *Loxoconcha* sp. kavkılarında yapılan izotop  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  grafikleri değerlendirildiğinde; I.Bölge'de GÖ 200-500 yılları arası, II. Bölge'de GÖ 600-700 ve 1000-1150 yılları arası dağılımlar görülür. Bu dönemlerde kuraklık artmıştır. III. Bölge'deki dağılım GÖ 600-1000 yılları arasında, IV. Bölge'de ise GÖ 300-600 yılları arasındadır. III. ve IV. Bölgeler yağışlı dönemleri temsil eder. Yaş dağılımları genel olduğundan bazı bölgelerde çakışmaların gözükmesi, arada nispi koşul değişikliklerinden kaynaklanmaktadır (Şekil 5.7).

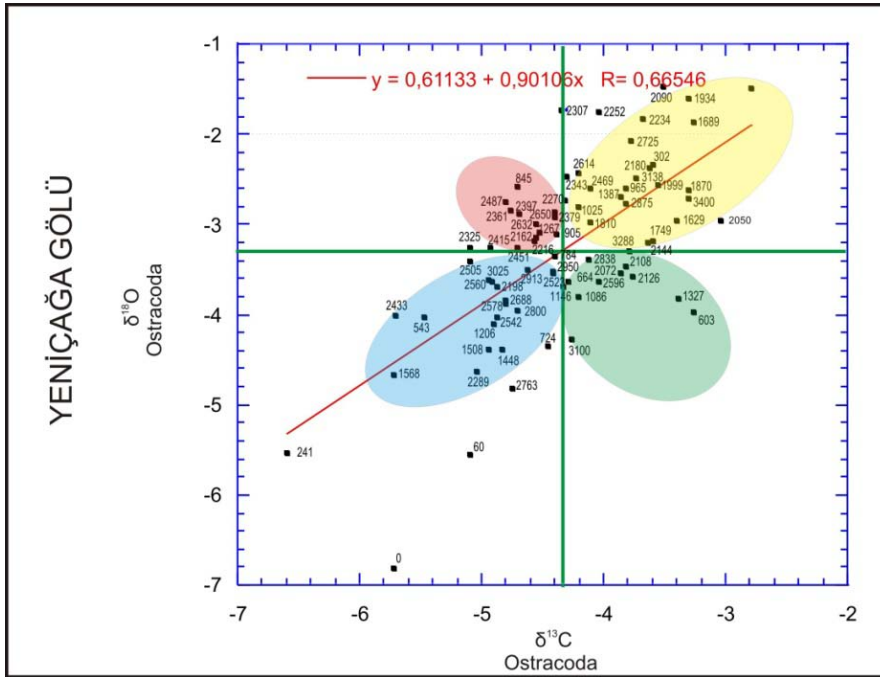
Tüm sonuçlar bir arada incelendiğinde; GÖ 1300-1250, 1200-1180, 1100-750, 670-500, 350-270, 200-70 yılları arasında yağışlı, GÖ 1250-1200, 1180-1100, 750-670, 500-350, 270-200, 70- 0 yılları arasında kurak iklim koşulları mevcuttur (Şekil 5.8).



**Şekil 5.8** : Küçükçekmece Lagünü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kurak (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi.

Yeniçağa Gölü istifinde görülen yegane ostrakod türü *Candona neglecta*'dır. Bu tür genel olarak kaynak sularında ve göllerde görülür. Sığ sulardan derin sulara tüm

derinliklerde yaşayabilir (Meisch, 2000). *Candona neglecta* kavkılarında yapılan  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarının grafiği Şekil 5.9'de verilmektedir. İzotop değerleri birbirlerine oldukça yakındır. Kuraklığın yüksek olduğu I.Bölge'de izotop dağılımları GÖ 900-1300, 1700-2100 yılları arasındadır.  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  birlikte daha az negatif değerler verdiği bu dönemlerde TOC-TIC değerleri, Ca/Ti ve Sr/Ca değerleri yüksektir. Sr/Ca oranı buharlaşmaya bağlı olarak artan tuzluluk ve aragonit çökelişi ile ilgili bilgi vermektedir. Bu çökel istifinde özellikle belirgin olarak görülür. Kuraklığın yüksek olduğu II.Bölge'de GÖ 2300-2400 ve 2600-2650 yılları arasında dağılım görülür. GÖ 2300-2400 yılları arasında diğer parametrelere bakıldığında artan MS, Ti ve azalan Ca/Ti, Sr/Ca, TOC ve TIC değerlerinden dolayı yağışlı olarak yorumlanmıştır. Bu durum azalan  $\delta^{18}\text{O}$ -  $\delta^{13}\text{C}$  izotop değerleri ile uyumludur (Şekil 5.10). III. Bölge'de ise dağılım GÖ 2450-2600 yılları arasındadır. Bu dönemde MS ve Ti değerleri artmakta, TOC-TIC, Ca/Ti, Sr/Ca değerleri ise azalmaktadır. IV. Bölge'de ise yaş dağılımları GÖ 2100-2150 ve 600-800 yılları arasındadır. GÖ 600-800 yılları arasında diğer parametreler de yağışın arttığını desteklemektedir.

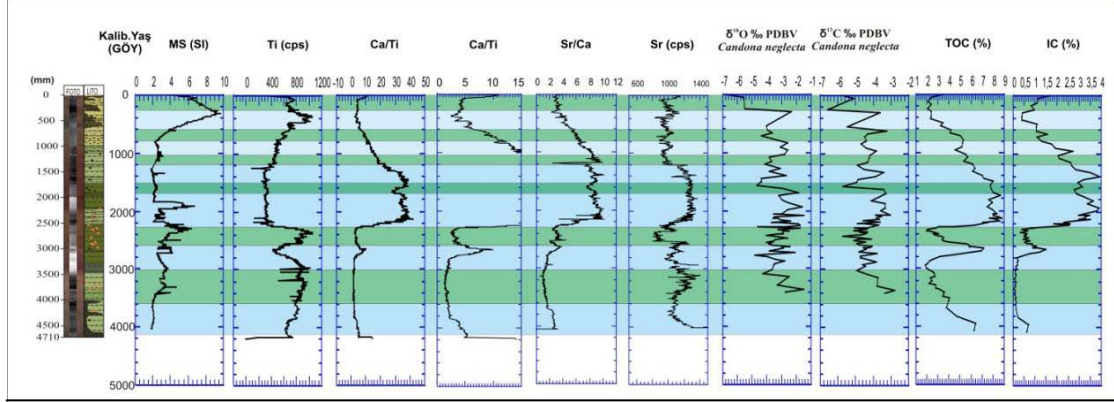


**Şekil 5.9 :** Yeniçağa Gölü *Candona neglecta* kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotop grafikleri. Noktaların üzerinde yazılı sayılar GÖ yılı, yeşil doğru ortalama değerleri, kırmızı doğru ise regresyon doğrusunu göstermektedir.

Yeniçağa Gölü çamur istifinde yapılan analiz sonuçları hep birlikte değerlendirildiğinde; GÖ 4200-3600, 3000-2600, 2250-1700, 1550-1200, 1000-800

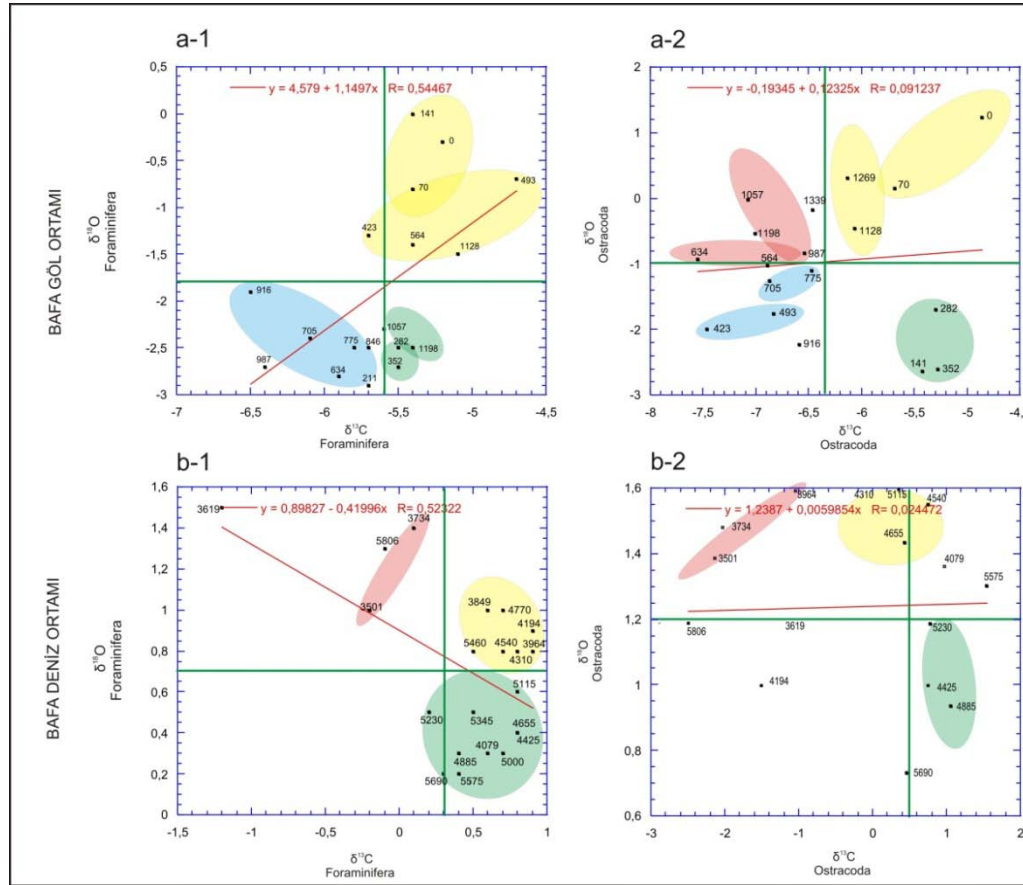


ve 600-250 yılları arasında kuraklığın mevcut olduğu, GÖ 3600-3000, 2600-2250, 1700-1550, 1200-1000, 800-600 ve 250-0 yılları arasında yağışın fazla olduğu bulunmuştur (Şekil 5.10).



**Şekil 5.10 :** Yeniçağa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kurak (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi.

Bafa Gölü istifinde izotop tayinleri için bentik foraminifer; *Ammonia tepida* ve ostrakod; *Cyprideis torosa* türleri seçilmiştir. *Cyprideis torosa* genelde denizel acı sularda bulunur. Çamur, kum ve alglerde yaşamayı tercih eder. Tatlı sularda bulunduğu gibi ‰ 60'ın üzerindeki tuzluluklarda da görülebilir. En iyi ‰ 2-16,5 tuzlulukta gelişir (Wagner, 1964). *Ammonia tepida* ve *Cyprideis torosa* kavkılarında yapılan  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  izotoplarının dağılım grafikleri, denizel ve gölsel dönem olarak ikiye ayrılarak incelenmiştir. Göl olduğu dönemde, bentik foraminifer kavkısından elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  grafiğine bakıldığında I. Bölge'de GÖ 420-570 ve 70-0 yılları dağılımları olduğu görülür. Buharlaşmanın yüksek olduğu bu dönemlerde toplam inorganik miktarı ve Ca/Ti oranı yüksektir. Toplam organik madde miktarının nispeten düşük olması, göl su seviyesinin günümüz şartlarına yakın olduğunu düşündürmektedir (Secci disk ölçümü ortalama 2,5 m'dir). II. Bölge'de herhangi bir dağılım grubu bulunamamaktadır. III. Bölge'de GÖ 650-1000 yılları arasında bir dağılım görülür. Bu yıllar arasında yağışın fazla olduğu ve TIC ile TOC değerlerinin arttığı görülmektedir. IV. Bölge'de GÖ 280, 350, 1050 ve 1200 yıllarında  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri düşük iken  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri yüksektir. Bu tarihlerde TIC değerlerinin de yüksek olması, Ca/Ti değerlerinin düşük olması ortama nehirlerle



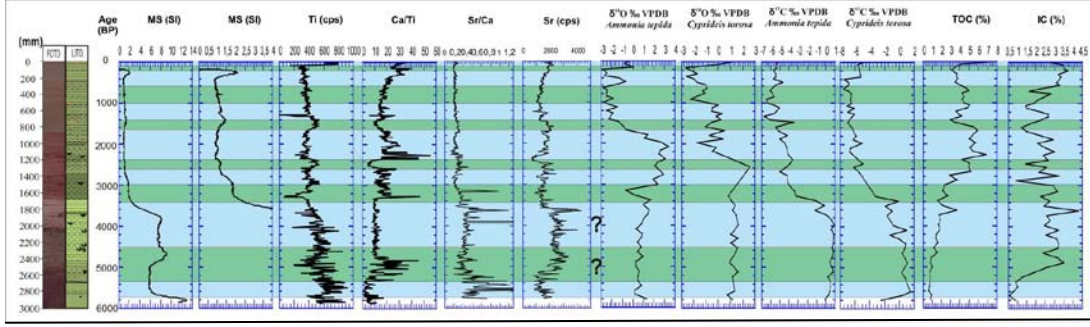
**Şekil 5.11 :** Bafa Gölü, göl (a) ve deniz (b) ortamında *Ammonia tepida* (1) ve *Cyprideis torosa* (2) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotop grafikleri. Noktaların üzerinde yazılı sayılar GÖ yılı, yeşil doğrular ortalama değerleri, kırmızı doğrular ise regresyon doğrusunu göstermektedir.

karbonat taşındığını göstermektedir. Yağışlı koşullar mevcuttur. *Cyprideis torosa* kavkılarında elde edilen sonuçlara göre; I. Bölge'de GÖ 1100-1250 ve 0-70 yılları arasında dağılım görülür. II. Bölge'de GÖ 1050-1200 ve 550-650 yıllarında dağılım mevcuttur. Buharlaştırmanın yüksek olduğu bu dönemlerde (I. ve II. Bölge) zaman zaman  $^{12}\text{C}$  salınımı artmaktadır. III. Bölge'de GÖ 700-800 ve 420-500 yılları arasında dağılım görülür. Yağışın yüksek olduğu bu bölgede GÖ 420-500 yılları diğer parametrelerle uyum sağlamamaktadır. IV Bölge'de GÖ 150 ve 300-350 yılları arasında dağılım görülür, bu kısa dönemlerde TIC değerlerinin yüksek olması sistemdeki karbonatın artışı ile uyumludur.

Denizel dönemlere ait verileri incelediğimizde; *Ammonia tepida* kavkılarında elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  dağılım grafiğinde I. Bölge'de GÖ 3850-4500 yıllarının yoğunlaştığı görülür. Buharlaştırmanın yüksek, kuraklığın fazla olduğu bu dönemde TIC ve TOC değerleri yüksektir. Ti değerlerinin düşük olmasına karşın MS değerlerinin yüksek olması, yüksek enerjili ortam olmasından kaynaklanmaktadır. II. Bölge'de GÖ 3500, 3750, 5800 yılları görülür. Bu yıllarda buharlaşma fazladır. Yüksek Sr/Ca ve TIC değerleri'de bunu desteklemektedir. III. Bölge'de herhangi bir dağılım yoktur. IV. Bölge'de 4500-5700 yılları arasında dağılım görülür. Burada karbonatlar fazladır. Litolojik tanımlamada da burada bol miktarda bivalvia kavkuları gözlenmiştir. Şekil 5.11'de görüleceği gibi GÖ 4500-5400 yılları arasında Ca/Ti'de yüksek oranda artış görülür. *Cyprideis torosa* kavkısından yapılan izotop analiz sonuçları verilerinin az olmasından dolayı değerlendirilmemiştir.

Bafa Gölü çökel istifinde yapılmış diğer analizlerle birlikte değerlendirdiğimizde; GÖ 5800-5400, 4500-3400, 3000-2600, 2400-1700, 1400-1000, 600-200 ve 50-0 arasında kuraklığın, GÖ 5400-4500, 3400-3000, 2600-2400, 1700-1400, 1000-600 ve 200-50 yılları arasında ise yağışın baskın olduğu bulunmuştur (Şekil 5.12).

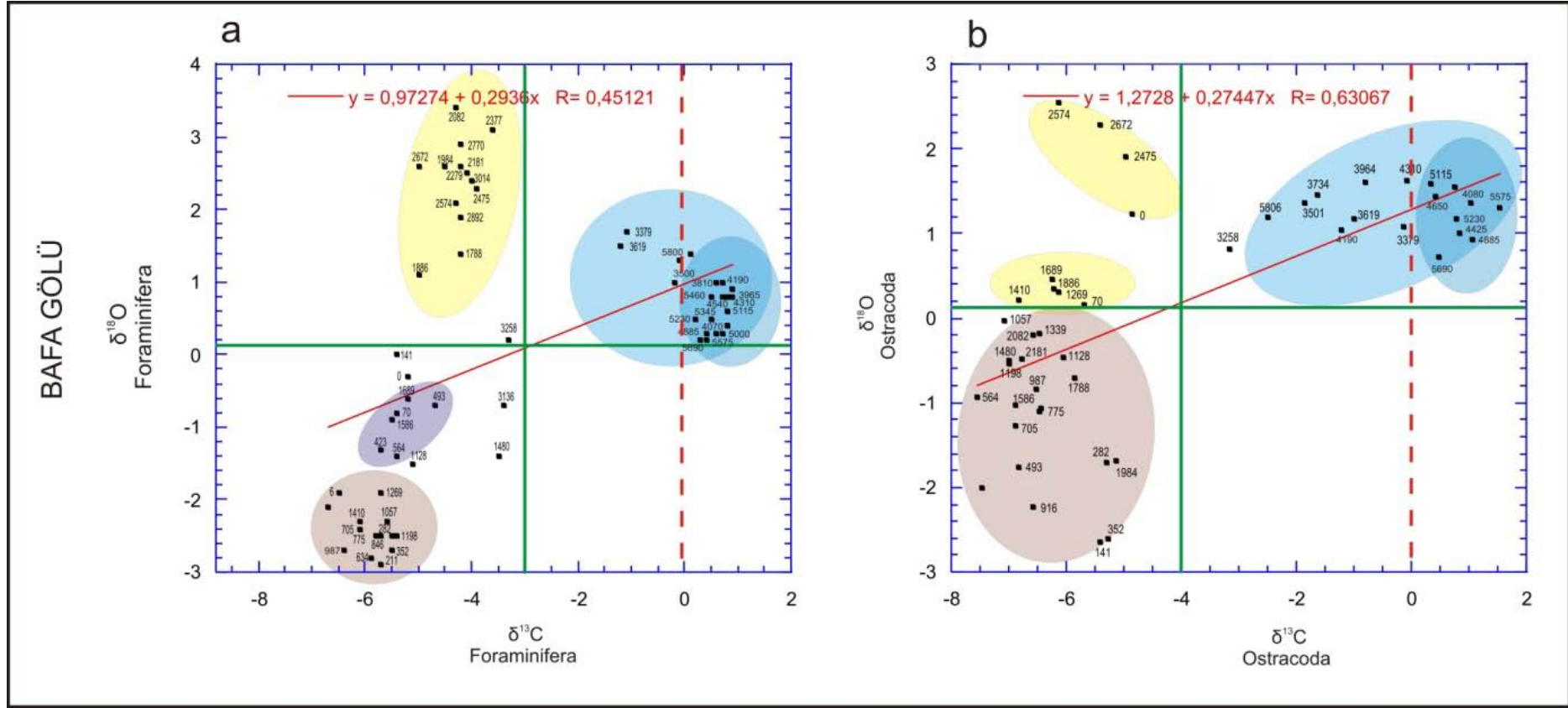
Bafa Gölü  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  verilerini bir bütün olarak incelediğimizde deniz-göl dönemleri hakkında yorum yapabiliriz. Foraminifer kavkılarında yapılan izotop dağılım grafiğine göre (Şekil 5.13-a) I. Bölge'de GÖ 3380-5800 yılları arasında artan  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri bize tuzluluk ile bilgi vermektedir. Yaklaşık olarak GÖ 5800-3000 yılları arasında Sr/Ca değerlerinin yüksek olması da ortamda tuzluluğun yüksek olduğunu doğrulamaktadır.



**Şekil 5.12 :** Bafa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile kuru (açık mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemlerin gösterilmesi.

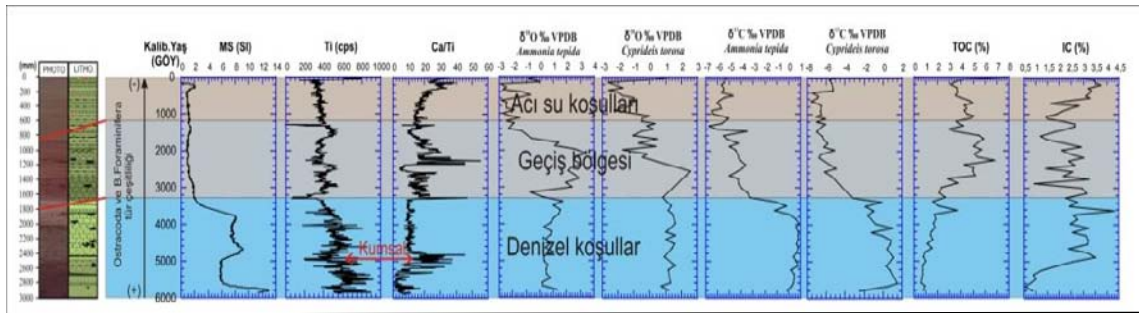
$\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin negatif-negatif olduğu III. Bölge'de en düşük değerlerin kümelendiği GÖ 1400-200 yılları arası göl koşullarını göstermektedir. Bu dönemde Sr/Ca değerlerinin düşük olması tuzluluğun az olduğunu destekler. Aynı bölgede bir diğer kümelenme GÖ 400-550 ve 0-140 yılları arasında görülmektedir. Veriler bu dönemlerde tuzluluğun nispeten daha fazla olduğunu ve kuraklığın artmış olduğunu düşündürür. Bafa Gölü'ünde yapılan güncel limnolojik çalışmalar (Kazancı, 2008) tuzlu yeraltı su kaynaklarının göle boşaldığını göstermektedir. Son dönemde (GÖ 0-70 yılları) artan tuzluluğun sebebi yeraltı su kaynaklarına bağlı olabilir. II. Bölge'de GÖ 1800-3000 yılları arasında bir kümelenme görülmektedir. Bu dönemde buharlaşmanın arttığı, kurak bir dönemi temsil eder. Ostrakod kavkı verilerinde ise benzer zaman aralıkları görülür ama dağılımları daha geniş zamanları içerir. Denizi temsil eden I. Bölge'de GÖ 5800-3250 yılları kümelenmiştir. Gölü temsil eden III. Bölge'de ise GÖ 2100-150 yılları kümelenmiştir. GÖ 1300-1900 ve 2500-2700 yılları arasında ise yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri görülür (Şekil 5.13).

Bafa Gölü çökel istifinin birimleri belirlenirken en önemli gösterge olarak mikrofaunaya bakılmıştır. Belirlenen bentik foraminifer ve ostrakod tür çeşitliliğine ve organizmaların özelliklerine dikkat edilmiştir (Bkz 4.1 Litostratigrafik ve mikropaleontolojik özellikler). Buna göre organizma dağılımları, yukarıda anlatılan izotop dağılımları ve diğer analiz sonuçları beraber incelendiğinde, GÖ 6000-3200 yılları arasında deniz koşulları, GÖ 1200 yılından günümüze ise acı su koşulları gözlenmiştir. GÖ 3200-1200 yılları arasında ise bir geçiş dönemi olduğu bulunmuştur (Şekil 5.14).



**Şekil 5.13 :** Bafa Gölü *Ammonia tepida* (a) ve *Cyprideis torosa* (b) kavkılarında yapılan izotop analizi sonuçlarının  $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$  izotop grafikleri. Noktaların üzerinde yazılı sayılar GÖ yılı, yeşil doğrular ortalama değerleri, kırmızı doğrular ise regresyon doğrusunu göstermektedir.

Dereceli olarak Büyük Menderes Nehri'nin alüvyonları ile kapanan Latmiya Körfezi'nin göl haline geldiği önceki çalışmalardan da bilinmektedir (Brückner, 2004; Müllehnhoff, 2006). Arkeolojik çalışmalara göre (Peschlow-Bindokat, 2005; Knipping ve diğ., 2008) GÖ 2300 yılında (M.Ö. 300) Karya'nın yeni baş liman kenti Herakliya kurulmuştur. GÖ 1150-850 (M.S.\_9.-12. yy) yılları arası Bizans Dönemi'nde bölge önemini yitirmiş ve popülasyon yavaş yavaş azalmıştır (Knipping ve diğ., 2008). Bu veriler ışığında GÖ 2350 yılında Bafa'da denizel koşullar mevcuttur. Bu çalışmada geçiş dönemi olarak adlandırılan bu zamanda mikro fauna verileri acı su koşullarını vermektedir. Bizans Dönemi GÖ 1150-850 yılları arasında koyun kapanarak göl haline gelmesi ve deniz ticaretinin bitmesi, şehrin önemini yitirmiş olduğu düşünülmektedir.

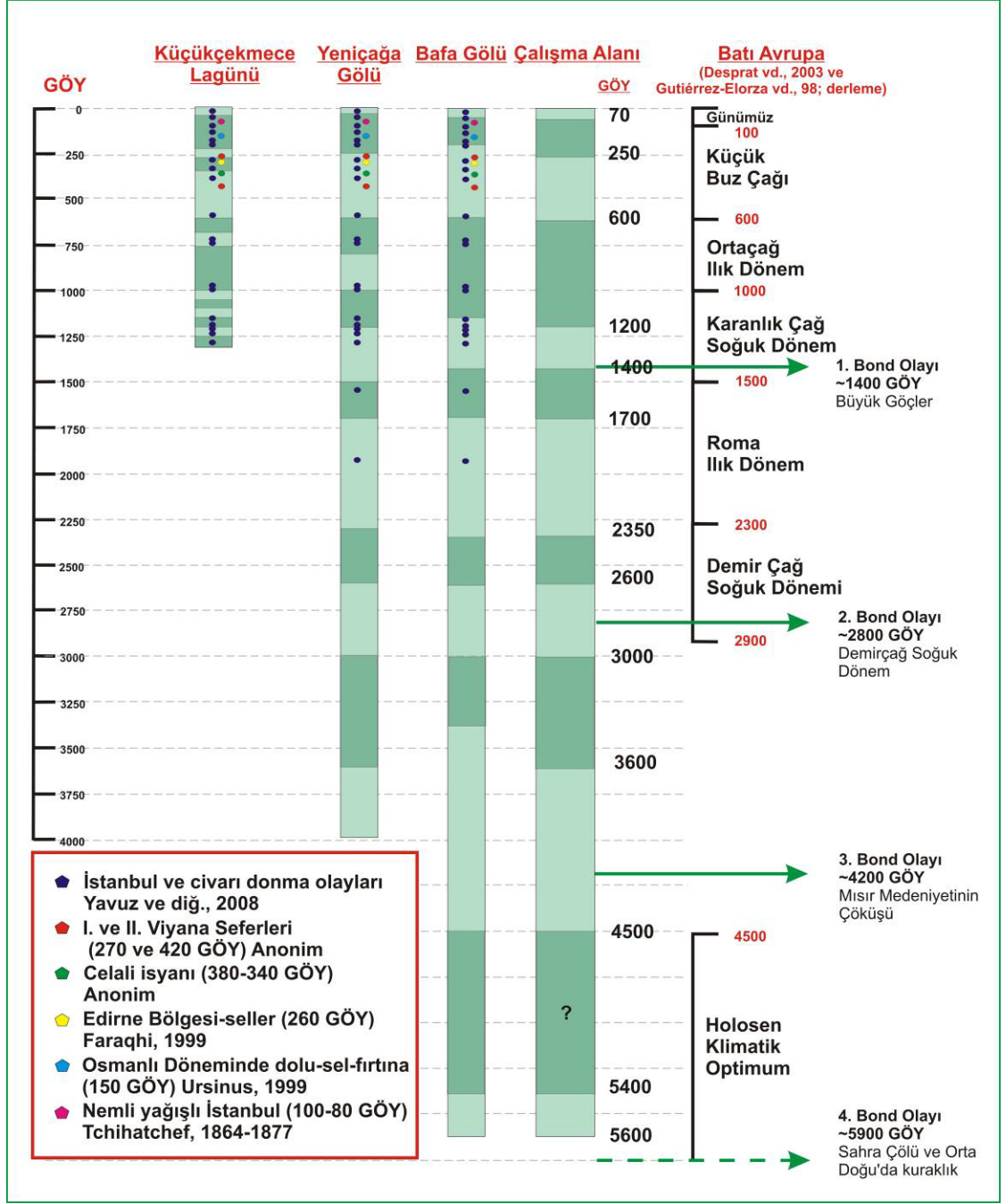


**5.14 :** Bafa Gölü istifinde yapılan analizlerin kalibre edilmiş yaşlara göre dağılımı ile denizel (mavi) ve gösel (açık kahve) birimlerin gösterilmesi.

## 5.2 Son 6000 Yılda Batı Türkiye'de İklim Değişimleri

Batı Türkiye'de (BT) çalışılan lagün ve göllerde yapılan analiz sonuçlarına göre kuru ve yağışlı dönemler belirlenmiştir. Elde edilen verilerin çözünürlüklerine ve coğrafi konumlarına göre çeşitli farklılıklar görülür (ör, Küçükçekmece Lagünü 4,7 m uzunluğundaki karotu GÖ 1300 yılı, Bafa Gölü 3,1 m uzuluğundaki karotu ise GÖ 6000 yılı kapsamaktadır). Elde edilen sonuçlar birleştirilerek batı Türkiye'nin kuru-yağışlı dönemleri elde edilmiş ve batı Avrupa'da belirlenen iklim değişimleri ile denetlenmiştir (Şekil 5.15).





**Şekil 5.15 :** Çalışma alanlarında belirlenen kuru (mavi) ve yağışlı (yeşil) dönemler ve batı Avrupa iklim değişimleri ile kıyaslanması. Tarihte gerçekleşen olaylar zaman kolonlarında farklı renklerde gösterilmiştir.

### **GÖ 5600-5400 yılları arası**

Erken ve Orta Holosen'de (yaklaşık GÖ 10-6 ky) çeşitli bölgelerde yağışlar önemli derecede artmıştır. Örneğin Büyük Sahra Çölü'nden alınan karot örneklerinde bu dönem yağışlı bulunmuştur (Fabre ve Petit-Marie, 1988; Petit-Marie ve diğ. 1997). Bu dönemde yaz musonu 600 km kuzeye göç etmiş (Ritchie and Haynes, 1987) ve

nemliliği Suudi Arabistan, Mezapotamya ve Racasthan ölu'ne kadar taşımıştır (Bryson and Swain, 1981). Tarımın gelişmesiyle medeniyetlerin yükseldiği bu ılıman döneme *Holosen Klimatik Optimum* adı verilir (Whyte, 1995). Holosen'de Bond Olayları olarak adlandırılan salınımların Kuzey Atlantik'teki soğuma ile (Bond ve diğ., 1997) Kuzey Yarımküre'de aşağı ve orta enlemlerdeki soğuma, kuruma ve musonun hafiflemesiyle (Kreutz ve diğ., 1997; de Menocal ve diğ., 2000; Berger ve von Rad, 2002; Fleitmann ve diğ., 2003; Gupta ve diğ., 2003) eş zamanlı olduğu bulunmuştur (Brooks, 2006). Batı Türkiye'de GÖ 5600-5400 yılları arasında kurak bir iklim gözlenmektedir. Bu dönem içinde yaklaşık GÖ 5900 yılında (5,9 k-4. Bond Olayı) Sahra ölu ve Orta Doğu'da büyük bir kuraklık görülür (Brooks, 2006).

### **GÖ 5400-4500 yılları arası**

Bu dönemde batı Türkiye'de iklim daha yağışlıdır. GÖ yaklaşık 5200 yıl öncesinde Mezapotamya'da bulunan Antik Sümer şehri Uruk'ta, kuruyan ve verimliği artan toprakla beraber yerleşim önemli ölçüde artmıştır (Matthews, 2003; Nissen, 1988). Mısır Medeniyeti'nin yükselişi de bu döneme denk gelir.

### **GÖ 4500-3600 yılları arası**

Batı Türkiye'de kuraklık hakimdir. 3. Bond Olayı, 4200 yıl önce soğuma ile Mısır ve Mezapotamya'da kültürel değişimlere sebep olan soğuma ile deneştirilmektedir (Cullen ve diğ., 2000; de Menocal ve diğ., 2000). Mısır'da Antik Mısır Medeniyeti'nin ve Mezapotamya'da Akadlar'ın çöküşü bu zamana denk gelir.

### **GÖ 3600-3000 yılları arası**

Batı Türkiye'de bu dönem yağışlıdır. Anadolu'da *Karanlık Çağ* (GÖ 3200-2800 yılları arasında) olarak adlandırılan dönem, yazılı belge ve arkeolojik verilerin az olmasından dolayı bu ismi almıştır (Vermoere ve diğ., 2000). Avrupa ile ilgili literatür'de bu dönemle ilgili bir bilgi bulunamamıştır. Schilman ve diğ., (2002) Soreq Mağarası stalagmit ve Doğu Akdeniz Aşdod kıyılarında pelajik foraminifer çalışmalarında son 3600 yılda, üç yağışlı üç kuru dönem belirlemiştir. Yağışlı dönemlerin tepe noktaları, GÖ. 3200, 1300 ve 700 yıllarına, nispeten kuru dönemlerin ise 2100, 900 ve 300 yıllarına denk gelmektedir. Yağışlı dönemlerde



gözlemlenen Nil taşkınları (Bell ve Menzel, 1972; Hassan, 1981) ve yükselen Sahra göl seviyeleri (Nicholson, 1980) bu sonuçları desteklemektedir.

### **GÖ 3000-2600-2350 yılları arası**

Batı Türkiye’de, GÖ 3000-2600 yılları arasında kurak, GÖ 2600-2350 yılları arasında yağışlıdır ve GÖ 2900-2300 yılları arasında Avrupa’da yaşanan *Demir Çağ Soğuk Dönemi* (GÖ 2900-2300 yılları arasında) ile örtüşmektedir. 2. Bond Olayı (GÖ 2800 yıl) kurak döneme denk gelir.

### **GÖ 2350- 1700-1400 yılları arası**

Yaklaşık GÖ 2000-1500 yılları arasında Roma Ilık Dönemi diye adlandırılan Avrupa’da ılıman bir dönem yaşanmıştır (Bianchi ve McCave, 1999). Ölü Deniz’in su seviye değişimi ve Soreq Mağarası staligmit çalışmaları sonucunda bölgede GÖ 1850-1250 yılları arasında iklimde bölgesel bir kuraklaşma görülmüştür (Orland ve diğ., 2009). Doğu Akdeniz’de değişen iklimle beraber ekonojik olarak zayıflayan Roma İmparatorluğu , GÖ 1750 yılında ve Bizans İmparatorluğu GÖ 1200 yılında yıkılmıştır (Issar ve Zohar, 2004; Orland ve diğ., 2009). Bu zaman aralığına denk gelen dönemde (GÖ 2350-1700 yılları arasında) batı Türkiye’de de kuraklık görülmektedir. Schilman ve diğ.’lerinin (2002) aynı bölgede yaptıkları çalışmada GÖ 1300 yılında yağışın yüksek olduğunu belirtmiştir. Bizim verilerimize göre yağışlı dönem Roma Ilık Dönemi’nin son 300 yılında (GÖ 1400-1700 yılları arasında) görülmektedir.

### **GÖ 1400-1200 yılları arası**

Bu dönem batı Türkiye’de kuru geçmiştir. Avrupa’da GÖ 1500-1000 yılları arasında yaşanan *Karanlık Çağ Soğuk Dönemi*’yle (Desperat ve diğ., 2003) örtüşmektedir. 1. Bond Olayı (~ GÖ 1400 yıl) bu döneme denk gelir. Batı Türkiye’de GÖ 1400-1200 yılları arası kurak, 1200-1000 yılları arası ise yağışlıdır. Tarihi verilere göre İstanbul ve çevresinde bu dönemde 7 donma olayı yaşanmıştır (Yavuz ve diğ., 2008).

### **GÖ 1200-600 yılları arası**

Batı Türkiye’de yağışlı olan bu dönem, Avrupa’da *Ortaçağ Ilık Dönemi* (GÖ 1050-570 yılları arasında) olarak adlandırılmıştır. Avrupa’da sıcaklıklar 1950 yılı ortalama

sıcaklığından 0.5-0.8°C daha yüksektir (Muller ve McDonald, 2000; Mann, 2002). Tarihi kayıtlara göre bu yıllar içinde İstanbul ve civarında iki donma olayı yaşanmıştır (Yavuz ve diğ., 2008). Doğu Akdeniz’de ise GÖ 700 yılında yağışlar artmıştır (Schilman ve diğ., 2002).

### **GÖ 600-250 yılları arası**

Batı Türkiye’de bu dönem kurudur ve Avrupa’da son soğuk dönem olan *Küçük Buz Çağı* (GÖ 600 – 100 yılları arasında) ile örtüşür. Doğu Akdeniz’de ise GÖ 300 yılında kuraklık artmıştır (Schilman ve diğ. 2002). Tarihi kayıtlara göre bu dönemde İstanbul ve civarında dört donma olayı yaşanmıştır (Yavuz ve diğ., 2008). Ayrıca Osmanlı arşiv kayıtlarına göre GÖ 350-250 yılları arasında birçok kıtlık ve kuraklığın yaşandığı belirlenmiştir (White, 2006). Yine de tarihi veriler uzun süreli iklim konusunda yorum yapmaya yeterli değildir.

### **1700-1880 (GÖ 200-70) yılları arası**

Batı Türkiye’de bu dönem yağışlıdır. Tarihi kayıtlara göre İstanbul ve civarında 1750, 1755, 1779 yıllarında donma olayı yaşanmıştır (Yavuz ve diğ., 2008). Akkemik ve Köse (2007)’nin dendroklimatolojik sonuçlarına göre ise Batı Anadolu’da yağışlı geçtiği belirlenen yıllar 1788, 1795, 1818, 1827 ve kurak yıllar ise 1790, 1794’tür.

### **1880-1950 (GÖ 70- 0) yılları arası**

Bu çalışmaya göre 1880-1950 yılları (GÖ 70-0) arası kurak bir dönemdir. Bu dönemde İstanbul ve civarında 1823, 1849, 1857, 1862, 1878, 1893,1929 ve 1954 yıllarında donma olayları meydana gelmiştir (Yavuz ve diğ., 2008). Dendroklimatolojik çalışmalara göre, 1840, 1851, 1867, 1887, 1893, 1894, 1909, 1927 yılları tüm Batı Anadolu’da kuraktır. 1794, 1840, 1887 ve 1893 yıllarında kuraklık çok şiddetlidir. Yağışlı geçtiği belirlenen yıllar ise 1827, 1835,1836, 1846, 1848, 1855, 1876, 1881, 1885, 1891, 1897, 1901, 1919, 1920’dir (Akkemik ve diğ., 2007).

Çalışma alanında elde edilen sonuçlar, Batı Avrupa’da gözlenen iklim değişimleri ile kıyaslandığında son 3000 yılda Batı Avrupa’da soğuk ve kurak geçen dönemlerin Batı Türkiye’de önce kurak daha sonra yağışlı olduğunu göstermektedir. Son 6000

yılda gözlenen 4. Bond Olayı (GÖ 5900, 4200, 2800, 1400 yılları arasında) batı Türkiye’de kuru dönemlere denk gelmekte ve buradaki iklim değişimleri, Doğu Akdeniz kıyısı (İsrail) ile benzerlik göstermektedir. Bu konu bir sonraki bölümde daha ayrıntılı olarak incelenecektir.

### 5.3 6000 Yılda Günümüze Türkiye’de İklim Değişimleri

Son 6000 yılda Türkiye genelinde iklim değişimlerini anlamak ve Batı Türkiye ile farklılıkları gözlemleyebilmek için farklı bölgelerde çalışılmış  $\delta^{18}\text{O}$  veya  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri kıyaslanmıştır (Çizelge 5.2).

**Çizelge 5.2 :** Türkiye genelinde göl ve mağaralarda  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$  çalışılan yerlerin ve kullanılan malzemelerin listesi.

Çalışma Alanı	Şehir	Malzeme	KaynakD
Bafa Gölü	Muğla-Denizli	B.Foraminifer/Ostrakod	Bu çalışma
K.çekmece L.	İstanbul	B.Foraminifer/Ostrakod	Bu çalışma
Göhlisar Gölü	Burdur	Karbonat	Jones vd, 2002; Eastwood vd 2007
Sofular Mağarası	Zonguldak	İstalagmit	Fleitmann vd., 2009
Yeniçağa Gölü	Bolu	Ostrakod	Bu çalışma
Eski Acıgöl	Nevşehir	Karbonat	Roberts vd., 2001; 2008
Nar Gölü	Niğde	Karbonat	Jones ve diğ., 2006
Hazar Gölü	Elazığ	Ostrakod	Sürmelihindi, 2009
Van Gölü	Bitlis-Van	Karbonat	Wick ve diğ., 2003

Yukarıdaki çizelgede belirtildiği gibi farklı bölgelerde farklı malzemelerdeki  $\text{CaCO}_3$  kullanılarak oksijen ve karbon izotop analizleri yapılmıştır. Hidrolojik etkenler, organizmaların yaşam etkileri ve yaş modellemelerindeki farklılıklardan ötürü izotop sonuçları farklılıklar gösterebilmektedir. Fakat elde edilen grafiklerdeki eğilimler (*trend*) ve keskin değişimler (sapmalar) incelendiğinde ortak (paralel) değişimler gözlenmiş ve bunlara göre yorum yapılmıştır. Stalagmit çalışmalarında  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, geçmiş yağış ile ilgili  $\delta^{18}\text{O}$ ’den daha doğru sonuçlar vermesinden dolayı kıyaslamada duraylı karbon izotop değişimleri kullanılmıştır.

İklimi belirleyen en önemli iki parametre olan sıcaklık ve yağış temel alınarak uygulanan objektif bir yaklaşım (Ünal ve diğ., 2003) ve Türkiye’de yapılan önceki çalışmalar sonucunda belirlenen bölgeler Şekil 5.16’da harita üzerinde gösterilmektedir. Ünal ve diğ. (2003) çalışmasının sonuçları, Erinç (1969)’un

çalışması ile büyük benzerlik göstermektedir. Belirlenen bölgelerin özellikleri aşağıdaki gibi özetlenebilir:

**Marmara Bölgesi:** Oldukça soğuk kışlar, kar yağışlı normal. Don daha sık. Nispeten hafiflemiş yaz kuraklığı. Buharlaşma daha az şiddetli. Nisbi nemlilik ve bulutluluk daha fazla. Ortalama sıcaklık, 13.7 °C, toplam yağış miktarı, 686.2 mm.

**Ege-Batı Akdeniz Bölgesi:** Kar yağışı ve don nadirdir. Çok yüksek yaz sıcaklığı, çok şiddetli buharlaşma ve düşük bulutluluk vardır. Ortalama sıcaklık 15.4 °C, toplam yağış miktarı 682.0 mm'dir.

**Karadeniz Bölgesi:** Her mevsimi yağışlı. Nisbeten denizel termik şartlar. Ortalama sıcaklık 13.7 °C, toplam yağış miktarı 1175.8 mm.

**İç Anadolu Bölgesi:** Yazlar daha sıcak , kışlar daha soğuktur. Yaz mevsimine ait yağış miktarı nisbeten daha yüksektir. Ortalama sıcaklık 10.9 °C, toplam yağış miktarı 429.7 mm'dir.

**Doğu Anadolu Bölgesi:** Şiddetli karasal. Karlı, donlu, çok soğuk ve uzun kışlar. Yazın kurak. Ortalama sıcaklık 7.2 °C, toplam yağış miktarı 417.5 mm'dir.

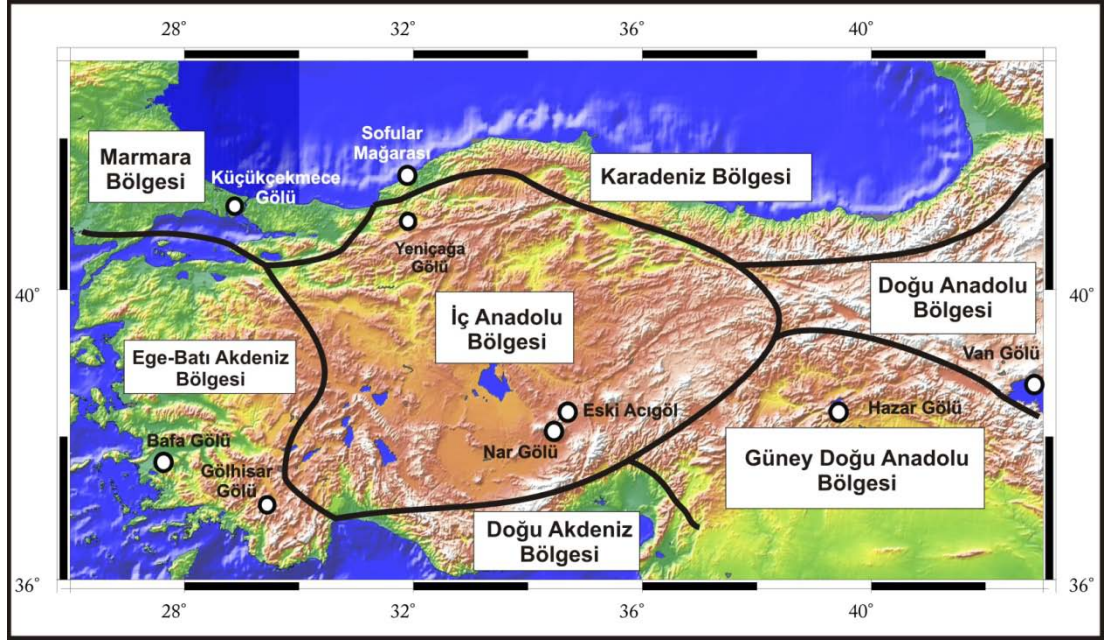
**Güney Doğu Anadolu Bölgesi:** Yazlar çok sıcak, kışlar daha az soğuktur. Yazlık yağış miktarı çok daha azdır. Çok şiddetli yaz kuraklığı. Çok şiddetli buharlaşma, düşük nemlilik ve düşük bulutluluk görülmektedir. Ortalama sıcaklık 15.2 °C, toplam yağış miktarı 620.6 mm'dir.

**Doğu Akdeniz Bölgesi:** Tipik bir Akdeniz ikliminin yaşandığı tek bölgedir. Kış mevsiminin çok kısa bir süre hüküm sürdüğü bölgede, yağışlar genellikle bahar ve kış aylarında görülmektedir. Ortalama sıcaklık 18.7 °C, toplam yağış miktarı 797.2 mm'dir.

Türkiye'nin iklim bölgelerine göre Küçükçekmece Lagünü, Marmara, Sofular Mağarası, Karadeniz, Bafa ve Gölhisar Gölleri, Ege-Batı Akdeniz, Yeniçağa, Eski Acı ve Nar Gölleri İç Anadolu, Hazar Gölü, Güney Doğu Anadolu ve Van Gölü de Doğu Anadolu Bölgesi içinde yer almaktadır.

Son 6000 yılda yağış-buharlaşma farklılıklarına baktığımızda; GÖ 200-380 (1), 420-600 (2), 1300-1500 (3), 2000-2200 (4), 2800-3100 (5), 3300-3600 (6), 4300-4900 (7), 5300-5500 (8) yılları arasında genel gidişten çeşitli sapmalar olduğu görülmektedir. Bu sapmalar sırasıyla Küçük Buz Çağı I. ve II. evre (**KBC I-II**), Karanlık Çağ Soğuk Dönemi ve 1. Bond Olayı (**BO**), Roma Ilık Dönemi (**RID**),

Demir Çağ Soğuk Dönemi (**DÇSD**) ve 2. BO, İsimli Dönem ve Holosen Klimatik Optimum (**HKO**) dönemlerine denk gelmektedir (Şekil 5.17).



**Şekil 5.16 :** Türkiye iklim bölgeleri (aylık ortalama-minimum-maksimum sıcaklıklar ve aylık toplam yağış dikkate alınarak objektif bir yaklaşımla yapılan sınıflandırmaya göre; Ünal ve diğ., 2003) ve önceki çalışmaların yapıldığı lokasyonlar (Çizelge 5.2).

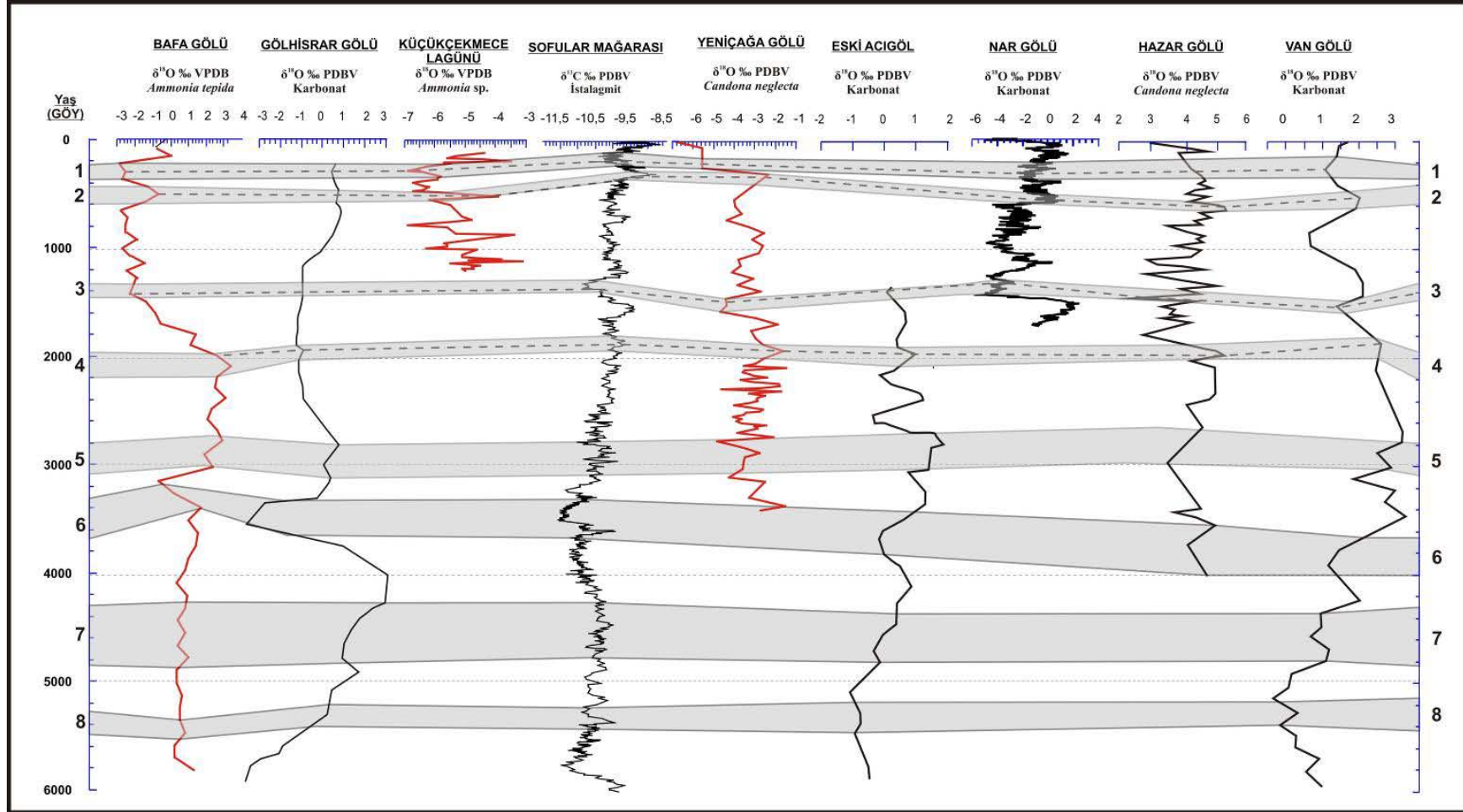
Şekil 5.17'deki grafikler detaylı incelendiğinde 1. zaman aralığında Bafa Gölü (Ege-Batı Akdeniz Bölgesi), Küçükçekmece Lagünü (Marmara Bölgesi), Yeniçağa Gölü (İç Anadolu Bölgesi-kuzeyi) ve Sofular Mağarasında (Karadeniz Bölgesi) yağışın Nar (İç Anadolu Bölgesi-güneyi), Hazar (Güney Doğu Anadolu Bölgesi) ve Van Gölü'ne (Doğu Anadolu Bölgesi) oranla daha fazla olduğu görülür (Çizelge 5.3). Küçük Buzul Çağının II. Evresine denk düşen 2. Zaman aralığında, I. evrenin tersine tüm bölgelerde kuraklık görülür. Kuraklık, Bafa Gölü, Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa Gölü ve Sofular Mağarası'nda Nar, Hazar ve Van Göllerinde oranla daha azdır. 3. Zaman aralığı Karanlık Çağ Soğuk Dönemi'ne ve 1. Bond Olayına denk gelmektedir. Bu dönemde tüm kayıtlarda yağışlı koşullar mevcuttur. Batı Anadolu'da (Bafa ve Göllühisar Gölleri) yağışın az, Kuzey Anadolu'da (Yeniçağa Gölü ve Sofular Mağarası) daha fazla ve İç ve Doğu Anadolu'da (Nar, Hazar ve Van Gölleri) en fazla olduğu görülmektedir.

**Çizelge 5. 3 :** Çalışılan bölgelerde belirlenen dönemlerdeki iklim (buharlaştırma / yağış) değişimleri.

Zaman aralığı	(GÖY)	Bafa Gölü	Göhlisar G.	K.çekmeci L.	Sofular M.	Yeniçağa G.	Eskiacı G.	Nar Gölü	Hazar G.	Van Gölü
1. 200-380	KBÇ-I	Yağışlı ++		Yağışlı ++	Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı+	Yağışlı +	Yağışlı +
2.420-600	KBÇ-II	Kurak +++	Kurak	Kurak ++	Kurak ++	Kurak ++		Kurak +++	Kurak +++	Kurak ++
3. 1300-1500	KÇSD-1.BO	Yağışlı +	Yağışlı+		Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı +++	Yağışlı +++	Yağışlı +
4. 2000-2200	RID	Kurak +	Kurak+		Kurak +	Kurak ++	Kurak ++		Kurak +++	Kurak +++
5. 2800-3100	DÇSD-2.BO	Kurak +	Kurak ++		Kurak +	Kurak +	Kurak +++		Kurak ++	Kurak ++
6. 3300-3600		Yağışlı +++	Yağışlı +++		Yağışlı +++		Yağışlı ++		Yağışlı +	Yağışlı ++
7. 4300-4800	HKO(geçiş)		Kurak>Yağışlı		Kurak +		Kurak>Yağışlı			Kurak>Yağışlı
8. 5300-5500	HKO	Kurak+	Kurak++		Kurak		Yağışlı>Kurak			Yağışlı>Kurak

(+ az, ++ orta, +++ çok, ↑ artan)

Roma Ilık Dönemi'nde (4. Zaman aralığı) kurak koşullar gözlenir. Batı Anadolu ve Sofular Mağarasında nispeten az olan kuraklık, Yeniçağa ve Eskiacı Göl'de daha fazla, Hazar ve Van Gölleri'nde ise en fazladır. 5. Zaman aralığı Demir Çağ Soğuk Dönem ve 2.Bond olayı'nı içermektedir. Kurak koşulların bulunduğu bu dönemde, denizlerden iç bölgelere doğru kuraklığın arttığı görülmektedir (Ör. Eski Acıgöl, Hazar ve Van Göllerinde kuraklık daha fazladır). 6. Zaman aralığına denk gelen dönem yağışlıdır. Batı ve Kuzey Anadolu'da yağışın iç bölgelere oranla daha fazla olduğu görülür. Genel olarak (Sofular Mağarası dışında) kuraklığın arttığı bir dönem içerisinde, Holosen Klimatik Optimum'un sonuna denk gelen 7. Zaman aralığında yağışın arttığı görülmektedir. Özellikle Van Gölü'nde yağış etkisi daha fazla gözlenmektedir. 8. zaman aralığında Batı ve Kuzey Anadolu'da kurak koşullar görülürken İç ve Doğu Anadolu'da yağışlı bir eğilim içinde kısa kurak bir dönem gözlenmektedir.



Şekil 5.17 : Son 6000 yılda Türkiye’de çeşitli bölgelerde çalışılmış  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  izotop değişim grafikleri (Çizelge 5.2’de belirtilen kaynaklardan alınmıştır). İklim dönemleri için metne bakınız.

Eldeki veriler ile aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

1. Küçük Buz Çağı'nın I. evresine denk gelen GÖ 200-380 yılları arasında denizlere yakın olan bölgeler (Bafa Gölü, Küçükçekmece Lagünü, Sofular Mağarası ve Yeniçağa Gölü), iç bölgelere (Nar, Hazar ve Van Gölleri) oranla daha yağışlıdır.
2. Küçük Buz Çağı'nın II. Evresinde ise (GÖ 400-600 yılları arasında) kurak koşullar kuzey (Küçükçekmece Lagünü, Sofular Mağarası ve Yeniçağa Gölü) haricinde daha şiddetli görülmektedir.
3. Karanlık Çağ Soğuk Dönem ve 1. Bond olayına denk gelen GÖ 1300-1500 yılları arasında Ege-Batı Akdeniz (Bafa ve Gölhisar Gölleri) ile Doğu Anadolu (Van Gölü) bölgesinde yağış diğer bölgelere oranla daha azdır.
4. Kurak koşulların mevcut olduğu Roma Ilık Döneminde (GÖ 2000-2200 yılları arası) denizlerden uzak, iç bölgelerde özellikle Doğu Anadolu'da (Hazar ve Van Gölleri) kuraklık daha fazla görülmektedir.
5. Demir Çağ Soğuk Dönem ve 2. Bond olayına denk gelen GÖ 2800-3100 yılları arasında kuraklığın Doğu Anadolu'da en fazla, İç bölgelerde nispeten az ve denize yakın bölgelerde en az olduğu görülür.
6. GÖ 3300-3600 yılları arasında Batı ve Kuzey Anadolu'da yağış , İç ve Doğu Anadolu'dan daha fazladır.
7. GÖ 4300-4900 yılları arasında, Sofular Mağarası dışında tüm bölgelerde genel kurak bir eğilim içinde ara yağışlı bir dönem olarak gözlenir. Gölhisar ve Van Göllerinde yağışın daha çok olduğu görülür.
8. Holosen Klimatik Optimum'a denk gelen GÖ 5300-5500 yılları arası, Bafa ve Gölhisar Gölleri ile Sofular Mağarası' da artan kurak bir eğilim görülürken Eski Acıgöl ve Van Gölü'nde yağışlı bir dönem içerisinde kurak ara bir dönem olarak görülmektedir.

Bölüm'ün başında da belirtildiği gibi Türkiye'nin morfolojik özellikleri, topoğrafyasının kısa mesafelerde farklılık göstermesi, üç tarafının denizlerle çevrili olmasından dolayı iklim sistemi kısa mesafelerde değişkenlik göstermektedir. Türkiye'nin çeşitli bölgelerinde çalışılmış  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$  izotop değişimleri (buharlaşıma/yağış) incelendiğinde, küresel ve bölgesel iklim değişimlerine göre ve kendi aralarında farklılıklar gösterdiği görülür. Eldeki paleoiklim kayıtları, bölgelerin günümüz yağış-sıcaklık değişimine (Şekil 5.16a) ve coğrafi bölgelerine uygun ve denizlere uzaklık/yakınlık şekilde gruplanmaktadır. Denizlere uzaklık/yakınlık-



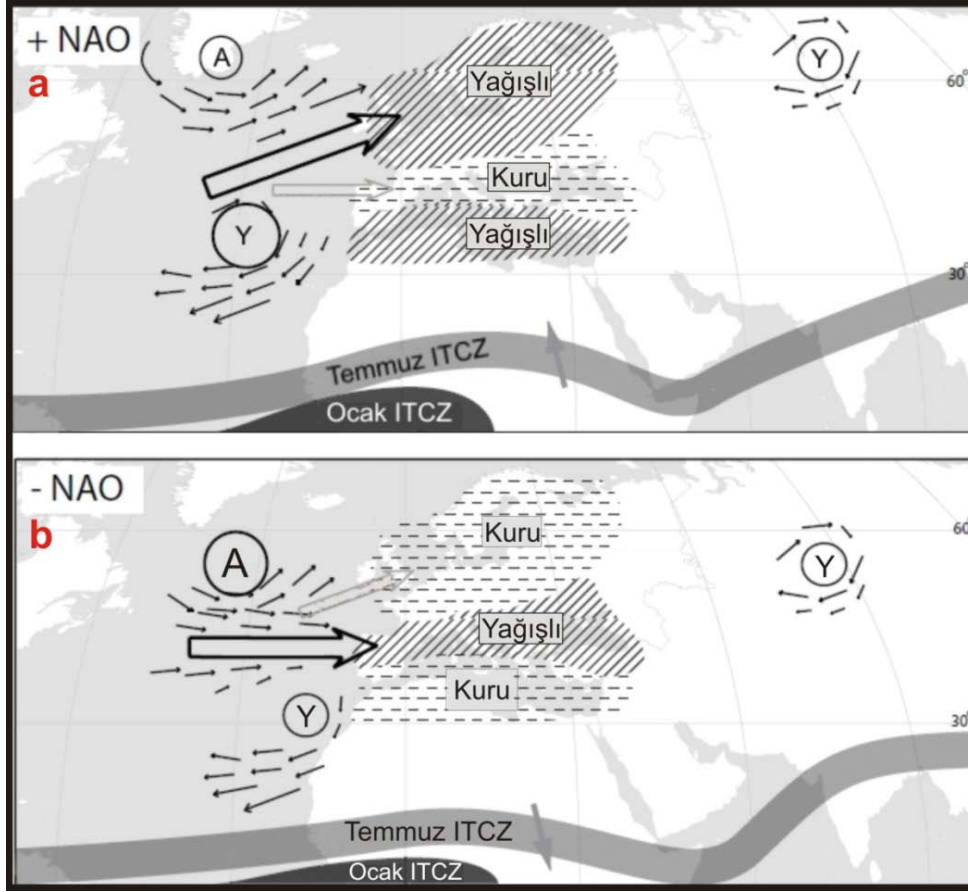
buharlaşma/yağış ilişkisi, günümüz sisteminde gözlenen deniz yüzey suyu sıcaklığı (*SST*) değişiminin yağışa etkisiyle benzerlik taşıyor olabilir (Bozkurt ve şen, 2009).

#### **5.4 6000 Yılda Günümüze Güney Avrupa ve Orta Doğu'da İklim Değişimleri**

Bu bölümde tez kapsamında elde ettiğimiz verileri, Avrupa ve Orta Doğu'da benzer iklim verileriyle birlikte değerlendirilerek bölgesel ölçekte, günümüzde bu bölgeleri etkileyen Kuzey Atlantik Salınımı (*North Atlantic Oscillation-NAO*) ve Kuzey Denizi- Hazar rnts'nn (*North Sea-Caspian Pattern-NCP*) etkileri tartışılacaktır.

Kuzey Atlantik Salınımı (NAO), sinoptik ve yarıküresel ölçekli hava olaylarını ve bölgesel iklim anomalilerini kontrol eden geniş ölçekli atmosferik uzak bağlantı örüntülerinden oldukça iyi bilinendir. NAO, Azor bölgesi üzerinde yerleşik dinamik subtropikal antisiklon (yüksek basınç) ile Grönland ve İzlanda üzerinde egemen olan orta enlem depresyonu (alçak basıncı) arasındaki geniş ölçekli atmosferik basınç dalgalanmasıdır(şekil 5.18). NAO'nun davranışlarını ve ekstrem evreleriyle bağlantılı bölgesel iklim anomalilerini değerlendirmek amacıyla değişik indisler (NAOI) geliştirilmiştir. 1990'lı yıllarla birlikte NAO'nun önemi ve ona gösterilen ilgi artmış ve özellikle Kuzey Atlantik, Avrupa ve Akdeniz Havzası için bir çok bilimsel çalışma gerçekleştirilmiştir. Pozitif NAOI anomali devresinde, Akdeniz Havzasına ve dolayısıyla Türkiye'ye ulaşan cephesel depresyonların sıklığında bir azalma ve bununla ilişkili olarak da özellikle kış döneminde kurak koşullar ortaya çıkmaktadır. Negatif devrede ise tam tersi bir durum söz konusudur (Türkeş ve Erlat, 2003).

Türkeş ve Erlat (2003), NAOI ile Türkiye'nin değişik mevsimlerdeki yağışı arasındaki ilişkiyi incelemişler, kış yağışları ile NAOI arasında anlamlı bir negatif ilişki bulmuşlardır. Bu ilişki i kesimlerde daha güçlüdür, Akdeniz ve Karadeniz kıyı kuşağında zayıflamaktadır. Anlamlı ilişkiler özellikle batı Anadolu'da daha kuvvetlidir.

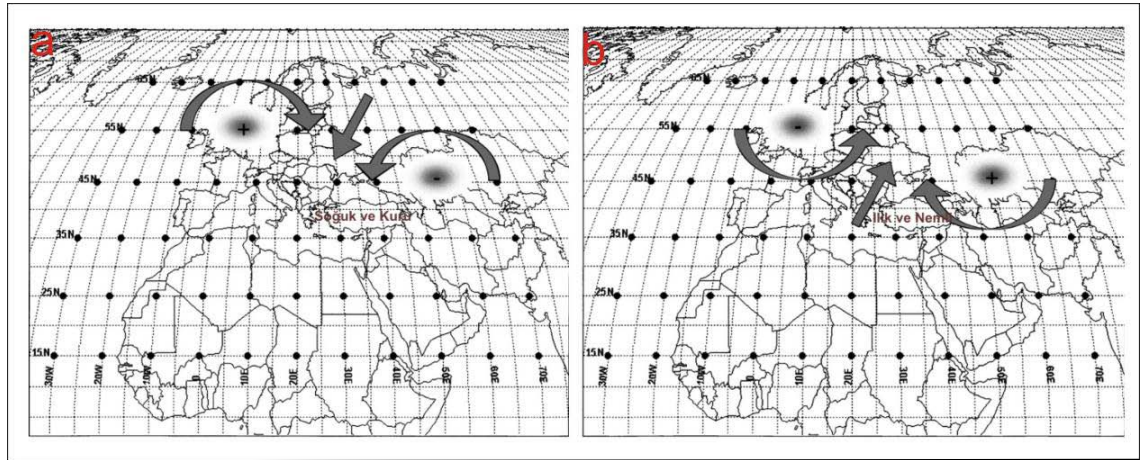


**Şekil 5.18** : NAO'nun pozitif (a) ve negatif (b) modları ile günümüz Ocak ve Temmuz ayları ITCZ (*Intertropical Convergence Zone*)'nin yaklaşık lokasyonu. a) NAO'nun pozitif modunun (normalden daha kuvvetli subtropikal yüksek basınç merkezi ve normalden daha derin İzlanda alçak basınçlı) modeli, artan basınç gradyanı daha kuvvetli kış fırtınaları (*storm*) ile Kuzey Avrupa'da kışlar ılık yağışlı iken kuzey Akdeniz ve kuzey Anadolu'da kuru geçmektedir. b) NAO'nun negatif modu (zayıf subtropikal yüksek basınç ve zayıf İzlanda alçak basınçlı) modeli, azalan basınç gradyanı sonucunda kuzeyde az miktarda ve zayıf kış fırtınaları (*storm*) oluşmakta ve kuru-soğuk havayı kuzey Avrupa'ya, nemi de kuzey Akdeniz ve Anadolu'ya getirmektedir. (a) modunda günümüz yaz ITCZ'nin kuzeydeki etkisi ile Akdeniz'in kuzey kıyılarına kuraklık getirmektedir. (b) modunda, ITCZ'nin güneye kayması ile Akdeniz'in batısındaki subtropikal antisiklonlar zayıflayarak kuzey Akdeniz'de yaz yağışlarını ve güney Akdeniz'de ise kuraklığı arttırmaktadır (Vannière ve diğ., 2011).

Kuzey Denizi-Hazar Örüntüsü (*North Sea-Caspian Pattern- NCP*) Hazar Denizi ve Kuzey Denizi civarında bulunan merkezlerin, basınç anomalilerinin etkileşmesinden meydana gelir. NCP'nin pozitif modunda (Şekil 5.19a), Hazar merkezindeki negatif basınç anomalileri saatin ters yönüne bir hareketle, Sibiryaya üzerindeki soğuk ve kuru havayı, Türkiye ve Balkanlar üzerinden Akdeniz'e doğru iterken, Kuzey Denizi merkezindeki pozitif basınç anomalileri de İskandinavdaki soğuk ve kuru havayı

saat yönünde bir hareketle yine Balkanlar üzerinden güneye doğru indirir (Kutiel ve Benaroch, 2002, Oğuz ve diğ., 2007). Sonuçta Türkiye'nin kuzeyinde oluşan güneybatı doğrultulu bir hava akımının etkisiyle Türkiye'de soğuk ve kuru hava koşulları oluşur. NCP'nin negatif modunda ise (Şekil 5.19b) Hazar'da oluşan saat yönündeki ve Kuzey Denizi'nde oluşan saatin ters yönündeki harekete bağlı olarak Türkiye'nin güneyinde oluşan kuzeydoğu doğrultulu hava akımının etkisiyle Türkiye'de ılık ve yağışlı hava koşulları oluşur (Kutiel ve Türkeş, 2005). Hasanean (2004), Mısır'daki kış sıcaklıklarının NCP'den etkilendiğini göstermiştir. Ayrıca NCP'nin Karadeniz ekosistemi üzerinde NAO ile birlikte dönüşümlü olarak etkinlik göstermektedir (Oğuz ve diğ. 2007).

Güney Avrupa ve Ortadoğu'da (Şekil 5.20) iklim değişimlerinin anlaşılabilmesi için Çizelge 5.4'de belirtilen çalışmalarda son 6000 yılda oksijen veya karbon izotop değişimleri incelenmiştir. Daha önce belirtildiği gibi yapılan çalışmaların kıyaslamalarında da hidrolojik etkenler, organizmaların yaşam etkileri ve yaş modellemelerindeki farklılıklardan ötürü izotop sonuçları farklılıklar gösterebilmektedir.



**Şekil 5.19 :** NCP'nin pozitif (a) ve negatif (b) modları (Kutiel ve Benaroch, 2002).

Bu sebepten dolayı belirlenen zaman aralıklarında  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin değişen eğilimlerine (*trend*) bakılarak ancak göreceli kuraklık ve yağıştan bahsetmek mümkündür. Belirlenen zaman aralıklarının denk geldiği iklim dönemleri de birlikte verilmektedir. Bir çok çalışmada olduğu gibi bu çalışmada da kuzey yarımküredeki değişimleri belirleyebilmek için Grönland'tan alınan GISP2 karotu (Stuiver ve diğ., 1995) esas alınmıştır. Nispi kuraklık ve yağış, GISP2 karotundaki  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin azalması (yağış) ve artması (kurak) ile belirlenmiştir.

**Çizelge 5.4 :**  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  kıyaslamalarında kullanılan bölgelerin ve iklim kayıtlarının listesi.

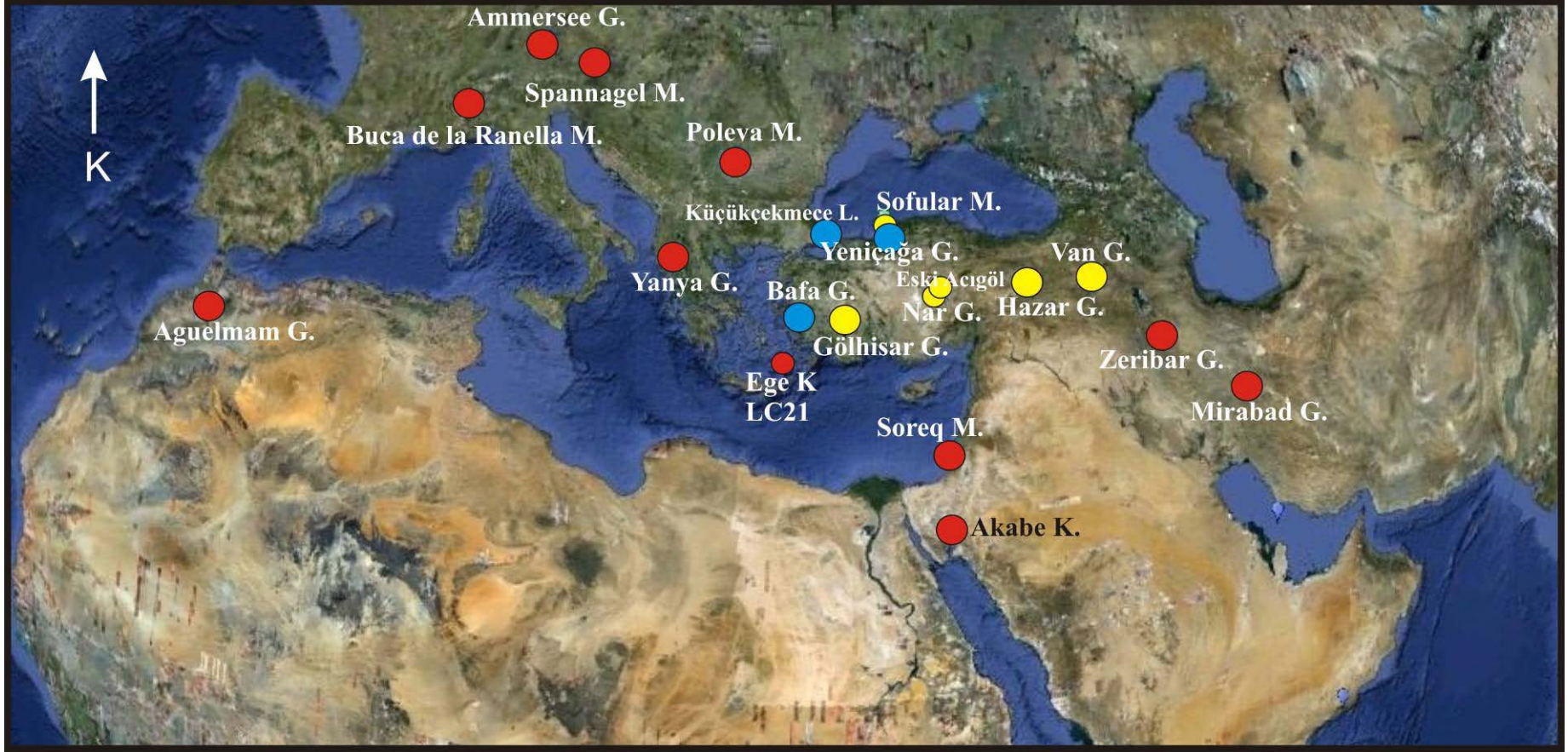
Çalışma Alanı	Şehir	Malzeme	KaynakD
GISP2 Buz Karotu	Grönland		Grootes vd., 1993, 1997; Stuiver vd., 1994
Sidi Ali Gölü	Fas	Ostrakod	Lamb vd., 1999
Buca de la Ranella M.	İtalya	Stalagmit	Drysdale vd., 2006
Ammersee Gölü	Almanya	Ostrakod	Von Grafenstein vd., 1999
Spannagel Mağarası	Avusturya	Stalagmit	Mangini vd., 2005
Poleva Mağarası	Romanya	Stalagmit	Constantin vd., 2007
Yanya Gölü	Yunanistan	Ostrakod	Frogley vd., 2001
LC21 Karotu	Ege Denizi	Pelajik Foram.	Rohling vd., 2002
Soreq Mağarası	İsrail	Stalagmit	Bar-Matthews vd., 1999, 2003
Akabe Körfezi		Pelajik Foram.	Lamy vd., 2006
Zeribar Gölü	İran	Endojenik	Stevens vd., 2006
Mirabad Gölü	İran	Endojenik	Stevens vd., 2001

Son 6000 yılda Avrupa ve Orta Doğu'da belirtilen bölgelerde (Çizelge 5.4) GÖ 200-400 (1), 450-700 (2), 1000-1400 (3), 1900-2300 (4), 3300-3700 (5), 4200-4700 (6), 5400-5600 (7) yılları arasındaki iklim değişimleri incelenmiştir. Bu zaman aralıkları sırasıyla Küçük Buz Çağı (**KBC**), Küçük Buz Çağı-Ortaçağ Ilık Dönem geçişi, Karanlık Çağ Soğuk Dönem ve 1. Bond Olayı (**BO**), Roma Ilık Dönemi (**RID**), İsimlendirilmemiş Dönem, 3. Bond Olayı ve Holosen Klimatik Optimum (**HKO**) dönemlerine denk gelmektedir (Şekil 5.21, Çizelge 5.5).

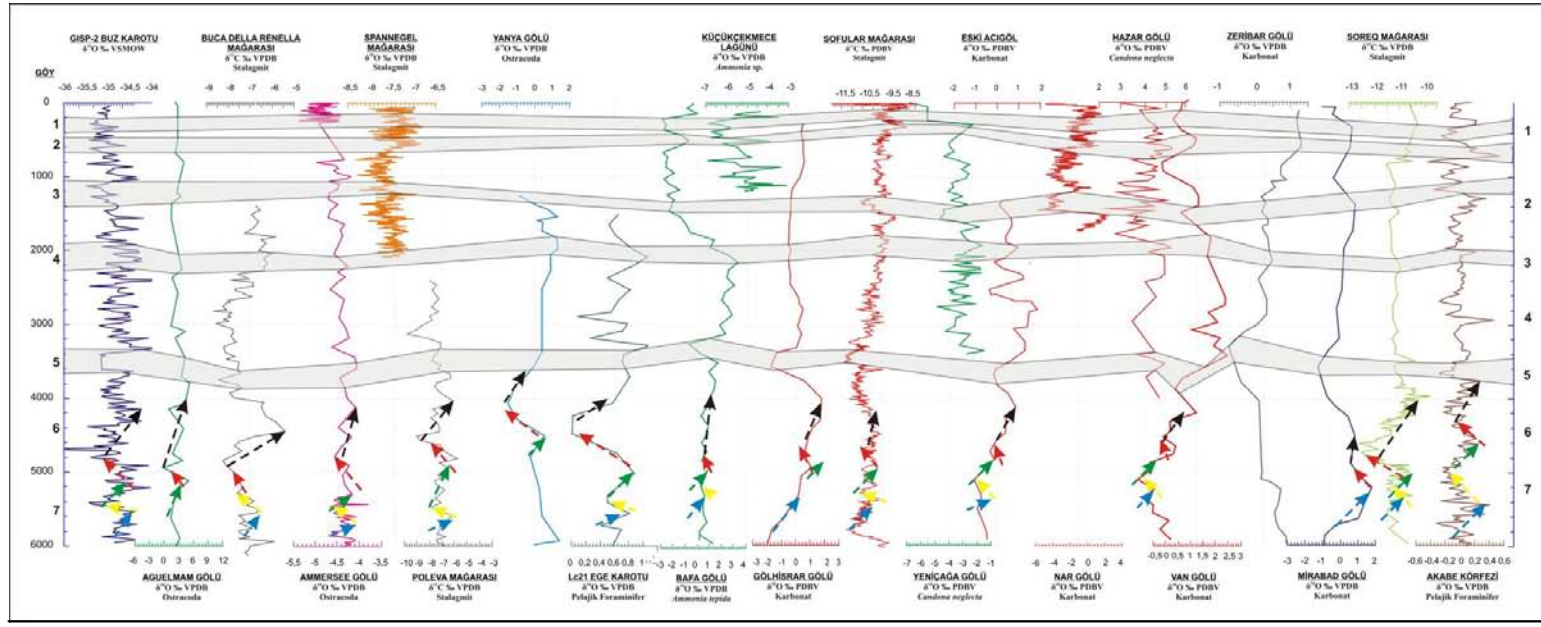
GÖ 200-400 yılları arası Avrupa ve Orta Doğu'da yağışlı bir dönemdir. GISP2 buz karotunda azalan  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri yağışlı bir dönem olduğunu göstermektedir. Yaklaşık bu döneme denk gelen diğer bölgelerle kıyaslanan değerler, batı (Bafa Gölü) ve kuzey Türkiye'de (Küçükçekmece Lagünü, Sofular Mağarası, Yeniçağa Gölü) yağışın diğer bölgelere oranla daha fazla olduğunu göstermektedir. Küçük Buz Çağı ve Ortaçağ Ilık Dönem geçişine denk gelen 2. Zaman aralığında (GÖ 450-700 yılları) GISP2 buz karotunda artan  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri kuraklığı göstermektedir. Avusturya Spannagel Mağarası  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine göre kuraklık burada daha fazla görülür. Bafa, Nar, Hazar, Van, Zeribar, Mirabad Gölleri ile Akabe Körfezi'nde kuraklık daha fazla iken, Küçükçekmece Lagünü, Yeniçağa Gölü, Sofular ve Soreq Mağarası'nda daha azdır. GÖ 1000-1400 yılları yağışlı bir dönemdir (3. Zaman

aralığı). Kuzey ve İç Anadolu ile Akabe Körfezi'nde yağış daha fazladır. Roma İlık Dönemi'ne denk gelen GÖ 1900-2300 yılları arasında (4. Zaman aralığı) Avrupa'da, Anadolu'da iç bölgelerde ve Zeribar Gölü'nde kuraklık daha fazla görülür. GÖ 3300-3700 yılları arasında Anadolu ve doğusunda, Güney Avrupa'dan daha yağışlı koşullar gözlenmektedir. GÖ yaklaşık 4000-6000 yılları arasında verilerin denkleştirilmesinde zorluk çekildiğinden artan-azalan eğimler belirlenmiştir. Değişen eğimler farklı renklerde oklarlar gösterilmektedir (Şekil 5.21). Okuma kolaylığı sağlayabilmek için grafiklerin deneştirilmemiş, özgün hali Şekil 5.22'de verilmektedir. 6. Zaman aralığına denk gelen GÖ 4200-4700 yılları arasında (siyah ok) GISP2 buz karotunda artan  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri kuraklığı göstermektedir. Diğer bölgelerde artan eğimler incelendiğinde Batı Türkiye, Soreq Mağarası ve Akabe Körfezi'nde kuraklığın diğer bölgelere oranla daha fazla olduğu görülür. Holosen Klimatik Optimum'a den gelen GÖ 5400-5600 yılları arasında (yeşil ok) azalan  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri yağışın arttığını göstermektedir. Anadolu'nun iç kısımları ve Akabe Körfezi'nde yağış artışının diğer bölgelere oranla daha fazla olduğu görülmektedir.





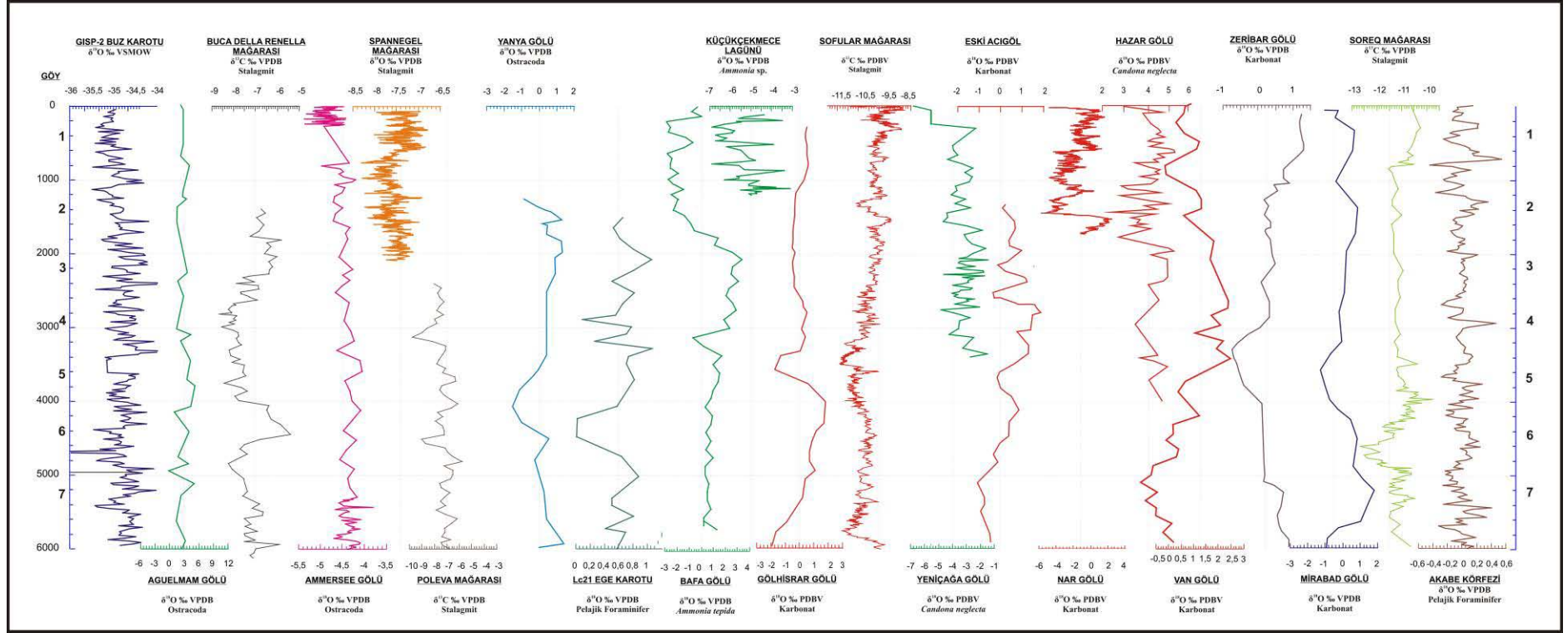
Şekil 5. 20 : Türkiye’de (bkz Bölüm 5.3) ve çizelge 5.4’de belirtilen çalışma alanlarının haritası (Mavi: bu çalışmanın lokasyonları, Sarı: Türkiye Lokasyonları, Kırmızı: Güney Avrupa ve Ortadoğu lokasyonları).



Şekil 5.21 : Son 6000 yılda Türkiye’de (bkz Bölüm 5.3) ve çizelge 5.5’de belirtilen kaynaklardan elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  değişimlerinin kıyaslamalı grafiği.

Çizelge 5.5 : Son 6000 yılda Avrupa ve Orta Doğu’da belirlenen dönemlerdeki iklim (buharlaşma / yağış) değişimleri (+ az, ++ orta, +++ çok, ↑ artan).

Zaman ara.(GÖY)	Dönem	GISP2 Buz K.	Aguema m Gölü	Buca De. Mağarası	Ammers ee Gölü	Spanneg el M.	Poleva M.l.	Yanya Gölü	Ege K. Lc21	Bafa Gölü	Göhlisar Gölü	K.çekme ce L.	Sofular Mağarası	Yeniçağ a Gölü	Eski Acıöl	Nar Gölü	Hazar Gölü	Van Gölü	Zeribar Gölü	Mirabad Gölü	Sored Mağarası	Akabe Körfezi
1. 200-400	KBC	Yağışlı +				Yağışlı ++				Yağışlı ++		Yağışlı ++	Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı ++	Yağışlı 1+	Yağışlı +		Yağışlı +		Yağışlı +
2. 450-700	KBC-OID	Kurak				Kurak +++				Kurak +++	?	Kurak ++	Kurak ++	Kurak ++		Kurak +++	Kurak k +++	Kurak ++	Kurak +++	Kurak +++	Kurak +	Kurak +++
3. 1000-1400	KÇSD-LBO	Yağışlı ++			Yağışlı	Yağışlı				Yağışlı +			Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı +++	Yağışlı 1+++	Yağışlı +		Yağışlı +		Yağışlı ++
4. 1900-2300	RID	Kurak ++	Kurak	Kurak ++	Kurak ++			Kurak ++	Kurak ++	Kurak +	Kurak +		Kurak +	Kurak ++	Kurak ++		Kurak k +++	Kurak +++	Kurak ++		Kurak	Kurak +
5. 3300-3700		Yağışlı ++	Yağışlı	Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı +	Yağışlı ++	Yağışlı ++	Yağışlı +++	Yağışlı +++		Yağışlı +++	Yağışlı ++	Yağışlı ++		Yağışlı 1+++	Yağışlı ++	Yağışlı +++	Yağışlı +++	Yağışlı +	Yağışlı ++
6.4200-4700	3.BO	- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k +++	- ↑Kuraklı k ++		- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k	- ↑Kuraklı k +++		- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k ++	- ↑Kuraklı k ++			- ↑Kuraklı k +++		- ↑Kuraklı k +	- ↑Kuraklı k +++	- ↑Kuraklı k ++
7.5400-5600	HKO	↑Yağış ++		↑Yağış +	↑Yağış +		↑Yağış +	↑Yağış +	↑Yağış +	↑Yağış +	↑Yağış +		↑Yağış +	↑Yağış +	↑Yağış +++			↑Yağış +++		↑Yağış +++	↑Yağış +	↑Yağış +++



Şekil 5.22 : Avrupa ve Orta Doğu'da belli bölgelerden elde edilen  $\delta^{18}\text{O}$  ve  $\delta^{13}\text{C}$  son 6000 yılda değişim grafikleri.



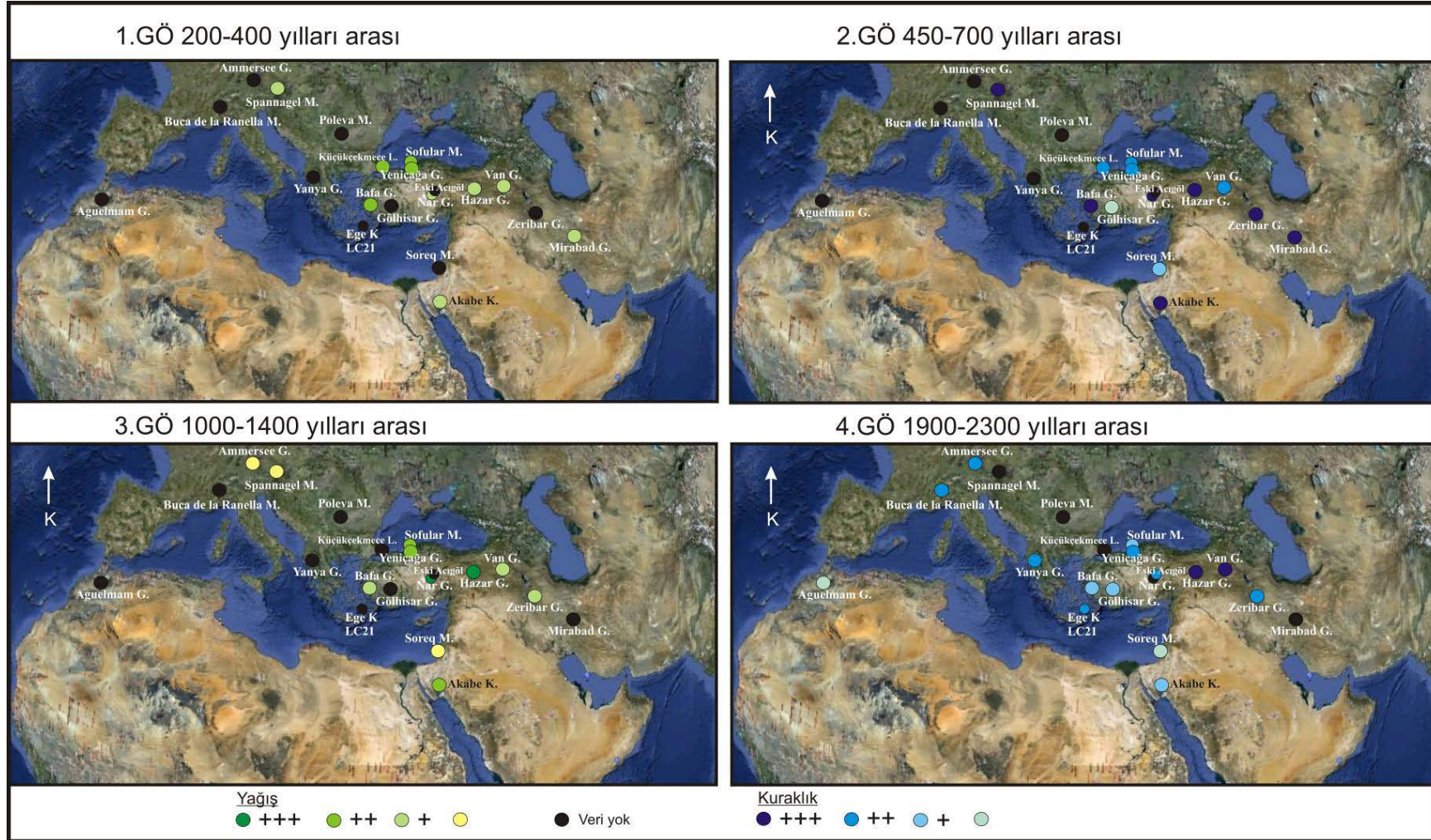
Çizelge 5.5 ve Şekil 5.21’de sunulan iklim kayıtlarından elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir;

- Küçük Buz Çağı’na denk gelen dönemde (GÖ 200-400 yılları arası), Kuzey ve Batı Türkiye’de yağış, Güney Avrupa, Doğu Anadolu ile doğusuna oranla daha fazladır (Şekil 5.23.1).
- GÖ 450-700 yılları arasında Türkiye’nin kuzeyi, Van Gölü ve Soreq Mağarası’nda diğer bölgelere oranla kuraklık daha azdır (Şekil 5.23.2)
- GÖ 1000-1400 yılları arası, Karanlık Çağ Soğuk Dönemi ve 1. Bond olayına denk gelen zaman aralığında Güney Avrupa ve Soreq Mağarası’nda yağış az, Van ve Zeribar Gölleri’nde daha fazla, İç ve Kuzey Anadolu’da en fazladır (Şekil 5.23.3)
- Roma Ilık Döneme denk gelen GÖ 1900-2300 yılları arasında en fazla kuraklık Hazar ve Van Göllerinde görülmektedir. Akdeniz kıyıları diğer bölgelere oranla daha az kuraktır (Şekil 5.23.4)
- GÖ 3300-3700 yılları arasında Anadolu ve doğusu, diğer bölgelere oranla daha yağışlıdır. İç Anadolu’da nispeten daha az yağış görülmektedir (Şekil 5.23.5)
- 3.BO’na denk gelen GÖ 4200-4700 yılları arasında kuraklık en fazla Anadolu’nun iç bölgelerinde ve Soreq Mağarası’nda görülmektedir (Şekil 5.23.6)
- Holosen Klimatik Optimum’a denk gelen GÖ 5400-5600 yılları arasında Güney Avrupa ve Doğu Akdeniz kıyılarında yağış diğer bölgelere oranla daha azdır (Şekil 5.23.7)

Küçük Buz Çağı’nda Vannière ve diğ., (2011) modeline göre NAO’nun negatif modunun ve ITCZ’nin güneye kaymasının, Avrupa ve Anadolu’da yağışlı koşulların oluşmasına, güneyin ise daha kurak olmasına sebebiyet verdiği düşünülmektedir. GÖ 450-700 yılları arasında Türkiye kuzeyinde ve Van Gölü’nde kuraklığın diğer bölgelere oranla az olması NCP ile bağıntılı ve/veya Karadeniz yüzey suyu sıcaklığındaki değişimleri ile ilgili olabileceğini düşündürmektedir. GÖ 1000-1400,

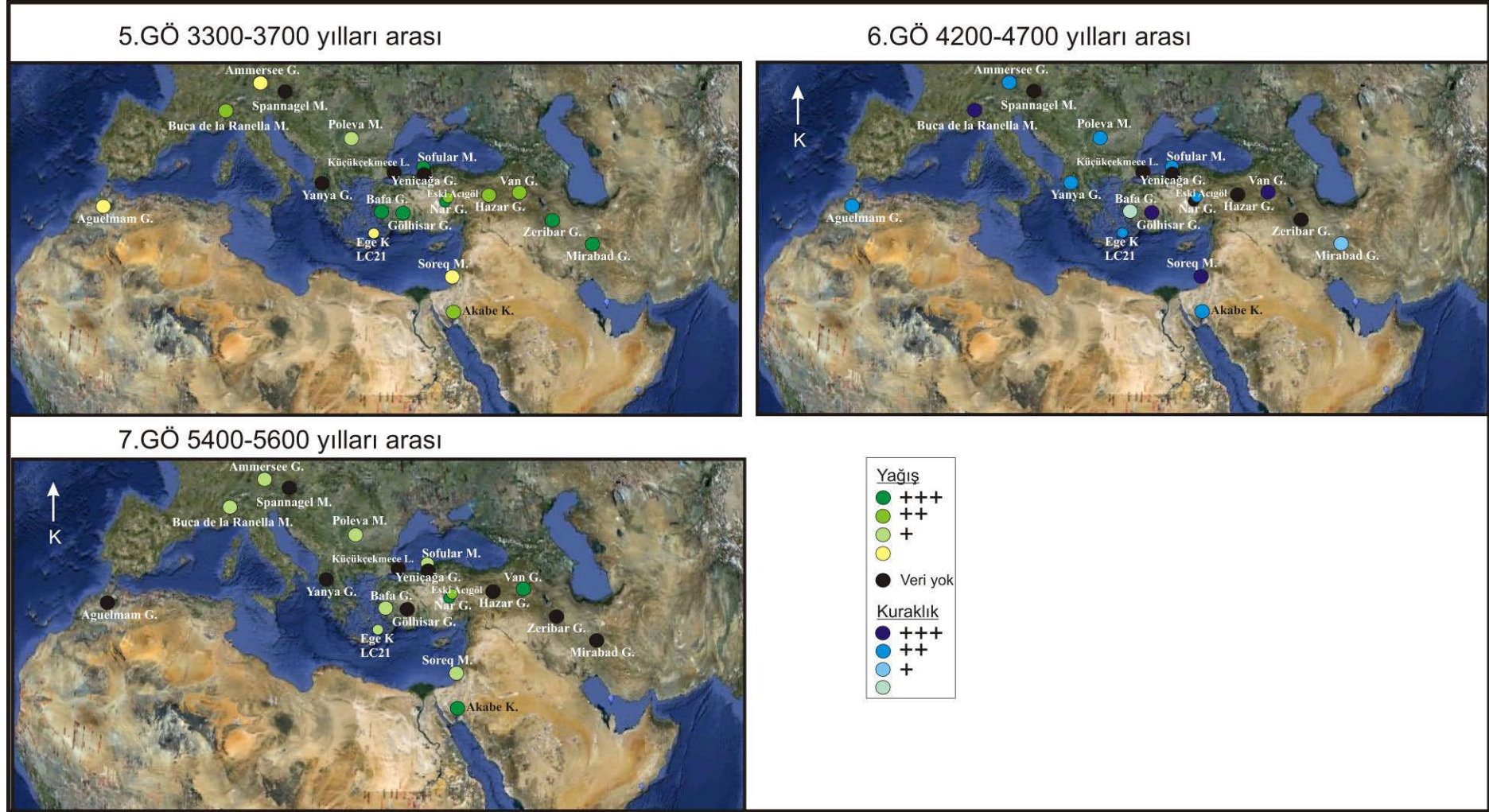
3300- 3700 ve 4200-4700 yılları arasında Vanni re ve diğ., (2011) modelinde NAO'nun pozitif modunun ve ITCZ'nin kuzeye kaymasının Akdeniz'de kuraklığın diğer bölgeler de ise daha yağışlı koşulların baskın olduğunu düşündürmektedir. G  1900-2300 yılları arasında Doğu Akdeniz'de kuraklık diğer bölgelere oranla azdır. G  5400-5600 yılları arasında   ve Doğu Anadolu ile Akabe Körfezi'nde nemlilik diğer bölgelere oranla daha yüksektir.

Geçmiş iklim değişimlerini anlayabilmek için öncelikle günümüz iklim sistemlerinin daha iyi anlaşılması ve kıyaslayabilmek için daha fazla bölgede çalışma olması gerekmektedir. Bu çalışmada belli modellere ve günümüz iklim sistemine dayalı yorumlar yapılmış olmasına rağmen eldeki veriler geçmiş iklim sistemini anlamak için yeterli değildir. NCP'nin günümüzde etkisinin bilinmesine rağmen, bu etkinin geçmişte nasıl bir değişim gösterdiğinin belirlenebilmesi için Anadolu'nun kuzey ve doğusunda daha fazla lokasyonda çalışmaya ihtiyaç duyulmaktadır. Elde edilen çalışmanın sonuçlarına göre son 6000 yılda Türkiye'de iklim değişimleri NAO ve ITCZ'nin etkisi altındadır. Aynı zamanda deniz yüzey suyu değişimlerinin de buharlaşma/yağış'ı özellikle Karadeniz'e yakın lokasyonlarda etkilediği düşünülmektedir.



Şekil 5.23 : Güney Avrupa-Orta Doğu'da belirlenen dönemlerde iklim değişimleri.





Şekil 5.23 : (Devamı) Güney Avrupa-Orta Doğu'da belirlenen dönemlerde iklim değişimleri.

## 6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmanın önemli sonuçları maddeler halinde aşağıda özetlenmiştir:

1. Küçükçekmece Lagünü civarında son 1300 yıl içinde GÖ 0-70, 750-200 yılları arasında kurak, GÖ 70-200 ve 750-1300 yılları arasında yağışlı koşullar görülmektedir.
2. Yeniçağa Gölü civarında son 4200 yıl içinde, GÖ 0-50, 300-600, 800-1000, 1200-2300 ve 2600-3000 yılları arasında kurak, GÖ 50-300, 600-800, 1000-1200, 2300-2600 ve 3000-3600 yılları arasında yağışlı koşullar mevcuttur.
3. Uludağ Göllerin'den sadece Aynalı Göl'de yaşlandırma yapılabilmektedir. Çamurda toplam organik karbon kullanılarak elde edilen C-14 yaşları yaklaşık GÖ 12000 yılına gitmektedir. 0,8 m uzunluğundaki çamur istifinde elde edilen bu yaşların çevreden gelen yaşlı karbon ile karışmış olabileceği düşünülmüş ve iklim çalışmasında değerlendirilmemiştir.
4. Bafa Gölü çökel istifi son 5800 yılı içermektedir. GÖ 0-70, 200-600, 1000-1400, 1650-3000, 3400-4500, 5400-5800 yılları arasında kuraklık, GÖ 70-200, 600-1000, 1400-1650, 3000-3450, 4500-5400 yılları arasında ise yağış görülmektedir.
5. Bafa Gölü'de GÖ 3200 yılından itibaren Akdeniz etkisi kaybolmaya başlamış ve yaklaşık GÖ 1200 yılında tamamen acı su koşulları oluşmuştur.
6. Bentik foraminifer ve ostrakod kavkılarında yapılan duraylı karbon ve oksijen izotop analizleri sonucunda bentik foraminifer kavkılarında daha anlamlı sonuçlar elde edilmiştir.
7. Çalışılan alanlarda tarihsel kayıtlara göre batı Türkiye'de, 1820-1950 yılları arasında kurak, KBÇ'nin I. evresi olarak adlandırdığımız, 1700-1880 yılları arasında yağışlı koşullar gözlenmiştir. Tarihi verilerle kıyaslama yapılabilmek

için daha detaylı yaş modellerinin yapılması gerekmektedir. Göl çökel kayıtlarına göre Küçük Buz Çağı'nın II. evresine denk gelen GÖ 250-600 yılları arasında kuraklık yaşanmaktadır. Ortaçağ İlık Dönem'e denk gelen GÖ 600-1200 yılları arasında Batı Türkiye'de yağışlı koşullar mevcuttur. Karanlık Çağ Soğuk Dönemi'ne denk gelen GÖ 1200-1500 yılları arasında kuraklık görülür. Roma İlık Dönemi'nin son 200 yıllık dönemi (GÖ 1500-1700 yılları arası) dışında kurak koşullar gözlenmiştir. Demir Çağ Soğuk Dönemine denk gelen GÖ 2350-2600 yılları arasında yağışlı, GÖ 2600-3000 yılları arasında kurak koşullar mevcuttur. 2. Bond Olayı bu döneme denk gelir. GÖ 3000-3600 yılları arasında yağışlı koşullar görülmüştür. GÖ 3600-4500 yılları arasında kuraklık, GÖ 4500-5400 yılları arasında nispeten daha yağışlı koşullar bulunmaktadır. Holosen Klimatik Optimum dönemine denk gelen GÖ 5600-5400 yılları arasında kuraklık görülmektedir.

8. Küçük Buz Çağı'nın I. evresine denk gelen GÖ 200-380 yılları arasında Türkiye'de denizlere yakın olan bölgeler, iç bölgelere oranla daha yağışlı, II. evresine denk gelen GÖ 400-600 yılları arasında ise Türkiye'nin kuzeyi dışında tüm bölgeler daha kuraktır.
9. Türkiye'de son 6000 yıldan günümüze buharlaşma-yağış değişimleri günümüz sıcaklık ve yağışa göre belirlenen iklim bölgelerine benzer şekilde değişmektedir.
10. Son 6000 yılda, Güney Avrupa ve Orta Doğu'da iklim değişimlerinin (buharlaşma/yağış) Kuzey Atlantik Salınımları (NAO) ve *Intertropikal Convergent Zone* (ITCZ) kuzey-güney kaymaları ile ilgili olduğu düşünülmektedir. Günümüz'de Türkiye'yi etkileyen Kuzey Denizi-Hazar Örüntüsü'nün de etkilerini belirlemek için daha fazla veriye ihtiyaç duyulmaktadır.

## Gelecek Çalışmalar için Öneriler

Bu çalışmanın neticesinde ortaya çıkan yeni sorunları çözmek için yapılabilecek çalışmalar aşağıda verilmektedir:

1. Büyük Menderes Nehri'nin getirdiği alüvyonlarla kapanarak göl haline gelen Bafa'nın Latmiya Körfezi'nden yaklaşık GÖ 450-500 yıllarında ayrıldığı önceki sedimentolojik, jeomorfolojik ve arkeolojik çalışmalarda belirtilmektedir (Kayan, 1999; Brückner ve diğ., 2006; Müllenhoff ve diğ., 2006). Helenistik Dönem'de (GÖ 2400-2100 yılları arası) liman kenti olan Heraklia'nın (Bafa kıyısında antik kent) bu dönemde denizle bağlantılı olduğu kesindir. Bu çalışmada Bafa Gölü'nden alınan çökel istifinde Akdeniz bentik foraminifer ve ostrakod faunasının yaklaşık GÖ 3200 yılından itibaren azalması ve GÖ 1200 yılından itibaren acı su koşulların görülmesi, bir problemi ortaya çıkartmıştır. Bu problem gölden ve Büyük Menderes Nehri'nin eskiden geçmiş olduğu noktalardan karotlar alınarak, çökellerde mikropaleontoloji ve çoklu proksi analizleri ile çözümlenebilir.
2. Uludağ Buzul Gölleri henüz paleoklim konusunda çalışılmamış bir bölgedir. Zirvede yapılan morfolojik çalışmalar, göllerin oluşum zamanının Son Buzul Dönem'inden farklı olabileceği üzerinde durmaktadır (Akçar, yayında; Zahno ve diğ., 2010). Çalışılan göller içinde sadece Aynalı Göl'den alınan çökellerde C-14 yaşlandırması yapılmıştır. Elde edilen, GÖ 12000 yıl gibi yüksek yaşlar, civar kayalardan (mermer) gelen ölü (yaşlı) karbon etkisini gösteriyor olabilir. Göl çökellerinde bulunan bitki kalıntılarından C-14 yaşlandırması yapılarak, bu göllerin oluşum tarihleriyle ilgili bilgi edinilebilir. Uludağ Buzul Gölleri'nde chironomid çalışma yapılarak geçmiş sıcaklık rökonstrüksiyonu yapılması önerilmektedir.
3. Türkiye'de Orta-Geç Holosen iklim değişimleri ile ilgili çok fazla çalışma bulunmamaktadır. Çalışma alanları genişletilerek yüksek çözünürlüklü çok parametrelili iklim çalışmaları yapılmalıdır. İklim değişimleri kayıtları arkeolojik verilerle birlikte değerlendirilerek Anadolu'da yaşamış medeniyetler üzerindeki etkileri belirlenmelidir.

4. NCP'nin geçmiş etkisini ve bu etkinin zaman içerisindeki değişimini araştırmak için Anadolu'nun kuzey ve doğusunda daha fazla lokasyonda paleoiklim çalışması yapılmalıdır.



## KAYNAKLAR

- Afşin, M., Kuşçu, İ, Elhatip, H., Dirik, K.,** 2006. Hydrogeochemical properties of CO<sub>2</sub>-rich thermal–mineral waters in Kayseri (Central Anatolia), Turkey. *Environ. Geo.*, **50**, 24–36.
- Akarsu, Z.,** 2002. Bafa Gölü ve Çevresinin Koruma Kullanım Yönünden Değerlendirilmesi Üzerine Araştırmalar. *Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Peyzaj Mimarlığı A.B.D. Yüksek Lisans tezi*, 117 s.
- Akkemik, Ü ve Köse, N,** 2007. Batı Anadolu'daki Bazı Orman Ağaçlarında Yıllık Halka Gelişimi ve Yıllık Halkalara Dayanarak İklim Değişkenliğinin Saptanması, *TÜBİTAK-TOGTAG-3316* nolu proje.
- Akkök, R.,** 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. *J. Geol.* **91**, 342-350.
- Akman, Y.,** 1993. *Biyocoğrafya*. Palme Yayınları, Ankara, s. 299-305.
- Albay, M., Matthiensen, A., Codd, G. A.,** 2005. Occurrence of toxic blue-green algae in the Küçükçekmece lagoon (Istanbul, Turkey), *Environmental Toxicology*, V.**20**, 277-284.
- Altınışalı, S., ve Griffiths, H.I.,** 2002. A review of the occurrence and distribution of the recent non-marine Ostracoda (Crustacea) of Turkey. *Zoology in the Middle East*, **27**: 61-76.
- Altun, Ö., Saçan, M., Erdem, A.,** 2009. Water quality and heavy metal monitoring in water and sediment samples of the Küçükçekmece Lagoon, Turkey (2002–2003), *Environ. Monit. Assess.* **151**:345–362.
- Anonim,** 1989. *Türkiye'nin Sulak Alanları*, Türkiye Çevre Sorunları Vakfı Yayını, 220 s.
- Anonim,** 1994. *Uludağ Milli Parkı Özel Amenajman Planı*. Uludağ Milli Park Müdürlüğü. Bursa. 207s.
- Anonim,** 1998. *Türkiye İstatistik Yıllığı*, T.C. Başbakanlık Devlet İstatistik Enst. Yayını, 723s.
- Anonim,** 1963–2003. Lake Bafa evaporation records. Aydın: Ministry of Energy and Natural Resources, *General Directorate of State Hydraulic Works, Regional Directorate XXI*.

- Anonim**, 1967–2001. Lake Bafa elevation-area-volume records. *Aydın: Ministry of Energy and Natural Resources, General Directorate of State Hydraulic Works, Regional Directorate XXI*.
- Apaydın, A.**, 2010. Relation of tectonic structure to groundwater flow in the Beypazari region, NW Anatolia, Turkey. *Hydrogeology Journal*, 18: 1343–1356.
- Ardel, A.**, 1944. Uludağ-, morfolojik Etüt (Le massif d'Uludağ), *Türk Coğrafya Dergisi*, Sayı V-VI, Ankara.
- Ashworth, JR. ve Evirgen, MM.**, 1985a. Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. I. The periterite gap with coexisting kyanite. *J. Met. Geol.*, 3: 207-218.
- Ashworth, JR. ve Evirgen, MM.**, 1985b. Plagioclase relations in pelites, central Menderes massif, Turkey. II. The perturbation of garnet-plagioclase geobarometers. *J. Met. Geol.* 3: 219-229.
- Baba, A. ve Gunduz, O.**, 2010. Effect of Alteration Zones on Water Quality: A Case Study from Biga Peninsula, Turkey. *Arch Environ Contam Toxicol.*, 58: 499–513.
- Bağcı, M.**, 2006. Kozağaç-Kalınağıl (Muğla) Mermerlerinin Jeolojisi, Teknik Analizi ve Maden Ekonomisi Açısından Değerlendirilmesi. *Süleyman Demirel Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. A.B.D. Doktora tezi*, 214 s.
- Balık, S. ve Ustaoglu, R.**, 1988. Bafa Gölündeki Ulubat Balığı (*Acanthobrama mirabilis*, Ladiges, 1960)'ın incelenmesi. *TÜBİTAK Projesi No: VHAG-685*. 72 s.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmore, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J.**, 2003. Sea-land oxygen isotope relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implications for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3181–3199.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., Wasserburg, G.**, 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq Cave, Israel. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 85– 95.
- Başarır, E.**, 1970. Bafa Gölü Doğusunda kalan Menderes Masifi Güney kanadının jeolojisi ve petrografisi, *Ege Üniversitesi Yayınları*, 102, İzmir.
- Başarır, E.**, 1975. Çine Güneyindeki metamorfiteğin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri. *Doktora Tezi, Ege Üniversitesi*, İzmir.

- Bay, B.**, 1999. *Geoarchäologie, anthropogene Bodenerosion und Deltavorbau im Büyük Menderes Delta (SW-Türkei)*. GCA, Bochum.
- Bayarı, S., Kazancı, N., Koyuncu, H., Çağlar, S.S. and Gökçe, D.**, 1995. Determination of the origin of the waters of Köyceğiz Lake, Turkey. *J. Hydrology* **166**: 171-191
- Bell, B. ve Menzel, D.H.** 1972. *Toward the observation and interpretation of solar phenomena*. AFCRL F19628-69-C-077 and AFCRL-TR-74-0357, Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, MA, USA, pp. 8-12.
- Berger, W.H., ve von Rad, U.**, 2002: Decadal to millennial cyclicity in varves and turbidites from the Arabian Sea: hypothesis of tidal origin. *Global and Planetary Change*, **34**, 313–325.
- Bianchi ve McCave**, 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deepocean flow south of Iceland. *Nature*. Vol. **397**, 515-517.
- Bond, G.C., Showers, W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de-Menocal P., Priore P., Cullen H., Hadjas I., Bonani G.**, 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climate, *Science* **278**, 1257-1266.
- Bozkurt, D. ve Şen, Ö.L.**, 2009. Precipitation in the Anatolian Peninsula: sensitivity to increased SSTs in the surrounding seas. *Clim Dyn.* DOI 10.1007/s00382-009-0651-3.
- Bozkurt, E.**, 1996. Metamorphism of Palaeozoic schists in the Southern Menderes Massif : field, petrographic, textural and microstructural evidence, *Turkish J. Earth Sci* **5**:105-121.
- Bozkurt, E., ve Oberhänsli R.**, 2001. Menderes Massif (western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution. A synthesis. *Int J Earth Sci* **89**:679–708.
- Bradley, R. S., Vuille, M., Hardy, D., Thompson, L. G.**, 2003. Low latitude ice cores record Pacific sea surface temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, **30(4)**, 1174, doi:10 1029/2002GL016546.
- Brayshaw, DJ, Rambeau, CMC ve Smith SJ**, 2011. Changes in Mediterranean climate during the Holocene: Insights from global and regional climate modelling. *The Holocene* **21(1)**: 15–31.
- Breitze, M.**, 2000. Acoustic and elastic characterization of marine sediments by analysis, modeling, and inversion of ultrasonic P wave transmission seismograms., *Journal of Geophysical Research*, Vol.1005, **No:B9** pp:411-430.

- Brinkmann, R., Köhler, B., Heins, J-U, Rösler, S.,** 1991. *Menderes-Delta. Zustand und Gefährdung eines ostmediterranen Flussdeltas.* (Arbeitsbericht des Fachbereichs Stadt- und Landschaftsplanung der Gesamthochschule Kassel 99), Kassel.
- Brinkmann, B., Köhler, R., Heins, J. U., & Rösler, S.,** 1990. *Menderes Delta, Zustand und Gefährdungen eines ost-mediterranean Flussdeltas.* Hannover: Institut für Landschaftsflüge und Naturschutz.
- Bronshtein, Z.S.,** 1947. *Freshwater Ostracoda Fauna of the U.S.S.R. Crustaceans.* Bol. II. Num.I, ss. 470, Academy of Sciences of the U.S.S.R. Publishers, Moscow.
- Brooks, N.,** 2006. Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quaternary International* **151**, 29–49.
- Brückner, H., Müllenhoff, M., Gehrels, R., Herda, A., Knipping, M, Vott, A.,** 2006. From archipelago to floodplain—geographical and ecological changes in Miletus and its environs during the last six millennia (Western Anatolia, Turkey). *Z Geomorph NF suppl.* **142**:63–83.
- Brückner, H.,** 1996. Geoarchaologie an der Türkischen Ägäisküste Landschaftswandel im Spiegel geologischer und archaologischer Zeugnisse. *Geogr. Rundschau*, **10**: 568-574.
- Brückner, H.,** 2004. Geoarchäologie an der Türkischen Ägäisküste, *Landschaftswandel im Spiegel Coastline Reports*, **1** S. 55 – 66.
- Bryson, R.A., ve Swain, A.M.** 1981. Holocene variation of monsoonal rainfall in Rajasthan. *Quaternary Research* **16**: 135-145.
- Bulger, A.J., Hayden, B.P., Monaco, M.E., Nelson, D.M., Ray, M.G.C.,** 1993. Biologically based estuarine salinity zones derived from a multivariate analysis. *Estuaries* **16**:311-322.
- Bulut, İ.,** 2009. Yeniçağa (Bolu) İlçesinde Yerleşime Açılacak Alüvyon Alanların Zemin Parametrelerinin Belirlenmesi, *Gazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans tezi*, 174 s.
- Candan, O., Dora, Ö., Çetinkaplan, M., Oberhansli, R., Partzsch, JH., Warkus, FC., Dürr, St.,** 2000. Pan-African high-pressure metamorphism in the Precambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Int J Earth Sci* DOI 10.1007/s005310000097.
- Chaput, E.,** 1936. *Voyages d'études géologiques et géomorphogéniques en Turquie*, Paris.
- Cohen, J. L.,** 2003. Introducing sub-seasonal and temporal resolution to winter climate prediction, *Geophys. Res. Lett.*, **30(4)**, 1191

- Constantin, S., A.-V. Bojar, S.-E. Lauritzen, and J. Lundberg.** 2007. Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **243**, pp. 322–338.
- Croudace, I. W., Rindby, A., Rothwell, R. G.,** 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In: Rothwell, R.G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society, London, Special Publications*, **267**, 51–63.
- Cullen HM ve deMenocal PB.,** 2000. North-Atlantic influence on Tigris-Euphrates stream-flow. *International Journal of Climatology* **20**: 155–168.
- Cullen HM, deMenocal PB, Hemming S, Hemming G, Brown FH, Guiderson T ve diğ.,** 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology* **28(4)**: 379–382.
- Çağatay, M.N, Sancar, U., Sakıncı, M., Eriş, K., Akçer, S., Biltekin, D.,** 2004. Son 40.000 Yılda Marmara Denizi Yoluyla Olan Karadeniz Ve Akdeniz Arasındaki Su Geçişleri, *TÜBİTAK Projesi No: 102Y108*.
- Çağatay, M.N., Güngör N., Yılmaz Y.Z., Sarı E.,** 2005. *Rapid changes in the ecological conditions of the Black Sea over the last 3kyr: Evidence from sediment geochemistry.* In: Özerler, M. and Sayın, E. (eds.), *The Role of Marine Studies in Ecosystems, ECOSYSTEM 2003*, Izmir, Turkey, pp.85-96.
- Çağlayan, MA., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U.,** 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Müh. Dergisi Türkiye* **10**:9-19.
- Çepel, N.,** 1978. Uludağ Kütlesinin Ekolojik Özellikleri. *İstanbul Üniversitesi Orman Fakültesi Dergisi*, Seri **B**, **28** (2):15-24.
- Çölaşan, Ü.E.,** 1960. *Türkiye İklimi*, Devlet Meteoroloji İşleri Yayınları, Ankara.
- Dahl, O.S. ve Nesje A.,** 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene* **4(3)**, 269-277
- Dalfes, N., Akkemik, Ü., Köse, N., Karaca, M., Kahya, E., Ezber, Y.:** 2006. Anadolu'nun İklim Tarihinin Son 500 Yılı: Dendroklimatoloji Yöntemleriyle Rökonstrüksiyonlar ve Uzay-Zaman Analizleri, TÜBİTAK, YDABAG 102Y063 nolu proje.
- Dansgaard, W.,** 1964. *Stable Isotopes in Precipitation*, *Tellus* **16**: 436-468
- Daşkın, R.,** 2008. Uludağ Florası, *Uludağ Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst. Biyoloji A.B.D., Doktora Tezi*, 417 s.

- de Menocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M.,** 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene Warm Period. *Science*, **288**, 2198–2202.
- Demir, M.,** 1952. The benthic Invertebrates of the Bosphorus and Islands Coasts. *J.St. Univ. Fen Fak. Hidrobiol.*A:362-363.
- Demir, N.,** 2007. Changes in the phytoplankton community of a coastal, hyposaline lake in western Anatolia, Turkey. *Limnology* 8: 337-342.
- Desprat, S., Goñi, M.F.S. and Loutre, M.-F.** 2003. Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Ibera using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**: 63-78.
- Devlet Meteoroloji İşleri,** 2010. <http://www.meteor.gov.tr/> , İl ve İlçelerimize Ait İstatistik Veriler.
- Dinçer, B.,** 2008. Yarım-burgaz Mağarası; Bir Tahribat Klasığı, *Evrensel Gazetesi Küçük Çekmece Kent Eki*, 4 Ekim 2008.
- Drysdale, R., Zanchetta, G., Jellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L.,** 2006. Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, **34** (2), 101–104.
- DSİ,** 1994. Bafa Gölü Limnoloji Raporu. *DSİ*. Ankara.
- Dürr, S.,** 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes– Kristallins /SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis. *PhD Thesis, Univ. Marburg/Lahn, Germany*. 106 pp.
- Eastwood, W.J., Leng, M.J., Roberts, M. ve Davis, B.,** 2007. Holocene climate change in the eastern Mediterranean region: A comparison of stable isotope and pollen data from Lake Golhisar, southwest Turkey. *Journal of Quaternary Science* **22**: 327–341.
- Eastwood WJ, Roberts N, Lamb HF, Tibby JC.** 1999b. Holocene environmental change in southwest Turkey: a palaeoecological record of lake and catchment-related changes. *Quaternary Science Reviews* **18**: 671–696.
- Erinç, S.,** 1949. Uludağ Üzerinde Glasyal Morfoloji Araştırmaları, *Türkiye Coğrafya Dergisi XI-XII (VI-VIII)*: 79-93.
- Erinç, S.,** 1969. Climatology and Methods. 2nd Edition. Istanbul: *University of Istanbul, Institute of Geography Publication*, no. **35**. Rec. İstanbul.
- Erinç, S., Bilgin T., Bener, M.,** 1962. Çağa Depresyonu ve Boğazı, *İ.Ü. Coğrafya Enst. Dergisi*, Cilt 7, Sayı **12**, 170-173.

- Ertan, A., Kılıç, A., Kasperek, M.,** 1989. Türkiye'nin Önemli Kuş Alanları, *Doğal Hayatı Koruma Derneği Yayını*, 156s.
- Esin, U.,** 1992. İstanbul'un en eski buluntu yerleri ve kültürleri, Semai Eyic'e armağan, *İstanbul yazıları Türkiye Turing Kurum ve Otomotiv yayını*, sf: 55-74.
- Evirgen, M.M.ve Ataman, G.,** 1982. Etude de métamorphisme de la zone centrale du Massif du Menderes. Isogrades pressions et température. *Soc Geol Fr Bull* 2: 309–319.
- Eyice, S.,** 1978. Tarihte Küçükçekmece, *Güney-Doğu Avrupa Araştırmaları Dergisi* 6/7, 57-120.
- Fabre, J. ve Petit-Marie, N.** 1988. Holocene climatic evolution of 22-23 °N from two palaeolakes in the Taoudenni area (Northern Mali). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 65: 133-148.
- Fischer, G. ve Wefer G.,** 1999. *Use of Proxies in Oceanography*, Springer, 735 pp.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R.L., Mudelsee, M., Gokturk, O.M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, Matter, A., Kramers, J. ve Tüysuz, O.,** 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey, *Geophys. Res. Lett.* 36. L19707
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., Matter, A.,** 2003. Holocene forcing of the Indian Monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 300, 1737–1739.
- Frenzel, P. ve Boomer I.,** 2005. The use of Ostracodes from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 225, 68-92.
- Frogley, M.R., Griffiths, H.I., ve Heaton, T.H.E.,** 2001. Historical biogeography and Late Quaternary environmental change of Lake Pamvotis, Ioannina (north-western Greece): evidence from ostracods. *Journal of Biogeography*, 28, 745–756.
- Gatt, J.R. ve Carmi, I.,** 1987. Effect of climate changes on the precipitation patterns and isotopic composition of water in a climate transition zone: Case of the Eastern Mediterranean Sea area Regime and Water Resources (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987). *IAHSPubl.* no. 168.

- Gatt J.R., Shemesh A., Tziperman E., Hecht A., Georgopoulos D., Basturk Ö.,** 1996. The Stable Isotope Compositon of Waters of the Eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, **101**, No. C3 6441-6451.
- Geldiy, D., Kocataş, A., Katağan, T.,** 1977. Bafa Gölünün Peracarida ve Holocarida (Crustacea, Malacostaca) türleri hakkında. *E.Ü. Fen Fakültesi Dergisi*, **B. 1(4)**, 311-318.
- Geldiy, R. and Tareen, I.U.,** 1972. Bottom Fauna of Gölcük Lake, 1. Population Study of Chironomids, Chaoborus and Oligochaeta. *Scientific reports of Faculty of Science, Ege University* **137**: 15 pp.
- Goosse, H., Barriat P.Y., Lefebvre W., Loutre M.F., Zunz V.,** 2009. Chapter 5. Brief history of climate: causes and mechanisms, Introduction to climate dynamics and climate modelling, *Online textbook available at <http://www.climate.be/textbook>*, pp:109-144.
- Goslar, T., Arnold, M., Bard, E., Kuc, T., Pazdur, M.F., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Tisnerat, N., Walanus, A. Wicik, B. ve Wieckowski, K.,** 1995. High concentration of atmospheric <sup>14</sup>C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **377**: 414-417.
- Göktürk, O.M,** 2005. North Sea-Caspian Pattern and its influence on the hydrometeorological parameters over Turkey, *İTÜ Eurasia Institute of Earth Sciences M.Sc. Thesis*, pp 53.
- Göktürk, OM, Fleitmann, D., Badertscher, S., Cheng, H., Edwards, R.L., Leuenberger, M., Fankhauser A., Tüysüz, O., Kramers, J.,**Yayında. Climate on the Southern Black Sea Coast during the Holocene:Implications from the Sofular Cave record. *Quaternary Science Reviews*, **Manuscript Number: JQSR-D-11-00029R1**
- Graciansky, P.C.,** 1966. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar. *MTA Rapor No: 64:88-121*.
- Griffiths, H.I., ve Holmes J.A.,** 2000. Non-Marine Ostracodes & Quaternary Palaeoenvironments, Technical Guide 8, *Quaternary Research Association*, London. 188p.
- Grootes, P.M. ve Stuiver, J.W.C..** 1997. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10<sup>3</sup> to 10<sup>5</sup>-year time resolution. *Journal of Geophysical Research* **102**:26455-26470.
- Grootes, P.M., M. Stuiver, J.W.C., White, S.J., Johnsen, J.J.,** 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**:552-554.



- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T.**, 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, **421**, 354–356.
- Gültekin, F., Hatipoğlu, E., Fırat-Ersoy, A.** 2011. Hydrogeochemistry, environmental isotopes and the origin of the Hamamayagi-Ladik thermal spring (Samsun, Turkey), *Environ. Earth. Sci.* **62**:1351–1360.
- Günay, G.**, 2006. Hydrology and hydrogeology of Sakaryabaşı Karstic springs, Çifteler, Turkey. *Environ. Geol.*, **51**: 229–240.
- Güngör, E. ve Çağatay M.N.**, 2007. Karadeniz’de son 3000 yıldaki ani çevresel değişimler. *İTÜ Dergisi*, **5(4)**: 23-33.
- Günyaktı, A., Usul, N., Güler, S., Turfan M.**, 1993. Environmental Isotope Study of the Lakes Region in Southern Turkey. Tracers in Hydrology. *IAHS Publ. No.*
- Gürer, İ.**, 1991. Snow Melt and Flow (Uludağ Case Study), *Coğrafya Bilim ve Uygulama Kolu, Coğrafya Araştırmaları (3)*: 25-52.
- Hasanean, H.M.**, 2004. Wintertime surface temperature in Egypt in relation to the associated atmospheric circulation, *Int. Jour. Clim.* **24**, 985.
- Hassan, F.A.** 1981. Historical Nile floods and their implications for climatic change. *Science*, **212**,1142-1145.
- Hetzl, R., Romer, R.L., Candan, O., Passchier CW.**, 1998. Geology of the Bozdağ area. Central Menderes Massif, SW Turkey: Pa-African basement and Alpine deformation. *Geol Rundsch* **87**: 394-406.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H. ve Brenner, M.**, 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization, *Nature*, **375**, 391-394.
- Holmes, J.A.**,1996. Ostracod faunal and microchemical evidence for middle Pleistocene sea level change at Clacton-on-sea (Essex, UK). In: M.C. Keen, Editor, *Proceedings 2<sup>nd</sup> European Ostracodologists' Meeting*, pp. 135–140.
- Hurrell, J.W.**, 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation. *Science*, **269**: 676-679.
- IAEA/WMO**, 2001. Global network of isotopes in precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://www.isohis.iaea.org>.
- Imbach, T.** 1997. Deep Groundwater Circulation in the Tectonically Active Area of Bursa, Northwest Anatolia, Turkey. *Geothermics*, **Vol. 26** No.2 pp 251-278.

- Issar, A.S., ve Zohar, M.,** 2004. *Climate Change: Environment and Civilization in the Middle East*. Springer-Verlag, Berlin.
- İnandık, H.,** 1965. Türkiye Gölleri (Morfolojik ve Hidrojeolojik Özellikler), *İ.Ü. Coğrafya Enstitüsü Yayınları*, No:1155, Yayın No: 44, 94 s.
- Jenkins, R. ve Vries, J. L.,** 1970. *Practical x-ray spectrometry*: London, MacMillan, 240 p.
- Jones, M.D. ve Roberts C.N.,** 2008. Interpreting lake isotope records of Holocene environmental change in the Eastern Mediterranean. *Quaternary International* **181**: 32–38.
- Jones, M.D., Leng, M.J., Eastwood, W.J., Keen, D., Turney, C.** 2002. Stable isotope records from freshwater snail shell carbonate. *The Holocene* **12**: 629–634.
- Jones, M.D., Roberts, C.N., Leng, M.J. ve Turkeş, M.,** 2006. A high-resolution late Holocene lake isotope record from Turkey and links to North Atlantic and monsoon climate. *Geology* **34(5)**: 361–364.
- Jones, M.D.,** 2004. High-Resolution Records of Climate Change from Lacustrine Stable Isotopes Through the Last Two Millenniavin Western Turkey. Plymouth Üniversitesi *Doktora Tezi*, MTA Kütüphanesi 522 (200) J 78h.
- Kahya, E ve Cengiz, T.,** 2007. North Atlantic Oscillation signals in the series of Beyşehir lake-levels (Turkey). *Hydrology Days*.
- Karabörk, M. Ç., Kahya, E., Karaca, M.,** 2005. The influences of the Southern and North Atlantic oscillations on climatic surface variables in Turkey. *Hydrological Processes*, **19**, 1185-1211.
- Karaca, M., Deniz A., Tayanç, M.,** 2000. Cyclone Track Variability over Turkey in Association with Region Climate. *International Journal of Climatology*, **20**, 1225-1236.
- Kasperek, M.,** 1988. Bafasee. Natur und Geschichte in der Türkischen Ägäis. *Max Kasperek Verlag*, Heidelberg.
- Kayan, İ.,** 1999. Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean costal plains of Anatolia. *Quaternary Science Reviews* **18**, 541-548.
- Kazancı, N.,** 2008. Climate Change Impacts on Lake Bafa in Mediterranean Climate Region in Turkey, BALWOIS 2008 - Ohrid, Republic of Macedonia - 27, 31 May 2008.

- Kazancı, N., Leroy, S.A.G., Öncel, S., İleri, Ö., Alçıçek, M.C., Uysal, F.,** 2005. Görsel Verilerle Kuzeybatı Anadolu'nun İklimi, 5. *TURQUA (Türkiye Kuvaterner Sempozyumu)*, İstanbul-Türkiye, sf: 304.
- Kazancı, N., Girgin, S., Dügel, M.,** 2004. On the limnology of Salda Lake, a large and deep soda lake in southwestern Turkey: future management proposals. *Aquatic Conserv: Mar. Freshwater Ecosyst.* **14**: 151-162.
- Kazancı, N., İzbirak, A., Çağlar, S.S., Gökçe, D.,** 1992b. *A Hydrobiological research on Köyceğiz-Dalyan Specially Protected Area.* Özyurt Printing House, Ankara, 160 pp.
- Kazancı, N., Leroy S., İleri Ö., Emre Ö., Kibare M., Öncel, S.,** 2004. Late Holocene erosion in NW Anatolia from sediments of Lake Manyas, Lake Ulubat and the southern shelf of the Marmara Sea, Turkey. *Catena* **57**, 277-30.
- Kazancı, N., Plasa, R., Neubert, E., İzbirak, A.,** 1992a. On the limnology of Lake Köyceğiz (SW Anatolia). *Zoology in the Middle East* **6**:109-126
- Keith, M.L. ve Weber, J.N.,** 1963. Carbon-Isotope Composition and the Origin of Calcareous Coal Balls Science: 1080 DOI: 10.1126/ *Science.* **140.3571.** pp. 1080.
- Keleş, İ.,** 2007. *Çağa ve Köylerinin Tarihi, (Yeniçağa Tarihi-1)*, Yücel Ofset Matbaacılık, Ankara.
- Kelts, K. ve Talbot, M.R.,** 1990. *Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic-abiotic interactions.* In: M.M.Tilzer and C.Serruya (Eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function*, Springer-Verlag, p.288-315.
- Ketin, İ.,** 1947. Uludağ Masifi'nin Tektoniği Hakkında, *Türkiye Jeol. Kur. Bül.* **11**, s. .60-88
- Kindap, T.,** 2007. Identifying the Trans-Border Transport of Air Pollutants of the City of İstanbul Under Specific Weather Conditions, *Water, Air & Soil Pollution*, V:**189**, N: 1-4 279-289.
- Knipping, M., Müllenhoff, M., Brückner, H.,** 2008. Human induced landscape changes around Bafa Gölü (Western Turkey). *Veget Hist. Archaeobot*, **17**: 365-380.
- Koç, C.,** 2008. The effect of the environment and ecology projects on lake management and water quality. *Environ. Monit. Assess.* **146**: 397-409
- Koç, T.,** 2001. *Kuzeybatı Anadolu'da İklim ve Ortam*, Çantay Kitapevi, İstanbul.

- Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M.,** 1987. Geology of the South of Menderes Massif. Correlation of Variscan and Pre-Variscan Events of the Alpine Mediterranean Mountain Belt, Field Meeting. *IGCP Project No. 5. Min. Res. Expl. Inst. Turkey Pub.*, pp. 42–53.
- Kun, N., Candan, O., Dora, Ö.,** 1988. Kiraz Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metevolkanitlerin (Leptitlerin) varlığı *Geol Soc Turkey Bull.* **31**: 21-28.
- Kutiel, H. ve Türkeş, M.,** 2005. New evidence for the role of the North Sea-Caspian Pattern on the temperature and precipitation regimes in continental Central Turkey, *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography*, **87A**, 501.
- Kutiel, H. ve Benaroch Y.,** 2002. North Sea- Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*. **72**, 173-192.
- Kuzucuoğlu, C., Dorfler, W. ve Kunesch, S.,** 2011. Mid- to late-Holocene climate change in central Turkey: The Tecer Lake record. *The Holocene* **21(1)**: 173–188.
- Lahn, E.,** 1948. Türkiye Göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Hakkında Bir Etüt, *MTA Enst. Yay. Seri B, No.12*, Ankara.
- Lamb, H., Roberts, N., Leng M., Barker, P., Benkaddour, A., van der Kaars, S.,** 1999. Lake evolution in a semi-arid montane environment: responses to catchment change and hydroclimatic variation, *Journal of Paleolimnology* **21**: 325–343, 325.
- Lamy, F., Arz, H.W., Bond ,G.C., Bahr, A., Pätzold, J.,** 2006. Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography*, **21**: 1008-1019.
- Leng, M.J. ve Marshall, J.D.,** 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews* **23**, 811–831.
- Li, H.C. ve Ku, T.L.,** 1997.  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$  covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**, 69-80.
- Mangini, A., C. Spötl, and P. Verdes** 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2,000 years from a  $\delta^{18}\text{O}$  stalagmite record, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **235**, 741 – 751

- Mann, M.E.**, 2002. *Little Ice Age, Medieval Climatic Optimum, Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1, The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change* Ed: Munn T., Wiley J., Ghil M., Vol:1, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, p:544-549.
- Martinez-Cortizas, M. A, Pombal, P , Garcia-Rodeja E, Novoa Munoz JC, Shotyk W.**, 1999. Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. *Science*, **284**:939 –942
- Matthews, R.**, 2003. *The Archaeology of Mesopotamia: Theories and Approaches*. Routledge, London.
- Mayer, H. ve Aksoy, H.**, 1986. *Wälder der Türkei*. Stuttgart/New York.
- Mayr, C., Wille, M., Haberzettl, T., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Ohlendorf, C., Oliva, G., Schäbitz, F., Schleser, G.H. and Zolitschka, B.**, 2007. Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S), *Quaternary Science Reviews*, **26**: 579-584.
- McKenzie, J.A.**, 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In W. Stumm (ed.), *Chemical processes in lakes*. Wiley-Interscience.
- Meese, D.A., R.B. Alley, R.J. Fiacco, M.S. Germani, A.J. Gow, P.M. Grootes, M. Illing, P.A. Mayewski, M.C. Morrison, M. Ram, K.C. Taylor, Q. Yang, G.A. Zielinski.** 1994. Preliminary depth-agescale of the GISP2 ice core. *Special CRREL Report*, **94-1**, US.
- Meisch, C.** 2000. Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe. In: *Suesswasserfauna von Mitteleuropa 8/3* (eds. J. Schwoerbel and P. Zwick), *Spektrum Akademischer Verlag*, Heidelberg, Berlin.
- Mengili, H. A.**, 1986. Bursa-Uludağ Üzerinde Araştırmalar 1, Bursa ve Çevresinden Toplanan Bitkiler Hakkında Kayıtlar. Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), *Uludağ Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü*, Bursa. 168 s.
- Ministry Of Environment**, 2004. Draft River Basin Management Plan Büyük Menderes. *Implementation of the Water Framework Directive in Turkey*.
- Mook, W.G.**, 2001. Environmental isotopes in the hydrological cycle. IHPV, *Tech Doc. in Hydrology*, vol. **39** (1). Paris UNESCO.
- Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C. ve Corte, R. J.**, 2006. Potential impact of climate change on forest fire risk in Mediterranean area. *Climate Research* **31**: 85–95.

- Morris, W. (Edt)**, 1969. *The American Heritage Dictionary of the English Language*. Houghton Mifflin Comp., Boston.
- Muller, R.A. ve McDonald, G.J.**, 2000. *Ice Ages and Astronomical Causes,: Data, spectral analysis and mechanisms*, Praxis Publishing, UK.
- Müllenhoff, M., Brückner H., Handl M.**, 2006. Geoarchaeological evidence for rapid landscape change in western Turkey—the example of the Maeander (Büyük Menderes) delta. *Tübinger Geowiss Abh A73. Geol Paläontol Inst Univ Tübingen*, Tübingen, pp 77–78.
- Müllenhoff, M.**, 2004. The evolution of Lake Bafa (Western Turkey) Sedimentological, microfaunal and palynological results, G. Schernewski und T. Dolch (Hrsg.): *Geographie der Meere und Küsten of the Water Framework Directive in Turkey*.
- Nesje, A., Ø. Lie, ve S. O. Dahl**, 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records?, *J. Quat. Sci.*, **15(6)**, 587 – 601.
- Nicholson, S.E.** 1980. Saharan climates in historic times. In: Williams, M.A.J., and Faure, H., eds. *The Sahara and the Nile*. Balkema, Rotterdam, pp. 173-200.
- Nissen, H.**, 1988. *The Early History of the Ancient Near East 9000–2000 BC*. Chicago University Press, Chicago.
- Nurlu, E., Yılmaz, R., Akarsu, Z., Erdem, Ü., Öztürk, M.**, 1997. Antik Çağda Ege Limanları Dünü ve Bugünü, Türkiye Kıyıları 97. Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları I. Ulusal Konferansı Bildiriler Kitabı. 255-262. *KAY Türk Milli Komitesi, ODTÜ, Ankara*.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, OÖ., Dürr, H.**, 1997. Eclogites within the Menderes Massif, western Turkey. *Lithos* **41**: 135-150.
- OECD**, 1982. Eutrophication of waters. Monitoring, assessment and control. Final report. OECD Cooperative Programme on Monitoring of Inland Waters, Environment Directorate, *OECD*, Paris. 154 p.
- Oğuz, T. ve Gilbert, D.**, 2007. Abrupt transitions of the top-down controlled Black Sea pelagic ecosystem during 1960-2000: Evidence for regime-shifts under strong fishery exploitation and nutrient enrichment modulated by climate-induced variations, *Deep-Sea Research Part I- Oceanographic Research Papers*, **54**, 220.
- Oğuz, T, Beklioğlu-Yerli, M., Kerimoğlu, O.**, 2007. Küresel İklim Değişimlerinin Türkiye'deki Göl Ekosistemlerine Etkileri. TÜBİTAK ÇAYDAG Proje No: 105Y085.

- Okay, A.I., Şatir, M., Zattin, M., Cavazza, W. & Topuz, G.,** 2008. An Oligocene ductile strike-slip shear zone: the Uludağ Massif, northwest Turkey – implication for the westward translation of Anatolia. *Geological Society of American Bulletin* **120**, 893–911.
- Okay, A.İ.,** 2000. Stratigraphic and metamorphic inversion in the central Menderes Massif : a new structural model. *Int J Earth Sci.* DOI 10.1007/s005310000098.
- Orland, I., Bar-Matthewes, M., Kita, N., T, Ayalon, A., Matthews, A., Valley, J.W.,** 2009. Climate deterioration in the Eastern Mediterranean as revealed by ion microprobe analysis of a speleothem that grew from 2.2 to 0.9 ka in Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* **71**, 27–35
- Özaydın, V., Şendil U., Altınbilek D.,** 2001. Stable Isotope Mass Balance Method to Find the Water Budget of a Lake. *Turk J Engin Environ Sci.* **25**, 329 – 344.
- Özdoğan, M.,** 1996. “Tarih öncesi dönemde Trakya”, Anadolu araştırmaları No:14, Prof.Dr. Afif Erzen’e armağan, *İ.Ü. Edebiyat Fakültesi yayını* sf: 329-360.
- Özhatay, N., Byfield, A. ve Atay, S.,** 2003. Türkiye’nin Önemli Bitki Alanları, *WWF (Doğal Hayatı Koruma Vakfı, DHKD)*, İstanbul.
- Özler, M. H.,** 2000. Hydrogeology and geochemistry in the Çürüksu (Denizli) hydrothermal field, western Turkey, *Environmental Geology*, **39(10)** 1169-1180.
- Özler, M. H.,** 2010. Carbonate weathering and connate seawater influencing karst groundwaters in the Gevas–Gurpinar–Güzelsu basins, Turkey. *Environ. Earth Sci.*, **61**:323–340.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A.,** 1983. Menderes grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla). *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, **26**, 99-106.
- Öztürk, B., Poutiers, J.M., Sarı, H.M., Özbek, M.,** 2002. On the occurrence of *Mytilaster marioni* (Locard, 1889) (Mollusca; Bivalvia; Mytilidae) in Bafa Lake (Turkey), with a redescription of the species. *Hydrobiologia* **485**: 123-131.
- Öztürk, M. Z.,** 2009. Uludağ’daki Periglasiyal Süreçlerin, Periglasiyal Yerçekillerinin ve Bunları Denetleyen Etmenlerin İncelenmesi, *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enst. Coğrafya Bilim Dalı Yüksek Lisans Tezi*, 117s.
- Paillard, D., Labeyrie L., Yiou, P.,** 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *Eos Trans., AGU*, **77(39)**, 379.

- Pasvanoğlu, S.**, 2011. Hydrogeochemical and isotopic investigation of the Bursa Oylat thermal waters, Turkey. *Environ. Earth Sci.* DOI 10.1007/s12665-011-0932-0.
- Pausas, J.G.**, 2004. Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean basin). *Climatic Change* **63(3)**: 337–350.
- Peixoto, J.P., ve Oort, A.H.**, 1992. Physics of Climate. *American Institute of Physics*, 520 pp.
- Pekcan, N.**, 1993-96. Yeniçağa Depresyonunun (Bolu) Jeomorfolojik Oluşum ve Gelişimi, *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Dergisi*, **S.4**, 113-122.
- Penck, W.**,1918. *Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens*, Stuttgart.
- Peschlow-Bindokat A.**, 1996 *Der Latmos. Eine unbekannte Gebirgslandschaft an der Türkischen Westküste*. Zabern, Mainz.
- Peschlow-Bindokat, A.**, 2005. *Latmos'ta Bir Karia Kenti-HERAKLEİA-Şehir ve Çevresi, Homer Kitabevi*, İstanbul.
- Petit-Maire, N.; Beufort, L.; Page, N.** ,1997. *Holocene climate change and man in the present day Sahara desert*. In Nüzhet Dalfes, H.; Kukla, G.; Weiss, H. (Eds.). Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse. Berlin: Springer. pp. 297–308. ISBN 978-3-540-61892-8.
- Philipson, A**, 1913. Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. *III. Heft, Petm, Mitti Erg*, Heft **177**, Gotte .
- Por, F.D.**, 1972. Hydrobiological notes on the high salinity waters of the Sinai Peninsula. *Marine Biology* **14**: 111-119.
- Rank, D., Özsoy, E., Salihoğlu İ., Top Z.**, 1998. Isotope Measurements in The Black Sea and The Sea Of Marmara. Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea (Nato Science Series. Partnership Sub-Series 2, *Environmental Security*, Vol. **47**), 2. Cilt. Leonid I. Ivanov (Edt.), *Springer*. sf. 29-47.
- Raymond, S. B., Hughes, M.K., Diaz, H.F.**, 2003. Climate in Medieval Time, *Science*, Vol: **302**.



- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E., 2004.** IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Ritchie, J.C. ve Haynes, C.V.** 1987. Holocene vegetation zonation in the eastern Sahara. *Nature*, **330**: 645-647.
- Roberts, C.N., Jones, M.D, Benkaddour, A., Eastwood, W.J., Filippi, M.L., Frogley, M.R. ve diğ., 2008.** Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: The ISOMED synthesis. *Quaternary Science Reviews* **27**: 2426–2441.
- Roberts C.N., Eastwood, W., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G. ve Caracuta, V., 2011.** Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene* **21(1)**: 147–162.
- Roberts, N., Reed, J., Leng, M., Kuzucuoglu, C., Fontugne, M., Bertaux, J., Woldring, H., Bottema, S., Black, S., Hunt, E., Karabiyikoğlu, M., 2001.** The tempo of Holocene climatic change in the Eastern Mediterranean region: A new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey. *Holocene*, **11(6)** 6:721-736.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L. ve Hayes, A., 2002.** Holocene atmosphere–ocean interactions: Records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* **18**: 587–593.
- Rothwell, R. G. ve Rack F.R., 2006.** *New techniques in sediment core analysis: an introduction*, in: Rothwell, R.G. (ed) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, *Special Publications*, **267**, 1–29.
- Rozanski, K, Froehlich K., Mook G.W., 2001.** Surfaca water. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle (Edt.Mook, W.G.). *IHP-V Technical Documents in Hydrology No.39*, Vol:III, UNESCO, Paris, pp 117.
- Ryland, J.S. ve Hayward, P.J., 1977.** British anascan bryozoans. *Synopses of the British Fauna* **10**:1 -188.
- Sakınc, M., 1998.** İstanbul Boğazı (Haliç-Sarayburnu-Üsküdar) Bentik Foraminifer (Holosen) Paleobiyofasiyesleri: Akdeniz-Karadeniz su geçişi üzerine yeni bir yaklaşım., *MTA Dergisi* No.**120**.

- Sandgren, P. ve Snowball, I.**, 1996. Late Weichselian shore-line displacement on the Kullen Peninsula in NW Scania documented by the mineral magnetic, geochemical and biostratigraphical analyses of lake sediments—preliminary results. *GFF*, **118**, A69–A70
- Sarı, H.M. ve Bilencenoğlu, M.**, 2002. Threatened fishes of the world: *Acanthobrama mirabilis* Ladiges, 1960 (Cyprinidae). *Environmental Biology of Fishes* **65**: 318.
- Sarı, H.M., Balık, S., Bilencenoğlu, M. Y., Türe, G.**, 1999. Recent Changes in the fish Fauna of Lake Bafa, Aegean Region of Turkey. *Zoology in the Middle East*, **18**, 67-76.
- Sarıgül, N.**, 1991. Bafa Lake geologic survey report. Aydın: State hydraulic works XXI. *Regional Directorate*.
- Saygı-Başbuğ, Y.**, 2000. Yeniçağa Gölü'nün Primer Produktivitesi ve Su kalitesinin Fiziko-Kimyasal Parametrelerle Belirlenmesi, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu *TÜBİTAK Projesi*, No: **198Y004**.
- Saygı-Başbuğ Y. ve Demirkalp F.Y.**, 2004. Primary production in shallow eutrophic Yenicaga Lake (Bolu, Turkey). *Fresenius Environmental Bulletin*, **13(2)**: 98-104.
- Saygı-Başbuğ, Y.**, 2005. Seasonal succession and distribution of zooplankton in Yeniçağa Lake in northwestern Turkey, *Zoology in Middle East* **34**: 5-14.
- Schilman, B., Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kagan, E.J. and Almogi-Labin, A.** 2002. Sea-land paleoclimate correlation in the Eastern Mediterranean region during the late Holocene. *Israel Journal of Earth Sciences* **51**: 181-190.
- Schindler, C., Balderer W., Greber E., Imbach, Kahle H.G., Martı U., Straub C., Aksoy A., Rybach L., Pfister M., Pavoni N., Mayer-Rosa D.**, 1993. The MARMARA Poly-Project: Tectonics and recent Crustal Movements Revealed by Space-Geodesy and Their Interaction with the Circulation of Groundwater, Heat Flow and Seismicity in North-Western Turkey. *Terra Nova*, **5**, 164–173.
- Schwartz, G.**, 2007. Taking the long view on collapse: A Syrian perspective. In: Kuzucuoglu, C. and Marro, C. (eds) *Sociétés humaines et changement climatique à la fin du Troisième Millénaire: une crise a-t-elle eu lieu en Haute Mésopotamie?* Istanbul: IFEA and Paris: de Bocard, 45–68.
- Seçme, Ö. ve Leblebici, E.**, 1982. Batı Anadolu Sucul Vejetasyonu. IX. *Ulusal Biyoloji Kongresi. Genel ve Sistematik Botanik Seksiyonları*. Cilt **3**, 369-381, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas.

- Sevin, M. ve Aksay, A.**, 2002. Türkiye Jeoloji Haritaları No:35 BOLU-G28 paftası, MTA, Jeoloji Etütler Dairesi, Ankara.
- Sharp, Z.**, 2007. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. Pearson Education, Inc., New Jersey, 344 sf.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R. ve diğ.**, 2001. Mediterranean Sea Surface Radiocarbon Reservoir Age Changes Since the Last Glacial Maximum. *Science* **294**: 1917-1920
- Siegenthaler, U., Eicher, U. ve H. Oeschger**, 1984. Lake sediments as continental  $\delta^{18}\text{O}$  records from the glacial/post-glacial transition. *Annals of Glaciology*, **5**: 149-152.
- Somay, A.M.**, 2006. Hydrogeology of Lower küçük Menderes River Coastal Wetland. *Dokuz Eylül Üniversitesi Doktora Tezi*.
- Somay, A.M., Gemici, Ü., Filiz, Ş.**, 2008. Hydrogeochemical investigation of Küçük Menderes River coastal wetland, Selçuk–İzmir, Turkey. *Environ Geol.* **55**:149–164.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, C., Emeis, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M.**, 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **190**, 9– 21.
- Steig, E.J., Grootes, P.M., ve Stuiver, M.**, 1994. Seasonal precipitation timing and ice core records. *Science*, **266**:1885-1886.
- Stevens, L.R., Ito, E., Schwab, A., Wright Jr., H.E.**, 2006. Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research*, **66**, 494–500.
- Stevens, L.R., Wright Jr., H.E., Ito, E.**, 2001. Proposed changes in seasonality of climate during the late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, **11**, 747–756.
- Stuiver, M.**, 1970. Oxygen and Carbon Isotope Ratios of Fresh-Water Carbonates as Climatic Indicators, *Journal of Geophysical Research*, **Vol. 75**, No. 27, pp. 5247-5257.
- Stuiver, M., Grootes, P.M. ve Braziunas, T.F.**, 1995. The GISP2  $^{18}\text{O}$  climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, **44**:341-354.
- Sürmelihindi, E. G.**, 2009. Hazar Gölü (Elazığ) çökellerinde Holosen'deki iklim kayıtları, *İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Yüksek lisans tezi*.

- Sütçü, H.**, 2008. The Examination of Liquid, Solid, and Gas Products Obtained by the Pyrolysis of the Three Different Peat and Reed Samples, *J. Energy Resour. Technol.* **130**, 021401.
- Şafak, Ü.**, 2003. Yumurtalık Koyu (Adana) Ostrakod Topluluğu. *MTA Dergisi*, **126**, 1-10.
- Şahin, M., Dinçer, B., Zimmermann, T.**, 2009. Neue Fundplätze des Alteren Palaolithikums bei Bursa in Nordwestanatolien (Türkei), *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **J39, H2**, 15-161.
- Şengör, A.M.C., Şatır, M., Akkök, R.**, 1984b. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics* **3**, 693–707.
- Şengör, A.M.C. ve Cin, A.**, 1988. Uludağ Napı'nın Alt Dokanağı boyunca Mezoskopik Yapısal Gözlemler ve Napın Yerleşme Yönü. *TÜBİTAK Projesi*, No: **TBG/824**, 50 s.
- Talbot, M.R.**, 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* **80**, 261 -279.
- Taşdemir, A., Yıldız, S., Topkara, E.T., Özbek, M., Ustaoglu, M.R., Balık, S.**, 2004. Yayla Gölü'nün (Buldan-Denizli) Bentik Faunası. *Turkish Journal of Aquatic Life* **2, 3**: 182-190.
- Tchihatcheff, P.**, 1869. *de l'Asie Mineure*. Paris, 174 s.
- Thompson, D. W. J., ve Wallace J.M.**, 2001. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode, *Science*, **293**, 85–89.
- Thompson, J., Croudace, I.W. ve Rothwell, R.G.**, 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. In: Rothwell, R.G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society London, Special Publications*, **267**, 65–77.
- Topçuoğlu, S., Güngör, N. ve Kirbaşoğlu, Ç.**, 1999. Physical and chemical parameters of brackish water lagoon, Küçükçekmece Lake, in northwestern Turkey, *Toxicological & Environmental Chemistry*, **69**: 1, 101 — 108
- Tuchman, G.**, 1978. *Making news*. New York: *Free Press*.
- Tuttahs, G.**, 1998. Milet und das Wasser. Ein Beispiel für die Wasserwirtschaft einer antiken Stadt. (*Forum Siedlungswasserwirtschaft und Abfallwirtschaft Universität GH Essen* **12**). Universität Essen.

- Türkeş, M.** 1996a. Trends and fluctuations in annual and seasonal rainfall data in Turkey', in *Climate Variability and Climate Change Vulnerability and Adaptation, Proceedings of the Regional Workshop in Praha, September 11–15, 1995*, pp. 114–126.
- Türkeş, M.** 1996b. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey, *International Journal of Climatology*, **16**, 1057-1076.
- Türkeş, M.,** 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey, *International Journal of Climatology*, **18**: 649-680.
- Türkeş, M., Koç, T., Sariş, F.,** 2009. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology V. 29(8)* pp. 1056-1074.
- Türkeş, M. ve Erlat E.,** 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000. *International Journal Climatology*, **23**, 1771–1796.
- Uludağ, Ş.O.,** 1936. *Uludağ Tapınakları, Keşişleri ve Dervişleri, Kader Basımevi, Bursa.*
- Url-1** <<http://www.dmi.gov.tr/veridegerlendirme/acik-yuzey-buharlasma.aspx>>, alındığı tarih: 01.04.2011.
- Url-2** <<http://www.volcano.si.edu/>>, alındığı tarih: 03.02.2011.
- Uslu, T.,** 1985. Aydın'ın Batısında Küçük ve Büyük Menderes Nehirleri arasında kalan Bölge Vejetasyonunun Bitki Ekolojisi ve Sosyolojisi Yönünden Araştırılması, Gazi Üniversitesi, Yayın No: 71, *Fen Edebiyat Fakültesi Yayın No: 8*, Ankara.
- Ustaoğlu, M.R.,** 1980. Karagöl'ün (Yamanlar-İzmir) Bentik Faunası (Oligochaeta, Chaoboridae, Chironomidae) Üzerinde Araştırmalar. *TÜBİTAK VII. Bilim Kongresi (Biyoloji Sektörünü) 6-10 Ekim 1980*, Aydın: 331-334.
- Ustaoğlu, R.M., Balık, S., Sarı, H. M., Özdemir Mis, D., Aygen, C., Özbek, M., İlhan, A., Taşdemir, A., Yıldız, S., Topkara, E.T.,** 2008. Uludağ (Bursa)'daki Buzul Gölleri ve Akarsularında Faunal Bir Çalışma, E.Ü. *Su Ürünleri Dergisi Cilt 25 Sayı 4*, 295-299.
- Ünal, Y., Kindap T., Karaca, M.,** 2003. Redefining the climate zones of Turkey using cluster analysis, *International Journal of Climatology* **23:9**, 1045-1055.
- Ünlü, M.Y., Topcuoglu, S. ve Anıl, Y.D.,** 1977. Radioecology of the Küçükçekmece Lagoon, *Çekmece Nuclear Research and Training Center Report No. 175*. pp. 1-94.

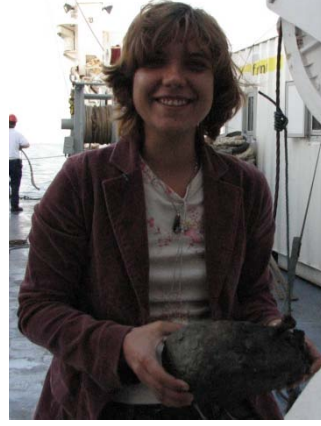
- Vanni re, B., Power, M.J., Roberts, N., Tinner, W., Carri n, J., Magny, M. ve diğ.,** 2011. Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the midHolocene environmental transition (8500–2500 cal. yr BP). *The Holocene* **21(1)**: 53–73.
- Vermoere, M., Smets, E., Waelkens, M., Vanhaverbeke, H., Librecht, I., Paulissen, E., Vanhecke, L.,** 2000. Late Holocene environmental change and the record of human impact at Gravgaz near Sagalassos, southwest Turkey. *Journal of Archaeological Science* **27(7)**, 571–595.
- von Grafenstein, U.,** 2002. Oxygen isotope studies of Ostracodes from deep lakes, the ostracoda: applications in quaternary research, *Geophysical Monograph* **131**, pp. 249-266.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J.,** 1999. A mid -European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. *Science*, **284** (5420), 1654–1657.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser H., Trimborn P.,** 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 133–152.
- Wagner, B. Ve Melles, M.,** 2002. Holocene environmental history of western Ymer  , East Greenland, inferred from lake sediments. *Quaternary International*, **89**, pp 165–176.
- Wagner, C.W.,** 1964. Ostracods as environmental indicators in Recent and Holocene estuarine deposits of the Netherlands. *Pubblicazioni della Stazione Zoologica di Napoli, Supplement*, **33**, pp. 480-495.
- Wagner, H.,** 2001. *Der Mittelmeerraum*. WBG, Darmstadt.
- Weaver, P.P.E. ve Schultheiss P.J.,** 1990. Current methods for obtaininig, logging and splitting marine sediment cores. *Marine Geophysical Researches*, **12**:85-100.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G., Wiedicke, M.,** 1997. Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, **136**: 151-172.
- Wefer, G., Berger W.H., Bijma J., Fischer G.,** 1999. *Clues to ocean history: a brief overview of proxies*. In: G.Fischer and G. Wefer (eds.) Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 1-68.
- Wetzel, R.G.,** 2001. *Limnology: lake and River Ecosystems* (3<sup>rd</sup> edt.). Academic Press, San Diego, USA, 1006 pp.

- White, S.A.**, 2006. Climate change and crisis in Ottoman Turkey and the Balkans, 1590-1710. *International Conference on Climate Change and the Middle East Past, Present and Future*, 20-23 November 2006, Istanbul. Proceedings, 391-40
- Whyte, I.D.**, 1995. *Climatic Change and Human Society*. Arnold, London, UK.
- Wick, L, Lemcke, G, Sturm, M.**, 2003. Evidence of Late-glacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *The Holocene* **13**:665–675.
- Winkler, S.**, 2000. The ‘Little Ice Age’ maximum in the Southern Alps, New Zealand: preliminary results at Mueller Glacier, *The Holocene*, **105**, pp. 643–647.
- Yarar, M. ve Magnin, G.**, 1997. *Türkiye’nin Önemli Kuş Alanları*, Doğal Hayatı Koruma Derneği, ISBN 975-96081-6-2, İstanbul.
- Yavuz, V., Akçar N., and Schlüchter C.**, 2008. *The Frozen Bosphorus and its Paleoclimatic Implications based on a Summary of the Historical Data*. In: V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, and P.M. Dolukhanov (eds), *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement*, Springer, Dordrecht, The Netherlands, 633-649.
- Yavuz, V., Akçar, N., Schlüchter, C.**, 2010. İstanbul’un Tarihi Kışları, İstanbul’un Jeolojisi Sempozyumu III, 07-09 Aralık 2007, *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi*.
- Yıldız, S., Ustaoglu, M.R., ve Balık, S.**, 2007. Contributions to the Knowledge of the Oligochaeta (Annelida) Fauna of Some Lakes in the Taurus Mountain Range (Turkey). *Turk J. Zool.* **31**: 249-254.
- Zahno, C., Akçar, N., Yavuz, V., Kubik, P.W., Schlüchter, C.**, 2010. Chronology of Late Pleistocene glacier variations at the Uludağ Mountain, NW Turkey. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 1173–1187.
- Zhadin, V.I.**, 1952. Mollusks of fresh and brackish waters of the U.S.S.R. *Academy of Sciences of U.S.S.R. Israeli Program for Scientific Translations*, Jerusalem, 1965.xvi, 369 p.





## ÖZGEÇMİŞ



- Ad Soyad:** Sena Akçer Ön
- Doğum Yeri ve Tarihi:** İstanbul- 23.01.1979
- Adres:** İTÜ Ayazağa Yerleşkesi, Avrasya Yer Bilimleri Enst. (34469) Maslak/İstanbul.
- E-Posta:** akcer@itu.edu.tr
- Lisans:** Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul Teknik Üniversitesi, *Armutlu Yarımadası batısı Bozburun ve Çevresinin Jeolojisi*, 2001.
- Yüksek Lisans :** İklim ve Deniz Bilimleri, İ.T.Ü. Avrasya Yerbilimleri Ens. *Orta Marmara Denizi Holosen dönemi bentik foraminifer paleoekolojisi ve sapropel oluşumları ile ilişkisi*, 2003.

**Mesleki Deneyim ve Ödüller:** TÜBİTAK Doktora Araştırma Bursu (2007)

### SCI Kayıtlı Dergiler

- Bertrand, S., Doner L., **Akçer, S.**, Sancar, U., Schudack, U., Mischke, Çağatay N., S., Leroy, S., 2011: Sedimentary record of coseismic subsidence in Hersek coastal lagoon (Izmit Bay, Turkey) and the Late Holocene activity of the North Anatolian Fault. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12(6)**, 1-17.
- Eriş, K.K., Çağatay, M.N., **Akçer, S.**, Gasperini, L., Mart, Y., Late glacial to Holocene sea-level changes in the Sea of Marmara: new evidence from high-resolution seismics and core studies. *Geo-Mar. Lett.*, DOI 10.1007/s00367-010-0211-1, 2010.

- Çağatay, N., Eriş, K., Sancar, Ü., Polonia, A., **Akçer, S.**, Biltekin, D., Casperini, L., Görür, N., Late Pleistocene - Holocene Evolution of The Northern Shelf of The Marmara Sea, *Marine Geology* 265 87-100, 2009.

## Özetler:

### Ulusal

- **Akçer Ön, S.**, Çağatay, N., Sakıncı, M., Ülgen, U.B., Acar, D., Batı Türkiye Göl ve Lagünlerinde Yüksek Çözünürlüklü Geç Holosen İklim Kayıtları, Oral Presentation, *64<sup>th</sup> Geological Congress of Turkey*, 25-29 April 2011, Ankara.
- Erel, L., Eriş, K., **Akçer, S.**, Biltekin, D., Çağatay, N., Course of Changes in the Drainage Basin of Bayrampaşa (Lykos) Stream and the Yenikapı (Theodosius) Port's Coastal Area at its Outlet (Sea of Marmara), *UCTEA Chamber of Geological Engineers 62th Geological Congress of Turkey*, 13-17 April 2009, Ankara.
- Çağatay N., Eriş, K., Sancar, U., Biltekin, D., **Akçer, S.**, Paleoceanography of Sea of Marmara at Late Quaternary, abstract and presentation, *Geology of Istanbul Symposium-III*, 7-9 December 2007, İstanbul.
- **Akçer, S.**, Çağatay, N., Sakıncı, M., Bottom-water conditions in the Marmara Sea during the Holocene: evidence from benthic foraminifers, abstract and presentation, *İTÜ Eurasia Institute of Earth Sciences 5th Quaternary Symposium (TURQUA)*, 2-3 June 2005, İstanbul.
- **Akçer, S.**, Sakıncı, M., Çağatay, M.N., Sea of Marmara (West and Middle Basin) Benthic Foraminifera Ecologies and the Relationship of Sapropels in Holocene, *İTÜ Eurasia Institute of Earth Sciences 4th Quaternary Symposium (TURQUA)*, 2003, İstanbul.
- Sakıncı, M., **Akçer, S.**, Micropaleontology and Paleoclimatology *İTÜ Eurasia Institute of Earth Sciences 4th Quaternary Symposium (TURQUA)*, 2003, İstanbul.

### Uluslararası

- Unlu, S., Alpar, B., Altinok, Y., Yaltırak, C., Ozer, N., **Akçer, S.**, Biogeochemical assessments of possible tsunami deposits in a semi-dry lagoon at Patara, SW Turkey, *International Geological Congress*, 6-14 August, 2008, Oslo.
- Altinok, Y.; Çağatay, N.M.; Alpar, B.; **Akçer, S.**; Ozer, N.; Sancar, U.; Damci, E. ; Acar, D.; Ceylan, S.; Agor, H.; Istanbul University Team, Investigation of paleotsunami deposits in the cores of Küçükçekmece Lagoon, Sea of Marmara, Turkey, *EGU2008-A-03625*, Wien.
- P. Henry, T. A. C. Zitter, X. Le Pichon, L. Geli, M. D. Tryon, B. Mercier de Lepinay, M. N. Çağatay, A. M. C. Sengor, N. Görür, S. Bourlange and the **Marnaut Scientific Party**, Cold seeps in the North Anatolian Fault zone, Sea of Marmara: hints for a deep connection, *EGU2008-A-05747*, Wien.

- Çağatay, N., Balkıs, N., Çakır, Z., Sancar, Ü., Eryılmaz, F. & M., Sarı.E., Erel, L., **Akçer, S.**, Biltekin, D., Sediment Geochemistry Atlas of Sea of Marmara, *CIESM*, 9-13 April 2007, İstanbul
- **Akçer, S;** Sakinc, M; Cagatay, N; Sancar, U; Bard, E; Labeyrie, L, Bottom-water conditions in the Marmara Sea during the Holocene: evidence from benthic foraminifers, granted abstract, and poster, *EGU04-A-00706*, Nice.

## TEZDEN TÜRETİLEN YAYINLAR/SUNUMLAR

- J. Luterbacher, R. García-Herrera, R. Allan, M.C. Alvarez-Castro, G. Benito, J. Booth, U. Büntgen, D. Colombaroli, B. Davis, J. Esper, T. Felis, D. Fleitmann, D. Frank, D. Gallego, E. Garcia-Bustamante, F.J. Gonzalez-Rouco, H. Goosse, T. Kiefer, M.G. Macklin, S.W. Manning, P. Montagna, L. Newman, M.J. Power, V. Rath, P. Ribera, N. Roberts, S. Silenzi, W. Tinner, P.C. Tzedakis, B. Valero-Garcés, G. van der Schrier, B. Vannière, H. Wanner, J.P. Werner, G. Willett, E. Xoplaki, C.S. Zerefos, E. Zorita, **S. Akçer On**, N. Çağatay, CHAPTER 2: A Review of 2000 years of paleoclimatic evidence in the Mediterranean, *MedCLIVAR Book II*, manuskript.
- **Akçer Ön, S.**, Çağatay, N., Sakinç, M., Yaltrak, C., Ülgen, B.U., Acar, D., High-Resolution Late Holocene Climatic Records of Lakes & Lagoons at Western Turkey, Oral Presentation, *MedCLIVAR Final Conference* 06-09 June 2011, Lecce, Italy.
- **Akçer Ön, S.**, Çağatay, N., Sakinç, M., Yaltrak, C., Ülgen, B.U., Acar, D., High-Resolution Late Holocene Climatic Records of Lakes & Lagoons at Western Turkey, Oral Presentation (EGU2011-4902), *European Geoscience Union* 02-08 April 2011, Vienna.
- **Akçer Ön, S.**, Cagatay, N., Sakinc, M., High-Resolution Late Holocene Climatic Records From Küçükçekmece Lagoon And Uludağ Glacial, Yeniçağa, Bafa Lakes (West Anatolia): Preliminary Results, Poster presentation (PP41B-1642), *American Geophysical Union*, 13-17 December 2010, San Francisco.