



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DOKTORA TEZİ**

**MARMARA GÖLÜ (MANİSA) ÇÖKELLERİNİN  
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE YÖRENİN  
KUVATERNERDEKİ PALEO-EKOLOJİK EVRİMİ**

**Jeo.Yük.Müh. Özlem BULKAN  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman  
Prof.Dr. M.Namık YALÇIN**

**Kasım, 2009**

**İSTANBUL**



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DOKTORA TEZİ**

**MARMARA GÖLÜ (MANİSA) ÇÖKELLERİNİN  
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE YÖRENİN  
KUVATERNERDEKİ PALEO-EKOLOJİK EVRİMİ**

**Jeo.Yük.Müh. Özlem BULKAN  
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman  
Prof.Dr. M.Namık YALÇIN**

**Kasım, 2009**

**İSTANBUL**

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T681/06/03/2003 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

Bu çalışma 12 / 10 / 2009 tarihinde aşağıdaki jüri taraf ndan *Jeoloji Mühendisliğı* Anabilim Dal nda *Doktora Tezi* olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

Prof.Dr. M. Namık YALÇIN  
(Danışman)  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

Prof.Dr. Namık ÇAĞATAY  
İTÜ  
Maden Fakültesi

Prof. Dr. Sinan ÖNGEN  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Oya ALGAN  
İstanbul Üniversitesi  
Deniz Bilimleri Enstitüsü

Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ  
İTÜ  
Maden Fakültesi

## ÖNSÖZ

Doktora çalışmamın tüm süreçlerinde gösterdiği her türlü destek, yardım ve yönlendirmelerinden dolayı çok değerli hocam Prof. Dr. M. Namık YALÇIN'a en içten dileklerle teşekkür ederim.

Bu çalışmamın analitik yönünün güçlü olmasında emeği bulunan GFZ-Potsdam Araştırma Merkezinden (Almanya) sayın Dr. Heinz Wilkes'e ve EMCOL-İTÜ bünyesindeki laboratuvar imkanlarını sunan sayın Prof. Dr. Namık Çağatay'a, önerilerinden dolayı sayın Prof. Dr. Sinan Öngen'e teşekkürü borç bilirim.

EMCOL doktora öğrencilerinden Ümmühan Sancar'a, Çekmece Nükleer Araştırma Merkezinden Dr. Emin Güngör'e, GFZ-Potsdam Araştırma Merkezi araştırmacılarından Andrea Vieth, Rouven Elias, Iris Kristen, Kai Mangelsdorf ve teknik personele yardımları için teşekkürlerimi sunarım.

Lisans ve lisans üstü eğitimim boyunca imkanlarını esirgemeyen İstanbul Üniversitesine, İstanbul Üniversitesi Araştırma Projeleri Birimine ve İleri Analizler Laboratuvar'na teşekkürü borç bilirim. Doktora çalışmamın bir kısmını GFZ-Potsdam'daki organik jeokimya bölümünde gerçekleştirebilmem için gerekli maddi desteği sağlayan Alman Akademik Değişim Servisi (DAAD) ve Avrupa Organik Jeokimya Derneğine (EAOG) teşekkürlerimi sunarım.

**Kasım, 2009**

**Özlem BULKAN**

## İÇİNDEKİLER LİSTESİ

ÖNSÖZ .....	I
İÇİNDEKİLER LİSTESİ .....	II
ŞEKİL LİSTESİ .....	V
TABLO LİSTESİ .....	XIV
SEMBOL LİSTESİ .....	XVI
ÖZET .....	XVII
SUMMARY .....	XVIII
<b>1. GİRİŞ .....</b>	<b>1</b>
1.1. AMAÇ.....	1
1.2. ÇALIŞMA ALANI .....	1
1.2.1.Coğrafik Özellikler .....	3
1.2.2.Drenaj Alan ve Batimetrik Özellikler .....	5
<b>2. GENEL KISIMLAR .....</b>	<b>7</b>
2.1. PALEO-LİMNOLOJİ YAKLAŞIMLARI.....	7
2.1.1.İnorganik Jeokimyasal Paleolimnoloji İndikatörleri .....	8
2.1.2.Organik Jeokimyasal Paleolimnoloji İndikatörleri .....	9
2.2. ESKİ ÇALIŞMALAR .....	24
<b>3. MALZEME VE YÖNTEM.....</b>	<b>26</b>
3.1. SAHA ÇALIŞMALARI .....	26
3.2. JEOFİZİK YÖNTEMLER .....	27
3.2.1.Sonar ve Radar (GPR) Sistemleri .....	27
3.3. MİNERALOGİK YÖNTEMLER.....	29
3.3.1.X Işınları Difraksiyonu (XRD).....	29

<b>3.4. İNORGANİK JEOKİMYASAL YÖNTEMLER.....</b>	<b>30</b>
3.4.1.X Işınları Floresans Spektrometrisi (XRF).....	30
<b>3.5. ORGANİK JEOKİMYASAL YÖNTEMLER .....</b>	<b>30</b>
3.5.1.Toplam Organik Karbon ve Rock-Eval Piroliz Analizleri.....	31
3.5.2.Duraylı Karbon İzotop Analizi.....	34
3.5.3.Özütleme ve Sıvı Kromatografik Ayırma .....	34
3.5.4.Gaz Kromatografisi (GC) ve Gaz Kromatografi –Kütle Spektrometrisi (GC-MS) .....	40
3.5.5.Gaz Kromatografisi İzotop Oranı Kütle Spektrometresi (GC-IRMS) .....	40
<b>3.6. MUTLAK YAŞ ANALİZLERİ .....</b>	<b>42</b>
3.6.1.Karbon ( <sup>14</sup> C) Analizleri (Hızlandırılmış Kütle Spektrometrisi - AMS) .....	42
3.6.2.Kurşun İzotop ( <sup>210</sup> Pb) Analizleri .....	43
<b>4. BULGULAR .....</b>	<b>45</b>
<b>4.1. JEOLOJİ .....</b>	<b>46</b>
4.1.1.Jeolojik Konum.....	46
4.1.2.Gölmarmara ve Çevresinin Jeolojisi .....	54
4.1.2.1. Menderes Metamorfizmaları .....	54
4.1.2.2. Ahmetler Formasyonu.....	56
4.1.2.3. Ulubey Formasyonu.....	60
4.1.2.4. Kuvaterner.....	62
4.1.3.Gölsel Holosen İstifinin Ayrıntılı Litostratigrafisi ve Jeokronoloji .....	72
4.1.3.1. Gölsel Holosen İstifinin Litostratigrafisi .....	72
4.1.3.2. Gölsel Holosen İstifinin Jeokronolojisi ve Çökme Hızı .....	76
<b>4.2. GÖL ÇÖKELLERİNİN MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ.....</b>	<b>80</b>
4.2.1.Mineralojik Özellikler .....	80
4.2.1.1. Mineralojik Bileşim.....	80
<b>4.3. GÖL ÇÖKELLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ .....</b>	<b>84</b>
4.3.1.İnorganik Jeokimyasal Özellikler .....	85
4.3.1.1. Elementel Bileşim .....	85
4.3.2.Temel Organik Jeokimyasal Özellikler.....	105

4.3.2.1. Organik Madde Mikti	105
4.3.2.2. Organik Madde Türleri	109
<b>4.3.3. Moleküler Organik Jeokimyasal Özellikler</b>	<b>115</b>
4.3.3.1. Normal Alkanlar (n-Alkanlar)	116
4.3.3.2. Yağ Asitleri	125
4.3.3.3. Alkoller	127
<b>4.3.4. İzotop Jeokimyası</b>	<b>133</b>
4.3.4.1. Organik Karbon İzotop Bileşimi	133
4.3.4.2. n-Alkan Bileşenlerinin Karbon İzotop Bileşimi	136
4.3.4.3. n-Alkan Bileşenlerinin Hidrojen İzotop (Döteryum) Bileşimi	138
<b>4.4. GÖL ORTAMININ ÖZELLİKLERİ VE DEĞİŞİMLERİ</b>	<b>140</b>
4.4.1. Körünlü Malzeme Girdisi	140
4.4.2. Göl Su Seviyesi ve Enerji Düzeyi	148
4.4.3. Tuzluluk	152
4.4.4. Redoks Koşulları ve Organik Maddenin Korunumu	154
4.4.5. Organik Madde Üretimi	159
4.4.6. Organik Madde Kaynakları	163
4.4.7. İklim	187
4.4.8. Göl Çevresindeki Ayrışma, Aşınma ve Taşınma Süreçleri	189
<b>4.5. GÖL VE ÇEVRESİNİN KUVATERNER PALEO - EKOLOJİSİ</b>	<b>193</b>
<b>5. SONUÇLAR</b>	<b>204</b>
<b>KAYNAKLAR</b>	<b>214</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ</b>	<b>I</b>
<b>EKLER</b>	<b>II</b>

## ŞEKİL LİSTESİ

- Şekil 1.1:** Çalışma alanının yer bulduru haritas (Google Earth görüntüsü). (H3: batı, H5:doğu depolanma merkezlerinden alınan karotlar) .....2
- Şekil 1.2:** a) Gölarmmara gölü drenaj alan , b)Gölarmmara gölüne ait batimetri haritas (Veriler 2003 yıl ölçümlerini içermektedir). .....6
- Şekil 2.1:** Bu çalışmada izlenen paleo-limnoloji yaklaşımlarını içeren akış diyagram .....7
- Şekil 2.2:** Makrofit ve karasal bitkilerin *n*-Alkan dağılımları (Ficken vd., 2000).....16
- Şekil 2.3:** Baykal Gölü sedimentlerindeki  $C_{27}/C_{31}$  *n*-alkan oran (Brincat vd., 2000).....16
- Şekil 2.4:** Ortam yorumunda kullanılan *n*-Alkan ( $C_{27}$ ,  $C_{29}$ ,  $C_{31}$ ) üçgen diyagram (Schwark vd., 2002).....17
- Şekil 2.5:** Makrofit ve karasal bitkilerin *n*-Alkol dağılımları (Ficken vd., 2000).....19
- Şekil 2.6:** Sterol sentezinin biyosentetik yollar (Killops ve Killops, 1993).....22
- Şekil 2.7:** Sterollerin karbon sayılarına bağlı olarak organik madde kaynaklarının değerlendirilmesi a) Huang ve Meinschein (1979) b) Schulte (1997).....23
- Şekil 3.1:** Göl tabanından alınan karotların ve göl çevresindeki ölçülmüş stratigrafi kesitlerinin konumu. Aç klamalar; 1: kesit 1; 2: kesit 2, 3: kesit 3; Örnek alma yöntemlerine dayalı adlandırma; H: hammer; K: kajak; L: living-stone coring, Yıldız 1,2,3,4,5: karot alınan lokasyonlar, mavi renkli rakamlar: taranan GPR profil numaralar , mavi hatlar GPR profilleri. BDM: bat depolanma merkezi, DDM: doğu depolanma merkezi, S: sırt. ....28
- Şekil 3.2:** Bir minerale gönderilen X ışınlarının difraksiyonu .....29
- Şekil 3.3:** Organik jeokimyasal yöntemler için örnek hazırlama ve uygulanan analiz yöntemlerinin yer aldığı akış diyagramı .....31
- Şekil 3.4:** Rock-Eval piroliz sisteminin şeması (Espitalie, 1985).....33

- Şekil 4.1:** Doğu Akdeniz bölgesinin ve Türkiye'nin temel jeolojik yapılarını gösteren tektonik haritas (Robertson, 2000).....46
- Şekil 4.2:** Gediz Nehrinin Manisa-Kula arasındaki kesiminin jeolojisi (Westaway vd., 2004).....47
- Şekil 4.3:** a) Temel bileşen analizi uygulanmış Landsat TM görüntüsü: Gölarmara Gölü kırmızı renkli görölmektedir. Temel bileşen analizine göre göl çevresindeki litolojilerin ayırdı. Yeşil: Genç jeolojik birimler (Kavak bunlar graben dolgusu olarak adlandırmıştır) ve bitki örtüsü açık yeşil olarak gözlenmektedir. Mavi-Pembe: Yüksek dereceli metamorfik kayalar Pembe-Mavi-Yeşil: Sırasıyla metamorfik ve İzmir-Ankara Zonuna ait ofiyolitik karışığa ait kayalar ve ormanlık bitki örtüsü. b) Landsat TM 5/4 bant oranlamasıyla ortaya çıkan demir oksit içeriği. Grabenin iç kesimlerinde gözlenen yüksek yansıma değerlerine sahip genç graben çökelleri ve tarımsal alanlar dışında kalan bölgelerde gözlenen açık renkli kesimler, kil ve karbonat mineralinin yoğun olarak bulunduğu kayalar gruplarına karşılık gelir. Buna göre gölün KB ve GD'sunda kil ve karbonat minerallerinin yoğunluğu dikkati çekmektedir. Bu litolojilerin çevresindeki koyu renkli kesimler ise, demir içeriğe yüksek olan metamorfik ve ofiyolitik kayalardır. (Kavak, 2005).....47
- Şekil 4.4:** Gölarmara Gölü (Manisa) Çevresinin Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti.....48
- Şekil 4.5:** Gölarmara Gölü çevresinde yer alan temel fay sistemlerini gösteren tektonik harita (Şaroğlu vd., 1992, Emre ve Barka, A., 2000, Bozkurt, 2003, Bozkurt ve Rojay, 2005).....49
- Şekil 4.6:** Erken Miyosen- Günümüze kadar Bat Anadolu'nun grabenlerinin tektonik evrimini gösteren paleo-jeoloji haritaları (Yılmaz ve diğ. 2000). (a), Erken Miyosen, (b), Geç Miyosen, (c), Pliyo-Pleyistosen. (EG, Etili Grabeni; YGG, Yenice-Gönen Grabeni; GG, Gördes Grabeni; DMC, Demirci Grabeni; SG, Selendi Grabeni; UUG, Uşak-Ulubey Grabeni; ORG, Ortaklar Grabeni; ADG, Aydın-Dalaman Grabeni; ÖG, Ören Grabeni; YG, Yatağan Grabeni; GPG, Gülpınar

Grabenli; BG, Bayramiç Grabeni; AG, Alt nova Grabeni; ÖEG, Örenli-Eğiller Grabeni; ZG, Zeytindağ Grabeni; UG, Urla Grabeni; MG, Mustafa Kemalpaşa Grabeni; ÇG, Çine Grabeni; BOG, Bozdoğan Grabeni; KG, Karacasu Grabeni; DGG, Denizli Güney Grabeni; EDG, Edremit Grabeni; BEG, Bergama Grabeni; SMG, Simav Grabeni; GDG, Gediz Grabeni; BMG, Büyük Menderes Grabeni; GLG, Güllük Grabeni; GKG, Gökova Grabeni; BH, Buldan Horstu. ....	53
<b>Şekil 4.7:</b> Göl Marmara Gölü (Manisa) Çevresinin Jeoloji Haritası . ....	55
<b>Şekil 4.8:</b> Ahmetler formasyonuna ait ölçülmüş kısmi stratigrafi kesiti (AF) – Taşlı Tepe Güneyi. ....	57
<b>Şekil 4.9:</b> Ahmetler formasyonuna ait örneklerin mikroskop görüntüleri. (a) metamorfik kuvars çakılların x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü (b), kuvars tanelerinin x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü (c), ufak taneli silt örneğinin x2.5 objektif ile tek nikolde görünümü (d), silt taşlarının x6.3 objektif ile çift nikoldeki görünümü. ....	58
<b>Şekil 4.10:</b> Ahmetler Formasyonunun Taşlı Tepenin güneyindeki (göl kenarı) görünümü. Bu kesit Ahmetler formasyonuna ait kısmi stratigrafi kesitinin ölçüldüğü lokasyondur. ....	59
<b>Şekil 4.11:</b> Ulubey Formasyonunun Taşlı tepe güneyindeki (göl kenarı) görünümü; birim göle doğru düşük eğimli durmaktadır . ....	60
<b>Şekil 4.12:</b> Mikritik kireçtaşların mikroskop görünümü. (a) x2.5 objektif ile tek nikolde (b), kalsit damarlarına ait tek nikol x6.3 görünümü, (c) bir başka kireçtaşı örneğinin x2.5 objektif ile tek nikolde görünümü (j), aynı örneğin x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü . ....	61
<b>Şekil 4.13:</b> Ulubey formasyonuna ait ölçülmüş kısmi stratigrafi kesiti (UF). ....	62
<b>Şekil 4.14:</b> a) Balıkhanne kesitinin sahadaki görünümü, b) Kuvaterner istifinin Balıkhanne çevresindeki yayılımının genel görünümü (K-G yönlü bakış) . ....	64
<b>Şekil 4.15:</b> Balıkhanne Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (B). ....	65
<b>Şekil 4.16:</b> Balıkhanne Batısı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (BB-1B) . ....	66
<b>Şekil 4.17:</b> Balıkhanne Batı 2 Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (BB-2B). ....	67

<b>Şekil 4.18:</b> Kuştepe Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (KC).....	68
<b>Şekil 4.19:</b> Kuştepe Batısı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (KC-1B).....	69
<b>Şekil 4.20:</b> Bk-5 karbonat çimentolu silttaş örneğinin mikroskop görünümü (a) x2.5 objektif ile tek nikol de (b), x2.5 objektif ile çift nikoldeki görünümü, kırmızı renk hematit zenginleşmesinden kaynaklanmakta. ....	70
<b>Şekil 4.21:</b> GPR yöntemiyle saptanan farklı litolojilerin göl tabanının altındaki olası yayılmaları gösteren panel diyagram. ....	73
<b>Şekil 4.22:</b> H3 karotu litostratigrafi kesiti. ....	74
<b>Şekil 4.23:</b> H5 karotu litostratigrafi kesiti. ....	75
<b>Şekil 4.24:</b> H3 ve H5 karotlarında <sup>14</sup> C yöntemiyle saptanan yaşlar. ....	77
<b>Şekil 4.25:</b> Fazla <sup>210</sup> Pb miktarının derinlik ve kütle derinliği ile ilişkisi. ....	79
<b>Şekil 4.26:</b> a, b, c, d, H3 karotunun derinlik boyunca elementel bileşimindeki değişimler. (Elementlerin bağıl bolluklarını gösteren değerler count per second-cps- cinsindedir.) ....	86
<b>Şekil 4.27:</b> H3 karotunun elementel bileşiminin temel bileşen analizine göre değerlendirmesi. ....	91
<b>Şekil 4.28:</b> H3 karotundaki yüksek pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir.).....	93
<b>Şekil 4.29:</b> H3 karotundaki diğer belirgin pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Faktör-1 yükleri: <0.7,>0.5). (Tüm birimler cps cinsindedir.).....	93
<b>Şekil 4.30:</b> H3 karotundaki yüksek pozitif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir.).....	94
<b>Şekil 4.31:</b> H3 karotundaki diğer belirgin pozitif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Faktör-2 yükleri: <0.7,>0.5). (Tüm birimler cps cinsindedir.).....	94
<b>Şekil 4.32:</b> H3 karotu boyunca faktör yüklerine göre belirlenmiş jeokimyasal zonlar (Tüm birimler cps cinsindedir.).....	95
<b>Şekil 4.33:</b> a, b, c. H5 karotunun derinlik boyunca elementel bileşimindeki değişimler (Tüm birimler cps cinsindedir.) ....	97
<b>Şekil 4.34:</b> H5 karotunun elementel bileşiminin temel bileşen analizine göre değerlendirmesi. ....	100

<b>Şekil 4.35:</b> H5 karotundaki yüksek pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir).....	102
<b>Şekil 4.36:</b> H5 karotundaki Yüksek Faktör-2 yüklerine sahip örnekler (Tüm birimler cps cinsindedir). .....	103
<b>Şekil 4.37:</b> H5 karotu boyunca negatif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir). .....	103
<b>Şekil 4.38:</b> H5 karotu boyunca faktör yüklerine göre belirlenmiş jeokimyasal zonlar (Tüm birimler cps cinsindedir). .....	104
<b>Şekil 4.39:</b> a) H3 karotu boyunca toplam organik karbon (TOC) miktarının değişimi; b) H5 karotu boyunca TOC miktarının değişimi. ....	108
<b>Şekil 4.40:</b> $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -TOC/TN diyagramına göre organik madde kaynakları .....	110
<b>Şekil 4.41:</b> $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ - $\delta^{15}\text{N}$ diyagramına göre organik madde kaynakları (Peters vd., 1978). Diyagramdaki farklı kaynaklar için olan temsilci örnekler bir dizi çalışma kapsamında belirlenmiştir. Buna göre, C3 bitkileri için olan örnekler Peterson ve Howard, (1987)'a göre, Kaliforniya Körfezinin güncel çökellerine özgü örnekler ile Akdeniz Üst Pleistosen sapropelleri ile ilgili örnekler Calvert vd (1992), Fontugne ve Calvert (1992), Rau vd. (1987) tarafından, Pleistosen-Pliyosen yaşlı çökellerle ilgili örnekler Meyers vd. (1986) tarafından ve Senamoniyen-Turoniyen bitümlü şeylleri ile ilgili örnekler ise Rau vd. (1987) tarafından belirlenmiştir. ....	111
<b>Şekil 4.42:</b> HI-OI diyagramına göre çökellerde saptanan organik madde türleri: a) H3 karotu, b) H5 karotu.....	113
<b>Şekil 4.43:</b> a) H3 karotu boyunca HI değerinin değişimi; b) H5 karotu boyunca HI değerinin değişimi. ....	115
<b>Şekil 4.44:</b> a) Önek olarak seçilen H3-1 örneğinin <i>n</i> -alkan bileşenlerinin GC-MS spektrogram üzerindeki konumu, b) H3-95 örneğinin <i>n</i> -asit bileşenlerinin GC-MS spektrogram üzerindeki konumu.....	117
<b>Şekil 4.45:</b> a) K2 ksa karotunun ilk bir cm'lik seviyesini temsil eden örneğin organik madde ( <i>n</i> -alkan, <i>n</i> -yağ asiti, <i>n</i> -alkol) bileşimleri, b) H3 karotu boyunca incelenen örneklerin organik madde ( <i>n</i> -alkan, <i>n</i> -yağ asiti, <i>n</i> -alkol) bileşimleri. ....	120

<b>Şekil 4.46:</b> Klaster analizine göre örneklerin <i>n</i> -alkan dağılımına göre bağlı benzerlikleri (H3 karotu). .....	121
<b>Şekil 4.47:</b> a) H5 karotunun lito-stratigrafisi, b) Örneklerin <i>n</i> -alkan dağılımları (%). .....	123
<b>Şekil 4.48:</b> Klaster analizine göre benzer <i>n</i> -alkan dağılımına sahip örneklerdeki gruplaşmalar (H5 karotu). .....	124
<b>Şekil 4.49:</b> a) Belirlenen <i>n</i> -alkol ve sterol bileşenlerinin örnek GC-MS spektrogram .....	128
<b>Şekil 4.50:</b> Klaster analizine göre benzer <i>n</i> -alkol dağılımına sahip örnek gruplar .....	130
<b>Şekil 4.51:</b> Farklı karbon uzunluğuna sahip sterollerin karot boyunca miktarları ( $\mu\text{g/g TOC}$ ). .....	131
<b>Şekil 4.52:</b> Temel bileşen analizine göre benzer sterol dağılımına sahip örneklerdeki gruplaşmalar. ....	133
<b>Şekil 4.53:</b> Toplam organik maddenin karbon izotop değerlerindeki değişimler; a)H3 karotu, b) H5 karotu. ....	135
<b>Şekil 4.54:</b> H3 karotu boyunca <i>n</i> -alkan bileşenlerinin karbon izotopik bileşimleri. ....	137
<b>Şekil 4.55:</b> H5 karotundaki farklı örneklerin <i>n</i> -alkan karbon izotopik bileşimleri. ....	137
<b>Şekil 4.56:</b> H5 karotu boyunca <i>n</i> -alkan bileşenlerinin karbon izotopik bileşimleri ....	138
<b>Şekil 4.57:</b> H5 karotundaki farklı örneklerin <i>n</i> -alkan hidrojen izotopik bileşimleri. ....	139
<b>Şekil 4.58:</b> H5 karotu boyunca <i>n</i> -alkan bileşenlerinin hidrojen izotopik bileşimleri. ....	139
<b>Şekil 4.59:</b> Zr+Rb/Sr oranındaki H3 karotu boyunca değişimler. ....	142
<b>Şekil 4.60:</b> Karbonatlı malzeme kaynaklarının göstegesi olan Al, Si, K ve Ti miktarlarının H3 karotu boyunca değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir). ....	143
<b>Şekil 4.61:</b> Si/Al, K/Al ve Ti/Al oranlarının H3 karotu boyunca değişimleri. ....	144
<b>Şekil 4.62:</b> Zr+Rb/Sr oranındaki H5 karotu boyunca değişimler. ....	145
<b>Şekil 4.63:</b> Karbonatlı malzeme kaynaklarının göstegesi olan Al, Si, K ve Ti miktarlarının H5 karotu boyunca değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir). ....	146

<b>Şekil 4.64:</b> Si/Al, K/Al ve Ti/Al oranlarının H5 karotu boyunca değişimleri. ....	147
<b>Şekil 4.65:</b> Mn/Al ve As değerlerinin H3 karotu boyunca değişimleri. ....	148
<b>Şekil 4.66:</b> Mn/Al ve As değerlerinin H5 karotu boyunca değişimleri. ....	149
<b>Şekil 4.67:</b> Zr/Rb ve Si/Al oranlarının H3 karotu boyunca değişimleri (düşey çizgiler bu parametrelerin karot boyunca ortalama değerlerini ifade etmektedir). ....	151
<b>Şekil 4.68:</b> Zr/Rb ve Si/Al oranlarının H5 karotu boyunca değişimleri. ....	151
<b>Şekil 4.69:</b> TOC/TS trendinin H3 karotu boyunca değişimleri. ....	153
<b>Şekil 4.70:</b> TOC/TS trendinin H5 karotu boyunca değişimleri. ....	153
<b>Şekil 4.71:</b> H3 karotu boyunca redoksa duyarlı elementlerin (Cr, V, Ni, Zr) karot boyunca değişimleri (20. dereceden hareketli ortalamalara göre çizilmiş trendler). (Tüm birimler cps cinsindedir). ....	156
<b>Şekil 4.72:</b> H3 karotu boyunca redoks parametrelerinin (Ni/Co, V/V+Ni oranlarının) karot boyunca değişimleri. ....	157
<b>Şekil 4.73:</b> H5 karotu boyunca redoksa duyarlı elementlerin değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir). ....	158
<b>Şekil 4.74:</b> H5 karotu boyunca redoks parametresinin (Th/U) değişimi. ....	159
<b>Şekil 4.75:</b> Organik madde üretiminin göstergesi olan parametrelerin (TOC, P, S, Ba) H3 karotu boyunca değişimi ve organik karbon miktarı ile ilişkisi (TOC dışında tüm birimler cps cinsindedir). ....	161
<b>Şekil 4.76:</b> Organik madde üretiminin göstergesi olan parametrelerin (TOC, P, S, Ba) H5 karotu boyunca değişimi ve organik karbon miktarı ile ilişkisi (TOC dışında tüm birimler cps cinsindedir). Mavi çizgi element konsantrasyonlarındaki en belirgin değişimin gözlemlendiği seviyeyi temsil etmektedir. ....	162
<b>Şekil 4.77:</b> <i>n</i> -Alkan, asit ve alkol bileşenlerine ait klasterler. ....	166
<b>Şekil 4.78:</b> H3 karotu boyunca <i>n</i> - alkan bileşenlerinin miktarındaki ( $\mu\text{g/g}$ TOC) değişimler. ....	167
<b>Şekil 4.79:</b> H3 karotu boyunca <i>n</i> - asit bileşenlerinin miktarlarındaki ( $\mu\text{g/g}$ TOC) değişimler. ....	168
<b>Şekil 4.80:</b> H3 karotu boyunca <i>n</i> - alkol bileşenlerinin miktarındaki ( $\mu\text{g/g}$ TOC) değişimler. ....	169

<b>Şekil 4.81:</b> Kısa, orta ve uzun zincirli bileşenler ile toplam fraksiyona ait CPI değerlerinin H3 karotu boyunca değişimi.....	171
<b>Şekil 4.82:</b> Karasal ve sucul organik madde katkısındaki bağıl değişimlerin belirteci olan TAR (karasal/sucul oran ) ve ATR (sucul/karasal oranı) parametrelerinin H3 karotu boyunca değişimleri.....	173
<b>Şekil 4.83:</b> Farklı karbon sayısına sahip steroller yardımıyla kaynak değerlendirilmesi a) Huang ve Meinschein (1979)'e göre b) Schulte (1997)'e göre.....	174
<b>Şekil 4.84:</b> H3 karotu boyunca $C_{27} / C_{29}$ , $C_{29} / C_{31}$ ve $C_{27} / C_{31}$ oranlarının değişimi ile otçul ve orman florasının katkısındaki değişimler.(Kırmızı yatay çizgi farklı karasal türlerin baskınlığındaki en belirgin değişimin gözlemlendiği seviyeyi temsil etmektedir) .....	176
<b>Şekil 4.85:</b> H3 karotu boyunca farklı makrofit türlerinin katkısındaki (Paq) değişimler.....	178
<b>Şekil 4.86:</b> Dinosterol ve brassicassterol miktarlarının karot boyunca bağıl değişimleri .....	179
<b>Şekil 4.87:</b> H5 karotu boyunca <i>n</i> -alkan bileşenlerine ait klaster analizi. ....	180
<b>Şekil 4.88:</b> H5 karotu boyunca <i>n</i> -alkan bileşenlerinin miktarındaki ( $\mu\text{g/g}$ TOC) değişimler.....	182
<b>Şekil 4.89:</b> Kısa, orta ve uzun zincirli bileşenler ile toplam fraksiyona ait CPI değerlerinin H5 karotu boyunca değişimi.....	183
<b>Şekil 4.90:</b> Sucul / karasal organik madde oranının ( $ATR_{HC}$ ) H5 karotu boyunca değişimleri.....	184
<b>Şekil 4.91:</b> H5 karotu boyunca $C_{27} / C_{29}$ , $C_{29} / C_{31}$ ve $C_{27} / C_{31}$ oranlarının değişimi ile otçul ve orman florasının katkısındaki değişimler. ....	185
<b>Şekil 4.92:</b> H5 karotu boyunca farklı makrofit türlerinin katkısındaki (Paq) değişimler.....	186
<b>Şekil 4.93:</b> Erozyon ve ayrışma süreçleri ile ilgili parametrelerin H3 karotu boyunca değişimleri.....	190
<b>Şekil 4.94:</b> Ayrışma ürünü malzemenin göstergesi olan parametrelerin H5 karotu boyunca değişimleri.....	192
<b>Şekil 4.95:</b> Gediz teraslarına bağlı olarak hesaplanan yükselme hızı (Westaway, 2004).....	194

<b>Şekil 4.96:</b> Pleistosen boyunca belirlenen sıcak ve soğuk iklimsel dönemlerin döngüleri (Maddy vd., 2005). .....	194
<b>Şekil 4.97:</b> Göl ve çevresinin paleo-ekoloji parametrelerindeki zamana bağlı değişimler:a) H3 karotu, b)H5 karotu .....	200
<b>Şekil 4.98:</b> Göl ve göl çevresinin ortamsal özellik parametrelerindeki zamana bağlı değişimler a)H3 karotu, b)H5 karotu.....	202
<b>Şekil 5.1:</b> Göl ve çevrenin, ekolojik, ortamsal ve iklimle ilişkili özelliklerindeki zamana bağlı değişimler. ....	205
<b>Şekil 5.2:</b> Göl ve çevresinin Paleo-ekolojik evrim modeli.....	211

## TABLO LİSTESİ

<b>Tablo 2.1:</b> Üçgen diyagramda kullanılan $C_{27}$ - $C_{30}$ sterollerini.....	21
<b>Tablo 3.1:</b> Temel organik jeokimya analizleri yapılan örnekler (Leco, Rock-Eval, $\delta C^{13}$ ).....	32
<b>Tablo 3.2:</b> Rock-Eval analiz koşulları.....	34
<b>Tablo 3.3:</b> Ayrıntılı organik jeokimya analizleri ve bu analizlerle incelenen örnekler.....	35
<b>Tablo 3.4:</b> Özütleme analiz koşulları.....	36
<b>Tablo 3.5:</b> Özütleme yöntemi uygulanan örneklerin listesi ve kullanılan sediment ve elde edilen özüt miktarlar.....	37
<b>Tablo 3.6:</b> Sıvı kromatografik ayırmada kullanılan kolon, hareketli ve duraylı fazların listesi.....	39
<b>Tablo 3.7:</b> GC ölçümlerinin analiz koşulları.....	41
<b>Tablo 4.1:</b> Ahmetler formasyonuna ait örneklerin mineralojik bileşimi (xxx: çok bol, xx:bol, x: seyrek, -: bulunmuyor).....	56
<b>Tablo 4.2:</b> Bal khane kesitinin mineralojik bileşimi (minerallerin bağlı bolluklar ; xxx: çok bol, xx: bol, x: çok az, -:bulunmuyor, K:kuvars, M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit, Kao:kaolinit, Kl:klorit, S:smektit, İ:illit, Kl*: klorit/montmorillonit, Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).....	71
<b>Tablo 4.3:</b> $^{14}C$ izotop analiz sonuçları ve kullanılan örnek miktarlar.....	76
<b>Tablo 4.4:</b> $^{210}Pb$ izotop analiz sonuçları ve kullanılan örnek miktarlar.....	76
<b>Tablo 4.5:</b> H3 karotu boyunca seçilen 10 örneğin mineralojik bileşimi (xxx: baskın bileşen, xx:bol, x:seyrek, -:bulunmuyor; K:kuvars, M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit, Kao:kaolinit, Kl:klorit,S:smektit, İ:illit, Kl*: klorit/montmorillonit, Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).....	81
<b>Tablo 4.6:</b> H5 karotu boyunca seçilen örneklerin mineralojik bileşimi (xxx: baskın bileşen, xx:bol, x:seyrek, -:bulunmuyor; K:kuvars,	

M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit,  
Kao:kaolinit, Kl:klorit, S:smektit, İ:illit, Kl\*: klorit/ montmorillonit,  
Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).....83

**Tablo 4.7:** Elementlere ait faktör yükleri. H3 karotu.....92

**Tablo 4.8:** Elementlere ait faktör yükleri. H5 karotu..... 101

**Tablo 4.9:** Temel organik jeokimya analizi sonuçlar (Leco, Rock-Eval,  $\delta^{13}\text{C}$ ) .....106

**Tablo 4.10:** Örneklerde saptanan steroller, bileşenlerin karbon sayıları ve her  
bileşenin ifade edilmişinde kullanılan simge (harf) ler..... 132

## SEMBOL LİSTESİ

GPR: yer altı radar (ground penetrating radar system)

ITRAX (XRF Core Scanner): X ışını floresans spektrometresi

XRD: X ışını kırınım cihazı

ASE: hızlı ve etkili çözücü özütleme sistemi

GC: Gaz kromatografi sistemi

MS: Kütle spektrometresi

HI: hidrojen indeksi

OI: oksijen indeksi

T<sub>max</sub>: maksimum piroliz sıcaklığı

PI: üretim indeksi

IRMS: elementel analiz kütle spektrometresi

MPLC: orta basınçlı kromatografi sistemi

HMPLC: heterobileşenli orta basınçlı kromatografi sistemi

GC-C-IRMS: gaz kromatografi/ yakma/ izotop-oran kütle spektrometresi

TOC: Toplam Organik Karbon

TN: Toplam Nitrojen

H/C: Hidrojen karbon oranı

HC: Hidrokarbon

CAM: (Crassulaceae) asit metabolizması bitkileri

CPI: karbon tercih indeksi

ATR<sub>HC</sub>: Sucul/karasal oran

TAR: karasal sucul oranı

OO<sub>HC</sub>: orman vejetasyonu otçul vejetasyon oranı

Paq: makrofit indeksi

DBO: dinosterol brassicasterol oranı

YÖ: (günümüzden) yıl önce

## ÖZET

### MARMARA GÖLÜ (MANİSA) ÇÖKELLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE YÖRENİN KUVATERNERDEKİ PALEO-EKOLOJİK EVRİMİ

Gölmarmara Gölü çökel istif ve çevresindeki Kuvaterner yaşlı birimler, Bat Anadolu'nun Kuvaterner boyunca geçirdiği ortamsal değişimlerin ayrıntılı jeolojik kayıtları barındırmaktadır. Bu çalışma kapsamında, gölün istifin ayrıntılı organik/inorganik jeokimyasal özelliklerine ağırlık verilerek, göl ve çevresinin paleo-ortamsal ve paleo-ekolojik tarihçesi ile bölgedeki iklimsel değişimler değerlendirilmiştir.

Bu bağlamda ilk olarak gölün batimetrisi oluşturulmuş, gölün her iki havza merkezini karakterize eden iki uzun karot alınmış, jeokronolojik yöntemlerle gölün istif tarihleri belirlenmiştir. Daha sonra çalışmanın amacı doğrultusunda, çok disiplinli bir yaklaşımla, göl çökellerinin mineralojik, organik jeokimyasal (temel ve moleküler), inorganik jeokimyasal ve fiziksel özellikleri, analizlerle değerlendirilmiştir. Bunun yanı sıra göl çevresindeki Pliyo-Kuvaterner istifleri de temel sedimentolojik özellikleri doğrultusunda incelenmiştir. Tüm saha gözlemleri ve analitik değerlendirmeler göl ve çevresinin paleo-ekolojik evrim modelinin ortaya konulmasında kullanılmıştır.

Sonuç olarak Holosen'in ilk dönemlerindeki (9000-7500YÖ) Gölmarmara Gölü ve çevresi ile yakın geçmişteki koşullar (2000YÖ-günümüz) arasında farklılıklar saptanmıştır. Aradaki 5500 yıllık dönemde ise Gölmarmara Gölü kurumuştur. En belirgin çevresel değişimler, göl çevresindeki otçul bitki örtüsünün yerini son 2000 yılda ormanlara bırakması, su kütlesi ve/veya çevresinde C4 bitkilerinin ortaya çıkması, yüzeysel ayrışma ve rüzgar erozyonundaki değişimler olarak sayılabilir. Ayrıca göl kimyasında ve üretkenliğinde de önemli değişimler meydana gelmiştir. Bunlardan en önemlileri, Holosen başlarında tuzlu su karakterindeki göl suyunun, Holosenin sonlarına doğru tatlı su karakteri kazanması ve değişken redoks koşullarının daha oksik ve duraylı bir özelliğe geçmesi olarak sayılabilir. Bu değişimlerde gölün hidrolojik koşullarının değişiminin önemli rolü bulunmaktadır. Son 1000 yıllık dönemde göl sisteminde daha açık hidrolojik koşullara geçilmiştir. Bu değişimler aynı zamanda suda yaşayan canlı çeşitliliğine de etki etmiştir. Günümüze doğru birincil organik madde üretiminde artış gerçekleşmiş (dinostreol ve/veya brassicasterol), köklü makrofit türleri, yerlerini tutunan/yüzen türlere bırakmıştır. Gölün tüm paleo-ekolojik özellikleri ışığında Gölmarmara Gölünün 9000-7500YÖ arasında bataklıklarla çevrili küçük bir göl olduğu anlaşılmaktadır. Gölün kurumasına neden olan etkenlerin (iklim ve/veya tektonizma) ortadan kalkması 2000 yıl öncesinde gerçekleşmiştir. 2000-1800YÖ arasında iklimde ani bir nemlilik gelişmiş, C3 bitkileri baskın hale gelmiştir. Son 1000 yıllık dönemde ise gölün hidrolojik koşullarında değişimler belirlenmiştir. Bu döneme kadar kapalı bir göl karakteri taşıyan Gölmarmara Gölü daha açık bir göl sistemi haline gelmiştir. Bu evrede de hem iklimin hem de tektonik hareketlerin rolünün olabileceği açıktır.

## **SUMMARY**

### **GEOCHEMICAL PROPERTIES OF LAKE MARMARA (MANİSA) SEDIMENTS AND PALEO-ECOLOGICAL EVOLUTION OF THE AREA IN QUATERNARY**

Golmarmara Lake sediments and neighbouring young deposits have preserved high resolution records of paleoenvironmental changes in Western Anatolia during Quaternary. Within the help of detailed organic and inorganic geochemical proxies, not only paleo-environmental and paleo-ecological history of the study area but also paleo climatic changes of that particular region are investigated.

First, a bathymetry map of the lake has been established and two long cores were collected from two depo-centers. These cores were dated by using geochronological methods. Additionally, Plio-Quaternary deposits around the lake were investigated via sedimentological proxies. Towards the main objectives of the study, mineralogical, organic (bulk and molecular)/inorganic geochemical and physical properties of the lake sediments were determined by multi-disciplinary approaches. Field observations and analytical results were used to reconstruct the paleo-ecological evolution model of the lake and its surroundings.

The investigations showed that environmental conditions at the beginning of Holocene (9000-7500 years BP) and those of more recent time periods (2000 BP-present) were quite different. During 5500 years long time gap without any sedimentation indicates that the Golmarmara Lake was probably dried out. Major differences are related to the changes of plants from grass to forests, the appearance of C4 plants within the lake and at surroundings during the last 2000 years period, changes in weathering and wind erosion process. Furthermore, lake chemistry and organic matter productivity had changed. Lake water salinity decreased and dissolved oxygen amount increased during the last 2000 years. Hydrological conditions, which were also changing, affected chemical properties of the water column. Hydrology of the lake had also changed towards more open water conditions, through the past 1000 years. Such changes caused changes in biodiversity during the lake. From past to the present, primary organic matter productivity has increased in (algae and/or diatoms), emergent macrophytes disappeared and submerged/floating water plants became dominated. It could be concluded that Golmarmara Lake was a small lake surrounded by swamps during the time period between 9000 to 7500BP. The processes (climatic and/or tectonic origin) which resulted dryness of the lake disappeared at approximately 2000BP. A strong and fast increase of the humidity took place between 2000-1800BP and C3 plants became dominant. This was probably related with changing climatic and tectonic conditions. Red coloured paleosols around the lake also reflect effects of long termed climatic changes. Alluvial deposits at the north-west and the east of the lake indicate that hydrological conditions were very effective during certain periods.

## 1. GİRİŞ

### 1.1. AMAÇ

Bu çalışmada, Gölarmara Gölü çökellerinin organik ve inorganik jeokimyasal özellikleri ve çevre jeolojisinin (stratigrafi, sedimentolojik özellikler, tektonik vb.) ışığında, göl ve çevresinin paleo-ekolojik koşullarının araştırılması ve bu koşullardaki zamana bağlı değişimlerin belirlenmesi amaçlanmıştır.

Bu çalışmanın bölgede yapılmış ilk paleo-limnoloji ve ekoloji araştırması olması nedeniyle ayrı bir önemi bulunmaktadır. Çalışma kapsamında yapılan incelemeler sadece göl çökellerinin jeokimyasal özelliklerine yönelik olmayıp, temel paleo-limnolojik değerlendirmeler ile göl çevresinin sedimentolojik özelliklerini de içermektedir. Bunlardan öncelikli olanlar, göl batimetrisinin yapılandırılması, karot alınması, göl çökellerinin jeokronolojisi, göl çevresinin Pliyo-Kuvaterner birliklerinin ayrıntılı haritalanması ve çevre Kuvaterner istiflerinin litostratigrafik olarak değerlendirilmesi olarak sayılabilir.

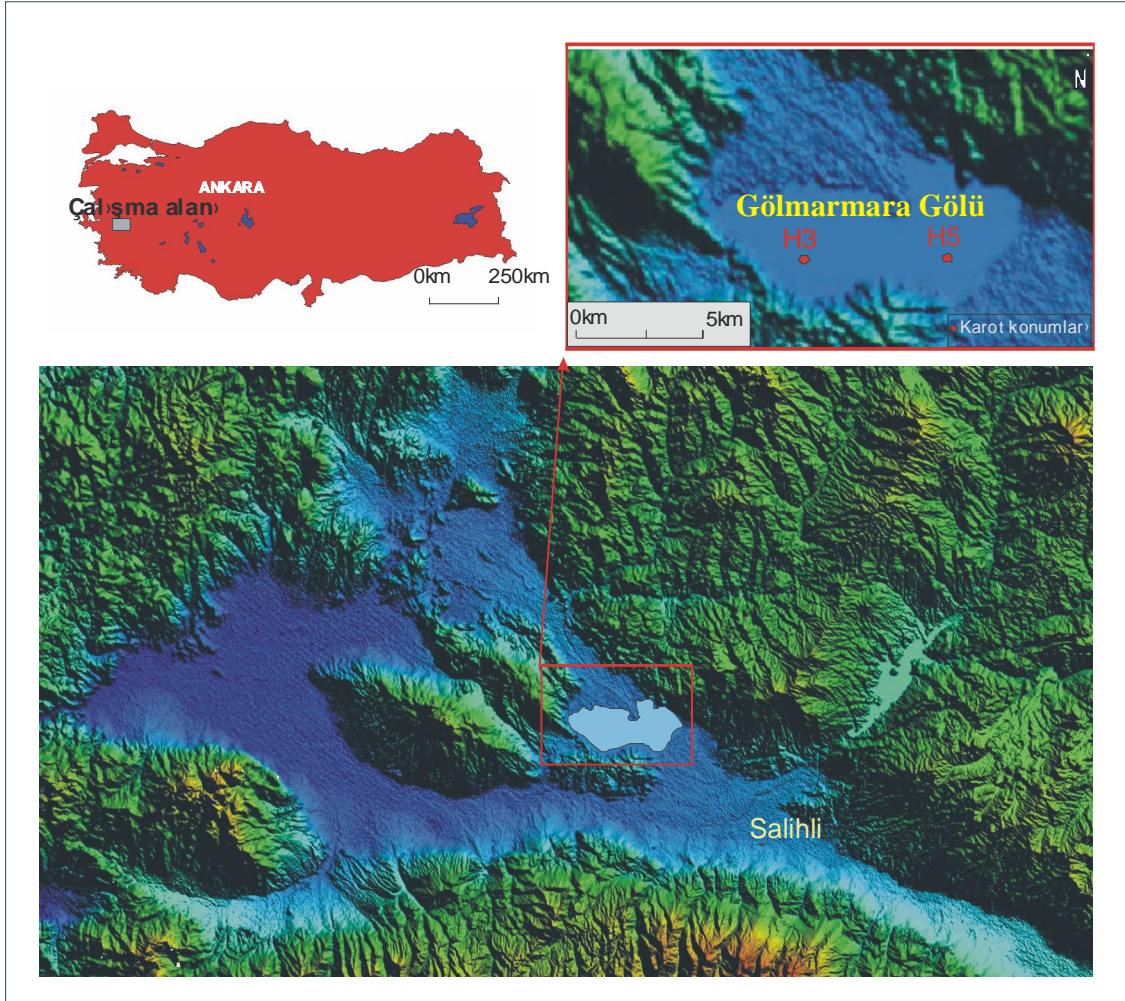
Daha sonra çalışmanın amacı doğrultusunda, çok disiplinli bir bakış açısıyla, göl çökellerinin mineralojik, organik jeokimyasal (temel ve moleküler), inorganik jeokimyasal ve fiziksel özellikleri, analizlerle değerlendirilmiştir. Saha gözlem ve sonuçları ile analitik değerlendirmeler çalışma amacına uygun olarak göl ve çevresinin paleo-ekolojik evrim modelinin ortaya konulmasında kullanılmıştır.

### 1.2. ÇALIŞMA ALANI

Çalışma alanını, Batı Anadolu'daki az sayıdaki güncel göl sisteminden birisi olan Gölarmara Gölü ile yakın çevresi oluşturmaktadır. Manisa İli sınırlarındaki çalışma alanı, kuzeyde Akhisar ve güneyde Salihli ilçelerinin arasında bulunur. Göl ve drenaj

ala > 1:25 000 ölçekli K19- c2,c3; K20-d1-d4 paftalar> ile sınırlanan yaklaşık 200 km<sup>2</sup>'lik bölgeyi kapsamaktadır (Şekil 1.1).

Gölmarmara Gölü K-G yönünde 6km, D-B yönünde ise 12 km uzunlukta olmak üzere yaklaşık 70km<sup>2</sup>'lik bir alanı kapsamaktadır. Aslen kapalı bir havzada yer alan, küçük dereler ve yer altı suyu ile beslenen, mevsimsel, hafif tuzlu bir göl iken, 1953'de bir sulama rezervuarına dönüştürülmüştür. Gölün derinliği 3-4 metredir. Göl maksimum doluluk kapasitesine sadece 1960'larda ulaşmış ve 6800 ha'lık bir alanı kaplamıştır (DSİ). 1993 yazında ise çok büyük bir bölümü kurummuştur. Gölün daha çok kuzeyinde bulunan geniş sazlık ve bataklıkların yayılım alanı su seviyesine göre değişmektedir. Göl kuzey ve kuzeydoğuda dağlarla çevrili olup, güneyde Gediz Ovası'na, kuzeybatıda ise Akhisar Ovası'na bakmaktadır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Google Earth görüntüsü). (H3: batı, H5:doğu depolanma merkezlerinden alınan karotlar)

### 1.2.1. Coğrafi Özellikler:

#### Doruk ve akarsular:

Çalışma sahasının kuzey kesimleri topografik olarak oldukça yüksektir. En yüksek tepe Demirleş Tepe (589m) olup diğer önemli tepeler; Kızıl Tepe (143m), Hıdır Tepe (257m), Nal Tepe (165m), Tınaz Tepe (143m), Asar Tepe (239m), Altın Tepe (257m), Beşgölcük Tepe (299m), Yalacankaş Tepe (187m)' dir. Çalışma alanının güney kesimlerinin topografyasında ise önemli yükseklikler bulunmamaktadır. En yüksek kesim 188m ile Çatal Tepedir. Bölgedeki diğer yükseklikler; Kocamutaf Tepe (184m), Canbaz Tepe (133m), Karnıyarık Tepe (127m), Bozaylu Tepe (95m), Taşlı Tepe (105m) ve Mollaibrahim Tepesidir.

Kuzey kesimlerde yüksek tepelerin bulunması nedeniyle dereler ve drenaj ağı iyi gelişmiştir. Bölgenin kuzeybatısında yer alan bazı dereler; Kızılyer deresi, Çobanbaşan deresi dir. Kuzeydoğu da ise; Beşgölcük deresi, Maza deresi, Derebağ deresi, İncirli deresi ve Fındıkdere deresi yer almaktadır. Ayrıca son dönemde kanal sistemleri ile kontrol edilmekte olan Kumçay da Gölarmara Gölü'ne dökülmekte ve hatta bir delta oluşturmaktadır. Çalışma alanının güney kesimindeki dereler kuzeydoğudan başlayarak Mahmut Deresi ve Yaşvanlı Deresidir. Bu dereler kuru dere niteliğindedir.

Ayrıca çalışma alanının güneydoğusunda Gölarmara Gölü ile Gediz Nehri birbirine bağlayan bir boşaltma kanalı bulunmaktadır.

#### İklim:

Salihli bütünüyle Ege Bölgesinde görülen hava kütleleri ve cephe sistemlerinin etkisinde kalmaktadır. Bu açıdan iklim değişimlerine oldukça hassas bir bölgedir. Ancak genel olarak bakıldığında, iklimin yazlar kurak ve sıcak, kışları yağışlı ve ılık geçen "Akdeniz iklimi" tipinde olduğu söylenebilir (Yıldırım, 2004).

Burada cephe sistemlerinin (Kuzey Afrika- Akdeniz-Sibirya) etkisiyle bazı dönemlerde ılık ve yağışlı bazı dönemlerde ise oldukça soğuk koşullar gelişmektedir. Dağların denize dik uzanması ve Gediz vadisinin etkisiyle hakim rüzgar batıdan esmektedir. Ancak kış mevsiminde doğusundaki yüksekliklerin etkisiyle doğu sektörlü ve genelde soğuk olan rüzgârlar da alabilmektedir.

Yörede iklim, Ocak-Şubat aylarında oldukça soğuk ve karlı iken, yazın Ağustos ayında 35-40°C'ye ulaşmaktadır. Bölgenin yıllık sıcaklık ortalaması 16 °C civarında olup kış ortalaması 3-4°C, yaz ortalama 17°C'dir. Ancak zaman zaman sarpmlar meydana gelmektedir. Kaydedilen en yüksek sıcaklık 23 Ağustos 1958 tarihinde 44,5 derece olarak gerçekleşmiştir. Yılda 162 gün Yaz günü olarak tespit edilmiştir. Sıcaklığın 30 derece üzerinde olduğu Tropik özellikli gün sayısı 110'u bulmaktadır. Bölgede sıcaklığın 0 derecenin altına düştüğü gün sayısı ancak 26 olmaktadır. Havadaki nem ise en yüksek değerleri Ocak ve Şubat, en düşük değerini de Temmuz-Ağustos aylarında almaktadır. Yıllık ortalama yağış 500 mm civarındadır. Akdeniz yağış rejiminde olması dolayısıyla yağışın % 48'i kış, % 27'si ilkbahar, % 8'i sonbahar, % 7'si de yaz mevsiminde düşmektedir. Ancak bazı yaz aylarında hiç yağış düşmemektedir.

#### Bitki örtüsü:

Yakın çevrede doğudan batıya gidildikçe toprak, iklim, topografya gibi çevre koşullarında gözlenen değişim bitki örtüsüne de yansımaktadır. Dağ kütlelerinin deniz etkisini kesmesi, Akdeniz iklimi ve karasal iklim bitki türlerinin iç içe bulunması neden olmaktadır. Gölarmara ve çevresi doğal bitki örtüsü bakımından iklim ve topoğrafik durumuna bağlı olarak çeşitli bitki topluluklarına sahiptir. Bitki örtüsünün belli başlı türlerini karaçam, kız lçam, incir, dut, kavak, söğüt, karaağaç, defne, ç nar, böğürtlen, ebegümece, sarmaşık, zeytin, zakkum, ırgan, kuzu kulağı, menekşe, olarak sayabiliriz. Ormanlar genelde 1000 m üzerindeki yüksekliklerde bulunur. Yaygın maki türleri ise geniş yapraklı taş ihlamuru, mastık, kocayemiş, funda, ladin, zeytin ve az miktarda da defne, kuşkonmaz ve üvezdir.

Bölgenin mevcut doğal bitki toplulukları göz önünde bulundurulduğunda çevrenin tam bir geçiş alanı olduğu söylenebilir. Akdeniz fitocoğrafya bölgesi elemanlarının yaygın olarak görüldüğü havzada, Avrupa Sibiryaya ile İran-Turan fitocoğrafya bölgesi elemanlarına rastlanmaktadır (Yıldırım, 2004).

#### Geçim kaynakları:

Özellikle Gölarmara Gölü güney kesimlerinde ekolojik tarım ve özellikle bağcılık yaygındır. Bunların dışında buğday ve benzeri ürünler ile kuzey kesimlerde zeytin yetiştiriciliği yapılmaktadır. Üzüm ve zeytin çevredeki yükselteli arazilerdeki başlıca

tarımsal ürünlerken, göl seddelerinin içinde ve dışındaki düzlüklerde yoğun olarak pamuk ekimi yapılır. Gölün özellikle batı ve kuzeyindeki bataklık alanlarda büyükbaş hayvan otlatılır. Göl balıkçılığı ise çevre köylerdeki insanlar için başlıca geçim kaynaklarından biridir.

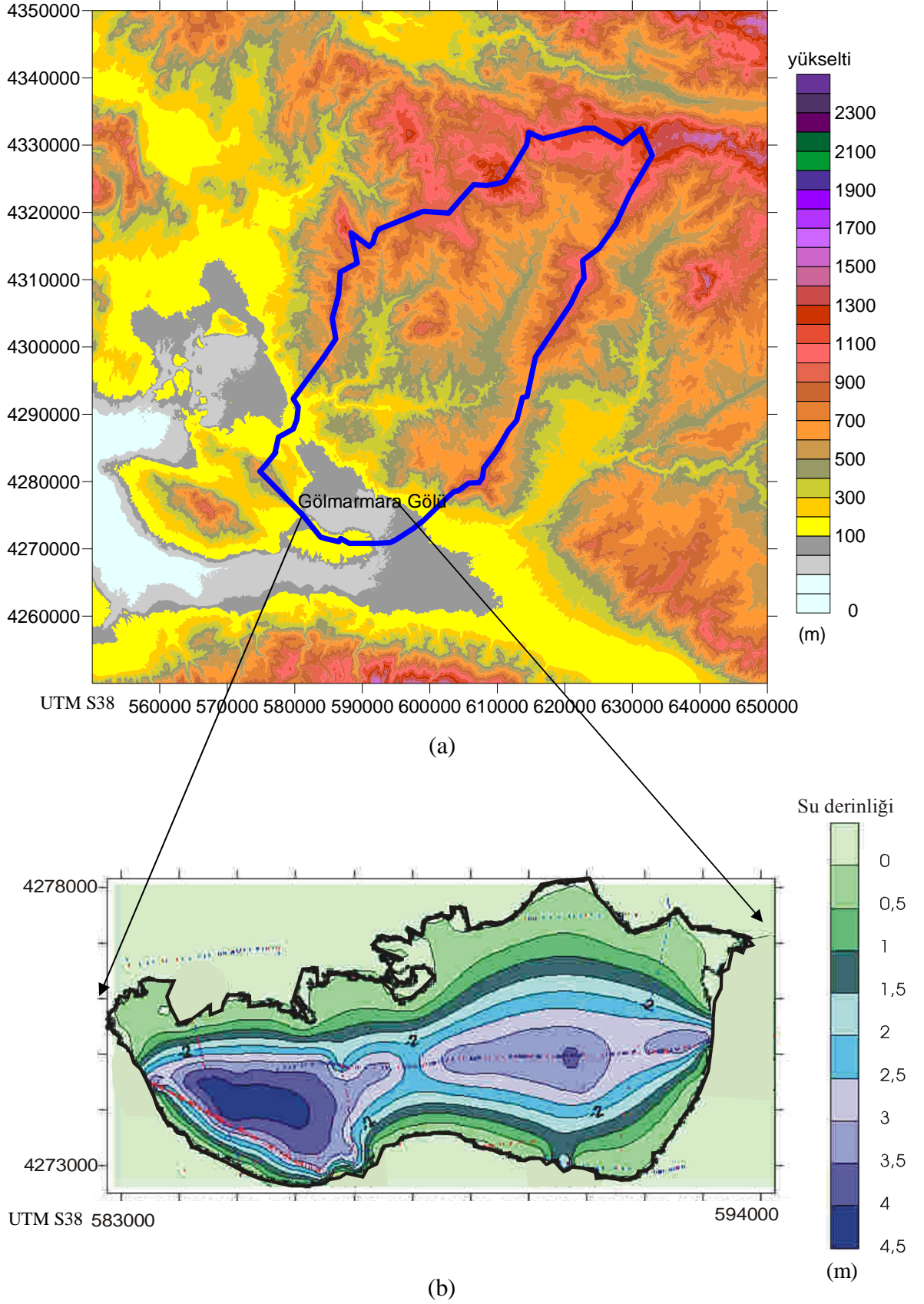
#### Ulaşım:

Coğrafi konum ve topoğrafik yapının uygunluğu nedeniyle yöre gerek Salihli, Göl-marmara ve Akhisar'a bağlı yerleşimlerle gerekse komşu illerle kuvvetli bir ulaşım bağlantısına sahiptir. Kent dışı ulaşımında en önemli payı İzmir-Ankara E- 96 devlet karayolu almaktadır. 1875 yılında Manisa'dan Salihli'ye ulaşan demiryolu 19. yy'da yöreyi köy olmaktan çıkarıp hızla gelişmesini sağlamıştır. Doğu ve Güneydoğu ile bağlantılı olan demiryolunun günümüzde gerek yolcu gerekse yük taşımacılığında payı düşüktür. Salihli'nin İzmir-Ankara E-96 karayolu üzerinde bulunması nedeniyle yurdun her bölgesine rahatlıkla ulaşılabilir. Aynı yol üzerinde günde İzmir'e 32, Manisa'ya 29 sefer yapılmaktadır. Salihli Akhisar yolu Balıkesir ve İstanbul'a, Salihli - Alaşehir hattı ise Denizli ve Aydın'a bağlantı sağlar. İlçeye en yakın deniz ve hava limanı 96 km uzaklıktaki İzmir'dedir. Yöreye ulaşım Manisa merkezi ve Salihli ilçesinden yapılabilir.

#### **1.2.2. Drenaj Alan ve Batimetrik Özellikler:**

Göl-marmara gölünün drenaj alanı doğuda Demirköprü Barajı, güneyde Gediz Nehri ve kuzey batıda Akhisar havzaları ile sınırlandırılmaktadır. gölü besleyen en önemli akarsu gölün kuzeyindeki Kumçaydır (Şekil 1.2 a).

Göl-marmara Gölü, D-B uzanımli birbirinden K-G uzanımli bir sırtla ayrılan iki depolanma merkezi içermektedir. Bu depolanma merkezlerinin maksimum derinlikleri birbirine yakındır. 2003 yılında yapılan batimetri çalışması kapsamında bu iki merkez için maksimum derinlikler batı merkezde 4.5m, doğu merkezde 5m olarak ölçülmüştür. İki havza merkezi, su derinliği 1.5m'yi geçmeyen bir sırtla ayrılmaktadır (Şekil 1.2). 2007 yaz döneminde yapılan saha incelemeleri sırasında ise gölün su seviyesinin 1.5m'nin üzerinde düştüğü ve hatta iki havzayı ayıran sırtın su seviyesinin üstünde kaldığı gözlenmiştir. (Şekil 1.2b).



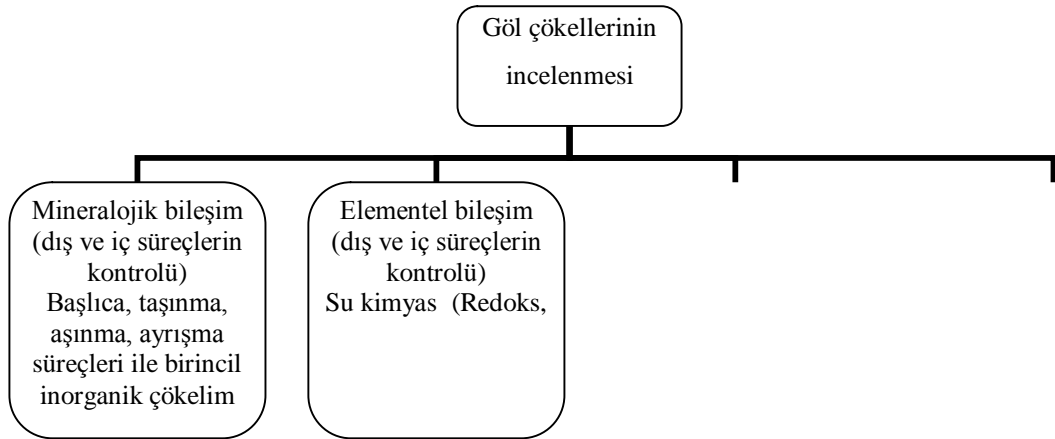
Şekil 1.2 a) Gölarmara gölü drenaj alan , b)Gölarmara gölüne ait batimetri haritas (Veriler 2003 y›l ölçümlerini içermektedir).

## 2. GENEL KISIMLAR

### 2.1. PALEO-LİMNOLOJİ YAKLAŞIMLARI

Paleo-limnoloji göl ortamlar ile göl havzalarının geçmişteki özelliklerini ve bunlardaki fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin değişimlerini araştırma amacı taşıyan bir bilim dalıdır. Çok disiplinli bir bakış açısına sahip olan Paleo-limnoloji çalışmalarının geçmişi iki yüzyıl öncesine kadar gitmektedir.

Gölmarmara Gölü ve çevresinin paleo-ekolojik evriminin sağlıklı olarak araştırılması paleo-limnolojik bir yaklaşımı zorunlu kılmaktadır. Bu değerlendirmede, litostratigrafi, jeokronoloji, mineraloji, organik/inorganik jeokimyaya yönelik yöntemler bir arada kullanılarak havza dolgusunun özellikleri, iç ve dış süreçlerin etkinliği gözetilerek değerlendirilecektir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Bu çalışmada izlenen paleo-limnoloji yaklaşımlarını içeren akış diyagramı.

### 2.1.1. İnorganik Jeokimyasal Paleolimnoloji İndikatörleri

Göl çökellerinin elementel bileşimleri, hem gölün kimyasal özelliklerinin hem de drenaj alanının jeolojik özelliklerinin (temel olarak, taşınma, aşınma, ayrışma süreçleri ile kaynak alanlar, tektonizma, volkanik aktivite gibi özellikler) etkisiyle şekillenmektedir. Bu nedenle göl çökellerinin elementel bileşime dayalı farklı parametreler doğrultusunda incelenmesiyle, hem göl ortam hem de iklim, tektonizma gibi çevresel faktörler hakkında bilgi sahibi olmak mümkündür. Bu doğrultuda aşağıda temel süreçlere ve bunların belirlenmesinde kullanılan parametrelere değinilecektir.

Pek çok iz element çözülmüş formda su kütlesinde bulunur ve taneciklere adsorbe edilir. Bu suda çözülmüş iz elementlerin çökellere geçişi biyolojik ve biyolojik olmayan süreçlerle gerçekleşebilmektedir. Biyolojik süreçlerle iz elementlerin alımı planktonlar için besin (mikronutrient) olarak saklanmasın içermektedir. Biyolojik olmayan süreçler oksijenli koşullarda oldukça limitlidir. Fakat yarı oksijenli koşullarda difüzyon yoluyla çözülmüş iz elementlerin su kütlesinden su-çökel ara yüzüne geçişiyle veya remobilizasyon süreciyle gerçekleşebilmektedir. İz elementlerin miktarları manganez ve demirin redoks döngüsü ile artış gösterebilmektedir. Biyolojik olmayan süreçler özellikle indirgen koşullarda etkilidir ve metalik iyonların veya iyonik türlerin organik madde ve mineral taneciklerine (süstrat) adsorbsiyonunu yani organometalik kompleks oluşumlarını ve (demir) sülfidlerin ve/veya çözünebilir oksihidroksitlerin çökelimini içerirler. Buna göre çeşitli süreçler sonucunda gerçekleşen iz element zenginleşmeleri çökelpenin başlangıcından itibaren erken diyajenez kadar gelişen özel koşullarla ilgili özel bilgi sağlamaktadır. Sonuç olarak, çökellerdeki ve çökel kayalardaki iz element zenginleşmeleri paleo-çökelme koşullarının belirlenmesinde kullanılabilmektedir (Werne vd., 2003; Lyons vd., 2003; Riboulleau vd., 2003; Sageman vd., 2003; Rimmer, 2004; Rimmer vd., 2004; Algeo ve Maynard, 2004; Algeo, 2004; Nameroff vd., 2004; Tribovillard vd., 2004a, 2005, 2006; Riquier vd., 2005). Bu iz elementlerin bir kısmı redoks koşullarının etkisinde olmaksızın, kırıntılı ve hidrotermal kaynaklara bağlı olarak da zenginleşebilmektedir. Bunu belirlemenin en kestirme yolu, yine kırıntılı kökenli olan ve diyajenez sırasında hareketsiz olan (immobil) elementlerle (Ti ve Al) iyi bir korelasyon gösterip göstermediğini araştırmaktır. Bir ilişki görülmesi durumunda, ilgili iz elementin bir paleo-ortam analizinde kullanılmaması doğru olacaktır (Tribovillard vd., 2006). Bu durumla özellikle krom için sıkça rastlanlabilmektedir.

Ancak U, Ba, V ve Mo için çok seyrek olarak problemle karşılaşmaktadır (Jones ve Manning, 1994; Caplan ve Bustin, 1999). İz elementlerin bir diğer kaynağı da hidrotermal kaynaklardır. Bu tür ortamlarda Ba, Sr, Pb, Zn ve Mn sıkça zenginleşmektedir. Bu elementler genel olarak barit, selestit, galen, hornblend ve rodokrosit minerallerinde bulunurlar (Tribovillard vd., 2006). Hidrotermal aktivitenin bir diğer önemi de büyük miktarlardaki manganez ve demiri serbest bırakabilmesidir (Morfortd vd., 2005).

### 2.1.2. Organik Jeokimyasal Paleolimnoloji İndikatörleri

Göl çökellerinde iyi korunmuş lipidler, paleo-ortam ve iklim değerlendirmelerinde kullanılan güvenilir indikatörler sağlamaktadır. Çünkü organik madde üretimi ve korunumu ortamsal değişimlerden etkilenmektedir. Daha da önemlisi, biyomarker bileşenleri, bileşen sınıfları ve izotop bileşimleri (özel ve toplam) organik madde birikiminin geliştiği kendilerine özgü eski ekosistem ve ortamlar hakkında güvenilir bilgiler sağlamaktadır. Aşağıda ilk olarak temel organik jeokimyasal parametrelerin paleo-limnoloji indikatörü olarak kullanımı ile ilgili bilgi verilecektir. Ardından lipid bileşenlerin sınıflandırmaları ve organik madde kaynağına yönelik kullanıma değinilecektir.

Çökellerde bulunan organik maddenin jeokimyasal karakterizasyonunda üç “*temel organik jeokimyasal*” parametre kullanılmaktadır. Bunlar organik maddenin miktar ya da zenginleşmesi, türü ya da kalitesi ve olgunlaşma seviyesidir. Bu bölümde ilk olarak organik maddenin tanımından başlanarak, organik maddece zengin sedimentlerin oluşum ortamlarının temel özelliklerine değinilecektir. Daha sonra göl çökellerinin temel organik jeokimyasal değerlendirmesi yapılacaktır.

‘*Organik madde*’, organizmaların organik kısımlarından oluşan monomerik ve polimerik organik moleküllere verilen addır. skelet ve parçaları (kavkı, iskelet, diş gibi) bu tanımın dışında tutulmaktadır. Organik madde, önce canlı organizmalarca sentezlendikten sonra sedimentler içinde yeteri kadar depolandığı ve korunduğu durumlarda, önemli miktarlarda organik madde içeren sedimentler kayalar oluşmaktadır. Denizel ortamdaki göllere kadar değişen ortamlardaki organik madde üretiminin, organik madde yıkımından fazla olduğu ortamlarda, organik maddece

zengin sedimentler çökelebilmektedir (Littke, 1993, Tourtelot, 1979). Organik maddece zengin sedimentlerin çökelişi; '*organik maddenin korunumu (preservation)*' ve '*organik maddenin üretimi (productivity)*' modelleriyle açıklanmaktadır.

- **Üretim modeli**, sedimentler kayaçlarda biriken organik madde miktarının yüksek olmasının, ortamdaki besin (nutrient) desteğinin ve güneş ışığına bağlı olarak biyolojik üretimin yüksek oluşuna bağlanmaktadır (Littke, 1993, Calvert, 1987, Bailey, 1991).
- **Korunma modeli**, yüksek organik madde oranına sahip sedimentlerdeki organik madde zenginleşmesinin, çökeliş/su arayüzündeki anoksik (oksijensiz) veya suboksik koşullarda oluştuğunu savunmaktadır (Huc, 1988a, Tyson, ve Pearson, 1991).

Son yıllardaki gözlem ve araştırmalar sonucunda, çoğu araştırmacı sedimentlerdeki organik madde zenginleşmesinde organik maddenin üretim ve korunmasının eşit olarak etkili olduğu görüşünde birleşmektedir (Fleed ve Brodes, 1987).

**Organik maddenin korunumu** modeline göre, organik maddece zengin sedimentlerin çökelişindeki ana kontrol mekanizması oksijensiz ortam koşullarının varoluşuna dayanmaktadır. Bunun dışında birincil biyolojik üretim, ölmüş organik maddenin biyokimyasal değişimi, taşınma süresi ile mekanizması, sediment tane boyu etkisi ve sedimentasyon hızı gibi faktörlerin etkisinin ise önemsiz olduğu düşünülmektedir. Organik maddenin korunması, ancak tabakalı yapıya sahip su kütlelerinde gerçekleşmektedir. Buna göre su kütlelerinin üst kısmı oksijenle zenginken, dip suyu oksijensiz (anoksik) ya da az oksijenli (disoksik/suboksik) olup, düşük biyolojik üretimle temsil edilmektedir. Dip ve yüzey suyunun birbirinden farklı sıcaklık ve tuzluluk gibi fiziksel ve kimyasal özellikleri dip suyunun hareketsizliğini (durgunluk) artırır. Buna göre yüzey ve dip suyu arasındaki sınır termoklin (sıcaklığa bağlı) ya da haloklin (tuzluluğa bağlı) olarak adlandırılır. Organik maddenin korunumunda önemli olduğu düşünülen bir diğer faktör sedimentasyon hızıdır. Hızlı gömülme ile sediment yüzeyinde gelişen bozuşma (alterasyon) süreçlerinin önlemesine bağlı olarak organik maddenin korunumu artmaktadır. Bu bozuşma süreçleri aerobik süreçleri içeren oksidasyon, biyotürbasyon ve bakteriyel mineralizasyondur.

Göl ortamlarında **organik madde üretimini** birincil olarak ortamın fiziksel ve kimyasal koşulları etkilemektedir. Bunlardan en önemlileri iklim, hidrolojik rejim ve su kimyasıdır. Sıcak ve yağışlı iklimler ve göle gelen akarsular kenar zonu ve ışığın ulaştığı (photic) zonlarda bitki gelişimine izin verir (Franzen ve Michaelis, 1988, Welte, vd., 1997). Diğer taraftan su sirkülasyonuna neden olan nehir akışları stratifikasyonun oluşmasını engeller. Bu nedenle karasal organik madde gelimiyle birlikte kerojen türü Tip III olarak belirlenir. Oysa su kütlelerinde mevsimsel tabakalaşmanın olduğu göllerde durum farklıdır. Bu tür göllerde algce zengin düzenli laminalar ve kilce zengin laminalar ardışıklı olarak çöklerler (Littke, 1993). Organik madenin taşınma mekanizması yani taşınmış (allokton) organik madde gelimi, karasal organik madde türlerinin zengin olduğu bir çökelmeye neden olur. Bu tür göller açık göller olarak adlandırılmaktadır. Bunlara karşın nehir akışının olmadığı kapalı göl sistemleri ise karasal organik maddece fakirdir. Göllerde, su kimyası canlı yaşamını belirleyen en önemli faktörlerdendir. Aşırı tuzlu (hipersalin) koşullarda çökelen sedimentler, tuzluluğa dayanıklı olan mavi-yeşil alg kökenli (hidrojen miktarı yüksek olan) organik maddece zengindir (Jankowski, 1981, Barbé, A., 1990). Aşırı tuzlu ortamlarda çökelen tipik sedimentler oldukça yüksek pitan/pristan oranına sahiptir (>%10) (Littke, 1993). Tuzluluğun düşük olduğu göllerde ise tür çeşitliliğine sahip bir fauna söz konusudur. Su kütlelerinin kimyasal özelliklerinden biri de alkalinitedir. Alkalinitesi yüksek olan göllerde baskın olarak algal maddeden oluşan kerojen türü (Tip I) bulunur. Oysa tatlı su çökellerinde karasal organik madde (Tip III) çoğunluktadır. Organik madde türündeki farklılığa bağlı olarak tatlı su ile alkalinitesi yüksek göl çökelleri ayrılabilir (Littke, 1993).

Paleo-limnolojik çalışmalarda, **Temel Organik Jeokimyasal Parametreler**, kaynak değerlendirmelerinde önemli bilgi sağlamaktadır. Bunlardan toplam organik karbon (TOC), sedimentler kayıtlarına organik madde gelimini yansıtmaktadır. Buna karşın toplam inorganik karbon (TIC), karbonat çökelmelerinin derecesi ile ilgili temel bilgi sağlamaktadır. Bu veri kaynağına özel (source specific) olmadığı için paleolimnoloji yaklaşımlarında kullanılabilirliği zordur. Buna karşın organik madde içeriğinin yanısıra ortamın diğer özelliklerini de içeren yaklaşımlarla kaynak değerlendirmelerinin yapılması mümkün görülmektedir. Örneğin Pyramid Gölündeki (Nevada) su derinliği ve organik karbon içeriğini gözeterek, otokton ve allokton organik madde katkı

belirlenmiştir (Tenzer vd., 1997). Yine Viktorya gölü (Doğu Afrika) çökellerinde de organik madde içeriği ve kıydan uzaklığa bağlı olarak organik madde kaynaklarının değişimleri belirlenmiştir (Talbot ve Laerdal, 2000).

C/N atomik oran, gölsel ortamlardaki organik madde kaynakların belirlemede yaygın olarak kullanılmaktadır (Meyers & Ishiwatari, 1993). Gölsel ve karasal organik madde kaynakları, algal (süclü) ve karasal bitkilere ait karakteristik C ve N değeri yardımıyla saptanabilmektedir. Fitoplanktonlar düşük C/N oranına sahiptir. Bu değer genellikle 4 ile 10 arasında değişmektedir. Selülozca zengin ve protein bakımından fakir olan yüksek (karasal) bitkilerde ise bu oran 20'nin üzerindedir (Hedges vd., 1986; Meyers, 1990; Talbot ve Johannessen, 1992; Meyers, 1994). Organik maddede bulunan N miktarının inorganik kaynaklara göre çok baskın oluşu, değerlendirmelerde organik ya da toplam N değerlerinin kullanılması mümkün kılmaktadır (Meyers, 1994).

Paleolimnolojide Hidrojen İndeksi (HI) değişimlerinin incelenmesi özel bir ilgi alanı doğurmuştur. HI, sedimentlerin pirolizi sırasında oluşan, hidrokarbonların miktarını yansıtmaktadır. Yüksek HI değerleri algal kaynaklı organik madde ya da kütiküler yaprak mumları için tipiktir. Buna karşın karasal organik madde yüksek oksijen içeriğine bağlı olarak içerdiği yüksek oksijen indeksi (OI) ve düşük HI değerleri ile ayrılabilir. Oksijen indeksi, bir diğer Rock-Eval parametresidir ve piroliz sırasında oluşan karbondioksit miktarını yansıtmaktadır. Rock-Eval parametrelerinin paleolimnoloji çalışmalarında kullanılması detayları ile Talbot ve Livingstone (1989), Ariztegui vd. (1996), Wilkes vd. (1999) ve Ariztegui vd. (2001) tarafından tartışılmıştır.

**Lipidler**, yaşayan organizmaların tümünde yer alan temel organik karbon depolarıdır. Bunlar genelde biyolojik membran (fosfolipidler gibi) bileşenleri olarak, enerji depolamak amacıyla ve yüksek bitkilerin kütiküler mumlarının yapısal bileşenleri olarak kullanılmaktadır. Diğer yaygın fraksiyonlara karşın biyojenik organik madde fraksiyonları (örneğin polisakkaridler ve proteinler) genellikle biyotik ve biyotik olmayan degradasyon (bozuşma) süreçlerine karşı daha fazla dayanıklıdır. Sonuç olarak, çökellerde iyi korundukları için organik maddeyi oluşturan kaynaklar hakkında bilgi sağlamaktadırlar. Ayrıca, pek çok lipid, organizmalar tarafından özel koşullarda üretildikleri için, değişen ortamsal ve iklimsel koşulların belirteçleridir. Bu durumda

lipid biyomarkerlar (biyo-işaretçiler ya da kimyasal fosiller), organik maddenin çökellerde kayıtlarda iyi korunmamalar durumunda bile, bunların kaynaklandığı organizmalar ve yaşadıkları ortam hakkında fikir vermektedirler. Farklı ortamsal ve iklimsel koşullarda yaşamış olan tüm canlılar ölümlerinin ardından, çökel malzemeye bir kaynak oluştururlar. Çünkü organizmaların lipid bileşimleri farklıklar gösterdiğinden ve hatta ortamsal etkileri yansıttığından, bu moleküller ortamsal koşullar ve popülasyon gelişimi hakkında veri sağlamaktadır.

***n*-Alkanlar**, denizel ve karasal çökel kayıtlarında çok yaygın olan biyolojik göstergelerdir (biyomarker). Çökel kayıtlara doğrudan katılmalarının yanı sıra, degradasyon süreçleriyle de oluşmaktadır (Tissot ve Welte, 1984). Bu nedenle, farklı çökelleme koşullarında kaynak organizmaların tür ve popülasyonları değişmekte, bu da organik maddenin *n*-alkan dağılımına yansımaktadır. Ayrıca bu bileşenlerin kimyasal yapılarının basit olması nedeniyle, bunlar organik madde kaynağı organizmaların belirlenmesinde yaygın olarak kullanılırlar.

Genelleme yapacak olursa, *n*-alkan bileşimi organik maddenin kaynağı hakkında fikir vermektedir. Organizmalar ağırlıklı olarak tek sayılı *n*-alkanlar kullandıkları için, çökellerde ağırlıklı olarak bu tür organik maddeye rastlanılmaktadır. Söz konusu normal zincirli doymuş *n*-alkanlar içerdikleri C atomu sayısına göre, kısa (15-17 C'lu), orta (21-25 C'lu) ve uzun zincirli ( $\geq 27$  C'lu) olmak üzere ayrılırlar. Bunlardan kısa zincirli olanlar, sucul (alg, plankton) ve bakteri kaynaklı olup (Nishimoto, 1974; Welte, 1976), orta uzunlukta olanlar sucul bitkilerden (makrofitlerden) (Ficken vd., 2000), uzun zincirli ise karasal bitkilerden (Cranwell, 1982; Kawamura ve Ishiwatari, 1985; Wilkes vd., 1999; Schwark vd., 2002) kaynaklanmaktadır. Bu temel farklılık organik maddeyi oluşturan türlerin belirlenmesinde kullanılmaktadır. Bu tür çalışmalarla ilgili literatür bilgisine değinilmiştir:

➤ 15 ile 21 arasındaki karbon sayısına sahip *n*-alkanlar, yoğun olarak alglerde tespit edilmiştir (Clark ve Bulmer, 1967; Bulmer vd., 1971). Bu zincir uzunluklarının dışında baskın olarak C<sub>17</sub> homologu (tek ve çift doymamış homologların arasında) yeşil alglerde bulunmaktadır (Youngblood ve Blumer, 1973). Kahverengi alglerden kaynaklanan *n*-alkan fraksiyonunun maksimumu C<sub>15</sub>'dir ve önemli miktarlarda

doymamış  $C_{21}$  alkenleri (Youngblood ve Blumer, 1973) içermektedir. Denizlerdeki mavi-yeşil algler,  $C_{15}$ - $C_{19}$  aralığında yer alan bir  $n$ -alkan bileşimine sahiptir. Bu genellemelere rağmen bazı sapmalar gösteren türler de bilinmektedir. Örneğin *Botryococcus braunii*' de yüksek moleküler ( $C_{27}$ - $C_{31}$ )  $n$ -alkanların bulunduğu belirtilmiştir (Gelpi vd., 1968). Nichols vd. (1988), tek/çift baskınlığı göstermeyen diatomların (Antartik diatomları) bulunduğunu belirtmiştir.

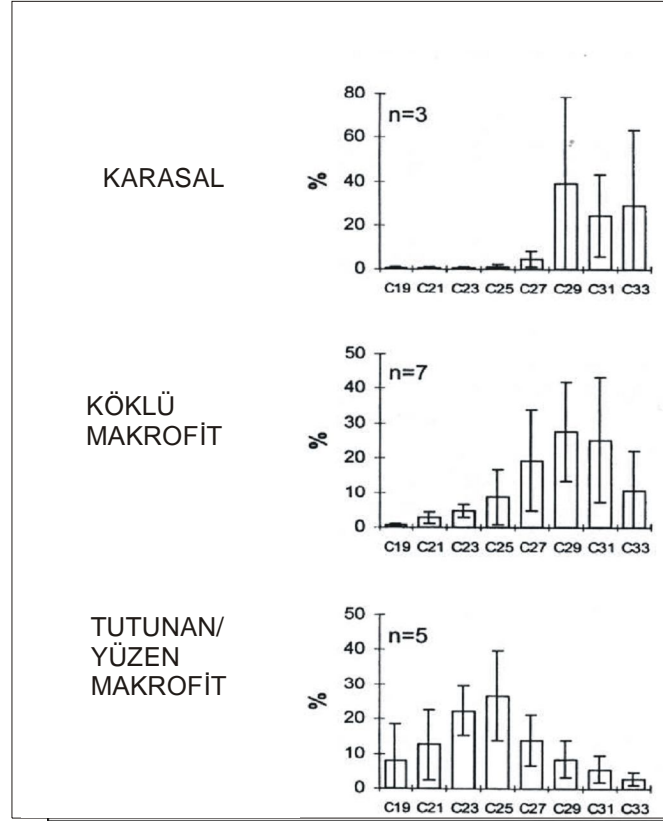
➤ Uzun zincirli homologlar, yüksek bitkilerin mumlarında bulunan baskın bileşenlerdir ve bitkilerdeki su kaybını önlemektedirler (Eglinton ve Hamilton, 1967; Kolattukudy vd., 1976). Karasal kaynaklı organik maddelerdeki  $n$ -alkan dağılımları, belirgin tek/çift baskınlığı ile karakterize edilmektedir (Eglinton ve Hamilton, 1967; Collister vd., 1994). Yüksek miktarlardaki  $C_{31}$  homologue organik madde kaynağının baskın olarak ot kökenli olduğunu göstermektedir. Ayrıca koniferler de,  $C_{31}$ 'in bir diğer önemli kaynağını oluşturmaktadırlar. Buna karşın  $C_{27}$  ve  $C_{29}$  ağaç yapraklarından kaynaklanmaktadır.

➤ Son yıllarda  $n$ -alkan dağılımları, sucul ve karasal organik madde girdisini tespit etmekte, ayrıca detaylı olarak karasal organik madde kaynaklarının tayininde ve iklime bağlı değişimlerin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Meyers, 1993). Bu tür çalışmalar, her bir  $n$ -alkan bileşenini oluşturan organizmaların belirlenmesinden ziyade, farklı  $n$ -alkan dağılımlarının oluşumuna neden olan iklimsel ve/veya ortamsal değişimlerin belirlenmesi üzerinde yoğunlaşmaktadır. Aşağıda bu kapsamdaki çalışmalar hakkında bilgi verilecektir.

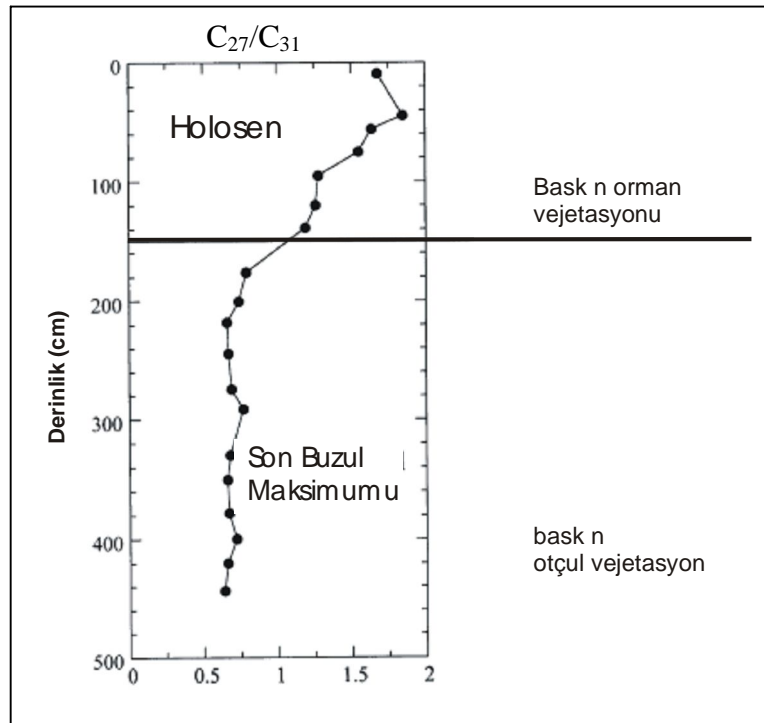
- ❖ En detaylı çalışılmış göl sistemi Green River Formasyonudur (Wyoming, USA) ve söz konusu birim önemli bir petrol ana kaynağıdır. Horsfield vd., (1994), farklı çökme ortamlarında oluşmuş (alkalin su/tatlı su göl sistemi) iki farklı üyenin (sırasıyla Laney Şeyli ve Luman Tongue) organik maddelerine ait hidrokarbon fraksiyonlarında farklılıklar olduğunu belirtmiştir.
- ❖ Finken vd. (1988a, 2000, 2002) normal zincirli lipidlerin izotopik bileşimlerini, göl çökellerdeki organik madde kaynağının tespiti

amacıyla kullanmıştır. Ayrıca, çökellerdeki organik maddeye katkı olan sucul bitkilerin (makrofitlerin), karasal bitkilere oranını gösteren Paq parametresini tanımlamıştır (Ficken vd., 2000). Bu parametre, Mt. Kenya Gölü (Afrika) ve çevresindeki yüzen, tutunan ve köklü (floating, submerged ve emergent) makrofit türlerinin ve karasal bitkilerin *n*-alkan dağılımlarının analizi ile saptanmıştır (Şekil 2.2). Tutunan makrofitlerde bağıl olarak yüksek miktarda orta-zincir uzunluklu homologlar (C<sub>23</sub>-C<sub>25</sub>) saptanmıştır. Köklü türlerde ve karasal bitkilerde ise tersine uzun zincirli *n*-alkanlara (>C<sub>29</sub>) bol miktarda rastlanmıştır. Sucul ve karasal bitki baskınlığındaki değişimler, özellikle ortamsal ve/veya iklimsel koşullardaki değişimler ile ilişkilendirilebilmektedir.

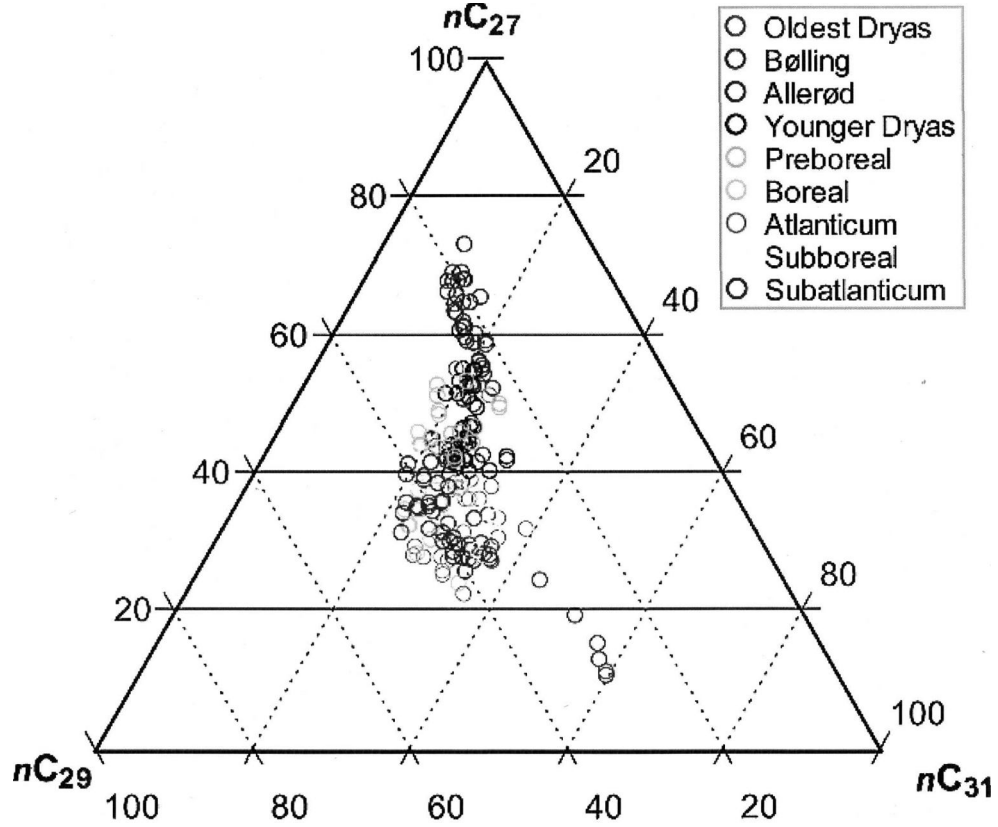
- ❖ Benzer bir şekilde Nott vd. (2000), makrofitlerden kaynaklanan, orta zincir uzunluklu *n*-alkanların miktarlarının iklime bağlı değişimlerini incelemiştir.
- ❖ Brincat vd. (2000), Baykal Gölü çevresinde Holosen/Geç Buzul Dönemi geçişindeki iklime bağlı bitki örtüsü değişimlerini ve bunların *n*-alkan bileşimine yansımalarını incelemiştir. Söz konusu çalışma, C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub> *n*-alkan oranlarının Holosen boyunca değişimlerine göre bölgede ormanların baskınlığındaki değişimleri yansıtmaktadır (Şekil 2.3). Bu durum aynı zamanda Corg izotop oranları (Ishiwatari vd., 1992), polen birliktelikleri (Fuji, 1992) ve litoloji (Takemura vd., 1992) ile de kanıtlanmıştır.
- ❖ Schwark vd. (2002), Steisslingen gölündeki (Almanya) çökellerde bulunan C<sub>27</sub>, C<sub>29</sub> ve C<sub>31</sub> *n*-alkan miktarlarını saptamıştır. Bu çalışmanın en ilginç özelliği Erken Kurak Dönemde (Younger Dryas) sıcaklığının arttığı evrelerde C<sub>27</sub> *n*-alkan konsantrasyonunun ve Betula polenlerinin miktarının artış göstermesidir (Şekil 2.4).



Şekil 2.2. Makrofit ve karasal bitkilerin *n*-Alkan dağılımları (Ficken vd., 2000)



Şekil 2.3. Baykal Gölü sedimentlerindeki  $C_{27}/C_{31}$  *n*-alkan oran (Brincat vd., 2000)



Şekil 2.4. Ortam yorumunda kullanılan *n*-Alkan ( $C_{27}$ ,  $C_{29}$ ,  $C_{31}$ ) üçgen diyagramı (Schwark vd., 2002).

**Yağ asitleri**, yaşayan tüm organizmaların enerji depolanmasında kullandıkları trigliseridlerdir. Çift sayılı kısa zincirli homologlar ( $C_{16}$ - $C_{18}$ ) pek çok organizma tarafından kullanıldıkları için kaynakla ilişkili bilgi vermezler (Meyers, 2003). Ancak planktonik alglerin ürettikleri yağ asitleri  $C_{14}$ - $C_{18}$  kısa zincir uzunluğuna sahiptir (Scheider vd., 1970) ve tipik olarak çift/tek baskınlığı göstermektedir (Holton vd., 1964, 1968). Bu nedenle uzun zincirli yağ asitlerinin bulunmaması çökellerdeki organik maddeye önemli miktarda yerinde (otokton) katkı gösterir. Yüksek bitkiler ve kütüküllerin mum esterleri uzun zincirli ( $C_{24}$ - $C_{30}$ ) yağ asitleriyle temsil edilirler.

Doymamış  $C_{16}$ - $C_{18}$  homologları tatlı su alglerinde yaygın olarak bulunmaktadır. Ancak bunlar çökeltme sırasında ve çökelte katıldıktan sonra hızlı bir şekilde yeniden işlenebilirler (Cranwell, 1976) ve asit bileşiminin modifikasyonuna neden olurlar.  $C_{15}$  ve *anteizo*  $C_{15}$  asitler birincil organik maddeden mikroplar tarafından sentezlenmektedir (Cranwell, 1973). Bunların miktarı organik maddenin mikroplarca işlenme derecesi hakkında bilgi vermektedir. Yağ asitleri diğer lipidlere oranla degradasyona daha

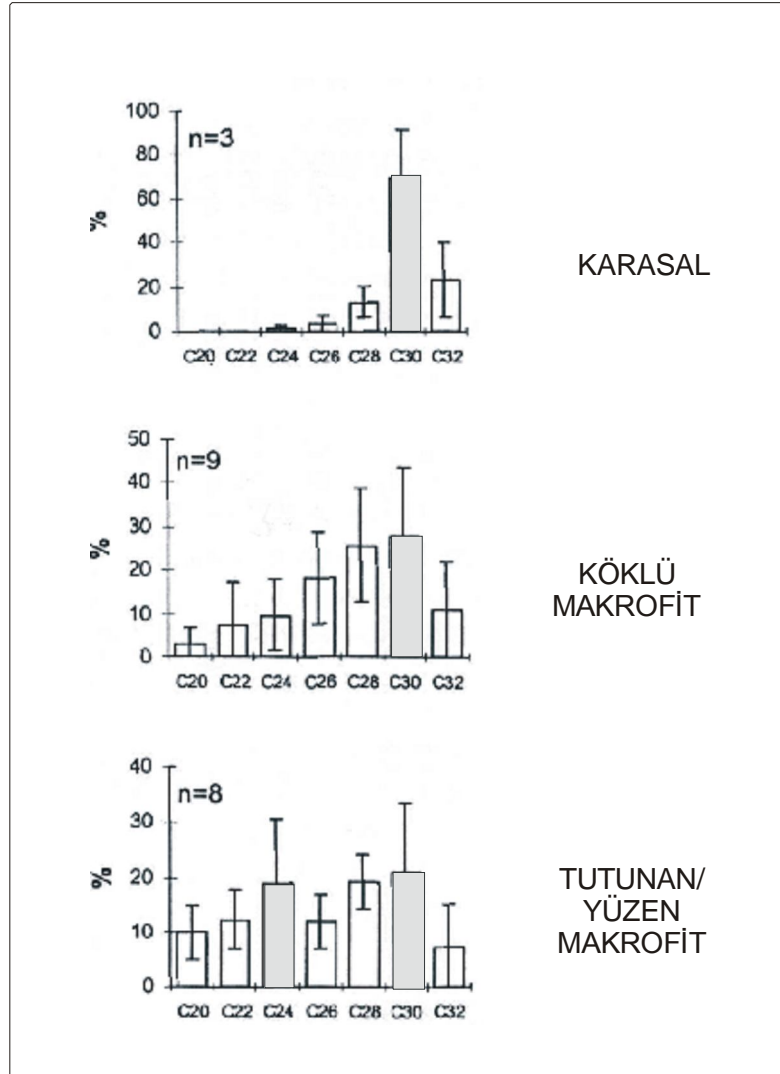
dayanıklıdır (Meyers ve Ishiwatari, 1993). Uzun zincirli yağ asitleri (C<sub>24</sub>-C<sub>28</sub>) TOC' deki azalmaya bağlı olarak, derinlikle çok az miktarda azalır (Matsudave Koyama 1977a,b). Buna karşın kısa zincirli homologlarda (C<sub>15</sub>, C<sub>16</sub> ve C<sub>18</sub>) bu azalma daha belirgindir. Denizel çökellerde kısa zincirli yağ asitlerinin uzun zincirli yağ asitlerine göre 6-7 kat daha hızlı bozuldukları (degradasyon) belirlenmiştir. *n*-alkanların remineralizasyon hızı yağ asitlerine oranla 10 kat fazladır (Meyers ve Eadie, 1993). Ayrıca doymamış yağ asitlerinin doymuş yağ asitlerine oranla 10 kat hızlı bozuldukları bilinmektedir (Kawamura vd., 1980). Bu nedenlerle yağ asitlerinin organik maddenin yeniden işleme (reworking) süreçleri hakkında sağladığı bilgi, organik madde kaynaklarına yönelik bilgiden çok daha önemlidir. Doymamış/doymuş C<sub>18</sub> yağ asiti oranı organik maddenin korunma miktarı hakkında bilgi vermektedir (Wilkes vd., 1999).

Çökellerin bünyesindeki **alkol bileşenleri**, *n*-alkol ve steroller olmak üzere genellikle iki genel gruba ayrılırlar. Bunlardan ilki sedimenter kayalarda oldukça yaygın ve çift sayılı, uzun zincirli homologlar (C<sub>22</sub>, C<sub>30</sub>) olarak yüksek bitki mumlarının esterlerinden oluşmaktadır (Eglinton ve Hamilton, 1967; Rieley vd., 1991). Sucul alg ve bakteriler sedimenter organik maddeye daha kısa zincirli homologların katkısını sağlarlar. Tipik zincir uzunlukları C<sub>14</sub> ile C<sub>22</sub> arasındadır (Robinson vd., 1984a; Volkman vd., 1999). Yüksek C<sub>14</sub> ve C<sub>18</sub> arasındaki *n*-alkan bolluğu denizel alg katkısının işaretidir (Schulte, 1997). Uzun zincirli *n*-alkoller yüksek bitkilerin yanı sıra bakteri ve fitoplanktonlarda da (C<sub>22</sub>-C<sub>28</sub>) tespit edilmiştir (Volkman vd., 1999).

*n*-Alkol dağılımları yardımıyla organik madde kaynağına yönelik yeni çalışmalar sürmektedir. Örneğin Ficken vd., (1998b, 2000) alg, makrofit ve karasal bitkilerin değişimlerini yansıtan diğer *n*-alkil lipidlere ek olarak, *n*-Alkol dağılımlarında da değişiklikler saptamıştır (Şekil 2.5). Özellikle C<sub>24</sub> homologunun bolluğu artan makrofit ve/veya siyanobakteri gelişiminin göstergesidir. Filley vd., (2001) aynı bileşenin yüksek konsantrasyonlu oluşunun, Holosen boyunca gelişen kurak koşulların ardından Mud Gölü (Florida)'nde artan siyanobakteri etkinliği ile ilişkili olduğunu düşünmektedir.

**Steroller** oldukça karmaşık (kompleks) bir biyolojik işaretçi grubudur. Genellikle tüm ökaryotlarda, squalene epoxide' den sentezlenmektedir. Buna karşın biyosentetik yolları (pathway) alg ve karasal bitkiler ile hayvan ve mantarlarda farklıklar göstermektedir

(Şekil 2.6). Yapısal farklılıklar farklı karbon atomu sayılar, doymunluk düzeyleri ve temel karbon atomu iskeletine bağı olan metil grupları kadar, zincir boyunca (side-chain) ve stereo-kimyasal özelliklerinde de görölmektedir (Volkman, 1986). Bunların, farklı kaynakların her birinin tespitinde kullanım zordur. Fakat genel olarak denizel sedimentlerdeki C<sub>27</sub> ve C<sub>29</sub> sterolleri, sırasıyla, alg ve karasal bitkilerin belirteci olarak kullanılmaktadır (Huang ve Meinschein, 1976, 1979; Nishimura ve Koyama, 1976). C<sub>27</sub> sterolu olan kolesterol, algal sterollerin temel bileşeni olarak bulunmuştur ve karasal bitkilerden sağlanan organik madde fraksiyonunda baskın değildir (Rieley vd., 1991).



Şekil 2.5. Makrofit ve karasal bitkilerin *n*-Alkol dağılımları (Ficken vd., 2000).

Huang ve Meinschein (1979), C<sub>27</sub> ve C<sub>29</sub> sterol bileşimleri en farklı grupların, zooplanktonlar ile yüksek bitkiler olduğunu belirtmiştir. Sucul oldukları kadar karasal kökenli olabildiklerinden olsa gerek, C<sub>28</sub> sterolleri, çok önemsiz değişimler sergilerler (Meyers, 1997). Genel olarak ayrıca karasal sistemler için kullanılmıştır (Nishimura

ve Koyama, 1977). Bu çalışmaların ışığında Huang ve Meinschein (1979), C<sub>27</sub>, C<sub>28</sub>, C<sub>29</sub> sterollerinin miktarlarını kullandığı bir üçgen diyagram oluşturmuştur (Şekil 2.7a, Tablo 2.1). Bu diyagram ile C<sub>27</sub>, C<sub>28</sub> ve C<sub>29</sub> sterol oranları na göre karasal ve algal organik madde kaynakları ayrılabilir. Genellikle bu basit yaklaşım doğru sonuçlar verse de, bazı sapmalar gözlemlenmektedir. Denizel plankton ve görsel alglerin C<sub>29</sub> sterolünü (etnylsterol) sentezlediği bildirilmiştir (Volkman, 1986). Matsumoto vd. (1982) 24-ethylcholesterol'ünü Victoria Land, Antartika göl sedimentlerinin temel bileşeni olduğunu tespit etmiştir. Söz konusu bu gölün drenaj alanı içerisinde yüksek bitkiler bulunmamaktadır. Bu durum mavi-yeşil alglerin temel sterol kaynağı olduğunu göstermektedir. Daha yakın dönemde Matsumoto vd. (1982) <sup>13</sup>C izotopik bileşiminin bölgenin iklimsel değişimi ile farklılıklar sunduğunu belirlemiştir. Bu veriye bağlı olarak Son Buzul Döneminin (Last Glacial) ardından 24-ethylcholesterol'ün baskın olduğu, ancak buzul (glasiyal) çökellerinde karasal bitkilerin bolluğunu göstermektedir. Ayrıca steroller üzerinde bakterilerin etkisinin de bulunduğu göz önünde tutulmalıdır. Bu organizmalar kendi başlarına sterollerini sentezleyemeseler de, onları elektron kaynağı olarak (electron donor) kullanmaktadırlar (Eyssen vd., 1973). Bu sterollerin bakteriyel etkinliğe bağlı olarak karbon sayısı dağılımlarına yansımaktadır (Huang ve Meinschein 1979; Meinschein ve Kenny 1957; Attaway vd. 1971; Pryce, 1971 ve Nishimura ve Koyama, 1977). Buna ek olarak Schulte (1997), Huang ve Meinschein (1979)' n üçgen diyagrama C<sub>30</sub> sterolünü de ekleyerek değiştirmiştir, bu yolla baskın karasal ve denizel organik madde katkısının görselleştirilmesi mümkün olmuştur (Şekil 2.7b). Bu değişiklik alg ve siyanobakterilerin de C<sub>29</sub> üretmeleri (sadece karasal kaynaklı olmaması) nedeniyle, sadece sucul kaynaklı olan C<sub>30</sub> homologlarının (özellikle dinosterol) yorumlamada kullanılmasına olanak vermiştir. Bu durumda C<sub>28</sub> sterolü yerine C<sub>28</sub>+C<sub>30</sub> miktarı kullanılmaktadır.

Otokton (yerinde) organik madde için bir diğer önemli belirteç C<sub>30</sub> sterollerinden biri olan dinosterol'dür. Pek çok dinoflagellatta (alg) temel sterol bileşeni olarak bulunmuştur (Bonn vd., 1979; Robinson vd., 1984) ve bu nedenle birincil üretim parametresi olarak kullanılmaktadır. Fakat aynı zamanda prymnesiophyte alg ve denizel diatom türlerinden Navicula'da C<sub>30</sub> sterollerin olası kaynak organizmalarıdır (Volkman vd., 1990, 1993). Ariztegui vd. (1996), Moritz (İsviçre) gölündeki değişken

dinostreol içeriğini Holosendeki birincil organik madde üretkenliğindeki değişimini belirlemede kullanmıştır.

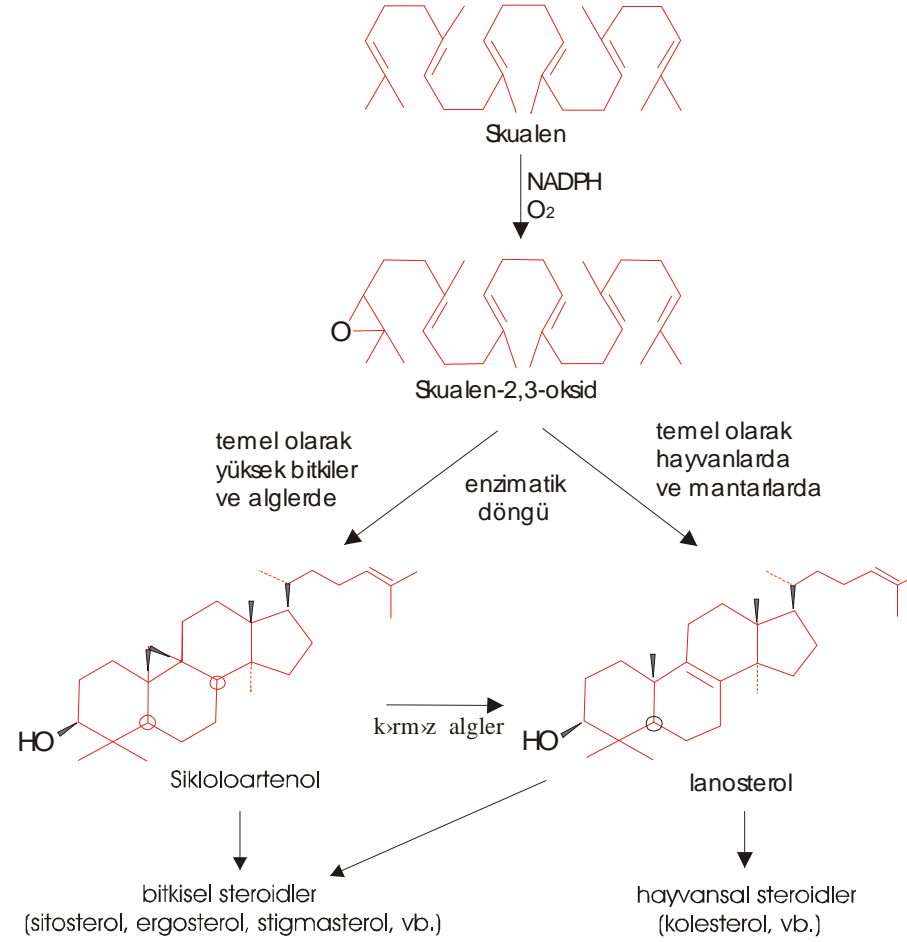
Wilkes vd. (1999), -sitosterol ve stigmastanol ile ilişkili iki C<sub>30</sub> sterol'ün karasal kökenli olduğu düşünülen C<sub>29</sub> homoloğu ile karşılaştırması ile organik madde kaynağını karasal ve alg kökenli olarak ayırtlamıştır. Buna karşı, Barrett vd. (1995) önemli miktardaki β-sitosterol diatomlarda (*Haslea ostrearia*) belirlemiştir. Volkman (1986) sedimentlerdeki önemli miktarlarda C<sub>29</sub> sterol katkısının karasal organik madde içeriğinden kaynaklandığını belirtmiştir.

C<sub>27</sub> sterol'ü dışında kolesterol, zooplanktondan kaynaklanan organik madde gelimi için tipik bir belirteçtir (Şekil 2.6). bu bileşen tüm zooplankton türlerinin kendisi tarafından sentezlenmesi de (Goad, 1981), algal besinlere bağlı olarak organizmalarda konsantrasyonları artmaktadır (Harvey vd., 1987).

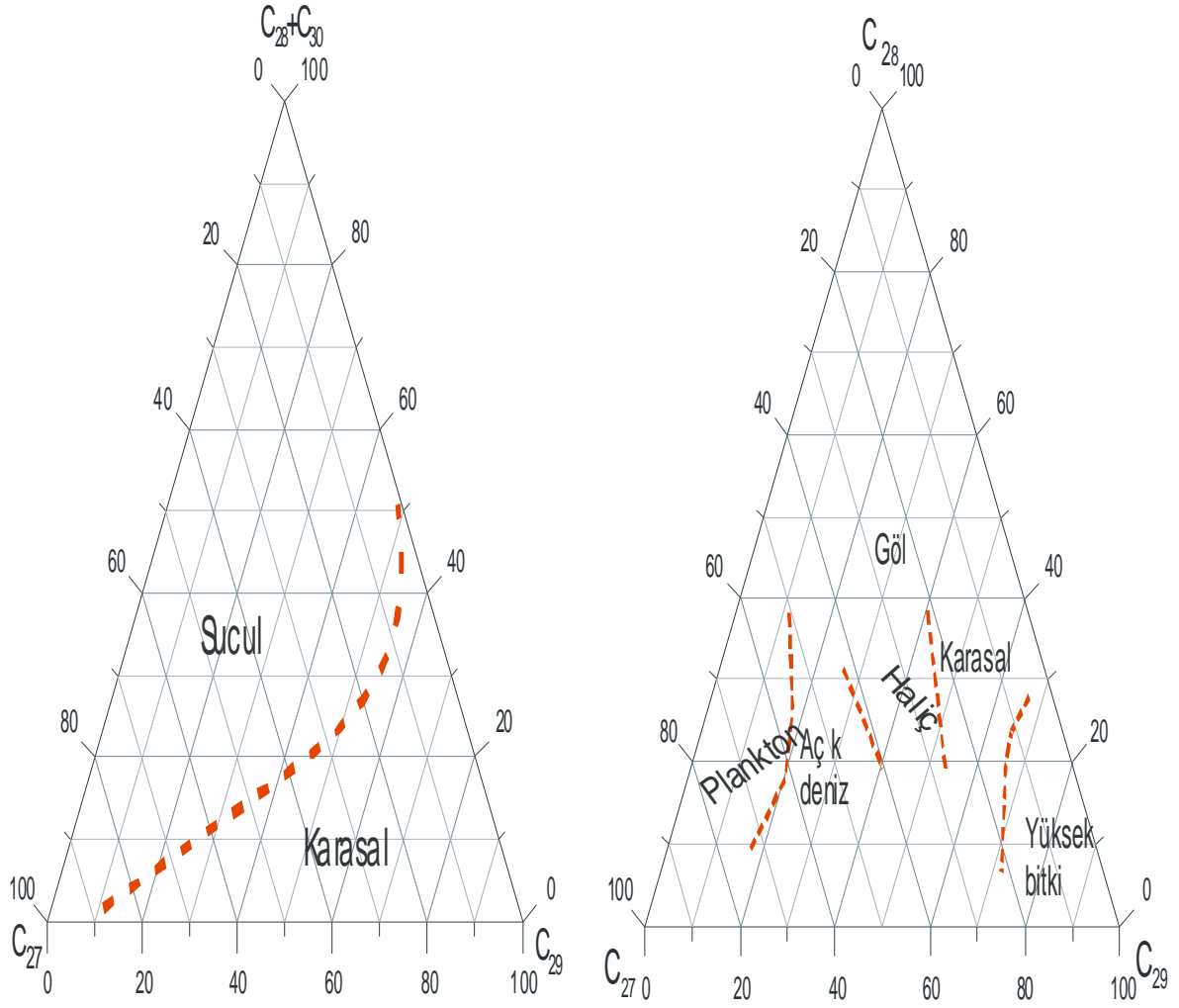
Düşük miktarda kaynak tanımlamasında kullanılan C<sub>28</sub> sterollere ek olarak, brassicasterol çeşitli diatom türlerinde belirlenmiştir ve bu nedenle diatomdan kaynaklanan organik madde için özel bir indikatördür (Volkman, 1986; Barrett vd., 1995). Bir C<sub>30</sub> sterolu olan 24-R-ethylcholest-5-en-3β-ol'ün, karasal bitkilerde büyük miktarlarda bulunduğu belirlenmiştir (Huang ve Meinschein, 1979; Volkman, 1986).

Tablo 2.1. Üçgen diyagramda kullanılan C<sub>27</sub>-C<sub>30</sub> sterolleri.

Karbon atomu sayı	Sterol adı
C <sub>27</sub>	5α-(H)-cholest-22(E)-en-3β-ol kolesterol
C <sub>28</sub>	brassicasterol 24-metilen-5α-kolestan-3β-ol
C <sub>29</sub>	stigmastanol β-sitosterol
C <sub>30</sub>	dinosterol



Şekil 2.6. Sterol sentezinin biyosentetik yollar (Killops ve Killops, 1993).



Şekil 2.7. Sterollerin karbon sayılarına bağlı olarak organik madde kaynaklarının değerlendirilmesi a) Huang ve Meinschein (1979) b) Schulte (1997).

## 2.2. ESKİ ÇALIŞMALAR

Batı Anadolu'nun hem yapısal hem de sedimentolojik evriminin oldukça hareketli ve değişken olması nedeniyle çalışma alanı ve çevresi farklı yöntemlere dayalı olarak uzun zamandır araştırılmaktadır. Aşağıda bu çalışmaların en önemlilerine değinilecektir.

Stratigrafik ve petrografik yöntemlere dayalı çalışmalar Paleozoikten günümüze kadar olan litolojik birimlerin özelliklerini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Buna göre Egeran (1945) bölgede yaptığı incelemelerde metamorfik birimlerden oluşan kaya topluluğuna Menderes Metamorfikleri ismini vermiş ve Paleozoyik yaşlı olabileceğini belirtmiştir. Daha sonraki dönemde Dora (1982); Menderes Masifinin evrimini değerlendirmiş ve yaş analizleri yapmıştır. Rb/Sr ölçümlerine göre en eski metamorfizma yaşının  $490 \pm 90$  milyon yıl olduğunu ortaya koymuştur. Menderes metamorfiklerinin yaşını belirlemeye yönelik bir diğer çalışma Hans (1986) tarafından yapılmıştır. Çalışmacı, Menderes Masifleri üzerinde yaptığı çalışmada gnaysları iki tipe ayırmıştır. Bunlardan yapılan Rb/Sr'a göre tüm kaya yaşı  $502 \pm 10$  milyon yıl, intrüzif tipi granitik ve tonalitik kompozisyondaki kayalardan elde edilen yaşlar ise  $471 \pm 9$  milyon yıl olarak belirlenmiştir. Erdoğan ve Güngör (1992), Batı Anadolu'da Menderes Masifi metamorfizması üzerinde ayrıntılı çalışmalar yapmışlar ve metamorfizma gelişimini Likya Napla'sı ile ilişkilendirmişlerdir. Karaman vd. (1995), Menderes Metamorfikleri üzerinde yaptıkları çalışmada, mermerler için dağılım ve kalınlık çalışmaları yapılmıştır.

Bölgenin genç tektonik geçmişine yönelik pek çok çalışma yapılmıştır. Kissel ve Laj (1988), Batı Anadolu'da kuzey güney gerilmeleri sonucu doğu-batı uzanmış graben sistemlerinin geliştiğini belirtmiş ve bu grabenlerin Geç Miyosen sonrası Erken Pliyosen yaşlı olduğunu ortaya koymuştur. Emre (1995), "Gediz Grabeni'nin Jeolojisi ve Tektoniği" adlı çalışmasında tektonik evrimin yanı sıra Menderes Metamorfiklerini ayrıntılı olarak değerlendirmiştir. Yine Gediz grabeninin evrimini ele alan bir diğer çalışma Emre (1996)'nin "Gediz Grabeni'nin Tektonik Evrimi" başlıklı çalışmasıdır. Çalışma çerçevesinde kaya birimleri tanımlanmış, Gediz Grabeni oluşumu hakkında yorumlar ortaya konmuştur. Batı Anadolu'nun tektonik evrimini oldukça kapsamlı ve

korelasyonlara dayalı olarak ele alan ilk çalışmada Yılmaz vd. (2000), Batı Anadolu'nun evrimini beş farklı evreye ayırmıştır. Bunlar; (1) grabenleşme öncesi evresi, (2) Doğu-Batı gerilme evresi, (3) Kuzey-Güney erken gerilme evresi, (4) Kuzey-Güney gerilmenin kesilme evresi, (5) Kuzey-Güney geç gerilme evresidir. Ege Bölgesi'nin günümüzde K – G yönlü deformasyonun etkisinde olduğunu belirtmiştir. Bu mekanizmayı Anadolu Bloğu'nun batıya kaçıışı ve Batı Anadolu'nun K – G yönlü gerilme hareketi ile ilişkilendirmiştir. Ayrıca çalışmacılar bölgede D – B yönlü grabenlerin geliştiğini ve GPS verilerine göre yılda 3 – 6 cm'lik bir gerilmenin olduğunu belirtmişlerdir.

Purvis ve Robertson (2004), çalışma alanının kuzeyinde yer alan KB-GD gidişli (Selendi ve Gördes) havzaları oluşturan tektonik sistemin aktivitesinin halen sürdüğünü belirtmiştir. Karaman deresi vd. (1995), paleotektonik ve neotektonik dönemleri göz ederek Gediz Grabeni'nin oluşumunu değerlendirmiştir. Şaroğlu vd. (1987), bölgede genç tektonik olaylar inceleyerek Türkiye'nin diri faylar ve depremsellikleri çalışmaları ile "Türkiye'nin Diri Fay Haritasını" yayınlamışlardır.

Son dönemde bölgenin yakın çevresinin Pliyo-Kuvaterner geçmişini ele alan çalışmalar hız kazanmıştır. Bunların en önemlileri arasında Westaway vd. (2004), Seyitoğlu vd. (1992, 1997, 2000, 2002), Ercan (1978) ile Bozkurt (2002, 2003)'ün çalışmaları olarak sayılabilir. İlgili çalışmalarda ağırlıklı olarak Senozoik boyunca Gediz grabeninin yapısal evrimi değerlendirilmiştir. Ayrıca sedimentolojik fasiyesleri ve gerilme rejiminin nedenlerini bir arada değerlendirilen Purvis ve Robertson (2004)'ün çalışması, bazı Miyosen havzalarının yaşlandırılması açısından önem taşımaktadır. Yine Seyitoğlu vd. (1997) ve Ercan vd. (1978)'nin çalışmaları içerdikleri paleontolojik ve palinolojik değerlendirmeler nedeniyle de önem taşımaktadır. Gediz çevresinin genç dönem (Geç Kuvaterner) evrimini ele alındığı bir diğer çalışma ise Hakyemez vd. (1999)'ün jeomorfoloji ve fasiyes değerlendirmelerini içeren makalesidir. Bu çalışmada özellikle Gediz grabeninin Kuvaterner evriminde tektonizmanın önemli rol oynadığı belirtilmektedir.

### 3. MALZEME VE YÖNTEM

#### 3.1. SAHA ÇALIŞMALARI

Yapılan saha çalışmaları, genel jeolojik incelemeleri, jeofizik değerlendirmeleri ve karadan ve göl tabanından örnek alınmasını içermektedir.

Bu proje kapsamında 2005-2008 yılları arasında Gölarmara Gölü ve çevresinde toplam 6 saha çalışması yapılmıştır. Bunlardan ilk üçü Temmuz-Eylül 2005 dönemini kapsamaktadır. İlk gezi kapsamında çevre jeolojisi değerlendirilmiş, Kuvaterner istifleri ayrıntılı olarak incelenmiş ve morfolojik özellikler gözlemlenmiştir. Gölün güney kesiminde yaygın olarak izlenen ve genel olarak kumtaşı ve çakıltası aralanmasından oluşan (flüviyal) ve yer yer kırmızı renkli kum ve çakıltılarının aralandığı (alüviyal) bu istiflerin stratigrafik ve litolojik özelliklerini yansıtan kesitler ölçülerek, örneklenmiştir.

Göl çevresinin jeolojisinin tanımlanması ve Kuvaterner istifinin incelenmesinin ardından, göl tabanının litolojik ve morfolojik özelliklerini belirlemeye yönelik çalışmalara başlanılmıştır. İlk olarak göl batimetrisinin belirlenebilmesi amacıyla basit bir sonar sistemi kullanılmıştır. Eş zamanlı olarak taban morfolojisinin ve düşey ve yanal litoloji değişimlerinin belirlenmesinde başarılı sonuçlar veren GPR (ground penetrating radar system) yönteminin uygulanmıştır. GPR sistemi ile D-B ve K-G yönlerinde toplam 7 profil alınmıştır (Şekil 3.1). D-B yönlü profillerin iki tanesi gölün kuzey ve güney sınırlarına yakın olup, üçüncüsü ise bunların hemen hemen ortasından geçmektedir. Bu 3 profil boyunca havzanın yaklaşık olarak orta kesimine gelindiğinde istifte incelmeye gözlenilmektedir. Bu durum gölün bir sırtla ayrılan iki havzadan oluşabileceğini düşündürmesi nedeniyle, K-G yönlü profiller bu derin (çökellerin en kalın olduğu) 2 merkez boyunca alınmıştır. Tüm profiller yukarıdan aşağıya doğru benzer jeofizik özellikler gösteren 5 farklı litolojik grup içermektedir. Profiller göl tabanındaki yapısal kontroller hakkında da bilgi vermektedir. Özellikle merkezden geçen D-B profil

boyunca, normal fay geometrisini yansıtan yapısal unsurların bulunduğu izlenebilmektedir. Üçüncü saha çalışması Göl tabanından örnek alınması amacıyla gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla üç farklı yöntem (Kajak, Hammer-coring ve Livingstone coring) uygulanmıştır Şekil 3.1’de karot lokasyonları yer almaktadır. 2006 ve 2007 tarihlerinde yapılan saha gezileri ise ağırlıklı olarak jeolojik problemlere yönelik ve Kuvaterner kesitlerinin ayrıntılandırılması amaçlarıyla yapılan incelemeleri içermektedir.

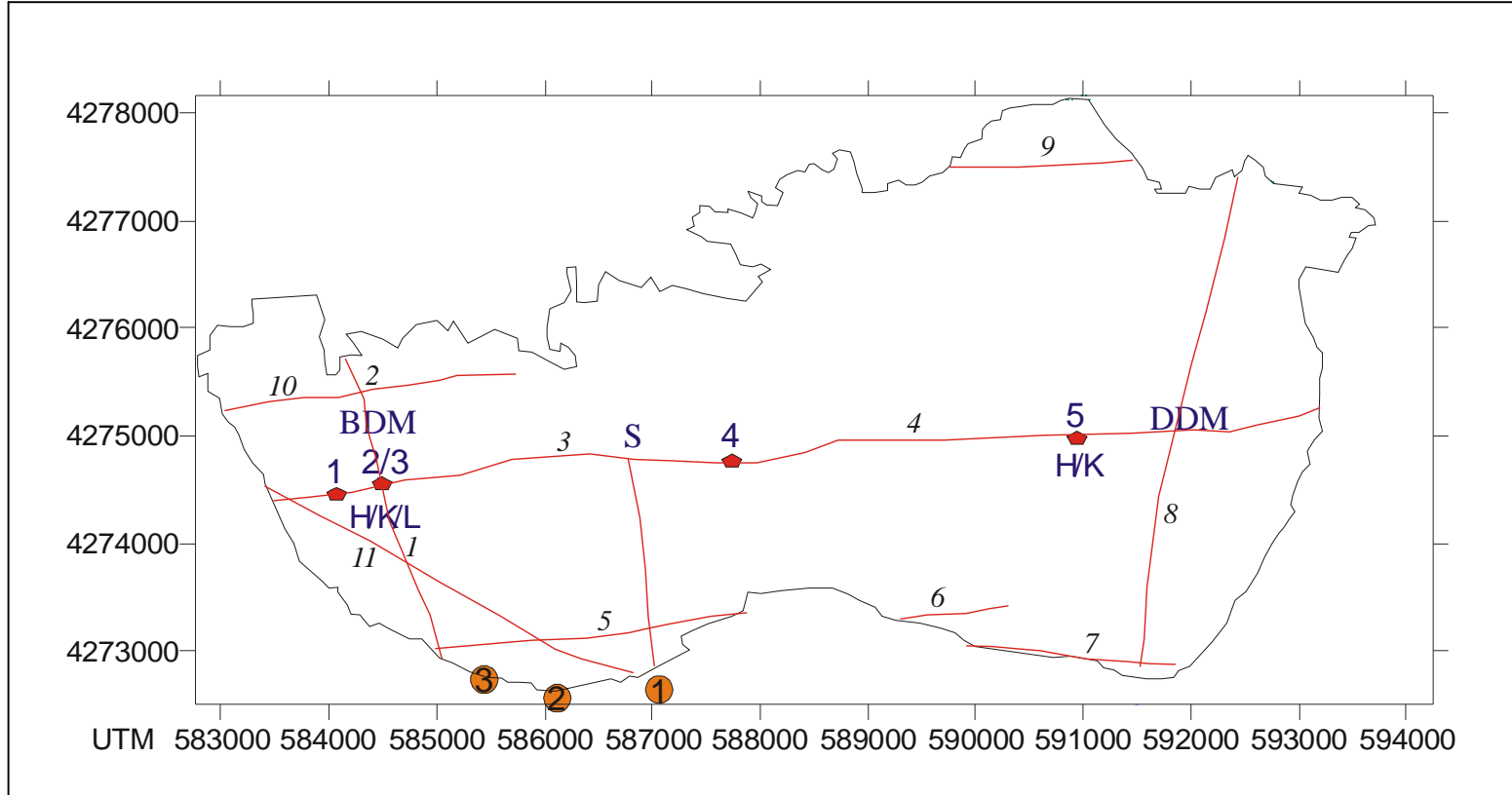
## 3.2. JEOFİZİK YÖNTEMLER

### 3.2.1. Sonar ve Radar (GPR) Sistemleri

Gölün batimetrisinin belirlenmesi amacıyla basit bir sonar sistemi kullanılmıştır. Yine batimetrik haritanın oluşturulması ve stratigrafik birimlerin dağılımlarının, kalınlıkları hakkında fikir sahibi olunabilmesi amacıyla GPR (ground penetrating radar system) kullanılmıştır. GPR sistemi 5 temel bölümden (kontrol birimi, verici, alıcı, antenler, veri toplama modülü) oluşmaktadır ve prensibi, refleksiyon sismiyi ile benzerlikler taşımaktadır. Yalnız sismikten farklı olarak GPR, elektromanyetik enerji kullanır ve arazi yüz dielektriktir. Bir radar enerji sinyalindeki enerjinin oranı, farklı dielektrik sabitleri olan iki malzemenin arazi yüzünden dönen miktarını yansıtır.

Hız değerleri, göl tabanındaki çökel kalınlığının belirlenmesinde önem taşımakta ve farklı çökellerdeki ilerleme hızları farklılık gösterebilmektedir. Belli bir derinlik için yolculuk zamanı, bunun üzerindeki tüm seviyelerin hızlarına bağlı olduğundan, bu durum çökellerin yansımalarına desenine etki eder. Hızlar bir kez belirlendikten sonra derinlik ölçeği kolaylıkla oluşturulabilir. GPR yazılımları genelde birincil derinlikleri otomatik olarak belirler.

Bu çalışma kapsamında elde edilen orijinal veriler, Reflex programı kullanılarak, yükseklik düzeltmesi (Profilx00T), elektrik düzeltmesi (Profilx01T) yapılarak, zarflama ile sinyal verisi genişletilmiştir (0.4-0.5 aralığına çekilmiştir). Otomatik pencere aralığı seçilmiştir (AGC=61). Daha sonra profiller gürültüden temizlenmiştir (başlangıç zamanı:0; bitiş zamanı:442,439). Proses edilmiş ve gürültüden temizlenmiş, radagramlar ekler kısmında yer almaktadır (Ek 1).



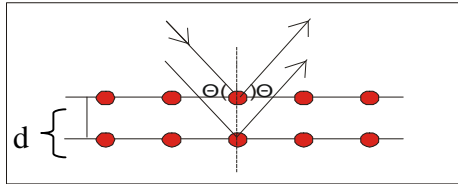
Şekil 3.1. Göl tabanından alınan karotların ve göl çevresindeki ölçülmüş stratigrafi kesitlerinin konumu. Aç klamalar; 1: kesit 1; 2: kesit 2, 3: kesit 3; Örnek alma yöntemlerine dayalı adlandırma; H: hammer; K: kajak; L: living-stone coring, Yıldız 1,2,3,4,5: karot alınma lokasyonları, mavi renkli rakamlar: taranan GPR profil numaraları, mavi hatlar GPR profilleri. BDM: batı depolanma merkezi, DDM: doğu depolanma merkezi, S: sirt.

### 3.3. MİNERALOGİK YÖNTEMLER

#### 3.3.1. X Işınları Difraksiyonu (XRD)

Örneklerin mineralojik bileşimlerinin saptanması amacıyla İstanbul Üniversitesi İleri Analizler Laboratuvarı (İAL)'nda bulunan Rigaku D/Max-2200/PC XRD Cihaz kullanılmıştır. Sistem 200 Vac 3φ 20 A/50 Hz güç kapasitesine sahip bir yüksek teknoloji ürünü olup standart ve yüksek sıcaklık fırın üniteleri ile hizmet vermektedir. Cu kaynaklı (A4 1L-Cu / 60 kV, 2.0 kw) X ışını tüpü ve tüpün ani sıcaklık değişimlerini kontrol eden su soğutucusuna (Thermo NESLAB, M 100) sahip olan cihazda monokromatize X-Işını elde edilmesini sağlayan Grafit Monokromatör kullanılmaktadır. X-Işını Toz Difraktometre dedektörünün  $q-2q$  ve  $2q-q$  taramalar sonucu kırınım deseni elde edilmektedir. Analizi tamamlanan örneklerin kalitatif değerlendirmeleri X-Işını Kırınım Deseni verilerinin Jade 6.5 yazılım programında bulunan, PDF kart numaralarına sahip yaklaşık 120.000 civarında madde ile karşılaştırılması sonucu saptanmıştır. Örneklerin XRD çekimleri Ek2'de sunulmuştur.

Kalitatif değerlendirmede amaç bir örneğin bileşiminde bulunan minerallerin belirlenmesidir. Minerallerin belirlenebilmesi için ilk olarak, denklemi aşağıda verilmiş **Bragg Yasası**'na göre her bir mineralin yüzeyine uygun açıyla gelen x ışınlarının difraksiyon açılarının ( $\theta$ ) belirlenmesi gerekir (Şekil 3.2).  $\theta$  açıları, analiz sonucunda elde edilen difraktogramlardaki piklerin yatay eksenindeki iz düşümleri olan  $2\theta$  değerleri yardımıyla saptanır. Bu  $2\theta$  değerleri, 3.1 no'lu denklem yardımıyla atomlar arası uzaklık (d) değerlerine dönüştürülerek minerallerin tanımlanması için gerekli olan parametre saptanmış olur.



Şekil 3.2. Bir minerale gönderilen X ışınlarının difraksiyonu

$$n\lambda = 2d \sin\theta \quad (3.1)$$

n: kat sayısı,  $\lambda$ : dalga boyu, d: atomlar arası uzaklık,  $\theta$ : difraksiyon açısı

### 3.4. INORGANİK JEOKİMYASAL YÖNTEMLER

#### 3.4.1. X Işınları Floresans Spektrometrisi (XRF)

Karotlar boyunca belli elementlerin miktarlarındaki değişimlerin belirlenmesi amacıyla İTÜ’de EMCOL laboratuvarlarında bulunan ITRAX-Core Scanner sistemi kullanılmıştır. Bu sistem ile karotlar fotograflanmış, radyografik özellikleri belirlenmiş (bu çökel yoğunluğu ile ilişkilidir) ve Mo tüpü ile periyodik cetvelde Al ve U arasındaki 30’dan fazla elementin bağlı değişimleri belirlenmiştir. ITRAX element analizi yüksek çözünürlükte veri sağlaması açısından önemlidir ve bu çalışmada 0.1cm çözünürlükte bir tarama yapılmıştır. Ölçülen tüm değerler cps (saniyedeki sayımlar şeklindedir) birimindedir.

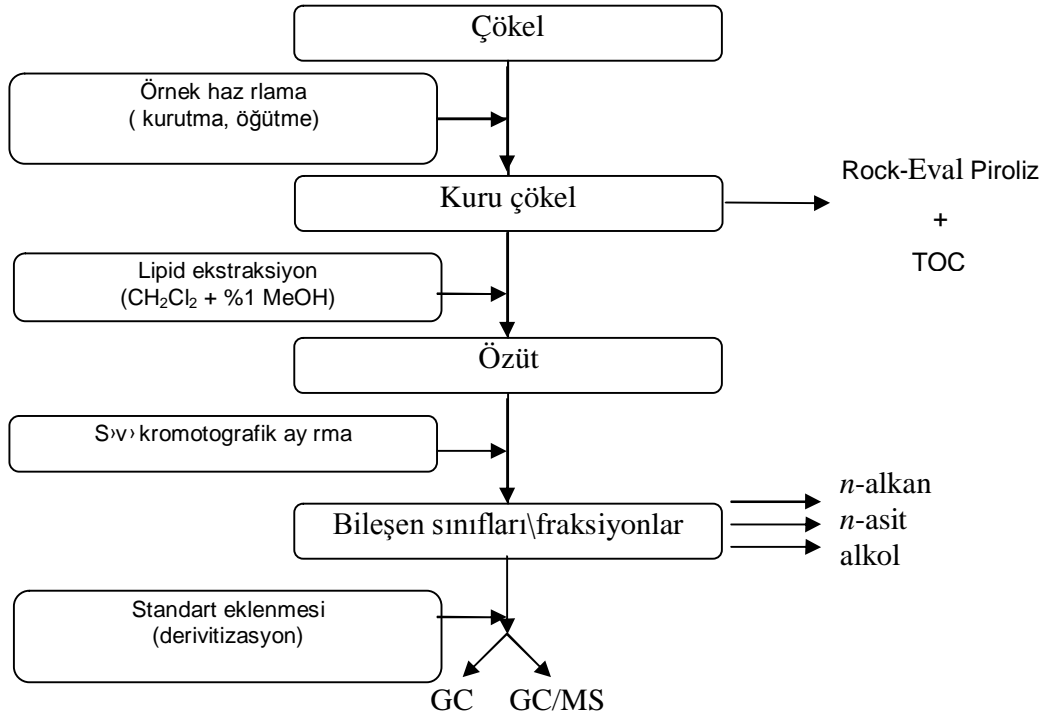
Bu analizle elde edilen sayısal veriler, çökellere X ışınları gönderilerek o elementi dış yörüngesinden bir elektron koparılmasıyla açığa çıkan enerji miktarının XRF detektörü ile ölçülmesiyle elde edilmektedir. Bu nedenle veriler kantitatif bir değerlendirmeye imkan tanımamaktadır.

### 3.5. ORGANİK JEOKİMYASAL YÖNTEMLER

Tüm jeokimyasal incelemeler, Gölarmara Gölünden alınmış iki uzun karot ile bunların hemen yanından alınmış kısa karotlar üzerinde yapılan analizlere dayanmaktadır. Analizlere başlamadan önce karotlar ortadan bölünmüş ve fotograflanmıştır. Uzun karotların yarısı arşiv amaçlı saklanırken, diğer yarısı 1cm’lik dilimlere ayrılarak analizlere hazırlanmıştır. Her iki uzun karot 1cm’lik dilimlere ayrıldıktan sonra çökel örnekleri ilk olarak İTÜ-EMCOL olanakları kullanılarak, Freze dry yöntemi ile  $-70^{\circ}\text{C}$ ’de kurutulmuştur. Arşiv amaçlı yarılar halen  $+4^{\circ}\text{C}$ ’de saklanmaktadır.

Organik jeokimyasal amaçlı örnek hazırlama süreci ile analitik yöntemlerin yer aldığı akış diyagramı aşağıda yer almaktadır (Şekil 3.3). Buna göre kurutulmuş ve öğütülmüş örnekler ilk olarak temel organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Bu analizler kapsamında LECO, Rock-Eval piroliz ve karbon izotop analizleri yapılmıştır. Bu analizlerde kullanılan örneklerin 23 tanesi daha detaylı analizler için seçilmiştir.

Örneklerin ayrıntılı jeokimyasal analizlerine başlanmadan önce, çökeller içindeki organik madde ASE (Accelerated Solvent Extractor) sistemi ile özütlenmiştir. Bu işlemin ardından toplam özüt özel likid kromatografik yöntemler kullanılarak çekim (afinite) ve polarite özellikleri doğrultusunda farklı fraksiyonlara (alifatik, asit ve bazlar olarak) ayrılmıştır. Bu farklı fraksiyonlar ya doğrudan ya da türevlerine çevrilerek (derivatisation) GC ve/veya GC-MS analizleri yapılmıştır. Analizi yapılan örneklerin orjinal kromatogramları Ek3’de sunulmuştur.



Şekil 3.3. Organik jeokimyasal yöntemler için örnek hazırlama ve uygulanan analiz yöntemlerinin yer aldığı akış diyagramı.

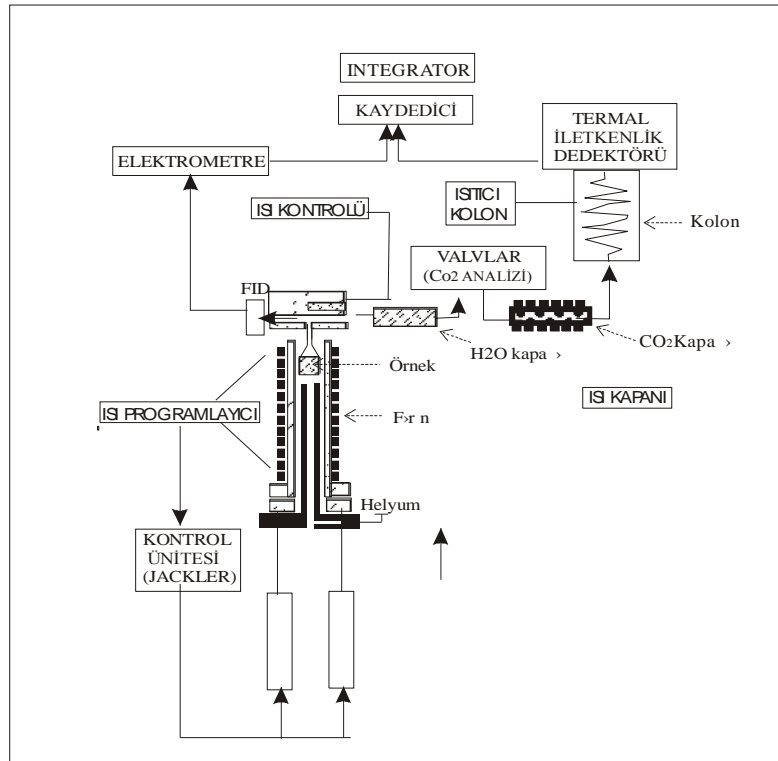
### 3.5.1. Toplam Organik Karbon ve Rock-Eval Piroлиз Analizleri

Örneklerin TOC içerikleri Rock-Eval pirolizleri TPAO ve TUBİTAK-MAM bünyesinde bulunan Rock-Eval VI sistemleri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. H3 ve H5 uzun karotlar boyunca 43, kısa karotlar boyunca 34 örnek için temel organik jeokimyasal analizler yapılmıştır. Gölarmara Gölü karotlar boyunca TOC ve piroliz amaçlı seçilen örneklerin listelendiği tablo ve (Tablo 3.1) cihazın ayrıntılı analiz koşulları aşağıda yer almaktadır (Tablo 3.2). Seçilen 78 örneğe, Espitalie vd., (1977) nin geliştirdiği Rock-Eval piroliz yöntemi uygulanmıştır. Bu teknikte örnekler ilk olarak inert atmosferde 300 °C de ısıtılmaktadır (Şekil 3.4). Bu evrede kayaç içerisinde bulunan çözünebilir organik madde (bitüm), helyum gaz kullanılarak dedektöre taşınır.

Tablo 3.1. Temel organik jeokimya analizleri yapılan örnekler (Leco, Rock-Eval,  $\delta C^{13}$ )

Örnek No:	G-No:	Derinlik (cm)	LECO RockEval	$\delta C^{13}$	Örnek No	G-No:	Derinlik (cm)	LECO RockEval	$\delta C^{13}$
H3-1	G003338	-0.5	*	*	K1-2		-0.5	*	*
H3-3	G003339	-2.5	*	*	K1-7		-5.5	*	*
H3-7	G003340	-6.5	*	*	K1-19		-17.5	*	*
H3-11	G003341	-10.5	*	*	K1-42		-40.5	*	*
H3-17	G003342	-16.5	*	*	K1-61		-58.5	*	*
H3-21	G003343	-20.5	*	*	K1-71		-70	*	*
H3-29	G003344	-28.5	*	*	K2-1	G003290	-0.25	*	*
H3-41	G003345	-40.5	*	*	K2-3	G003293	-1.25	*	*
H3-50	G003346	-49.5	*	*	K2-12	G003296	-5.75	*	*
H3-58	G003347	-57.5	*	*	K2-22		-11.5	*	*
H3-63	G003348	-62.5	*	*	K2-23		-12.5	*	*
H3-67	G003349	-67.5	*	*	K2-36		-25.5	*	*
H3-76	G003350	-75.5	*	*	K2-41		-30.5	*	*
H3-84	G003351	-84.5	*	*	K2-45		-34.5	*	*
H3-95	G003352	-94.5	*	*	K2-55		-44.5	*	*
H3-98	G003353	-97.5	*	*	K2-70		-60.5	*	*
H3-	G003354	-102.5	*	*	K2-91		-80.5	*	*
H3-	G003355	-106.5	*	*	K2-96		-86.5	*	*
H3-	G003356	-110.5	*	*	K2-T		-87.5	*	*
H3-	G003357	-111.5	*	*	K4-1		-0.25	*	*
H3-	G003358	-114.5	*	*	K4-2B		-1	*	*
H3-	G003359	-117.5	*	*	K4-T		-19.5	*	*
H3-	G003360	-118.5	*	*	K5-1		-0.2	*	*
H3-	G003361	-119.5	*	*	K5-3		-2.5	*	*
H3-	G003362	-121.5	*	*	K5-9		-8.5	*	*
H3-	G003363	-125.5	*	*	K5-15		-14.5	*	*
H3-	G003364	-127.5	*	*	K5-19		-14.5	*	*
H3-	G003365	-130.5	*	*	K5-26		-25.5	*	*
H3-	G003366	-133.5	*	*	K5-29		-28.5	*	*
H5-1	G003367	0.5	*	*	K5-47		-46.5	*	*
H5-2	G003368	3.5	*	*	H5-8	G003374	106.5	*	*
H5-14	G003380	16.5	*	*	H5-9	G003375	116.5	*	*
H5-3	G003369	26.5	*	*	H5-10	G003376	120.5	*	*
H5-4	G003370	45.5	*	*	H5-11	G003377	126.5	*	*
H5-5	G003371	66.5	*	*	H5-12	G003378	138.5	*	*
H5-6	G003372	88.5	*	*	H5-13	G003379	143.5	*	*
H5-7	G003373	92.5	*	*					

Bu bileşenin miktarı, alev iyonizasyonu dedektöründe ölçülür (S1). Daha sonra örnek dakikada 25°C artışla 550°C'ye kadar ısıtılmaya devam edilir. Bu piroliz sürecinde, hidrokarbonlar, diğer organik bileşenler ve karbondioksit (CO<sub>2</sub>), organik maddenin (kerojen) bozulması yoluyla oluşur. Bu uçucu ürünler sabit helyum akışında fırının dışına iletilirler ve iki farklı fraksiyona ayrılırlar. İlk fraksiyon alev iyonizasyonu dedektörüne gönderilir ve burada hidrokarbonların miktarı ölçülür (S2). Diğer fraksiyon, bir kapanda tutulur ve daha sonra termal iletkenlik dedektörüne gönderilir. Burada toplam CO<sub>2</sub> (S3) miktarı saptanır. S1 ve S2 değerleri bir gram kaya bazında normalize edilir (mg HC/gr kaya). S3 değeri ise bir gram kayadaki karbondioksit (CO<sub>2</sub>)'in miligram olarak miktarını belirtmektedir. S2 ve S3 değerlerinden ve organik karbon miktarından yararlanılarak, hidrojen indeksi (HI= S2/TOC) ve oksijen indeksi (OI=S3/TOC) değerleri hesaplanır. Bu değerler organik maddenin karakterizasyonu amacıyla kullanılır. Piroliz sonucunda elde edilen verilerle üretim indeksi (PI=S1/S1+S2), türüm potansiyeli (S1+S2) ve olgunluk seviyesinin karakterizasyonunda kullanılan maksimum piroliz sıcaklığı (T<sub>max</sub>) da hesaplanabilmektedir.



Şekil 3.4. Rock-Eval piroliz sisteminin şeması (Espitalie, 1985).

Tablo 3.2. Rock-Eval analiz koşulları.

<b><u>Piroliz için:</u></b>	<b><u>Oksidasyon için:</u></b>
İnit Temp= 300°C	İnit Temp= 300°C
Final Temp= 650°C	Final Temp= 850°C
Rate(°C/min)= 25	Rate(°C/min)= 20
Init time= 3 min	Init time= 1 min
FinalTime= 0 min	FinalTime= 5 min
Method: Bulk Rock	Method: Bulk Rock

### 3.5.2. Duraylı Karbon İzotop Analizi

TOC içerikleri gözetilerek seçilen miktarlardaki (0.5-1.5g) örnekler Ag-kapsüllerine konmuş, tartılmış, bir miktar %20'lik HCl eklenmiş ve 3 saat boyunca 75°C'de ısıtılmıştır. Son olarak Ag kapsülleri kapatılmıştır. İzotopik bileşenlerin analizi için GFZ-Potsdam (GeoForschungsZentrum, Almanya) bünyesindeki Carlo Erba elemental analiz (NC2500) cihazıyla kombine edilmiş ContinuousFlowIII, DELTAplusXL kütle spektrometresi (IRMS) kullanılmıştır.

Örnekler oto örnekleyici ile elementer analize gönderilmiş ve oksijen ateşinde yakılmıştır. Çıkan gazlar helyum taşıyıcı gaz ile IRMS sistemine gönderilmiştir. İzotopik oranlar delta sistemi ile verilmiştir. Delta sistemi:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{\text{örnek}}/R_{\text{referans}})-1]*10^3 \quad (3.2)$$

Kalibrasyon Urea, izotopik standartlar (USGS24, CH-7) ve referans toprak örnekleri (Boden 2) kullanılarak oluşturulmuştur. Analizi yapılan tüm örnekler Tablo 3.1'de yer almaktadır.

### 3.5.3. Özütleme ve Süspansiyon Kromatografik Ayırma

Ayrıntılı jeokimya analizleri için özütleme işlemiyle başlayarak, farklı organik madde fraksiyonlarının ayrılmasına kadar olan bir dizi işlem gerekmiştir (Tablo 3.3).

Tablo 3.3. Ayrıntılı organik jeokimya analizleri ve bu analizlerle incelenen örnekler.

		yöntem								
		ayırma		analiz						
		MPLC	HMPLC	GC	GC-MS					GC-IRMS
örnek no:	E-no:	Alifatik Aromatik	Polar	alifatik fraksiyon	alifatik fraksiyon	aromatik fraksiyon	düşük polar	Orta Polar	asit	alifatik izotop
k2-1	G003290	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-1	G003338	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-7	G003340	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-17	G003342	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-29	G003344	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-41	G003345	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-50	G003346	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-58	G003347	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-63	G003348	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-67	G003349	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-76	G003350	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-84	G003351	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-95	G003352	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-98	G003353	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-103	G003354	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-107	G003355	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-112	G003357	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-118	G003359	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-120	G003361	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-128	G003364	*	*	*	*	*	*	*	*	*
h3-134	G003366	*	*	*	*	*	*	*	*	*
H5-17	G005764	*	*		*					
H5-18	G005765	*	*		*					
H5-19	G005766	*	*		*					
H5-20	G005767	*	*		*					
H5-22	G005768	*	*		*					
H5-23	G005769	*	*		*					
H5-25	G005770	*	*		*					
H5-27	G005771	*	*		*					
H5-29	G005772	*	*		*					
H5-30	G005773	*	*		*					

### Özütleme:

Çözünabilir organik maddenin özütlenmesinde Dionex firmasının ürettiği ASE-200 tipi hızlandırılmış çözücü özütleme sistemi kullanılmıştır (Accelerated Solvent Extraction device). Özütleme amacıyla, diklorometan/methanol (hacimce oran : 99/1) kullanılmıştır. Analiz koşulları ayrı ca Tablo 3.4’de belirtilmiştir.

Çökel örnekleri, TOC içerikleri gözetilerek, 1-17mg arasındaki miktarlar kullanılarak özütlenmiştir. Söz konusu kuru çökel miktarlar ve özütlenen organik madde miktarları Tablo 3.5’de yer almaktadır.

Tablo 3.4. Özütleme analiz koşulları.

<b>YÖNTEM</b>	
Ön ıs (Preheat): 0 min	Is : 5 min
Statik: 20 min	Akış: % 60
Temizleme (Purge): 240 s	Döngü :1
Bas : 50 Bar	Sıcaklık: 75 °C

Tüm özütler Turbovap (Zymark; Hopkinton, USA) türü buharlaştırıcı sistem kullanılarak 42 °C’de konsantre edilmiştir. Bu işlemin ardından önceden ağırlıkları ölçülmüş şişelere diklorometan ile aktarılmıştır. Çözücü yavaş nitrojen akışında uzaklaştırılmıştır. Toplam özüt miktarları kap ağırlıkları gözetilerek hesaplanmıştır. Özütleme işleminden geçen örnekler ve organik madde miktarları Tablo 3.5’de yer almaktadır.

### Sıvı Kromatografik Ayırma:

Ekstraksiyon işleminin ardından, özütler orta basınçlı (MPLC) ve heterobileşenli orta basınçlı (HMPLC) kromatografi sistemleri yardımıyla farklı özelliklerdeki bileşenlere (alifatik, aromatik, NSO bileşenleri ve bunların da kendi içinde, farklı polariteye sahip olan düşük, orta, yüksek polar ve asit fraksiyonlara ayrılmıştır (Radke vd., 1980; Willsch vd.,1997). MPLC yöntemi alifatik, aromatik ve polar bileşenlerin ayrımında kullanılmıştır. Sistemde heterojen bileşenleri çözmek için hareketli (mobil) faz olarak *n*-heksan kullanılmıştır. Her bir ön kolon (pre-kolon) iki farklı boyutta silica içermektedir. Bunlardan ilki 5/6 oranında 200-500 µm (art no: M-10185D)’dir. İkincisi 1/6 oranında 63-100 µm (art no:10184D) boyutunda silikadır.

Tablo 3.5. Özütleme yöntemi uygulanan örneklerin listesi ve kullanılan sediment ve elde edilen özüt miktarlar .

Örnek No:	E-no:	Derinlik (cm)	TOC (%)	Ekstrakt Edilen Kuru Örnek Miktar (gr)	Kuru Ekstrakt Miktar (gr)
<b>K2-1</b>	G003290	-0.25	3.15	1.61	0.00341
<b>K2-3</b>	G003293	-1.25	3.04	1.36	0.00462
<b>K2-12</b>	G003296	-5.75	2.25	2.00	0.00652
<b>H3-1</b>	G003338	-0.5	2.50	3.01	0.00462
<b>H3-7</b>	G003340	-6.5	1.89	5.02	0.01089
<b>H3-17</b>	G003342	-16.5	1.73	0.60	0.00124
<b>H3-29</b>	G003344	-28.5	2.64	3.01	0.00382
<b>H3-41</b>	G003345	-40.5	2.34	5.04	0.00563
<b>H3-50</b>	G003346	-49.5	2.02	5.00	0.00566
<b>H3-58</b>	G003347	-57.5	2.34	5.04	0.00422
<b>H3-63</b>	G003348	-62.5	1.64	5.00	0.00379
<b>H3-67</b>	G003349	-67.5	2.10	5.01	0.00375
<b>H3-76</b>	G003350	-75.5	2.02	5.23	0.00431
<b>H3-84</b>	G003351	-84.5	2.25	4.97	0.00298
<b>H3-95</b>	G003352	-94.5	2.56	5.02	0.00422
<b>H3-98</b>	G003353	-97.5	3.13	5.00	0.00457
<b>H3-103</b>	G003354	-102.5	3.67	5.07	0.00641
<b>H3-107</b>	G003355	-106.5	2.80	5.00	0.00307
<b>H3-112</b>	G003357	-111.5	1.96	5.01	0.00288
<b>H3-118</b>	G003359	-117.5	0.44	17.41	0.00066
<b>H3-120</b>	G003361	-119.5	0.56	17.44	0.00070
<b>H3-128</b>	G003364	-127.5	0.40	17.41	0.00059
<b>H3-134</b>	G003366	-133.5	0.47	17.38	0.00046
<b>H5-17</b>	G005764	-18		8.57	
<b>H5-18</b>	G005765	-29		14.42	
<b>H5-19</b>	G005766	-48		13.78	
<b>H5-20</b>	G005767	-70		12.91	
<b>H5-22</b>	G005768	-91		8.12	
<b>H5-23</b>	G005769	-104		7.30	
<b>H5-25</b>	G005770	-114		6.66	
<b>H5-27</b>	G005771	-122		8.69	
<b>H5-29</b>	G005772	-141		15.89	
<b>H5-30</b>	G005773	-144		16.81	

MPLC sisteminde alifatik ve aromatik fraksiyonlar işlem görmemiş silica jel kolonlara (pre-colon) doğru gönderilmektedir. Böylelikle ilk olarak alifatik bileşenler ayrılmaktadır. Bu işlemin ardından akış yönü tersine çevirilerek daha güçlü tutunma yeteneğine sahip aromatik hidrokarbonlar ana kolondan ayrıştırılmaktadır. Sistemde doymuş bileşenler için akış hızı 8.0ml/dakikadır ve toplam 12 ml'dir. Buna karşın aromatiklerin ters yöne akışla alınması sırasında akış hızı 12.0 ml/dakikadır ve toplam hacim 72ml'dir. Son olarak diklorometan/methanol (95/5 hacimce) kullanılarak NSO bileşenleri pre-kolondan ayrıca alınmıştır. Bu amaçla %5'lik metanol içeren 2 barlık basınç uygulanmıştır. Kullanılan çözücünün miktarı 60ml'dir. Bu işlemlerin ardından tüm fraksiyonlar (bileşenler) konsantre edilip, ağırlıkları ölçülmüştür. Polar fraksiyon, orta basınçlı heterobleşen likid kromatografik yöntem (HMPLC) ile yedi farklı sınıfa ayrılabilmektedir (Willsch vd., 1997). Bunlar düşük, orta, yüksek polar bileşenler, nötral bileşenler, asitler ve bazlardır. Ancak bu çalışmada sadece orta, düşük polar bileşenler ile asit fraksiyonunun detaylı analizleri yapılmıştır. Bu amaçla Pump K-501 Kanauer tipi HMPLC sistemi kullanılmıştır. Bu sistemde, her birinde farklı duraylı fazların (stationary phases) bulunduğu ve birbirini izleyen kolonlar kullanılarak ayrılmaktadır. Bu hareketli ve duraylı fazlar aşağıda listelenmiştir (Tablo 3.6).

Buna göre sisteme enjekte edilen özütler diklorometan/methanol (99/1 hacimsel oranında) çözüldükten sonra ilgili kolonlara doğru gönderilmektedir. Burada ilk olarak farklı polariteye sahip bileşenler farklı ön-kolonlarda tutulmakta ve daha sonra ayrılmakta ve farklı cam kaplarda biriktirilmektedir. Buna göre;

- Yüksek polariteli bileşenler ön işlem görmemiş silika jelde tutulmaktadır (SiO<sub>2</sub>),
- Bazlar hidroklorik asit ile ön işlem görmüş (HCl) silika üzerinde uygun hidrokloritler tarafından tutulmaktadır,
- Asitler potasyum hidroksit (KOH) eklenmiş silika jelde tutulmaktadır
- Düşük ve orta polar bileşenler ana kolondan farklı tutulma zamanlarına bağlı olarak ayrılmaktadır.

Farklı polar bileşenlerin ayrılmasında farklı fazlar kullanılmaktadır:

- Tutulmuş yüksek polar bileşenler, hareketli faz olarak metanol kullanılmak yoluyla ilk kolondan ayrılmıştır.
- Baz hidro koridler KOH ile ön işlem görmüş üçüncü ve dördüncü kolonlardan metanol çözücülüğünde ayrılmıştır.
- Asit bileşenler ikinci kolondan diklorometan/formik asit karışımı ile ayrılmıştır
- Düşük ve orta polar bileşenler %1 metanol içeren diklorometan ile ayrılmıştır.

Tablo 3.6.S&gt; &gt;kromatografik ay rmada kullanılan kolon, hareketli ve durayl&gt; fazlar n listesi.

Ayrı m yap lan NSO bileşeni	Kolon	Kolon malzemesi (durayl> faz)	Hareketli faz miktar (ml)	Hareketli faz
<i>Düşük polar</i>	Ana kolon		44 (15ml/dakika)	%1'lik metanol içeren diklorometan
<i>Orta polar</i>	Ana kolon		33 (15ml/dakika)	%1'lik metanol içeren diklorometan
<i>Yüksek Polar</i>	Pre-kolon	Silika 100 (200-500 $\mu$ m) (art no: M- 10185D)	30 (15ml/dakika)	Metanol
<i>Asit</i>	Pre-kolon	Silika 100 (63- 200 $\mu$ m) + %5 KOH (art no: SI100KOH5G)	30 (15ml/dakika)	%1'lik formik asit içeren diklorometan
<i>Baz</i>	Pre-kolon	Silika 100 (63-100 $\mu$ m)+HCL (art no: SI100HCL)	30 (15ml/dakika)	Metanol
<i>Baz</i>	Pre-kolon	Silika 100 (63- 200 $\mu$ m) + %5 KOH (art no:SI100KOH5G)	30 (15ml/dakika)	Metanol
<i>İntermed</i>	Ana kolonun temizlenmesi	-	30 (8ml/dakika)	Aseton/kloroform/met anol

Burada bir diğ er önemli aşama asit ve alkol bileşenlerinin türevlerine dönüştürülmesidir (derivatisation).

Yağ asitleri, *n*-alkol ve steroller farklı polar fonksiyonel gruplar<math>dx</math> ve bunların doğrudan GC analizleri oldukça karmaşıktır. Ancak bunların davranışlarının ek yöntemler kullanılarak değiştirilmesi ile analizleri mümkün olmaktadır. Bu yöntemlerden birisi türetme yöntemidir. Bu çalışmada asit fraksiyon ile orta polar bileşenlerin analizlerinden önce türetme yöntemi uygulanmıştır.

- Yağ asitleri ilgili metal esterlere diazometan kullanılarak dönüştürülmüştür. Bu ay raç etanoik potasyum hidroksit ve serbest dietiler (kuru buz/aseton) eklenerek Diazald'dan sentezlenmiştir. Örnekler eterin oda sıcaklığında buharlaştırılmasından önce 2 saat kapalı cam kaplarda tutulmuştur.
- *n*-alkoller ve steroller bis (trimetilsili)triflorasetamid/trimetilklorsilan (hacimce 99/1) kullanılarak trimetilsil eterlerine dönüştürülmüştür (Silyl 911, Macherey & Nagel, Düren, Germany). Örnekler bu ayraç eklendikten sonra 60 °C'de 30 dakika ısıtılmıştır ve olabildiğince hızlı bir şekilde GC kolona enjekte edilmiştir.

GC ve GC-MS verilerinin sayısallaştırılabilmesi için örneklere miktar bilinen standartlar eklenmiştir. Buna göre;

- Alifatik fraksiyon için 5 $\alpha$  Androsatanon (5  $\mu$ g/ml)
- Aromatik fraksiyon için etilpiren (2  $\mu$ g/ml)
- Yağ asitleri için 5  $\mu$ g eüroik asit
- Nötral fraksiyon için 5  $\mu$ g Androstanon kullanılmıştır.

#### 3.5.4. Gaz Kromatografisi (GC) ve Gaz Kromatografi –Kütle Spektrometrisi (GC-MS)

GC analizi için Flame Ionization Detector (FID) ve Headspace-Örnekleyici (HS) kullanılmıştır. GC-MS cihazı, GC Trace Ultra (Electron firması) sistemi ile buna bağlı Thermo DSQ kütle spektrometresinden oluşmaktadır. Auto örnekleyici olarak CTC Analytics'e ait GC PAL sistemi kullanılmıştır. Kullanılan yöntemin detayları aşağıda yer almaktadır (Tablo 3.7). Bu yöntemle de özütlenmiş olan tüm örneklerin analizleri yapılmıştır (Tablo 3.5).

#### 3.5.5. Gaz Kromatografisi İzotop Oranı Kütle Spektrometresi (GC-IRMS)

Özütlerin bileşen özel karbon izotop bileşimleri GC-C-IRMS (gaz kromatografi/ yakma/ izotop-oranı kütle spektrometresi) sistemi ile yapılmıştır. GC-C-IRMS sistemi bir GC birimi (6890N, Agilent Technology, USA) ile GC III yakma sistemi ve bunlarla bağlantılı Delta V Plus kütle spektrometresi (ThermoElectron, Germany)'nden oluşmaktadır. Organik parçacıklar GC sıvı (effluent) akışında 940 °C'e yaklaşıp oksitlenerek CO<sub>2</sub>'e dönüşür (CuO/Ni/Pt katalist). CO<sub>2</sub> kütle spektrometresine transfer edilerek karbon izotop oranları belirlenir. 2  $\mu$ l doygun fraksiyon split oranı 1:2 olacak şekilde enjekte edilir. Enjektör 230°C'de ve daha sonra dakikada 3°C artışla 300°C'ye yükselecek şekilde ısıtılır. Doymun fraksiyonlar silica kapiller kolonlarda (BPX5, 50 m

x 0.22 mm ID, 0.25 µm FT, SGE) ayrılır. Sıcaklık programı 40°C'den başlayarak dakikada 3°C ile 25 dakikada 300°C'ye yükseltilir. Sistemde Helyum 1.0 ml min<sup>-1</sup> akış hızı ile taşıyıcı gaz olarak kullanılmaktadır. Her bir örnek 3 kez ölçülmüştür (Tablo 3.8).

Tablo 3.7. GC ölçümlerinin analiz koşulları.

<p>Alifatik fraksiyon için kütle aralığı 50-600  Saniyedeki tarama (scan per second): 2.5  Tarama zaman : 0.40 saniye  İyon kaynağı sıcaklığı: 230 °C  GC başlama sıcaklığı 50 °C; tutunma zaman 1 dakika  Ramp 1: 310 °C (3.0 °C/dakika); tutunma zaman 30 dakika  Enjektör :  Mod: PTV Splitless  Sıcaklık: 50 °C  Split akışı (ml/dakika):30  Splittless zaman (dakika): 1  Enjeksiyon fazlar :  Enjeksiyon basıncı :30kPa  Enjeksiyon zaman 0.05 dakika  Transfer basıncı 30 kPa, oran 10 °C/dakika, sıcaklık 300 °C, zaman 1 dakika  Temizlenme oran 10 °C/dakika, sıcaklık 300°C, zaman 10 dakika, akış 50ml/dakika  Akış (sabit) 1 ml/dakika Transfer çizgisi: 320 °C (MS transfer sıcaklığı)</p>
<p>Yağ asitleri için kütle aralığı 50-650  Ramp: 35 dakika</p>
<p>Alkoller için kütle aralığı: 50-650  Ramp: 40 dakika olarak ayarlanmıştır.</p>

Tablo 3.8. GC-IRMS ile Bileşen Özel Karbon İzotop Ölçümleri yapılan örnekler.

C analizleri		H analizleri	
Örnek no:	E-No:	Örnek no:	E-No:
H5-17	G005764	H5-17	G005764
H5-18	G005765	H5-18	G005765
H5-19	G005766	H5-19	G005766
H5-20	G005767	H5-20	G005767
H5-22	G005768	H5-22	G005768
H5-23	G005769	H5-23	G005769
H5-25	G005770	H5-25	G005770
H5-27	G005771	H5-27	G005771
H5-29	G005772	H5-29	G005772
H5-30	G005773	H5-30	G005773
H3-7	G003340		
H3-63	G003348		
H3-67	G003349		
H3-107	G003355		
H3-118	G003359		
H3-120	G003361		
H3-128	G003364		
H3-134	G003366		

### 3.6. MUTLAK YAŞ ANALİZLERİ

H3 ve H5 karotlar ndan seçilen dört örnek için  $^{14}\text{C}$  ve K2 (çökel/su arayüz) karotundan seçilen beş örnek için  $^{210}\text{Pb}$  analizleri yapılarak, karotlar tarihlendirilmiş ve güncel çökme hızı hesaplanmaya çalışılmıştır (Tablo 3.9).

Tablo 3.9. GC-IRMS ile Özel Bileşen Karbon İzotop Ölçümleri yapılan örnekler.

$^{14}\text{C}$	Derinlik (cm)	$^{210}\text{Pb}$	Derinlik (cm)
<b>H3-95</b>	95	<b>K2-4</b>	4
<b>H3-120</b>	120	<b>K2-5</b>	5
<b>H3-134</b>	134	<b>K2-6</b>	6
<b>H5-12</b>	140	<b>K2-20</b>	20
		<b>K2-37</b>	37

#### 3.6.1. Karbon ( $^{14}\text{C}$ ) Analizleri (Hızlandırıcı Kütle Spektrometrisi -AMS)

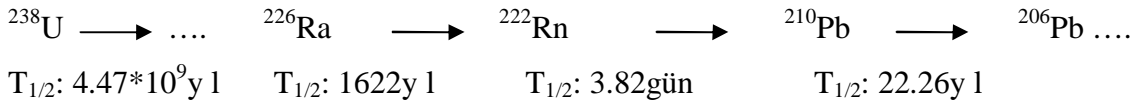
$^{14}\text{C}$  yaş analizleri, Leibniz Laboratuvarında (Almanya) yapılmıştır. Bu amaçla toplam çökel yerine organik madde özütleri kullanılmıştır. Örnekler DCM/Metan ile muamele edilerek, kuvars kaplara alınmış ve kurutulmuştur. CuO ve saf gümüş eklenerek,

900°C'de yakılmıştır. Oluşan CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub> ile 600°C'de Fe katalizator kullanılarak grafitte dönüştürülmüştür. Fe grafit karışımı AMS ölçümlerinde kullanılmıştır. <sup>14</sup>C yaşları Stuiver ve Polach (1977) (Radiocarbon, 19/3, 1977)'ye göre hesaplanmış ve CALIB rev 5.01 kullanılarak kalibre edilmiştir (Reimer vd., 2004).

### 3.6.2. Kurşun İzotop (<sup>210</sup>Pb) Analizleri

Genç döneme ait çökellerin yaşlandırılması amacıyla 5 farklı seviyeyi temsil eden örnek Küçükçekmece Nükleer Araştırma Merkezinde analiz edilmiştir.

Pb metodu, göl ve deniz çökellerinin yaşlandırılmasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Appleby ve Oldfield, 1978). <sup>210</sup>Pb, <sup>238</sup>U'un bozunma serisi içinde doğal olarak gelişen radyonüklidlerindedir. <sup>210</sup>Pb çökeller içinde hızlı bir denge oluşturur ve belli bir derinlikten sonra sabit kalır. Sedimentte bulunan <sup>210</sup>Pb'a desteklenmiş (supported), atmosferde <sup>222</sup>Rn'un bozunması ile oluşan <sup>210</sup>Pb'a ise desteklenmemiş veya fazla (unsupported veya excess) <sup>210</sup>Pb denilmektedir. Burada desteklenmemiş <sup>210</sup>Pb yaş tayinlerinde kullanılmaktadır. Topraktaki <sup>226</sup>Ra'nun bozunmasıyla oluşan <sup>222</sup>Rn gaz şeklinde atmosfere kaçar ve daha uzun ömürlü <sup>210</sup>Pb'ye dönüşür. Kurşun 30 günden daha az bir sürede atmosferden yağış şeklinde ayrılır ( $V_{ort}=10-20 \text{ atom/cm}^2$ ).



Göl ve deniz tabanlarında bulunan <sup>210</sup>Pb'a Ra'dan kaynaklanan <sup>210</sup>Pb'un eklenmesi ile çökellerde bulunan toplam <sup>210</sup>Pb arasında bir ilişki bulunmaktadır. Buna göre desteklenmemiş <sup>210</sup>Pb aktivitesi, çökelerde zaten bulunan <sup>226</sup>Ra'dan kaynaklanan desteklenmiş <sup>210</sup>Pb aktivitesinin toplam <sup>210</sup>Pb aktivitesinde çıkartılması ile aşağıdaki bağıntı kullanılarak bulunabilir.

$${}^{210}\text{Pb} (\text{desteklenmemiş}) = {}^{210}\text{Pb} (\text{toplam}) - {}^{226}\text{Ra} \quad (3.3)$$

Böylece dip çökellerinin yaşlandırılması uygun matematik modeller kullanılarak ve çökelin her bir seviyesindeki <sup>210</sup>Pb ve <sup>226</sup>Ra radyonüklid konsantrasyonlarının tayini ile

mümkün olmaktadır. 22.26 yıl yar ömürlü  $^{210}\text{Pb}$  elementi yaşlandırmaya en uygun elementlerden biridir ve yaklaşık 100-150 yıllık dönem hakkında bilgi vermektedir (Appleby ve Oldfield, 1992). Çökellerde bulunan  $^{210}\text{Pb}$  aktivitesi radyoaktif bozuma yasasına göre derinlikle üstel olarak azalmaktadır. Bu azalma  $^{226}\text{Ra}$ 'dan kaynaklanan  $^{210}\text{Pb}$ 'un konsantrasyonuna ulaştığında sabit kalır ve bu değer  $^{226}\text{Ra}$ 'a bağlı doğal (desteklenmiş) seviyeyi vermektedir. Desteksiz  $^{210}\text{Pb}$ 'un aktivitesi çökel karotun derinliği boyunca basit üstel bir model ile ifade edilir.

$$A_{\text{Pb } 210} (m) = F/w \cdot e^{-\lambda \cdot m/w} \quad (3.4)$$

Burada  $A_{\text{Pb } 210}$  aktivite konsantrasyonunun derinlikle azalmasını,  $\lambda$   $^{210}\text{Pb}$ 'un bozunma sabitini göstermektedir.

$^{210}\text{Pb}$ ' dayalı yaşlandırma çalışmalarında yaygın olarak iki farklı model kullanılmaktadır. Bunlar CRS (Constant rate of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  supply model) ve CIC (constant initial concentration model) modelleridir. Bu çalışmada CRS modeline göre hesaplamalar yapılmıştır. Bu nedenle CIC modeline değinilmeyecektir. CRS modeline göre başlangıçtaki ( $t=0$ ) desteklenmemiş  $^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin kütle derinliği (mass depth) derinlikle ters orantılı olarak azalır. Bu modelde  $x$  derinliğindeki çökelin yaşı aşağıda verilen denklemlerle hesaplanır (Appleby ve Oldfield, 1978).

$$A_{\text{Pb } 210 \text{ ex}} = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} \quad (3.5)$$

Burada  $A_0$  karot boyunca desteklenmemiş  $^{210}\text{Pb}$ 'un toplam miktarını,  $A$  herhangi bir  $x$  derinliğinin altında kalan desteklenmemiş  $^{210}\text{Pb}$ 'un toplam miktarını ve  $\lambda = \ln 2 / 22.26 \text{ y}$   $^{-1}$ 'dir. Bu değer ( $\lambda$ )  $^{210}\text{Pb}$ 'un bozunma sabitini vermektedir. Desteklenmemiş  $^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin yüzey çökel tabakasından başlayarak,  $^{226}\text{Ra}$ 'dan kaynaklanan desteklenmiş  $^{210}\text{Pb}$ 'a kadar ( $x$ ) derinliği için çizilen grafiği sayesinde  $A$  ve  $A_0$  değerleri hesaplanabilir. Kütle biriktirme hızı ise ( $\text{g/cm}^2 \cdot \text{y}$ ) aşağıda verilen formülle bulunmaktadır.

$$R = -\lambda \cdot A/C \quad (3.6)$$

Burada  $C$  herhangi bir  $x$  derinliğindeki çökel tabakasındaki desteklenmemiş  $^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin konsantrasyonudur.

#### 4. BULGULAR

Bu bölümde ilk olarak bölgenin jeolojik konumu ile Gölarmara Gölünün yakın çevresindeki stratigrafik birimler tanıtılacaktır. Daha sonra gölün çevresindeki Kuvaterner istifinin lito-stratigrafik özellikleri ayrıntılı olarak değerlendirilecektir. Bu kapsamda Gölarmara Gölü çökellerinin lito-stratigrafisi ve jeokronolojisi tartışılarak gölün ve yakın çevresinin evrimi hakkında bir değerlendirme de yapılacaktır. Lito-stratigrafik değerlendirmenin ardından göl çökellerinin jeokimyasal özellikleri farklı başlıklar altında sunulacak ve tartışılacaktır.

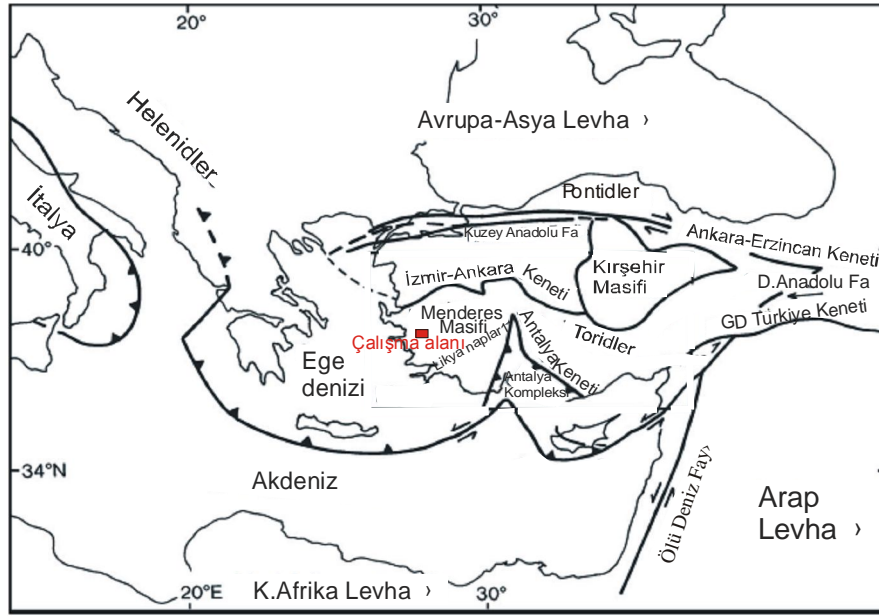
Bölgenin jeolojik özellikleri ağırlıklı olarak önceki çalışmaların özeti niteliğinde olup, yeni saha gözlemleri ile harmanlanarak sunulacaktır. Buna karşın göl çevresindeki sedimenter birimler, göl çökellerini içeren Kuvaterner istifinin litolojik özellikleri ve jeokronolojik değerlendirmeler ile başlayan kısım bu çalışma için büyük önem taşımaktadır. Burada litolojik ayırtlar batı ve doğu depolanma merkezlerinden alınmış (sırasıyla H3 ve H5) karotları boyunca yapılan değerlendirmeleri içermektedir. Bu iki karot boyunca belirli seviyelerden alınan örnekler  $^{14}\text{C}$  analizlerine göre tarihlendirilmiştir. Buna göre göl çökellerinden alınan karotlarda saptanan en eski tarih  $8945 \pm 65$  yıl öncesine gitmektedir. Ayrıca göldeki güncel çökeltme hızının belirlenebilmesi için  $^{210}\text{Pb}$  analizi yapılmıştır. Bu değer ise  $0.3\text{cm/yıl}$ 'ın altındadır.

Göl çökellerinin jeokimyasal özellikleri ise iç ve dış dinamiklerle şekillenen fiziksel/kimyasal/biyolojik olayların bütününden etkilenmektedir. Bu etkenler çökellerin inorganik ve organik bileşimindeki kontrolü oluşturmaktadır. Buna göre çökellerin jeokimyasal özellikleri paleo-ekolojik değerlendirmeler açısından çok önemlidir. Gölarmara Gölü çökellerinin jeokimyasal özellikleri sırasıyla inorganik jeokimyasal özellikler ve organik jeokimyasal özellikler olmak üzere farklı başlıklar altında sunulacaktır.

## 4.1. JEOLJİ

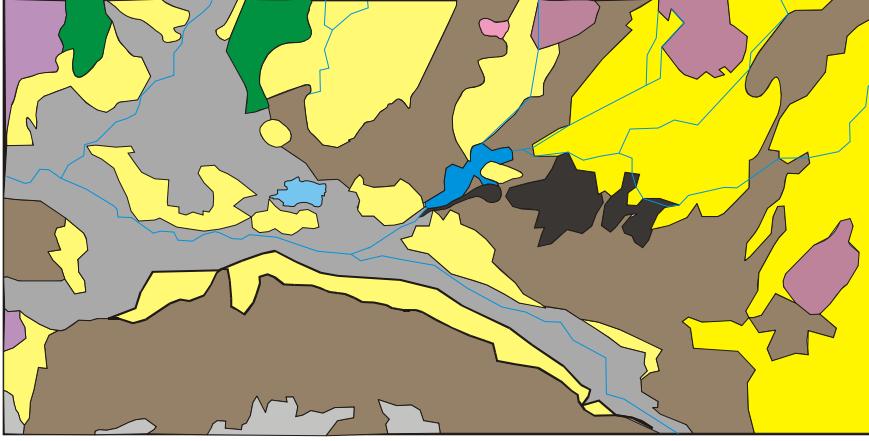
### 4.1.1. Jeolojik Konum

Gölmarmara Gölü ve yakın çevresi Türkiye'nin 5 temel tektonik birliğinden Torid-Anatolid bloğu üzerinde yer almaktadır (Robertson, 2000, Şengör ve Yılmaz, 1982). Bu blok üzerinde dört farklı zon (Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Bornova Fliş Zonu, Menderes Masifi) bulunur ve bu zonun sınırlarını kuzeyde İzmir-Ankara ve güneyde İç Torid keneti oluşturmaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999). Gölmarmara Gölü bu zonlardan Menderes Masifi üzerinde bulunmaktadır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Doğu Akdeniz bölgesinin ve Türkiye'nin temel jeolojik yapılarını gösteren tektonik haritası (Robertson, 2000)

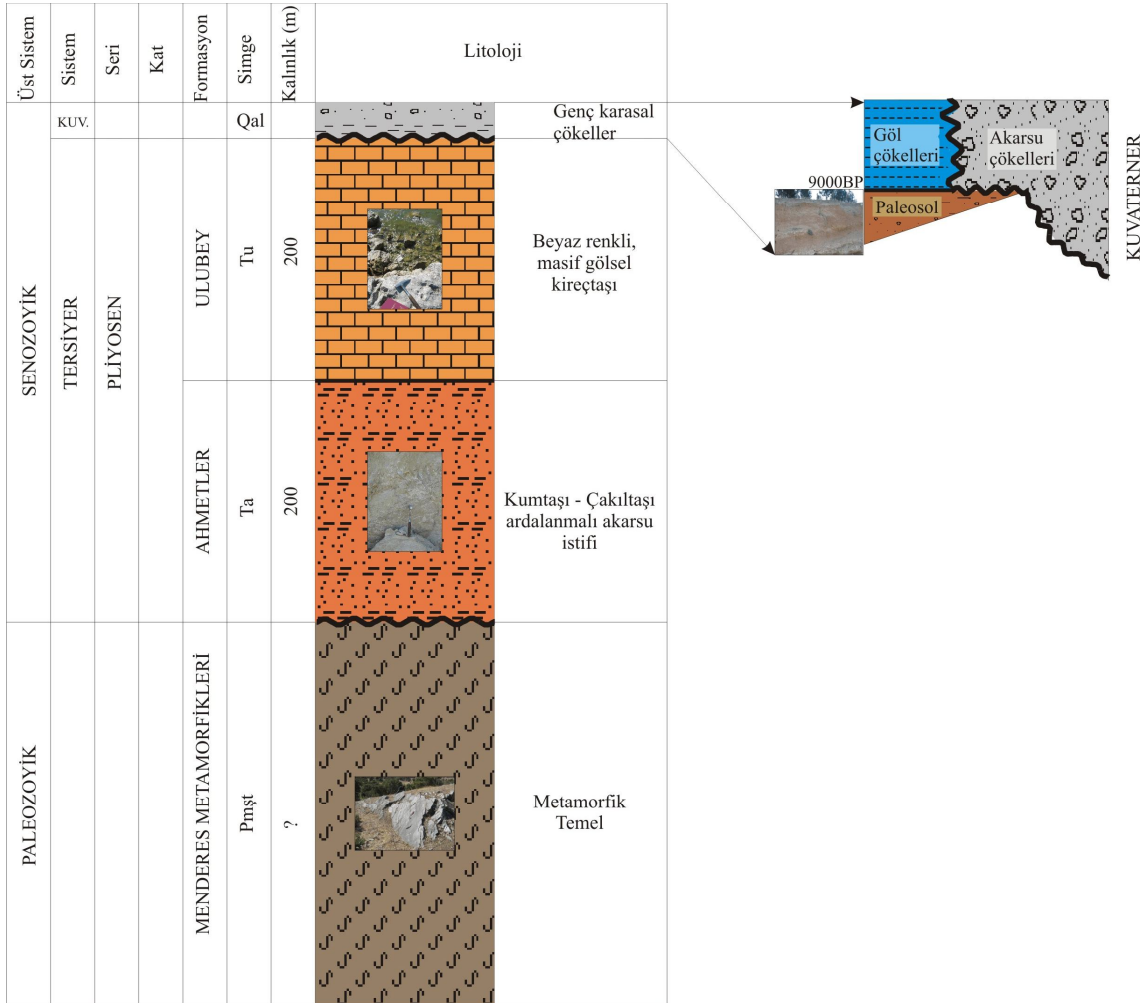
Çalışma alanının bulunduğu Gediz grabeninin kuzey kesimi farklı litolojik birimleri içermektedir. Bunlar Metamorfik kayalar ile İzmir-Ankara kenet zonuna ait ofiyolitik birliklerden başlayarak, Neojen/Kuvaterner çökelleri ile volkanizma ürünleri olarak sayılabilir (Şekil 4.2, Şekil 4.3a,b). Gölmarmara Gölü'nün yakın çevresinde ise istif, Paleozoyik'ten Senozoyik (Kuvaterner)'e kadar uzanan dönemde oluşmuş birimler yer almaktadır (Şekil 4.4). En yaygın olarak izlenen birimler olan Pliyosen yaşlı Ulubey Formasyonu ve Ahmetler Formasyonunun tabanında Paleozoyik yaşlı Menderes Metamorfikleri bulunmaktadır. İstifin en üst kesiminde ise Kuvaterner yaşlı çökeller ile alüvyon yer almaktadır. Landsat görüntülerinde (Şekil 4.3a,b) izlenebildiği gibi, Kuvaterner yaşlı alüvyon KB-GD yönünde geniş bir yayılım göstermektedir.



Aç klanalar:

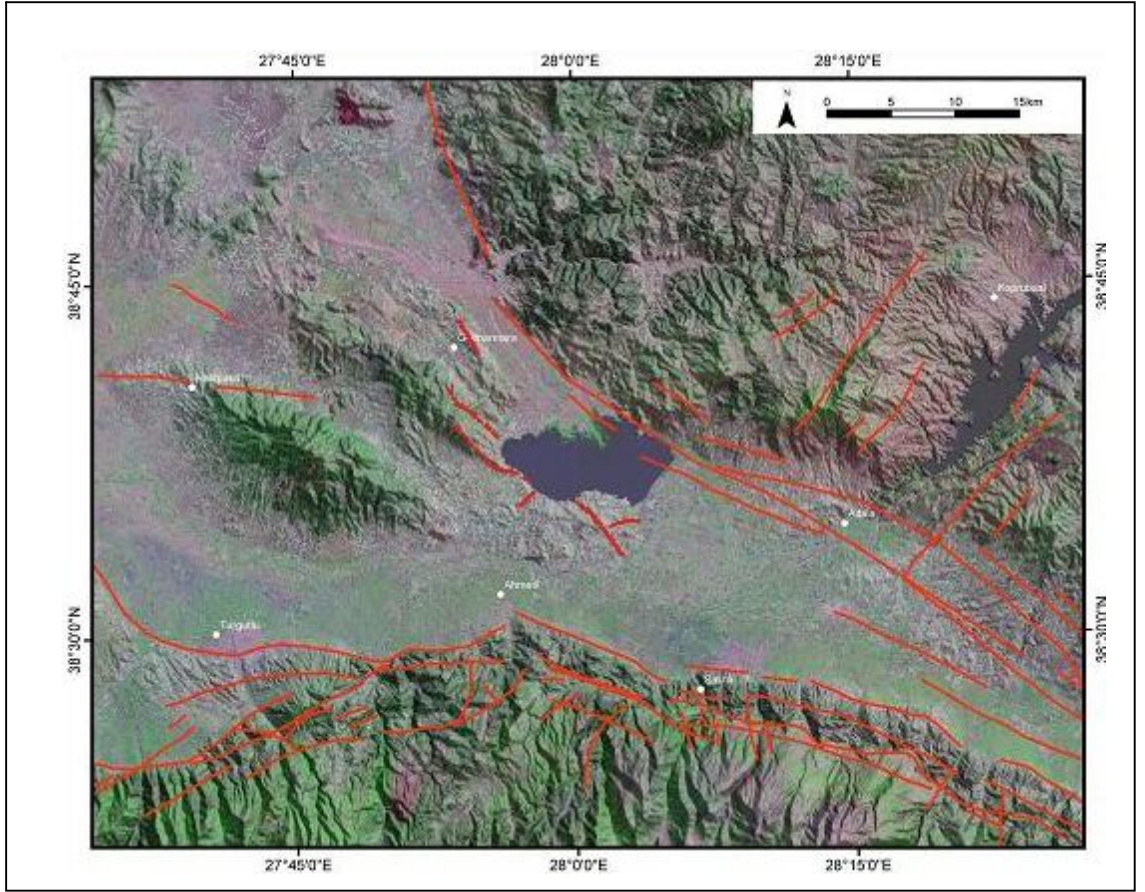
|

Karamandere (1971)'nin bölgede yaptığı paleontolojik ve stratigrafik detay çalışmalarına göre Pliyosen yaşlıdır. Bazı çalışmalarda ise birimin gerilme ile eş zamanlı olarak Miyosende çökeldiği düşünülmektedir (Purvis ve Robertson 2004, Westaway, 2004). Purvis ve Robertson (2004)'un yaptığı çalışma kapsamında, yaptığı Ar-Ar analizine göre birim Geç-Erken Miyosen aralığında çökelmiştir. Ancak bu yaş Selendi havzasının kronolojisi ile uyuşmamaktadır. Göl çökellerinden oluşan Ulubeyler Formasyonu'nun polen içeriğine göre yaşı ise Ünal ve Havur (1970) tarafından Pliyosen olarak değerlendirilmiştir. Seyitoğlu vd (1997) ve Ercan vd (1978)'e göre ise sırasıyla Eskihisar polen topluluğuna göre (~18-14Ma) ile memeli fosillerine göre (~11-5Ma) olarak saptanmıştır. Birimin Selendi havzasındaki (çalışma alanının kuzeyindeki) çökelişinin 15Ma başlayıp 7Ma'ya kadar sürdüğü düşünülmektedir (Seyitoğlu, 1997).



Şekil 4.4. Gölçökelleri (Manisa) Çevresinin Genelleştirilmiş Stratigrafi Kesiti.

Gölmarmara Gölü yap sal olarak oldukça karmaşık bir bölgede yer almaktadır (Şekil 4.6). Göl çevresinde paleo-tektonik döneme ait yaklaşık KB-GD doğrultulu fay sistemleri ile neo-tektonik döneme ait D-B uzanlı Gediz grabenini şekillendiren sistemler bir arada yer almaktadır. Bu bölge günümüzde aktif olarak K-G deformasyonun geliştiği bir gerilme alanıdır. Bölge yılda 3-6 cm/yıllık bir hızla gerilmektedir ve bu durum D-B yönlü grabenlerin oluşmasına neden olmuştur. Bu graben sistemleri 100-150 km devamlılık göstermekle birlikte, genelde 8-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşan bir demet şeklinde izlenmektedir (Yılmaz vd., 2000). Bu faylarla çevrelenen kesim sismolojik olarak aktiftir.



Şekil 4.5. Gölmarmara Gölü çevresinde yer alan temel fay sistemlerini gösterir tektonik harita (Şaroğlu vd., 1992, Emre ve Barka, A., 2000, Bozkurt, 2003, Bozkurt ve Rojay, 2005).

Kuvaterner dönemiyle birlikte gerilme etkinliğindeki artış tekrar göze çarpmaktadır. Gölmarmara Gölü ve çevresinin Kuvaternerdeki evrimi bu durumdan oldukça etkilenmiştir. Bu durum genç birimleri (Senozoik) kesen küçük fay sistemleri ile desteklenmektedir. Fay sistemlerinin yanı sıra çalışma alanının güneyinde yer alan

Senozoik yaşı kireçtaşlarının sahadaki duruşunu etkileyen ondülasyonlar Pliyosen sonrasında bölgenin geçirmiş olduğu D-B sıkışma rejiminin etkinliğinin belirteçidir.

Çalışma alanının yer aldığı Ege bölgesindeki jeolojik unsurlar, Metamorfik topluluklar, Neojen Havzalar ve çökelleri, Oligo-Miyosen-Kuvaterner yaşı Magmatik topluluklar ve Graben havzalar olarak sayılabilir. Yılmaz vd. (2000), Batı Anadolu'nun jeolojik evrimini beş temel evreye ayırmıştır:

- [1] Doğu- Batı grabenleşme evresi (Geç Kratese –Erken Miyosen)
- [2] D-B gerilmeli evre (Erken Miyosen-Geç Miyosen)
- [3] K-G gerilmeli başlangıç (Geç Miyosen)
- [4] K-G gerilmenin kesildiği evre (Geç Miyosen sonu-Erken Pliyosen)
- [5] K-G gerilmeli son evre

#### Doğu-Batı grabenleşme evresi:

Pontid ve Torid kıtasal parçalarının çarpıştığı ve İzmir-Ankara kenet zonunun oluştuğu dönemdir (Şengör ve Yılmaz, 1982; Yılmaz vd., 1997). Çarpışma sonrasında bölgede sürekli bir sıkışma rejimi gelişmiştir. Batı Anadolu'nun kuzeyinde Erken Eosen-Oligosen, güneyinde ise Geç Miyosene kadar sıkışmanın etkileri sürmüştür (De Graciansky vd., 1967; Şengör, 1982; Hayward, 1984, Şengör vd., 1985; Yılmaz vd., 1997; Yılmaz ve Polat, 1998).

Batı Anadolu Eosen döneminde (50-36Ma) yüksek sıcaklık, orta/yüksek basınç metamorfizmasına maruz kalmıştır (Şengör vd, 1984; Hans ve Sattler, 1986; Hetzel ve Reischmann, 1996) ve 45-20Ma'ki bir dönemde üst manto ve kabuk erimesi ile melez-sokulum granitleri oluşmuştur (Bingöl vd., 1982; Yılmaz, 1989; Harris vd., 1994).

Geç Eosen-Geç Oligosen aralığında çökellenin olmaması, bu dönemde bölgenin yüksek bir karasal alan olduğu düşündürmektedir. Yapılan çalışmalar kabuk kalınlığının da 50km'nin üzerinde olduğunu göstermektedir (Le Pichon ve Angellier, 1981; Şengör, 1982. 1993; Jackson ve McKenzie, 1988). Yılmaz vd. (2000), yapısal unsur ve jeokronolojik bulguların ışığında kabuk kalınlaşması ile metamorfizma oluşumunun eş zamanlı geliştiğini önermektedir.

Orta-Üst Miyosen aralığında magmatik aktivite sönümlenmiş ve bölgede K-G sıkışmanın etkisiyle belirgin kıvrımlanmalar ve ters faylar gelişmiştir. Güneydeki Kale-

Tavas havzasının ve grabenlerin açılması (Ortaklar, Aydın, Ören ve Yatağan) bu dönemde gerçekleşmiştir.

#### Doğu-Batı Gerilme Evresi:

Batı Anadolu'da bu evrede oluşmuş K-G gidişli yaklaşık 20 ana graben sistemi bulunmaktadır. Bunların bir kısmı Erken Miyosen, bir kısmı Geç Miyosen'de açılmıştır ve K-G gidişli fayların sınırlarındaki özelliklerini sunmaktadır.

Magmatizma başlangıcı Geç Oligosendir ve ilk ürünler plütonlar şeklindeki granitlerdir. Bu tür malzemelerin yükseldiği zayıflık zonları havza sınırlarındaki fay kuşakları ile çakışmaktadır. Bu nedenle plütonlar, görsel istiflerle girik ya da geçişli olarak yer alırlar. Güneydeki kesimde (Kale-Tavas) ilk çökme Geç Oligosende başlamıştır (Hakyemez, 1989).

#### K-G Gerilmenin Başlangıç Evresi:

Geç Miyosenle birlikte yeni bir tektonik rejim bölgede etkili olmaya başlamıştır (Yılmaz, 2000). Bu evrenin oluşumuyla ilgili üç farklı görüş bulunmaktadır:

- Güney Ege dalma-batma zonu (roll back faz ) (Le Pichon ve Angellier, 1979; McKenzie ve Yılmaz, 1991)
- Anadolu Platosunun batıya kaçışı (McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979)
- Aşırı kalınlaşan kabuğun gravitasyona bağlı olarak çökmesi (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991)

Bu dönemde Akdeniz Ege içlerine doğru ilerlemeye başlamıştır. Bir diğer önemli olay Menderes metamorfizmasının kapladığı alanın orta kesiminde Bozdağ Horstunun gelişimidir (Şekil 4.6). Bu nedenle horstun gelişimi aynı zamanda Menderes masifinin de yükselmesine neden olmuştur. Bozdağ horstunun, litosferin hızlı incilmesi sonucu bir çekirdek kompleksi şeklinde yükselmesiyle oluştuğu düşünülmektedir.

Horstun kuzey ve güney kenarlarında düşük açılı (10-15°) sınırlama fayları bulunur. Bu sınırlama fayları nedeniyle, örtü tabakası kuzeyde kuzeye doğru (Gediz ve kuzeyi), güneyde ise güneye doğru (Büyük Menderes ve güneyi) hareket etmiştir. 19 Milyon yıl öncesinde, fayların taban bloklar boyunca yüksek derece metamorfizmaları ile granitler ve

tavan bloğundaki tektonik olmayan Üst Miyosen karasal kırmızı kırıntılılar kaşı karşıya gelmiştir (Hetzl vd., 1995). Horstun yakın çevresine kırmızı renkli kaba klastikler ve yükselimden uzaklaşıkca çamurtaşları ve gölsel kiretaşı seviyeleri depolanmıştır. Bu istif Bozdağ horstundan K ve G' e doğru akarsuların yönelerek lateral alüvyon yelpazeleri oluşturduğu ve bunların da daha uzakta yer alan ve Bozdağ yükselimi çevreleyen göl/göllere kavuştuğunu düşündürmektedir. Bu gölsel ortam K ve G yönlerde çok geniş alanlar kaplamaktaydı (bu dönemde D-B grabenleri gelişmemiştir). Horstun K ve G kesimlerinde yaklaşık K-G gidişli graben sistemleri tekrar etkinlik kazanmıştır. Güney kesimlerdeki D-B gidişli normal fayların oluşumu da bu devrede gerçekleşmiştir. Stratigrafi ve bazalt örneklerinde yapılan yaşlandırmaya göre bu grabenlerin 6-9 milyon yıl önce oluştuğu düşünülmektedir (Karacık ve Yılmaz, 1998; Yılmaz, 1997; Ercan vd., 1984; Yılmaz, 2000).

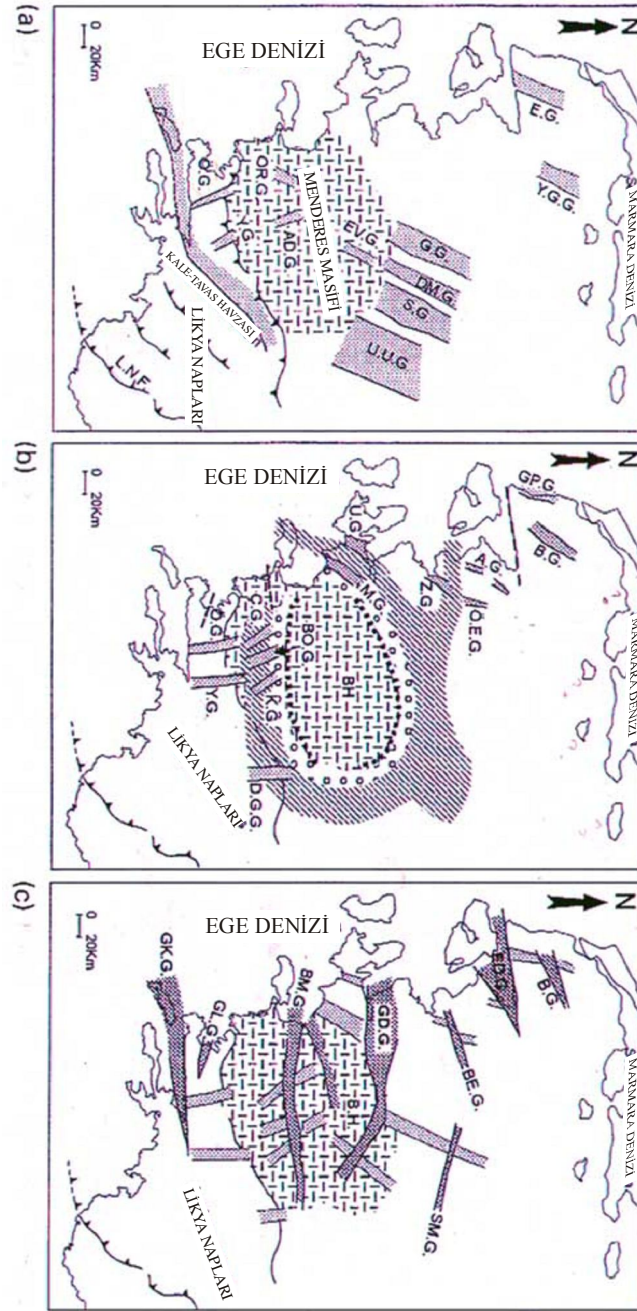
#### K-G Gerilmenin Kesildiği Evre:

Geç Miyosen sonlarına doğru Bozdağ Horstunun yükselimi önemli ölçüde durmuştur. Bunun verisi kaba klastiklerinin yerini ince taneli malzemenin almasıdır (Yılmaz, 2000). Zaman içinde bu horst ile çevresindeki alan arasındaki yükselti farkı azalmış hatta bir aşınma düzlüğü gelişmiştir. Bu aşınma bölgesel ölçeklidir (Batı Anadolu + Ege Denizi) ve K-G gerilme sisteminin kesintiye uğraması ile ilgilidir (Batı Anadolu Penepleni). Geç Miyosende rift tipi alkali bazalt volkanizması gelişmiştir (Yılmaz, 2000).

Bu dönemde bölgede geniş bir alan kaplayan alçak rölyefli bir erozyon alanı gelişmiştir. Geç Miyosen yaşlı kırmızı kırıntılı kayalar ile kireçtaşları aşınmaya uğramıştır. Bu erozyon yüzeyinin kalıntıları kuzeyde Kazdağ'dan güneyde Bozdoğan Platosuna kadar kesintisiz izlenmektedir.

#### K-G Gerilmenin Yeniden Etkili olduğu Evre:

Pliyosen sonu-Pleistosen aralığında Ege'nin egemen yapısal unsuru olan D-B grabenleri gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 2000). Eski jeolojik unsurlar ve Miyosen erozyon yüzeyi bu dönemde D-B yönlü grabenlerle kesilmiştir. Bu grabenlerin gelişimleri asimetriktir (Yılmaz, 2000).



Şekil 4.6. Erken Miyosen- Günümüze kadar Bat Anadolu'nun grabenlerinin tektonik evrimini gösteren paleo-jeoloji haritaları (Yılmaz ve diğ. 2000). (a), Erken Miyosen, (b), Geç Miyosen, (c), Pliyo-Pleyistosen. (EG, Etili Grabeni; YGG, Yenice-Gönen Grabeni; GG, Gördes Grabeni; DMC, Demirci Grabeni; SG, Selendi Grabeni; UUG, Uşak-Ulubey Grabeni; ORG, Ortaklar Grabeni; ADG, Aydın-Dalaman Grabeni; ÖG, Ören Grabeni; YG, Yatağan Grabeni; GPG, Gülpnar Grabeni; BG, Bayramiç Grabeni; AG, Altınova Grabeni; ÖEG, Örenli-Eğiller Grabeni; ZG, Zeytinadağ Grabeni; UG, Urla Grabeni; MG, Mustafa Kemalpaşa Grabeni; ÇG, Çine Grabeni; BOG, Bozdoğan Grabeni; KG, Karacasu Grabeni; DGG, Denizli Güney Grabeni; EDG, Edremit Grabeni; BEG, Bergama Grabeni; SMG, Simav Grabeni; GDG, Gediz Grabeni; BMG, Büyük Menderes Grabeni; GLG, Güllük Grabeni; GKG, Gökova Grabeni; BH, Buldan Horstu.

#### 4.1.2. Gölarmara ve Çevresinin Jeolojisi

##### 4.1.2.1 Menderes Metamorfikleri

Bu birim ilk defa Egeran (1945) taraf ndan, Ege Bölgesinde çok geniş yayılım gösteren metamorfik kayaların incelenmesi sonucu, Menderes Metamorfikleri olarak adlandırılmış ve yaşı Paleozoyik olarak kabul edilmiştir. Birim çalışma alanının kuzey ve batı kesimlerinde oldukça geniş bir alanda izlenmektedir (Şekil 4.7).

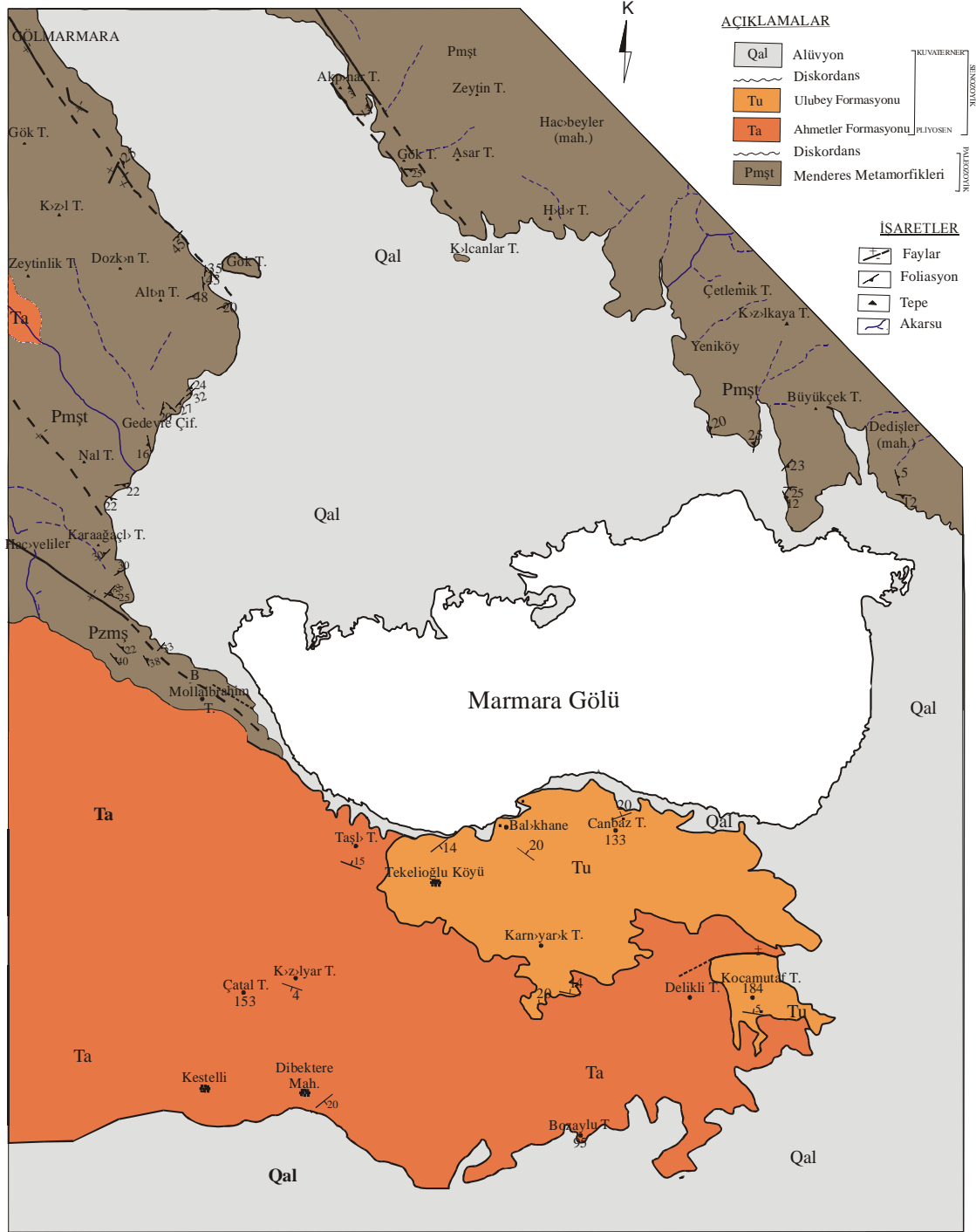
Menderes Metamorfikleri; genel olarak mika şist, ince taneli gnays, granat – mika şist, muskovit – kuvars şist ve mermerlerden oluşmaktadır. İnce taneli gnaysların mineral bileşimini; granat, K-feldspat, biyotit, muskovit ve kuvars oluşturur. Kayanın rengi gridir. Granat-mika şistler genelde gri renklidir ve çapı 1cm'e ulaşan özşekilli granatlar içermektedir. Muskovit – kuvars şistler sahada sarımsı beyaz veya beyaz renklidir (Emre, 1995). Mermerler, Menderes Metamorfikleri ile geçişli olarak ve şistler içinde değişik boyutta mercerler şeklinde yer almaktadır (Karamanderesi ve diğerleri, 1995). Çalışma alanındaki hakim litolojiyi mika şistler oluşturmaktadır.

Bu bölgede bulunan metamorfik şistler kuvarsit, kalsit-klorit-beyaz mika bileşimindedir. Bunların dışında serizit, klorit, opak mineraller ile az miktarda turmalin, titan içerdikleri belirtilmiştir (Dora, 1982). Ancak Hacıveliler fayı yakınlarında, yer yer aktinolit ve granat gibi değişik mineral parajenezlerine rastlanmıştır. Bu birliktelikler genel olarak düşük sıcaklık metamorfizmasının izlerini taşımaktadır.

Birimin toplam kalınlığı 1000-1500m kabul edilmektedir (Emre, 1995). Birimin üstüne aç sal uyumsuzlukla Pliyosen yaşlı Ahmetler Formasyonu gelmektedir (Şekil 4.4).

Dora (1982), Menderes Masifleri, üzerinde yaptığı evrim çalışması sonucu, en eski metamorfizma yaşının Rb/Sr ölçüm değerleri sonucu  $490 \pm 90$  milyon yıl olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Friedrichsen (1986) da gnaysları iki tipe ayırmıştır. Bunlardan yapılan Rb/Sr'a göre tüm kaya yaşı  $502 \pm 10$  milyon yıl, küçük intrüzif tipi granitik ve tonalitik kompozisyondaki kayalardan elde edilen yaşlar ise  $471 \pm 9$  milyon yıl olarak belirlenmiştir.

**GÖLMARMARA GÖLÜ ÇEVRESİNİN (MANİSA) JEOLojİ HARİTASI**  
**Özlem Bulkan**  
**(2009)**



● :Kesit lokasyonlar (Pliyoosen kesitleri)      ○ :Kesit lokasyonlar (Kuvaterner kesitleri)

0 500 1000 m

#### 4.1.2.2 Ahmetler Formasyonu

Bu birim ilk defa, Seyitoğlu (1997) tarafından adlandırılmıştır. Birim çalışma alanının batı kısmının güneyinde yagın olarak gözlenmektedir. Güneyde Dibekdere Mahallesi ve çevresinde, güneydoğuda ise Delikli Tepe güneyinde geniş bir yayılım gösterir.

Ahmetler Formasyonunda hakim litoloji, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşıdır (Şekil 4.8). Genel olarak gri, bej, turuncu ve yeşilimsi gri renklerde olan kayalar, az pekişmiş ve az dayanımlıdır. Tabanda baskın olan çakıl taşları, üst kesimlere doğru yerini kumtaşlarına bırakır. Bu çakıltaşları, kahverengimsi gri renkli, orta-iyi tutturulmuş, orta-kalın katmanlıdır. Şist ve kuvarsitten oluşan çakıllar, orta-kötü yuvarlaklaşmış, kötü boylanmıştır. Ortalama tane boyu 3-4 cm dir. Dokusal olgunluğu düşük olan çakıltaşları, tane destekli ara madde (çok ince çakıl ve kum boyutunda) içermektedir. Üst düzeylerde çakıltaşları daha çok kumtaşlar içerisinde merccekler halindedir. Bu kanal dolgularında ortalama tane boyu, 5-10 mm dolayındadır. Ayrıca çok ince çakıl ve kumlu seviyelerde, çapraz tabakalanmalar gözlenmiştir. İstifin üst kesiminde baskın litolojiyi kumtaşları oluşturmaktadır. Kumtaşı genelde gri ve bej renkli, az dayanımlı, ince ve orta kalın katmanlıdır. Yer yer karbonat çimentolu seviyeler de bulunmakta ve tane boyu ince-kaba kum arasında değişmektedir. Kum taşları içerisinde saçılmış olarak bulunan çakıllar ortalama 1 cm boyutundadır ve % 5 ile % 50 arasında değişen oranlarda bulunmaktadır.

Bu çalışma kapsamında, birimin farklı seviyelerinden derlenen örneklerin mineralojik bileşimleri XRD analizleri ile incelenmiştir (Tablo 4.1). Buna göre ölçülmüş stratigrafi kesitinin tabanındaki (0.2 m yükseklik) kumtaşlarından alınan K3-Ö2a örneğinin mineralojik bileşimi baskın olarak kuvarsdan oluşmaktadır. Kuvarsın dışında bol miktarda plajyoklas ile bir miktar alkali feldspat gözlenmiştir.

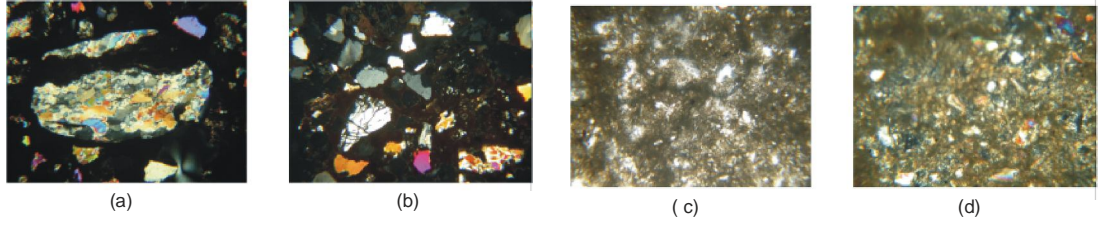
Tablo 4.1. Ahmetler formasyonuna ait örneklerin mineralojik bileşimi (xxx: çok bol, xx:bol, x: seyrek, -: bulunmuyor).

Örnek no:	Kuvars	Al-Feldspat	Plajyoklas	Mika	Klorit	Montmorinolit
K3-Ö2a	xxx	x	xx	-	-	-
K3-Ö4	xxx	x	x	x	-	x
K3-Ö5	xxx	-	x	x	x	-
V1	xxx	-	x	x	x	-

Toplam kalınlık (m)	Örnek yeri (tabandan yükseklik m)	Litoloji	Kalınlık (cm)	Tanım
9.0			80	TOPRAK: işlenmiş toprak
8.5			136	ÇAKILTAŞI: yer yer kumtaşına doğru derecelenme gösteren, yer yer çapraz tabakalı, üste doğru dış yüzeyi kırmızı (oksitlenmiş) kumtaşı seviyeleri içeren
8.0			109	KUMTAŞI: yeşilimsi renkli killi
7.5			25	ÇAKILTAŞI: çakıltaşı, köşeli çakıllı,
7.0			151	KİLTASI: yeşilimsi renkli, çok ince yatay tabakalı, alt seviyeleri yer yer kumtaşı bantlı
6.5			78	ÇAKILTAŞI: çok ince yer yer ince çapraz kumtaşı bantlı seviyeler içeriyor, kötü boylanmalı
6.0			121	KUMTAŞI: çapraz tabakalı (üst seviyeler yer yer teknesi tabakalanma gösteriyor)
5.5			24	ÇAKILTAŞI: çok ince çakıltaşı (0.5 cm),
5.0	K3-Ö5	5.10	69	KUMTAŞI: çapraz tabakalı yer yer balıkkılçığı tabakalı (tabakalanma yüzeyleri okside olmuş), çok ince çakıltaşı mercekli
4.5			30	ÇAKILTAŞI: seyrek iri çakıllı, kumlu,
4.0			48	ÇAKILTAŞI: kötü boylanmalı, köşeli çakıllı (met. ve kuv parçalı), sıkı tutturulumus-0.2-5.5cm kil topraklı
3.5			40	KUMTAŞI: taze yüzeyi bej, dış yüzeyi kırmızı, kırıklı, dağılgan
3.0			0	
2.5				
2.0				
1.5	K3-Ö4	1.50		
1.0	K3-Ö3 K3-ÖE2	1.08 0.98		
0.5	K3-ÖE1 K3-Ö2b	0.68 0.44		
0.0	K3-Ö2a	0.20 0.01		

Şekil 4.8. Ahmetler formasyonuna ait ölçülmüş k smi stratigrafi kesiti (AF) – Taşlı Tepe Güneyi.

Daha üst seviyelerdeki çapraz tabakalanma gösteren ve yer yer oksitlenmiş kesimin mineralojik bileşimi ise baskın olarak yine kuvarsdan oluşmakla birlikte, seviye az miktarda plajiyoklas, mika, alkali feldspat ile kil mineralleri (başlıca montmorinolit) içermektedir. Daha üst kesimlerdeki killi zondan alınan K3-Ö5 örneğinin mineralojik bileşimi ise kuvars, plajiyoklas, mika ve klorit içermektedir. Kuvarsdaki mineraller oldukça düşük miktarlardadır. Kesit boyunca yer yer çapı 20cm'yi bulan yeşilimsi renkli kil toprakları gözlenmiştir. Bunların mineralojik bileşiminin de K3-Ö5 örneğine benzer olduğu görülmüştür. Örneklerin petrografik değerlendirmelerinde ise örnekler genelinde kuvarsdan baskın olduğu ve polijenik taneler halinde bulunduğu gözlenmiştir (Şekil 4.9). Bu tanelerin düzensiz ve köşeli oluşu yüksek enerjili bir ortamca taşınmış metamorfik bir kaynağa işaret etmektedir.

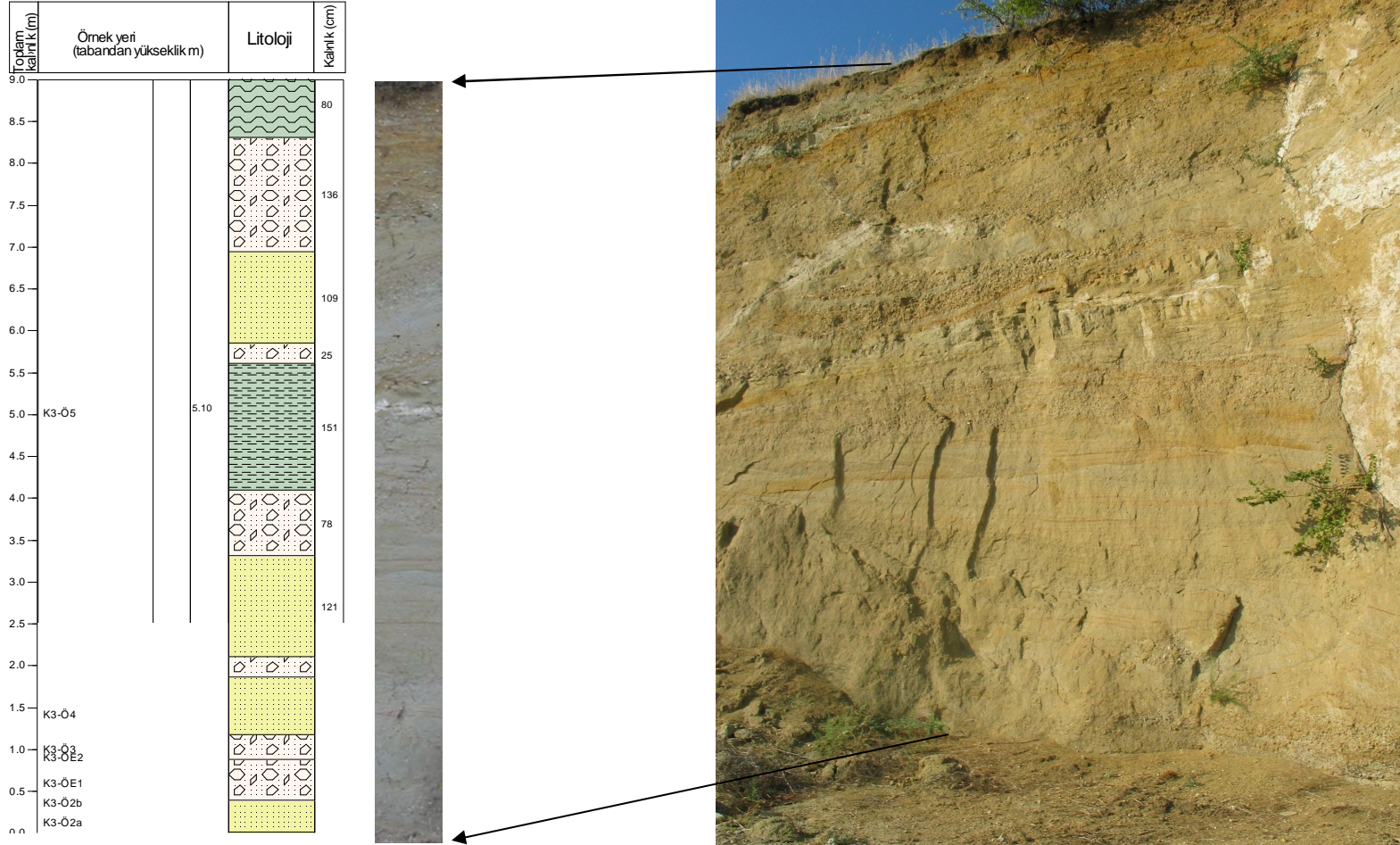


Şekil 4.9. Ahmetler formasyonuna ait örneklerin mikroskop görünüşleri. (a) metamorfik kuvars çakılların x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü (b), kuvars tanelerinin x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü (c), ufak taneli silt örneğinin x2.5 objektif ile tek nikolde görünümü (d), silt taşlarının x6.3 objektif ile çift nikoldeki görünümü.

Ahmetler Formasyonunun çalışma alanındaki ortalama kalınlığı  $\pm 200$  metredir (Emre,1995). Birimin altında Menderes Metamorfikleri bulunmaktadır ve bu iki birimin sınırları uyumsuzdur. Birimin üzerine ise uyumlu olarak Ulubey Formasyonu gelmektedir (Şekil 4.4).

Yapılan palinolojik çalışmalar ve stratigrafik değerlendirmelere göre, birimin yaşı Pliyosen'dir (Ünal ve Havur, 1970; Karamandere, 1971; Alpan vd., 1978; Arpat ve Bingöl, 1979).

Birimin sedimentolojik özellikleri (çapraz tabakalanma, yer yer derecelenme vb.) tipik bir akarsu sisteminin ürünü olduğunu göstermektedir. Tabanda baskın olan çakıl taşlarının üst seviyelere doğru yerini daha ince malzemeye (ince çakıl, kum, silt) bırakması akarsu hızının giderek düştüğünü düşündürmektedir (Tablo 4.10).



Şekil 4.10. Ahmetler Formasyonunun Taşlı Tepenin güneyindeki (göl kenar) görünümü. Bu kesit Ahmetler formasyonuna ait k smi stratigrafi kesitinin ölçüldüğü lokasyondur.

#### 4.1.2.3 Ulubey Formasyonu

Bu birim ilk defa, Seyitoğlu (1997) tarafından adlandırılmıştır. Çalışma alanında Göl marmara Gölünün güney kesimlerinde D-B uzan›ml bir alanda yer almaktadır (şekil 4.7).

Ulubey Formasyonunda hakim litoloji kireçtaşıdır (şekil 4.11, şekil 4.12). Ancak alışma sahasında yer yer az kumlu kireçtaşları olarak izlenmektedir. Birimin dış yüzeyi genel olarak gri-bej, taze yüzeyi a k gri-bej-beyaz renklidir ve iyi pekişmiş, yüzeyleri oldukça dayan›kl ve orta-kalın katmanlıdır. Yer yer erime boşlukları vardır ve gözenekli yapı gösterir. Ölçülmüş stratigrafi kesiti boyunca baz› zonların kolay ayrışabilir ve okside olduğu gözlenmiştir (şekil 4.13). Özellikle k›k zonların çevresinde yer yer oksidasyon ve killeşmeler gözlenmiştir. Birimden alınan örneklerin petrografik değerlendirmeleri mikritik kireçtaşı özelliği göstermektedir (şekil 4.12). Bu örneklerde yer yer ikincil sparit damarları bulunmaktadır. Ayrıca baz seviyelerde havza içi kökenli karbonat kırıntılarına da rastlanmıştır. Bu birimde ölçülmüş stratigrafi kesitinin (ÖSK 4) tavanından alınan örneğin XRD analizi yapılmıştır. Buna göre örnek temelde kalsit + dolomit bileşimindedir. Örneğin bileşiminde çok düşük miktarlarda kuvarsın da bulunduğu gözlenmiştir.



şekil 4.11. Ulubey Formasyonunun Taşlı tepe güneyindeki (göl kenar ) görünümü; birim göle doğru düşük eğimli durmaktadır

Bu alışma kapsamında, Ulubey Formasyonunda fosile ya da canlı izlerine rastlanmamıştır. Önceki çalışmalarda ise mollusklardan gastropod ve crustacealardan

ostrakod fosilleri gözlenmiştir (Uğurel, 1996; Ünal ve Havur 1970). Bunlara göre birimin yaşı Pliyosen olarak kabul edilmiştir (Karamanderesi, 1995).

Gastropoda:

*Planorbarius thiellierci* MİCHAUD

*Planorbarius* cp. *corneus* LİNNE

*Planorbarius cornu* BROGNIARD

*Helix pomatia* LİNNE

*Oumpylaca* cf. *bolivari* GOMEZ

*Radix* sp.

*Voluta* sp.

*Picidium* sp.

Yaş: Alt-Üst Pliyosen

Ostracoda:

*Ilyocypris brady* SARS

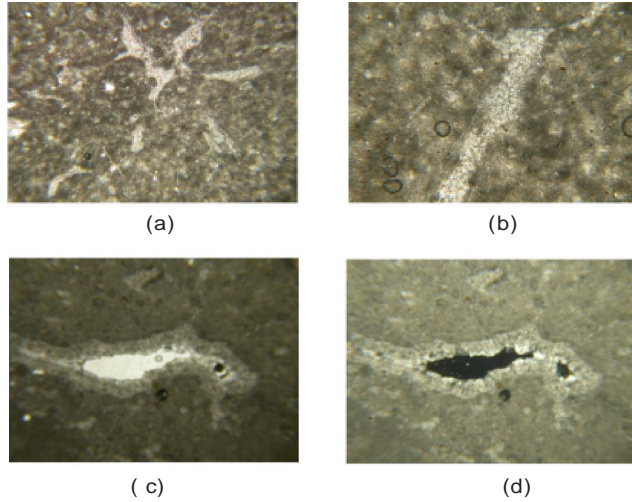
*Ilyocypris* cf. *gibba* RHAMDOR

*Cyprinotus* cf. *salinus* BRADY

*Candona* cf. *neglecta* SARS

*Candona* cf. *fabaeformis* FİSHER

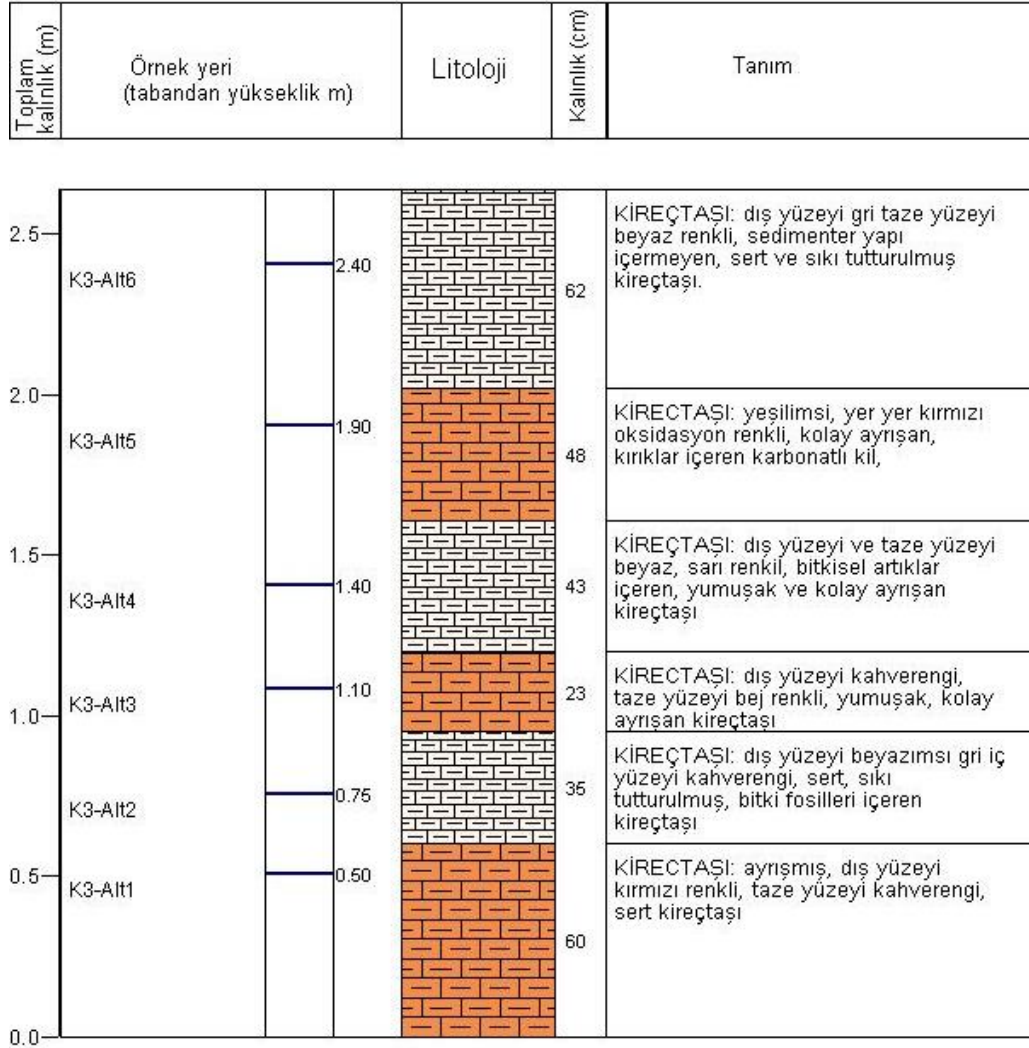
Yaş: Pliyosen



Şekil 4.12. Mikritik kireçtaşlarının mikroskop görünümü. (a) x2.5 objektif ile tek nikol de (b), kalsit damarlarına ait tek nikol x6.3 görünümü, (c) bir başka kireçtaşı örneğinin x2.5 objektif ile tek nikol de görünümü (j), aynı örneğin x2.5 objektif ile çift nikolde görünümü

Saha gözlemlerinde bu birim 100m'i aşmayan bir kalınlığa sahiptir.

Ulubey Formasyonu masif ve homojen kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu kireçtaşlarının çok az miktarlarda kırıntılı malzeme içermesi ortamın oldukça durgun bir göl ortam olduğunu düşündürmektedir. Karamanderesi vd. (1995), yaptıkları jeolojik ve paleontolojik bulgulara dayanarak bu çökellerin sığ bir göl ortamının ürünü olduğunu belirtmişlerdir.



Şekil 4.13. Ulubey formasyonuna ait ölçülmüş k smi stratigrafi kesiti (UF).

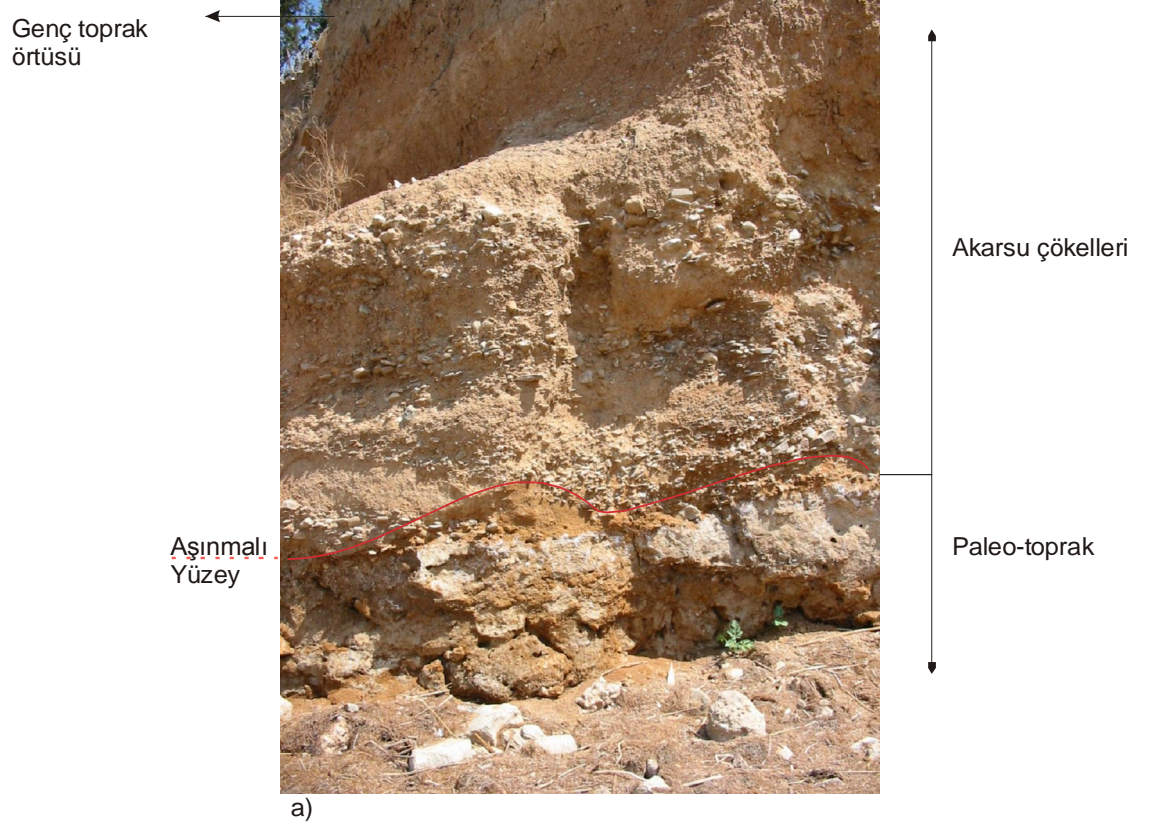
#### 4.1.2.4 Kuvaterner

Gölmarmara Gölü ve yakın çevresinde, Kuvaterner boyunca üç farklı ortamda çökeltme gerçekleşmiştir. Bunlardan ilki kırmızı renkli paleo-topraktır (Şekil 4.15). Bu birimin üzerine uyumsuz olarak kırmızı renkli akarsu çökelleri (ikinci sistem) gelmektedir. Bu akarsu çökellerinin devamı özellikle çalışma alanının kuzey batı, doğu ve güney doğu kesimlerinde kalın bir akarsu alüvyonu şeklinde bulunmaktadır. Üçüncü sistemin ürünlerinin ise halen Gölmarmara Gölü tabanında çökeltimini sürdürmekte olan göl çökelleri, olduğu söylenebilir. DSİ'nin yaptığı sondajlara göre akarsu alüvyonu 130m'nin üzerinde kalınlıklara sahiptir. Göl çevresinde yüzeylenen kırmızı renkli istif ise yer yer 10m'ye yakın kalınlıklardadır. Gölmarmara Gölü tabanından alınan göl çökelleri ise bu çalışmada yaklaşık 1.5m'lik karotlar ile temsil edilmektedir. Bu üç birimden

paleo-toprak biriminin, daha yaşlı olan Ulubey formasyonu ile olan ilişkisi uyumlu gibi görülmektedir. Kuvaterner birimlerin birbirleri ile olan yaş ilişkileri ise tartışmalıdır. Kırmızı renkli istif stratigrafik olarak Pliyosen çökellerinin üzerinde bulunması, fazla tutturulmamış oluşu ve yakın dönemde oksidasyon ve alterasyona uğramış olması nedeniyle Anadolu'daki diğer Kuvaterner istiflerine benzer özellikler taşımaktadır. Ayrıca istifin en üst kesiminde yakın döneme ait antik kalıntılar bulunmuştur. Bu nedenle istifin üst kesiminin son birkaç bin yıllık döneme kadar olan bir çökel sistemin izlerini taşıdığı düşünülebilir. Ancak bu çalışma kapsamında sadece esas amacı oluşturan Göl-marmara Gölü çökellerinin ayrıntılı kronolojisi yapılmış olup, diğer Kuvaterner istifleri ile olan yaş ilişkilerinin belirlenmesi ileriki dönemlere bırakılmıştır.

Gölün hemen kenarında yüzeyleyen ve yer yer morfolojiye bağlı korunmuş olan *kırmızı renkli istif* bu çalışmada ölçülmüş stratigrafi kesitleri boyunca ayrıntılı olarak incelenmiştir. Buna göre sırasıyla *Bal khane*, *Bal khane Batı*, *Bal khane Batı*, *2.Burun*, *Kuştepe* ve *Kuştepe Batı* kesitleri olmak üzere 5 farklı kesit ölçülmüştür (Şekil 4.15, Şekil 4.16, Şekil 4.17, Şekil 4.18, Şekil 4.19). *Bal khane* istifinin tabanında yer yer kireçtaşı bloklarının yer aldığı genellikle silt ve kil ile daha seyrek olarak kum boyu malzemeden oluşan yaklaşık 4 m'lik bir kesit bulunmaktadır. Bu aralıkta bitki artıklarına ve metamorfik kayalar parçalarına da rastlanmıştır. Bu kesitin üzerine belirgin bir aşınmalı taban ile oldukça kuvvetli akarsu ya da sel çökellerini andıran yaklaşık 2 m'lik bir seviye gelmektedir. Bu üst seviye kırmızı renkli (oksitlenmiş), irili ufaklı, yuvarlak, çok sık ve belli yönde yönelmeler gösteren metamorfik çakıllardan oluşmaktadır. Matriksi ise yer yer çok ince çakıllar ile kaba kum boyu tanelerden yapılmıştır. İstifin en üstünde ise dış yüzeyi bej renkli toprak örtüsü bulunmaktadır. Bu örtü içerisinde tabanda blok ve yuvarlak çakıl boyutundaki kireçtaşları ile daha seyrek olarak metamorfik çakıllar bulunmaktadır. Bal khane batısında bulunan iki farklı kesit de Bal khane kesitine benzer özellikler göstermektedir. Bu kesitlerin batısında istifin tabandaki kireçtaşlarına genellikle uyumlu olarak geçtiği belirlenmiştir (Bal khane batı - 1.burun). Ayrıca ilişki *Bal khane Batı - 2 burnunda* görüldüğü gibi, yer yer fayllanabilmektedir. Kuştepe ve Kuştepe-Batı kesitlerinde istif tabanda kireçtaşlarıyla başlayarak üstte yer yer organik kalıntılar da içeren kalın kırmızı renkli kumtaşlarına geçmektedir. Kırmızı kumtaşlarının en kalın olduğu kesim *Kuştepe Batı Kesiti*'nde gözlenmiştir. Kuştepe Kesiti stratigrafik olarak istifin daha üst kesimlerini temsil

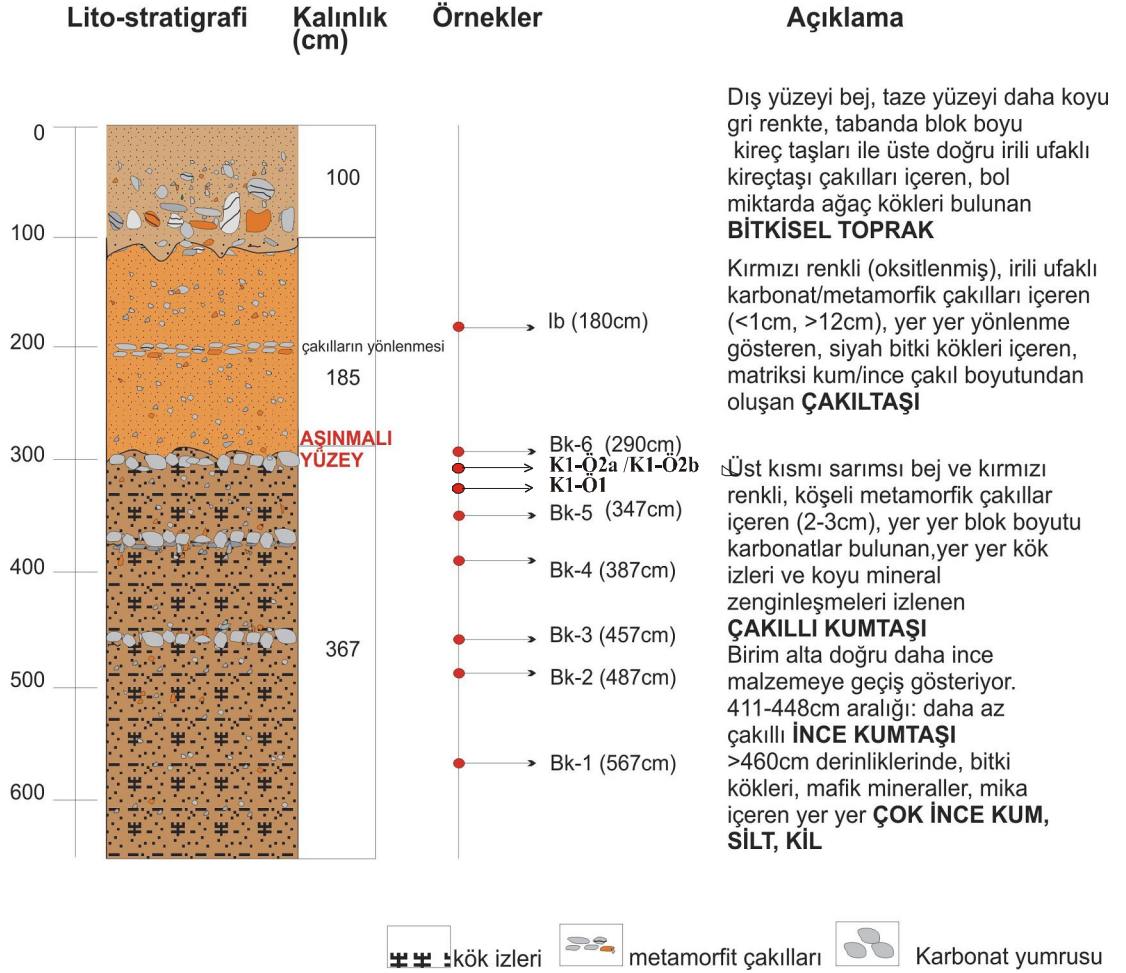
etmektedir. Kuştepe kesiti boyunca istif, dış yüzeyi bej ve kırmızı renkli katmanların ardalanması şeklindedir. Tabandan itibaren 120cm'si gözlenebilen kırmızı birimin üzerine bej renkli kumtaşları gelmektedir (85cm). Bunun üzerinde ikinci kırmızı birim (killi silttaş) bulunmaktadır (80cm). Daha üstte ise yine kırmızı renkli çakıltaşları yer almaktadır. İstifi en üstteki 50cm kalınlığındaki toprak örtmektedir.



Şekil 4.14. a) Balıkhane kesitinin sahadaki görünümü, b) Kuvaterner istifinin Bal khane çevresindeki yayılımının genel görünümü (K-G yönlü bakış)

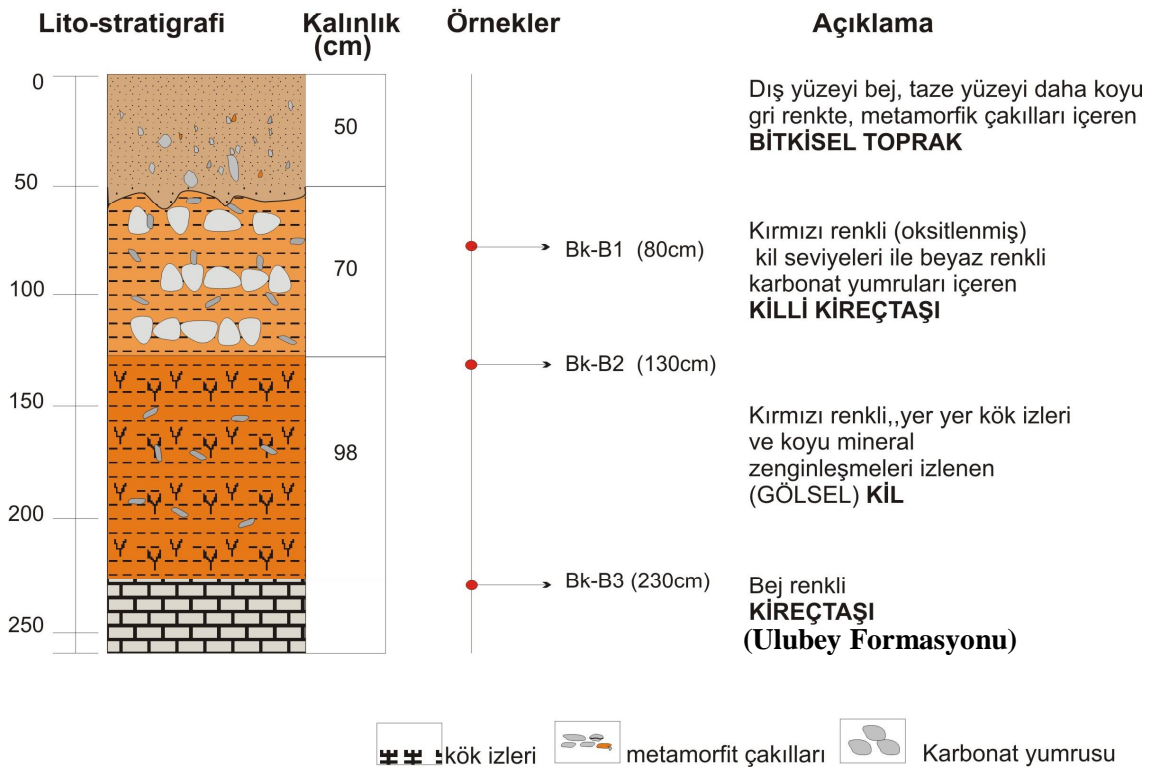
**BALIKHANE**

(koordinat: UTM 0587079/4272801)



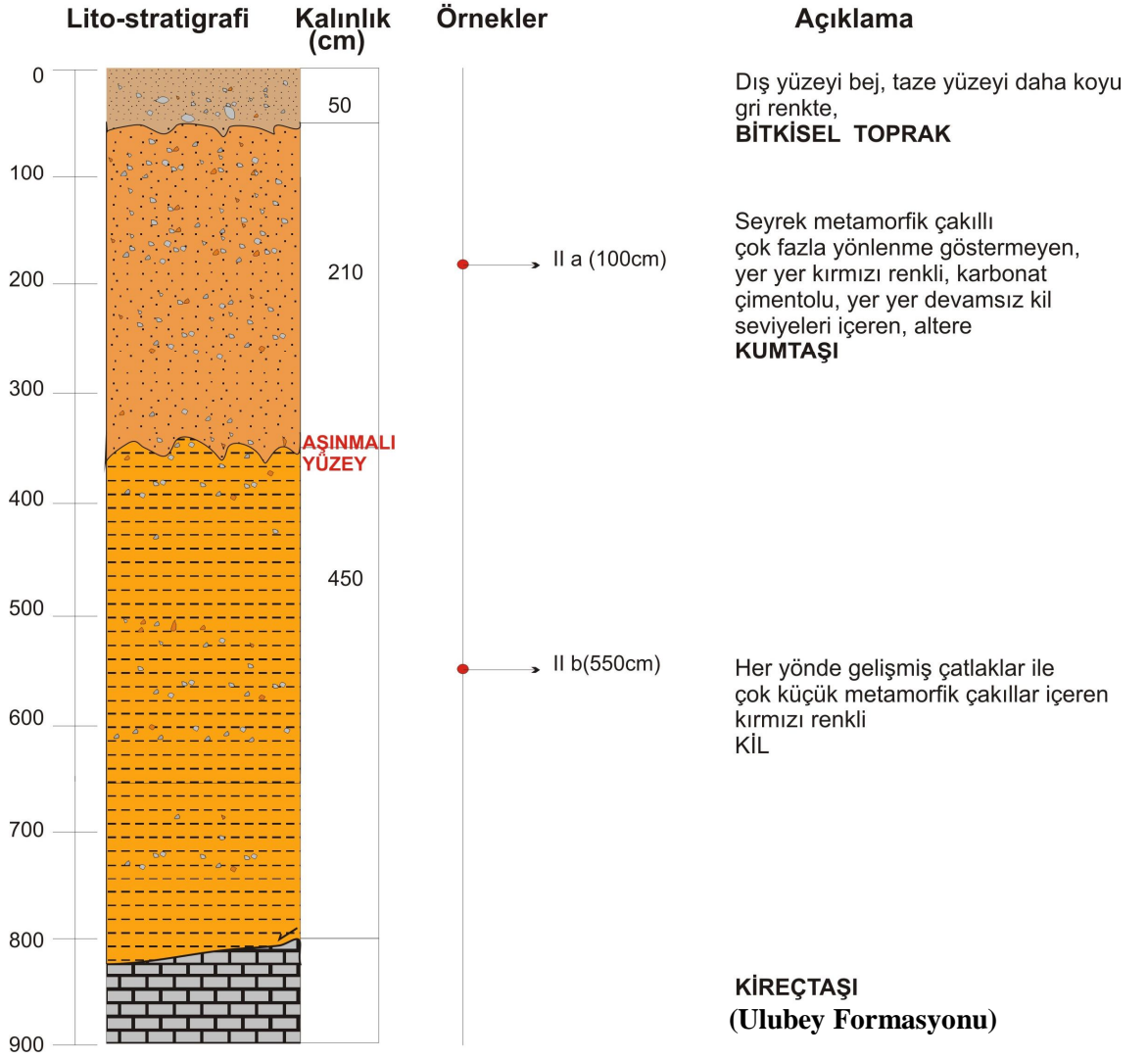
Şekil 4.15. Bal khane Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (B).

**BALIKHANE BATISI - 1.BURUN**  
(koordinat: UTM 0586558/4272708)



Şekil 4.16. Balıkhane Batısı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (BB-1B)

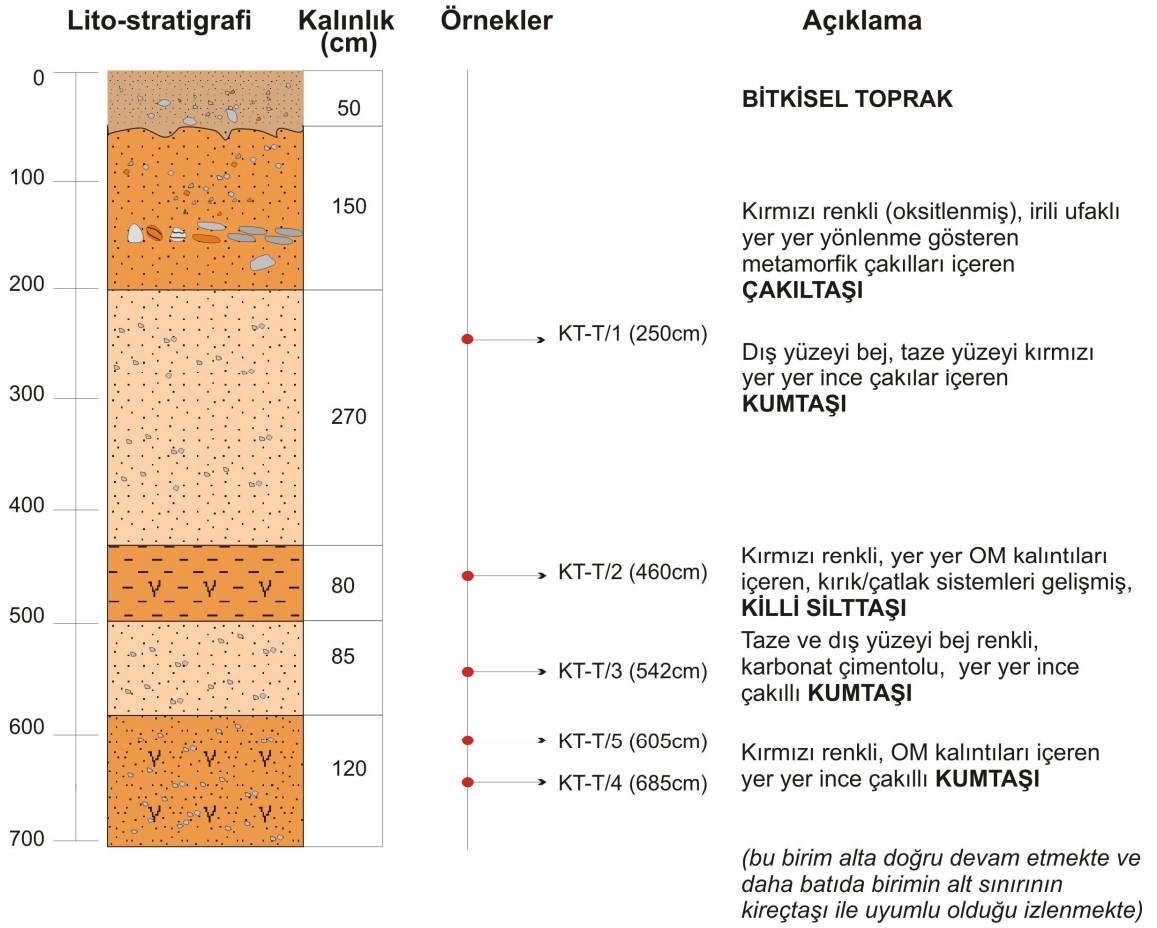
**BALIKHANE BATISI - 2.BURUN**  
(koordinat: UTM 0586051/4272620)



Şekil 4.17. Bal khane Batı - 2 Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (BB-2B).

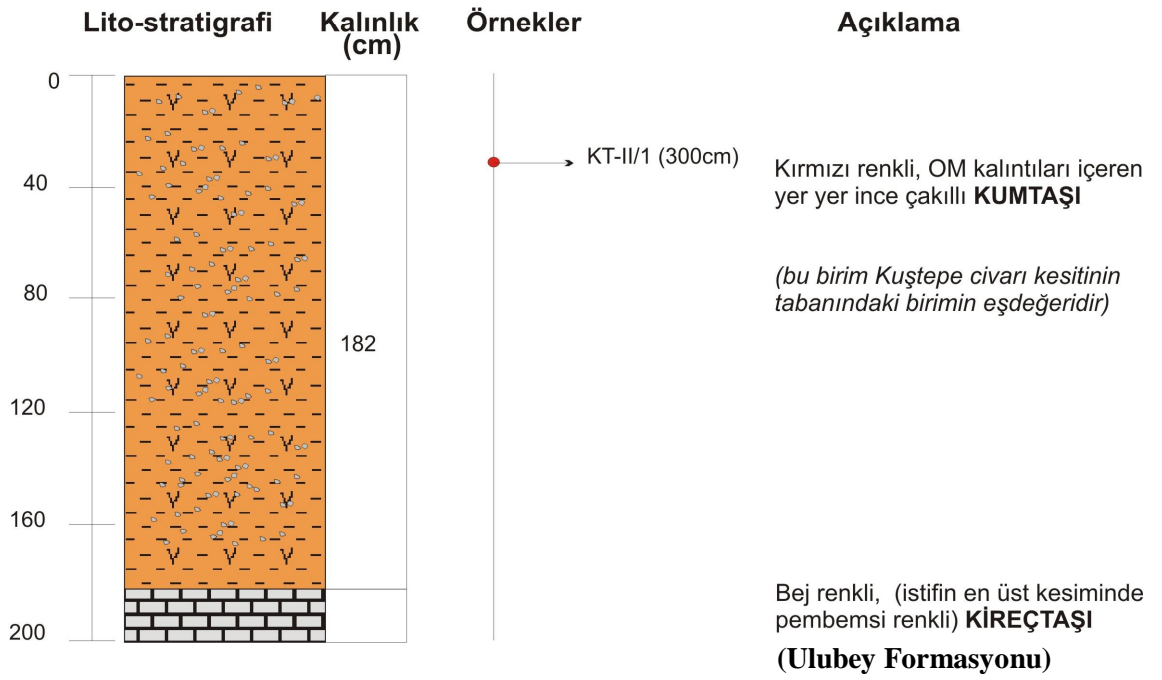
**KUŞTEPE CİVARI**

(koordinat: UTM 0591046/4272808)



Şekil 4.18. Kuştepe Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (KC).

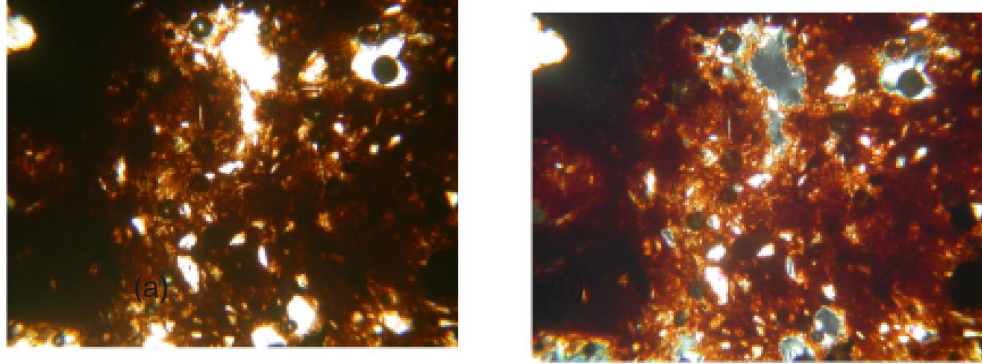
**KUŞTEPE CİVARI BATISI-1. BURUN**  
(koordinat: UTM 0589491/4273218)



Şekil 4.19. Kuştepe Batısı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti (KC-1B).

*Bal khane* ve *Bal khane Bat s-1*.Burun kesitleri boyunca derlenen örneklerin mineralojik bileşimleri de değerlendirilmiştir (Tablo 4.2). Buna göre örneklerde (BK3, K1-Ö1a, K1-Ö2b ve BKB2 örnekleri hariç) baskın olarak mika grubu mineraller yaygındır. Bunların dışında feldspat, kuvars, karbonat mineralleri ile kil mineralleri yer almaktadır. Ayrıca bazı örneklerde çok düşük miktarlarda da olsa magnetit, hematit ve jips gözlenmiştir. Genellemenin dışındaki örneklerde ise bol miktarda karbonat minerali bulunmaktadır. Bu karbonatlar genelde kalsit bileşimindedir. BKB1 ve BKB2 örneklerinde ise dolomite de rastlanmıştır ve bunlardan BKB2 örneğinde ise dolomit en baskın mineraldir.

BK5 örneğinin petrografik değerlendirmesine göre, kayaç içinde bol miktarda düzensiz köşeli kuvars ve kuvarsit bulunmaktadır (Şekil 4.20). Bunların yanı sıra hematitçe zengin ufak mika tanelerine rastlanmıştır. Örneğin matriksi killi ve karbonatlıdır. Yeryer silttaşını andırmaktadır.



Şekil 4.20. Bk-5 karbonat çimentolu silttaşı örneğinin mikroskop görünümü (a) x2.5 objektif ile tek nikol de (b), x2.5 objektif ile çift nikoldeki görünümü, kırmızı renk hematit zenginleşmesinden kaynaklanmakta.

*Akarsu Alüvyonu*'nun litolojik özellikleri ise DSİ'nin bazı çalışmalarında kabaca değerlendirilmiştir. Pazarköy civarında yapılan sondaja göre, istifin ilk 2m'lik kesimi bej renkli siltli kil olup, altındaki 40m'lik kesim yer yer kuvars ve radyolarit çakıllar içeren siltli kil ile siltli killi çakıl olarak tanımlanmıştır. Stratigrafik olarak daha aşağıdaki 45m'lik kesim ağırlıklı olarak killi kum ile siltli kil litolojisinde olup, bunlar yer yer kuvars ve radyolarit çakıllar içeren seviyelerle ardalanmaktadır. Sonraki 37m'lik aralık ise ağırlıklı olarak kumlu kil litolojisindedir ve yer yer killi çakıllarla ardalanmaktadır. İstif tabanda plastik bej renkli kumlu kile geçiş göstermektedir (Karamaneresi, 1999).

Tablo 4.2. Balıkthane kesitinin mineralojik bileşimi (minerallerin bağıl bollukları; xxx: çok bol, xx: bol, x: çok az, -: bulunmuyor, K:kuvars, M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit, Kao:kaolinit, Kl:klorit, S:smektit, İ:illit, Kl\*: klorit/montmorillonit, Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).

Örnek no	<i>Kuvars</i>	<i>mika</i>	<i>feldspat</i>		<i>Karbonat</i>			<i>Kil</i>					<i>diğer</i>		
	K	M	O	A	Ar	D	Ka	Kao	Kl	İ	Mo	S	Mg	H	J
<b>BK1</b>	x	xxx	xx	xx	-	-	-	x	x	x	-	-	x	-	-
<b>BK2</b>	x	xxx	xx	x	-	-	-	x	x	x	x	-	x	-	-
<b>BK3</b>	x	x	-	x	-	-	xxx	-	x	-	-	-	-	-	-
<b>BK4</b>	x	xxx	xx	xx	-	-	-	-	x	-	-	-	x	-	-
<b>BK5</b>	x	xxx	xx	xx	-	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-
<b>BK6</b>	x	xxx	xx	xx	-	-	-	x	x	xx	-	-	x	-	-
<b>K1-Ö1</b>	xxx	x	-	x	-	-	xxx	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>K1-Ö2a</b>	xxx	x	xxx	x	-	-	xxx	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>K1-Ö2b</b>	xxx	x	x	xxx	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	-
<b>Bk-B1</b>	-	xxx	xx	x	-	x	x	-	xx	-	xx	x	x	-	x
<b>Bk-B2</b>	-	x	x	-	-	xxx	xx	x	x	x	-	-	-	x	-

Göl çevresi Kuvaterner çökellerinin genel olarak yüzeysel ayrışmaya uğramış bir istifte başlayarak (*krmz renkli istif*), jeolojik olarak çok daha genç bir dönemde var olan akarsu sistemlerinin çökelttiği iki farklı sistemin ürünü olduğu düşünülebilir. *Akarsu alüvyon*'u ise, Paleo-Gediz ile ilişkili olmalıdır. Holosen gölünün (Gölmarmara Gölü) çökelleri ise ayrıntılı olarak aşağıda tartışılmıştır.

#### 4.1.3. Gölsel Holosen İstifinin Ayrıntılı Litostratigrafisi ve Jeokronoloji

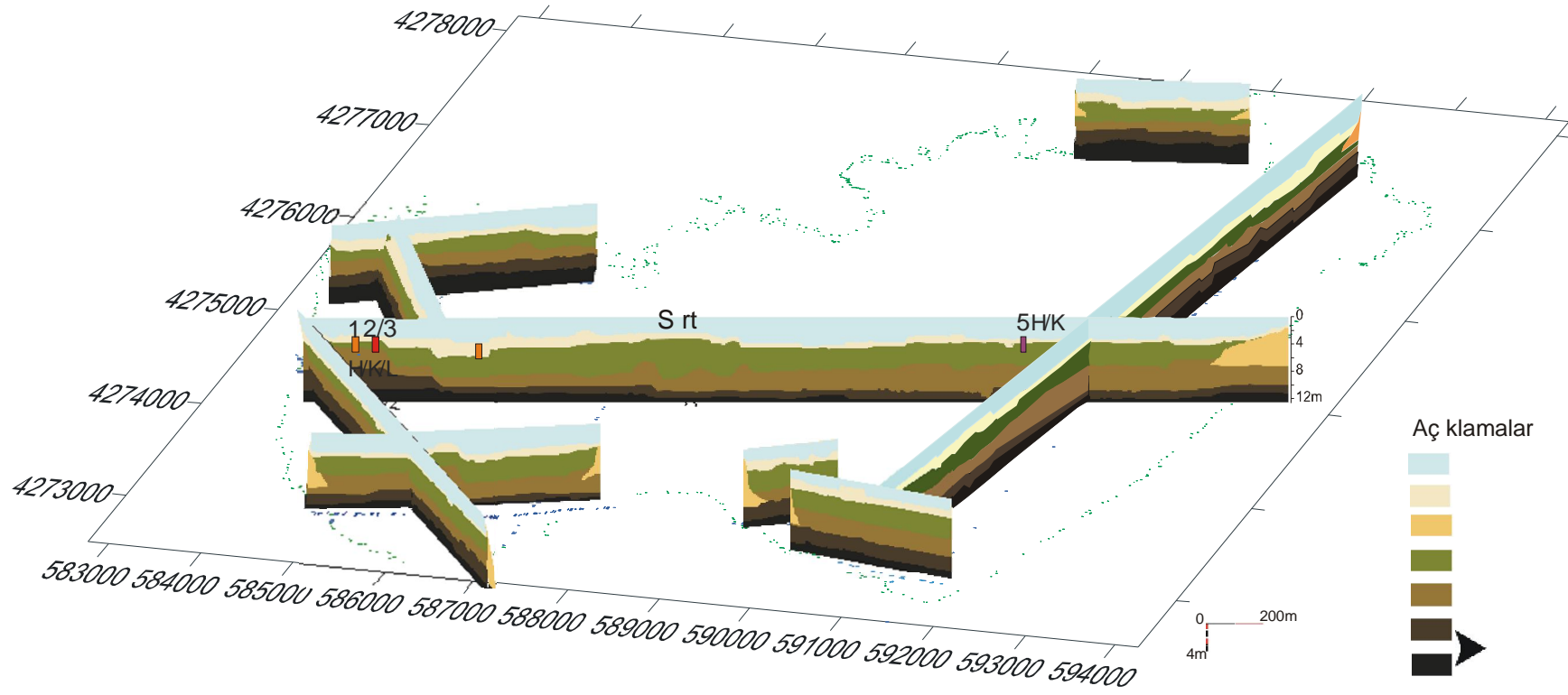
Gölsel istifinin litostratigrafik özelliklerinin saptanmasına ve karotlar boyunca ayrıntılı incelenecek olan lokasyonların belirlenmesine ilk adım olarak GPR yöntemi kullanılarak göl boyunca taranan 11 farklı profil değerlendirilmiştir. Gölmarmara Gölünün çökeltme merkezlerinden (Bat ve Doğu) alınmış olan uzun karotlar (H3 ve H5 karotlar) boyunca lito-stratigrafi değerlendirilmiştir. Ayrıca göl çökellerinin jeokronolojisi  $^{14}\text{C}$  analizleri yardımıyla ortaya konulmuştur. Buna ek olarak güncel çökeltme hızının belirlenebilmesi amacıyla seçilen K2 ksa karotu boyunca seçilen 5 örnek üzerinde  $^{210}\text{Pb}$  ölçümleri yapılmıştır. Gölmarmara Gölü çökellerine yönelik bu değerlendirmeler aşağıda detaylı olarak tartışılacaktır.

##### 4.1.3.1 Gölsel Holosen İstifinin Litostratigrafisi

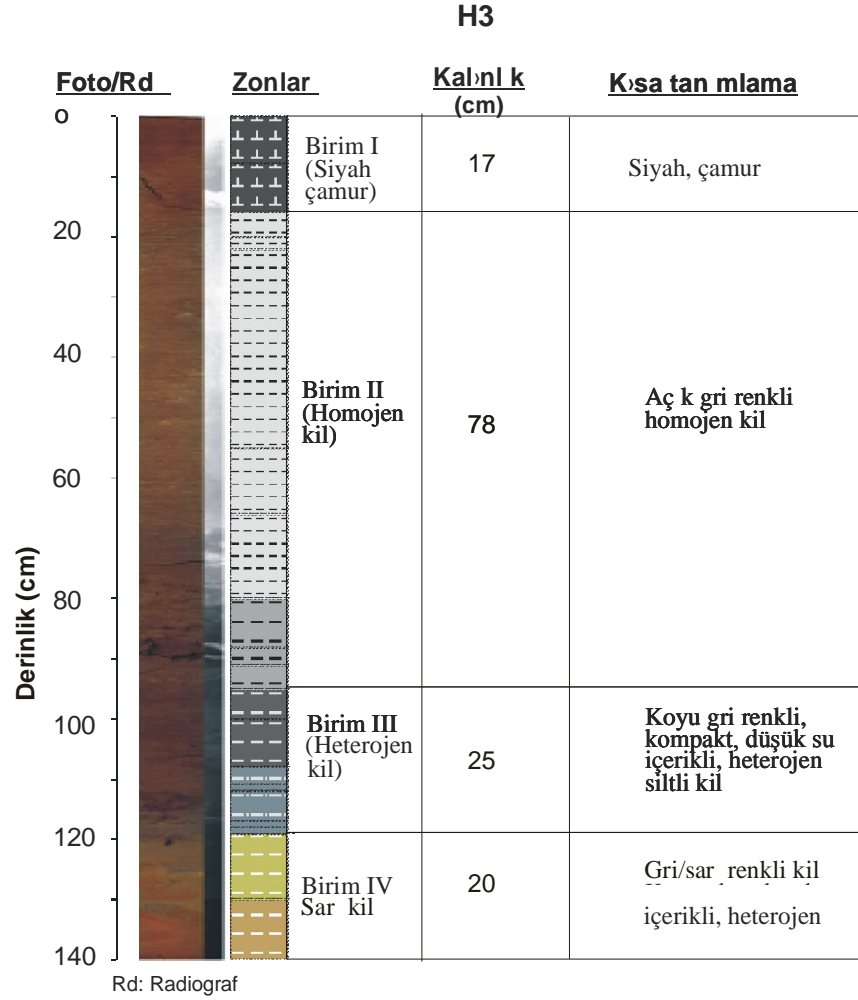
GPR verilerinin değerlendirmelerine göre bir tanesi karasal istifin devamı ve tabanda bulunan iki tanesi ise temel kaya özelliğinde olacak şekilde altı farklı seviye ayrılmıştır. Bunların dışında üç farklı çökeltme seviyesinin (gölsel) varlığı saptanmıştır (Şekil 4.21). Daha ayrıntıda makro özellikler gözetilerek H3 ve H5 karotlarının farklı litolojik özelliklere sahip kesimleri ayırdlanmıştır. Burada her iki karotun litolojik özellikleri ayrı ayrı sunulacaktır.

##### H3 karotu

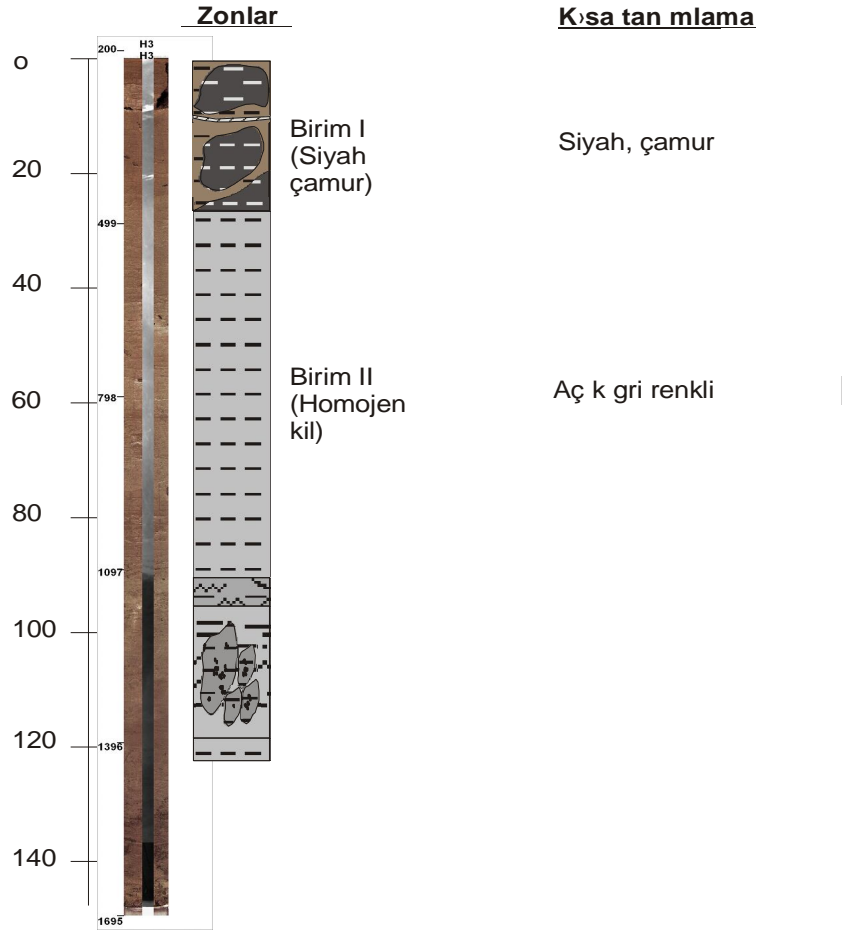
Litoloji, renk, su içerikleri, bitki parçaları, fosil içeriği gibi makro gözlemlere göre H3 karotu 4 farklı lito-zona ayrılmıştır (Şekil 4.22). Bu birimler sırasıyla karotun üstünden itibaren 0-17, 17-95, 95-118, 118-140cm aralıklarını kapsamaktadır. İlk birim koyu renkli, yüksek su içerikli ve siyah renkli çamurdur (0-17cm). İkinci litolojik birim (17-95cm) açık renkli, homojen ve ince taneli kildir. Bu kil bol miktarda makrofitler ile gastropod ve ostrakod kavkılar içerir. Bu kavkılar bütündür ve krksz olmalar buldukları bölgede çökeldiklerinin kanıtıdır. Üçüncü litolojik birim (95-118cm) koyu gri renkli siltli kildir. Bu kesimde fosil gözlenmemiştir. Dördüncü birim (118-140cm)



kırmızımsı okside rengiyle üstteki birimden ayrılmaktadır. Bu kesimde de kavk gözlenmemiştir ve su içeriği daha düşük taneboyu ise daha kabadır. Bu birimin üst kısmında yer yer gri renkli kil seviyeleri bulunmakta olup, alt seviyeleri ise tamamen okside (sarımsı) renktedir.



belirgin renk, su içeriği, tane boyu ve konsolidasyon farkları gözlenmiştir. H3 karotundan farklı bu karotda, düşük miktarlarda makrofit gözlenmiştir.



#### 4.1.3.2 Görsel Holosen İstifinin Jeokronolojisi ve Çökelme Hızı

H3 karotu boyunca seçilen 4 ve H5 karotundan seçilen 1 örneğin  $^{14}\text{C}$  analizleri AMS yöntemi ile yapılmış, buna bağlı olarak her iki karot da yaşlandırılmıştır. Buna göre H3 ve H5 karotlarının analiz sonuçları aşağıda listelenmiştir. Tablo 4.3’de analiz edilen örneklerin özellikleri ve hata payları da yer almaktadır. Yaş değerlerinin karotlar boyunca konumlar ise Şekil 4.24’de gösterilmiştir.

Tablo 4.3  $^{14}\text{C}$  izotop analiz sonuçları ve kullanılan örnek miktarları .

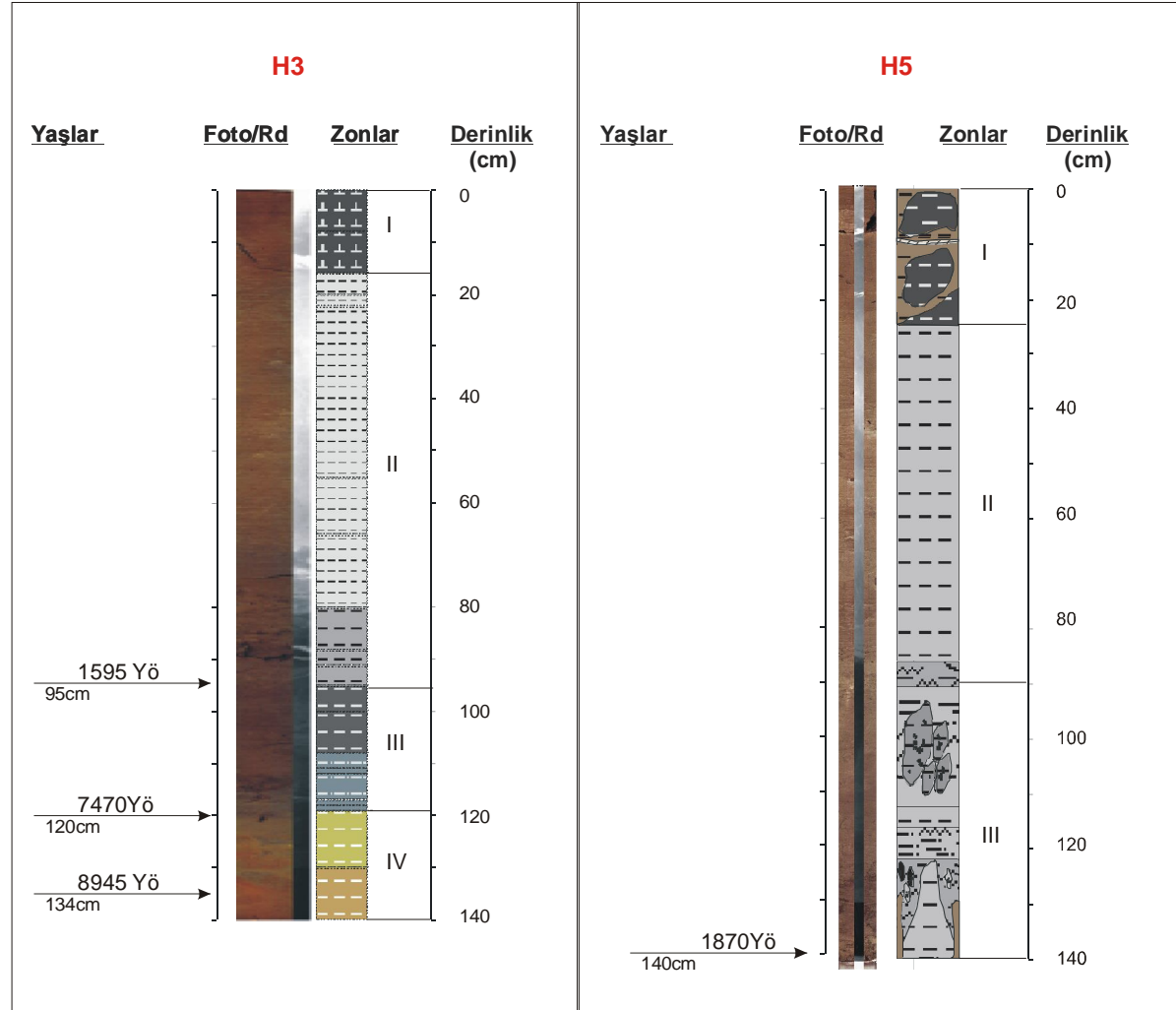
Karot	Litoloji	Örnek türü	Örnek miktar (gr)	Örnek no	Derinlik (cm)	Yaş (YÖ)	Hata aralığı (y l)
H3	Homojen kil	Özüt	5.03	H3-95	95	1595	± 25
H3	Sar kil	Özüt	10.04	H3-120	120	7470	± 55
H3	Sar kil	Özüt	10.08	H3-134	134	8945	±65
H5	Heterojen kil	Özüt	5.05	H5-13	140	1870	±45

Karotun tümünün yaşlandırılmasının yanı sıra, göldeki güncel çökelme hızının ve güncel jeokronolojinin belirlenmesi amacıyla K2 karotu boyunca seçilen 5 örnekte  $^{210}\text{Pb}$  izotop ölçümleri yapılmıştır (Tablo 4.4, Şekil 4.25). Bu analiz ile belirlenen aktivite değerleri aşağıdaki tabloda yer almaktadır. İlk üç örneğin aktivite değerlerindeki artış büyük olasılıkla bu dönemde çökellerin karışması (mixing) ile ilişkilidir. Alta doğru azalan trend ise destekli Pb izotoplarının azalmasına bağlı trendi göstermektedir.

Tablo 4.4.  $^{210}\text{Pb}$  izotop analiz sonuçları ve kullanılan örnek miktarları .

Örnek no	Derinlik (cm)	Dara (gr)	Dara+yaş (gr)	Dara+kuru (gr)	Kuru/yaş (gr)	Örnek ağırlıkları (gr)	Aktivite (Bq/kg)
K2-4	-4	61,4	92,4	66,3	0,2	0,4	76±7
K2-5	-5	54,3	86,3	59,8	0,2	0,4	87±9
K2-6	-6	56,3	86,0	61,7	0,2	0,5	99±10
K2-20	-20	72,1	103,9	81,0	0,3	0,4	79±7
K2-37	-37	81,6	113,2	89,9	0,3	0,4	74±7

Biyotürbasyon olayının gelişmediği,  $^{210}\text{Pb}$  akısının ve kütle birikim hızının sabit olduğu varsayarak,  $^{210}\text{Pb}$  aktivitesi ve kütle derinliği ( $\text{g. cm}^{-2}$ ) arasındaki ilişki aşağıdaki denkleme göre ifade edilebilir.



Şekil 4.24. H3 ve H5 karotlarında  $^{14}\text{C}$  yöntemiyle saptanan yaşlar.

$$A_{210\text{Pb}}(t) = F_{210\text{Pb}} / \text{MAR} \cdot e^{-\lambda \cdot m / \text{MAR}} \quad (4.1)$$

Burada  $\lambda = {}^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin bozunma sabiti olup,  $0.03067 \text{ y}^{-1}$  olarak hesaplanmıştır.

$$\lambda = \ln 2 / 22.26 \text{ (y}^{-1}\text{)} \quad (4.2)$$

Ayrıca “t” yıl olarak zamanı, “m” ise kütle derinliğini göstermektedir. Kütle derinliği ise;

$$M(x) = \sum \rho_{\text{bulk}}(t) + (\rho_{\text{bulk}}(x)/2) \quad (4.3)$$

formülü ile hesaplanabilmektedir. Burada “ $\rho_{\text{bulk}}$ ” çökelin toplam yoğunluğu olup aşağıdaki formüller ile hesaplanmaktadır.

$$\rho_{\text{bulk}} = \rho_{\text{su}} / (1/ka + \rho_{\text{su}} / \rho_{\text{ks}} - 1) \quad (4.4)$$

burada “ka” kuru ağırlığı ve “ks” kuru çökeli ifade etmektedir. Hesaplamalarda su yoğunluğu yaklaşık olarak ( $\rho_{\text{su}}$ )  $1.02 \text{ g/cm}^3$  ve çökel yoğunluğu ( $\rho_{\text{ks}}$ )  $2.45 \text{ g/cm}^3$  alınmıştır.

${}^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin kütle derinliğine karşı grafiği çizildiğinde eğrinin eğimi yardımıyla MAR (eğim =  $-\lambda / \text{MAR}$ ) ve y eksenini kestiği noktadan ( $y = F_{210\text{Pb}} / \text{MAR}$ ) bulunur.

Benzer olarak  ${}^{210}\text{Pb}$  aktivitesinin derinliğe (x, cm) karşı grafiği çizilerek sedimentasyon hızı (SR) bulunabilir.

$$A_{\text{Pb } 210}(t) = F_{210\text{Pb}} / \text{SR} \cdot e^{-\lambda \cdot x / \text{SR}} \quad (4.5)$$

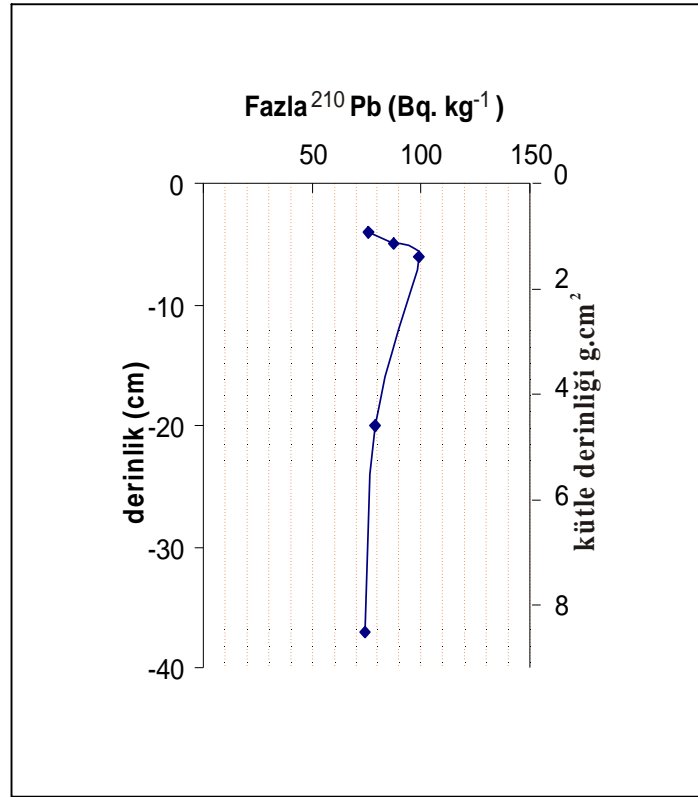
Hesaplanan kütle derinliği değerleri kullanılarak toplam organik karbon birikim hızı aşağıdaki denkleme göre hesaplanmaktadır.

$$\text{MAR}_{\text{TOC}} = \text{TOC} / 100 \cdot \text{LSH} \cdot [\rho_{\text{bulk}} - (1.015 \cdot \Phi / 100)] \quad (4.6)$$

Burada “ $\rho_{\text{bulk}}$ ” kuru bulk yoğunluk, “ $\Phi$ ” porozite ve “LSH” lineer çökme hızıdır. Lineer çökme hızı olarak  ${}^{14}\text{C}$  analiz sonuçlarından yararlanılmıştır. 1500 yıllık süreçte 95cm çökel biriktiği göz önünde tutularak  $0.06 \text{ cm/yıl}$  değeri bulunmuş ve hesaplamalarda kullanılmıştır.

Yapılan hesaplamalar sonucunda K2 karotun 20cm lik kesimi için yaş 52.5 yıl olarak tespit edilmiştir. Buna göre 20. cm' in kütle derinliği  $4.5 \text{ g.cm}^2$  olarak hesaplanmıştır. İlgili tüm bağıntılar kullanılarak, Gölarmara Gölünün kütle birikim hızı (MAR)  $0.0639 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yıl}$  ( $\sim 640 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yıl}$ ), çökme hızı (SR)  $0.28 \text{ cm/yıl}$  ve organik karbon kütle birikim hızı ( $\text{MAR}_{\text{TOC}}$ )  $0.0052 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yıl}$  ( $\sim 5.22 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{yıl} \cdot 10^3$ ) olarak hesaplanmıştır.

$^{210}\text{Pb}$  analizlerine göre Gölarmara Gölünde güncel çökme hızı  $0.28 \text{ cm/yıl}$  olup,  $^{14}\text{C}$  analizleri ile bu değer ilk 95cm'lik kesim için  $0.06 \text{ cm/yıl}$ 'dir. Aradaki farklılık büyük olasılıkla, güncel çökellerin çok fazla kompaksiyona uğramamış olmasından, incelenen zaman diliminin ve/veya analitik yöntemin farklılığından kaynaklanmaktadır. Bilindiği gibi  $^{210}\text{Pb}$  analizleri çok dağılmamış sediman/su arayüz örneklerinde yapılmaktadır. Buna karşın  $^{14}\text{C}$  analizleri uzun karotlar boyunca seçilmiş ilgili seviyeler için yapılmıştır.



Şekil 4.25. Fazla  $^{210}\text{Pb}$  miktarının derinlik ve kütle derinliği ile ilişkisi.

## 4.2. GÖL ÇÖKELLERİNİN MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ

### 4.2.1. Mineralojik Özellikler

Göl çökellerinde, allojenik (taşınmış), endojenik ve otijenik (yerinde eşzamanlı yada çökme sonrası) süreçler sonucunda şekillenen çeşitli mineral fazlar bulunmaktadırlar. Allojenik mineraller, göl sistemine etki eden fiziksel, endojenik ve otijenik mineraller ise kimyasal süreçlerle ilgili bilgi vermektedir. Kil minerallerinin türlerindeki değişimler ise hem çökme öncesindeki (iklim, yüzeysel ayrışma gibi) hem de sonrasındaki (diyajenez) süreçler hakkında bilgi sağlamaktadır. Örneğin montmorillonit ve kaolinitin genelde çökme öncesindeki, illitin ise sonrasındaki süreçlere bağlı olarak oluştuğu bilinmektedir. Bu çalışma kapsamında, göl çökellerine ait toplam mineralojik bileşim doğrultusunda çökellerin genel özellikleri tartışılacaktır. Bunun ötesinde (çökme öncesi ve sonrası süreçlerle ilgili bilgi sağlayacak) ayrıntılı bir değerlendirmenin yapılması amaçlanmamıştır.

#### 4.2.1.1 Mineralojik Bileşim

Gölmarmara Gölü çökellerinin mineralojik özelliklerini belirlemek amacıyla, H3 ve H5 karotları boyunca seçilen 21 örneğin XRD analiz sonuçları değerlendirilmiştir.

##### H3 karotu

Farklı seviyelerin mineralojik bileşimini belirlemek amacıyla H3 karotundan 10 örnek seçilmiş ve XRD analizi yapılmıştır. Bu örneklerin tümünde bulunan mineraller başta karbonat ve mika grupları olmak üzere, kuvars, feldspatlar ve kil mineralleridir (Tablo 4.5). Bunların dışında farklı seviyelerde magnetit, jips ve hematit mineralleri de gözlemlenmiştir.

İlgili mineral ve mineral grupları karot boyunca bazı değişimler göstermektedir. Özellikle mika mineralleri örnekler genelinde çok yaygındır ve en baskın grubu oluşturmaktadır. Bu grup bolluk bakımından seviye bazında çok fazla değişim göstermemektedir. Bunların dışında belirgin değişim göstermeyen bir diğer grup feldspat mineralleri ile kuvarstır. Feldspatlar özellikle 84, 107 ve 128cm seviyelerinde bol miktarda bulunmaktadır. Bu seviyelerdeki bağlı bollukları daha zayıf aşınma koşulları ile ilişkilendirilebilir. Belirtilen minerallerin muhtemel kaynakları çevredeki metamorfik kayalar olabilir. Ayrıca karbonat ve kil mineralleri de saptanmıştır. Karbonat mineralleri genelde kalsit ve aragonit bileşimindedir ve özellikle 1, 82, 103,

Tablo 4.5. H3 karotu boyunca seçilen 10 örneğin mineralojik bileşimi (xxx: baskın bileşen, xx:bol, x:seyrek, -:bulunmuyor; K:kuvars, M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit, Kao:kaolinit, Kl:klorit,S:smektit, İ:illit, Kl\*: klorit/montmorillonit, Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).

Örnek No (H3-...)	<i>Kuvars</i>	<i>Mika</i>	<i>Feldspat</i>		<i>Karbonat</i>			<i>Kil</i>					<i>Diğer</i>		
	K	M	O	A	Ar	D	Ka	Kao	Kl <sup>(*)</sup>	İ	Mo	S	Mg	H	J
<b>1</b>	xx	xxx	xx	xx	xx	xx	xxx	x	xx	xx	xx	xx	xx	x	-
<b>29</b>	x	xxx	xx	x	xx	xx	xx	x	x	x	-	-	xx	-	-
<b>58</b>	x	xxx	xx	x	xx	xx	xx	x	x	x	x	x	-	-	x
<b>67</b>	x	xx	xx	x	xx	x	xx	-	x	x	-	-	x	-	-
<b>82</b>	x	xxx	x	x	xx	x	xxx	-	x	x	-	-	x	-	-
<b>84</b>	xx	xxx	xxx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	-	-	-	x	-
<b>103</b>	x	xxx	xx	x	xxx	x	xx	x	x	x	-	-	x	-	-
<b>107</b>	xx	xxx	xxx	xx	xxx	x	xxx	x	xx	xx	-		xx	x	
<b>112</b>	x	xxx	x	x	xxx	x	xxx	-	x*	x	xx	-	x	-	-
<b>115</b>	xx	xxx	xx	xx	xx	x	xx	x	x*	xx	x	-	x	-	-
<b>120</b>	x	xxx	xx	x	x	x	x	x	x*	xxx	x	-	x	-	-
<b>128</b>	xx	xxx	xxx	xx	xx	x	xx	x	xx	xx	-	xx	x	-	-
<b>131</b>	x	xxx	xx	x	x	x	xx	x	x*	xx	xx	xx	x	-	-
<b>134</b>	x	xxx	-	x	x	x	xxx	x	-	xx	xx	-	x	-	-

107, 112 ve 134cm seviyelerinde çok boldurlar. Bunun dışında tüm seviyelerde az miktarda dolomit gözlenmiştir. Bu minerallerin tümü bilindiği gibi hem göl çevresinden taşınma ile hem de birincil olarak ve kavkılar yoluyla çökellerde zenginleşebilmektedir. Özellikle çevredeki Pliyosen yaşlı göl çökelleri ile (Ulubey formasyonu), metamorfikler içindeki mermerlerin dolomit ve kalsitçe zengin oldukları bilinmektedir. H3 karotu boyunca kil minerallerinin konsantrasyonu diğer gruplara göre daha azdır ve türleri seviye bazında farklılıklar göstermektedir. Özellikle ilk 1cm’de montmorinolit ve klorit türleri çok baskın ve belirgin, 84, 107, 120, 131, 134cm seviyesinde önemli miktarlarda illit gözlenmiştir. Bu 5 seviyeden 107, 128 ve 131cm’de illite klorit eşlik etmektedir. 131cm’de ayrıca önemli montmorinolit katkısı bulunmaktadır. 134cm seviyesinde ise klorit/montmorinolit çifti de bol miktarlardadır. Kaolinit ise üç seviye dışında (58, 82, -112cm) tespit edilmiştir. Özellikle göl çevresindeki kırmızı istiflerde (Kuvaterner) bazı seviyelerin önemli oranda montmorinolit ve klorit içerdiği, bazı seviyelerin ise klorit, kaolinit ve illit içerdikleri gözlenmiştir (Tablo 4.2). Ayrıca Ahmetler formasyonunun bazı seviyelerinde (Tablo 4.1) klorit ve montmorinolit mineralleri saptanmıştır. Buna göre, benzer süreçlerinin etkisinde kalan farklı kompozisyondaki litolojik birimler her iki depolanma merkezine de malzeme sağlamış olmalıdır.

#### H5 karotu

H3 karotuna benzer olarak, H5 karotundan seçilen 7 örneğin mineralojik bileşimi incelenmiştir. Bu örneklerin tümünde bulunan mineraller başta karbonat ve mika grupları olmak üzere, kuvars, feldspatlar ve kil mineralleridir (Tablo 4.6). Bu minerallerin dışında bazı seviyelerde magnetit ve hematit mineralleri de gözlenmiştir.

H5 karotunun mineralojik bileşimi H3 karotuna oldukça benzerdir. Özellikle mikalar ile karbonat grubu mineralleri çok baskındır. H3 karotundan farklı olarak daha fazla dolomit katkısı vardır ve kalsit en baskın karbonat mineralidir. Bu minerallerin dışında kuvars ile bazı kil minerallerine ve magnetit ile hematite rastlanmıştır. En baskın kil minerali illit olup, montmorinolite sadece en üst 1cm’de rastlanılmıştır. Bunların dışında klorit, ve kaolinit mineralleri de karot genelinde bulunmaktadır. H3 ve H5 karotlarının mineralojik bileşimlerindeki benzerlikler, her iki havza merkezinin de benzer malzeme taşınma süreçlerinden etkilendiğini ve kimyasal çökelimin de aynı şekilde gerçekleştiğini düşündürmektedir.

Tablo 4.6. H5 karotu boyunca seçilen örneklerin mineralojik bileşimi (xxx: baskın bileşen, xx:bol, x:seyrek, -:bulunmuyor; K:kuvars, M:muskovit, O:ortoklas, A:albit, Ar:aragonit, D:dolomit, Ka:kalsit, Kao:kaolinit, Kl:klorit, S:smektit, İ:illit, Kl\*: klorit/ montmorillonit, Mo: montmorillonit, Mg:magnetit, H:hematit, J:jips).

Örnek no (H5-...)/ derinlik (cm)	<i>Kuvars</i>	<i>Mika</i>	<i>Feldspat</i>		<i>Karbonat</i>			<i>Kil</i>					<i>Diğer</i>		
	K	M	O	A	Ar	D	Ka	Kao	Kl <sup>(*)</sup>	İ	Mo	S	Mg	H	J
<b>1/1</b>	x	xxx	x	x	x	x	xxx	x	x	xx	xx	xx	x	-	-
<b>7/93</b>	x	xxx	xx	x	x	xxx	xxx	x	x	xx	-	-	x	x	-
<b>9/117</b>	x	xxx	xx	x	x	xx	xxx	x	xx	xx	-	-	xx	-	-
<b>10/ 121</b>	xx	xxx	-	xx	xx	xx	xxx	x	xx	xx	-	-	x	-	-
<b>11/127</b>	x	xxx	xxx	x	xx	xx	xxx	x	x	xx	-	-	x	-	-
<b>12/139</b>	x	xxx	xx	x	x	xx	xx	x	x	xx	-	-	x	-	-
<b>13/144</b>	x	xxx	xx	x	xxx	xx	xxx	x	x	xx	-	-	x	-	-

### 4.3. GÖL ÇÖKELLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Göl çökelleri ortama taşınarak gelen ya da su kütlesinde üretilen organik ve inorganik bileşenlerden oluşmaktadır (Hakanson ve Jansson, 1983; Berner 1981; Siebold ve Berger, 1982; Thomas vd., 1972; Bagander, 1976). Bu bileşenlerin bir kısmı diyajenezle birlikte bir miktar değişime uğramaktadır. İnorganik bileşenler farklı taşınma etkinliklerine bağlı olarak (rüzgarla, akarsularla, farklı aşınma/ayırışma süreçleri neticesinde) göl çökellerinde birikebilmektedir. Bu çalışmada taşınmış inorganik malzemenin miktarının ve olası kaynakların belirlenebilmesi amacıyla elementel bileşim ile mineralojik bileşim ve bunların bağlı bollukları değerlendirilmiştir. Taşınmış (allokton) organik bileşenler de yakın drenaj alanından benzer süreçlerle göllere ulaşabilmektedirler. Bunların kaynakları genel olarak karasal bitkiler olup (ağaçlar, polen, yapraklar, otlar), çökellerdeki bollukları, hem göl çevresindeki yaygınlıkları ile hem de su kütlesinde ve diyajenez boyunca ne kadar korunduklarıyla ilişkilidir.

Yerinde ve biyogenik kaynaklı mineral ve element zenginleşmeleri ise göl ortamındaki özellikle kimyasal ve biyolojik süreçlerle (tuzluluk, redoks) ilgilidir. Birincil organik madde üretimi de bu koşulları hem etkileyen hem de bu koşullardan etkilenen bir diğer parametredir (Meyers, 1997, 1999). Birincil organik madde üretimini kısıtlayan en önemli faktör ortamdaki besin kaynaklarıdır (nütrientler ve özellikle fosfor). Ayrıca su kimyası ve suyun fiziksel özellikleri de önemlidir. Ancak çökellerdeki organik madde zenginleşmeleri sadece bu koşullar ve üretim miktarı ile değil, bunların çökeltme ortamında korunabilmeleri ile de ilişkilidir.

Bu kapsamda göl ve yakın çevresinin paleo-ekolojisinin değerlendirilmesi Göl Marmara Gölü çökellerinin jeokimyasal (organik/inorganik) bileşiminin belirlenmesini gerektirmektedir. Aşağıda ilk olarak, çökellerin inorganik bileşimleri, mineralojik ve element bileşimleri bağlamında değerlendirilecektir. Çökellerdeki organik maddenin değerlendirmesi ise üç aşamada ve gittikçe daha ayrıntılı olan metodlarla yapılacaktır. Burada ilk yaklaşım organik maddenin miktar ve türünün belirlenmesini sağlayan temel organik jeokimyasal özelliklerin ortaya konulması olacaktır. Sonraki basamaklarda ise hem moleküler organik jeokimyasal özellikler hem de organik maddeyi oluşturan toplam ve bileşen özel izotop bileşimleri tartışılacaktır.

### 4.3.1. İnorganik Jeokimyasal Özellikler

Gölmarmara Gölü çökellerinin inorganik jeokimyasal özellikleri kapsamında her iki karot boyunca, XRF analizi ile saptanan element bileşimlerinden yararlanılmıştır.

#### 4.3.1.1 Elementel Bileşim

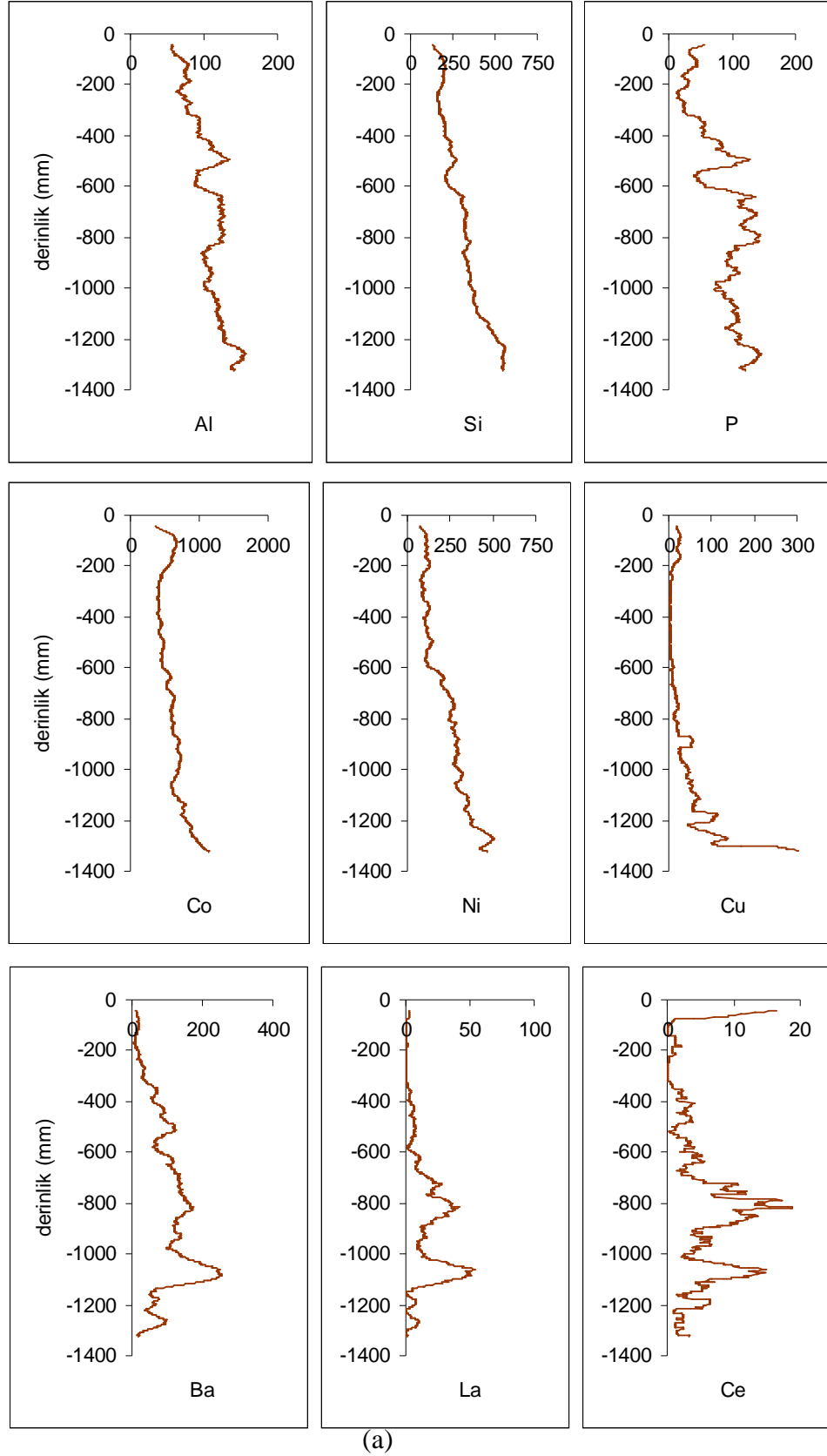
Çökellerin elementel bileşimi temelde çevredeki kaynaklarla, taşınma süreçleriyle ve göldeki biyolojik/kimyasal süreçlerle ilişkilidir. Özellikle kırıntılı malzemenin bileşeni olan bir kısım element, gölün iç dinamiklerinin önemli rolü bulunmaksızın, çevre jeolojisi (drenaj alanı, tektonik rejim) ve iklim (rüzgar, ayrışma, aşınma) kontrolünde göl çökellerinde zenginleşmektedir. Bunların dışındaki element zenginleşmelerinde ise biyolojik ve kimyasal süreçler önemli rol oynamaktadır. Bu elementler hem redoks, pH, tuzluluk gibi kimyasal koşullardan etkilenen hem de canlılar tarafından tekrar tekrar kullanılabilenler (nütrientler) olmak üzere iki türdedirler.

Çökeltme ortamına ortak kaynaklardan sağlanan elementlerin, benzer artış ve azalma eğilimleri gösterdikleri bilinmektedir. Bu nedenle ortam değerlendirmelerinde, elementlerin miktarlarından çok bu elementlerin değişim trendleri önem taşımaktadır. Bu kapsamda karot boyunca benzer trendlere sahip (derinlik boyunca değişimleri eş zamanlı olan) elementlerin belirlenebilmesi için temel bileşen analizi yapılmıştır. Belirlenen iki faktör yükü benzer değişimlere sahip elementlerin gruplanabilmesine imkan sağlamıştır.

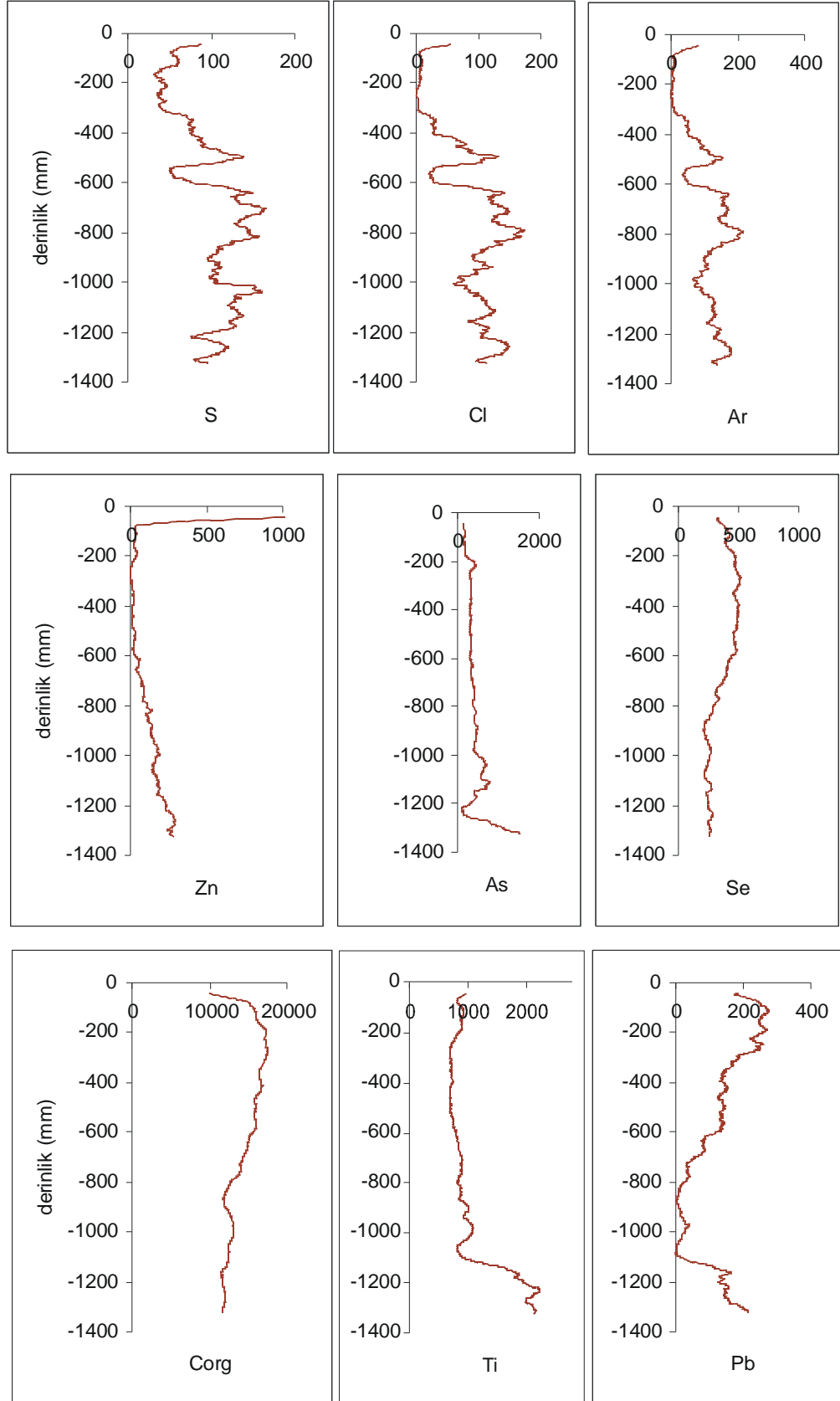
#### H3 karotu:

H3 karotu boyunca seçilen 35 elementin değişimleri (Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, La, Ce, Ta, Pb, Bi, Th, U) 0.1cm çözünürlüklü olarak XRF karot tarayıcı tarafından belirlenmiştir (Şekil 4.26 a, b, c, d). Değerler yüzde ya da kesin miktarlar olarak değil, bağıl değişimleri yansıtmaktadır (Detaylı bilgi için yöntemler kısmına bakınız). Değişimlerin daha kolay izlenebilmesi amacıyla 40. dereceden hareketli ortalamalar kullanılmıştır.

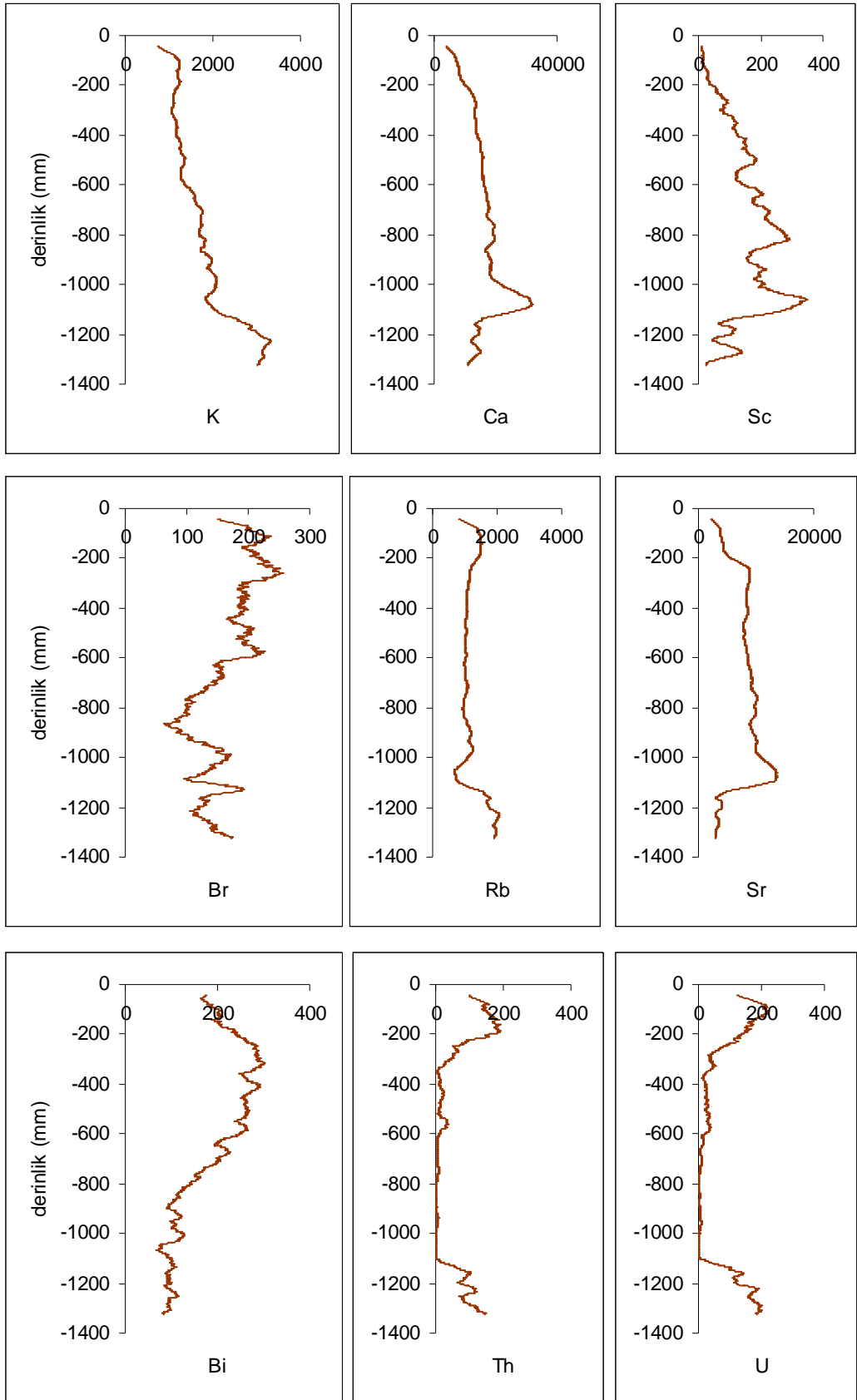
H3 karotu boyunca birbiriyle uyumlu değişimler gösteren elementlerin tespiti için temel bileşen analizi yapılmıştır. Her iki faktör değeri yardımıyla oluşturulan diyagramda elementler dört farklı grupta toplanmıştır (Şekil 4.27). Bu gruplardan ilkinde, Sr, Ta ve Hf, ikincisinde Ar, Cl, P, Nb, Al, Cs, Sc, Ba, Ca, Ce, Zn, Ab, V, Ni, Si, üçüncüsünde



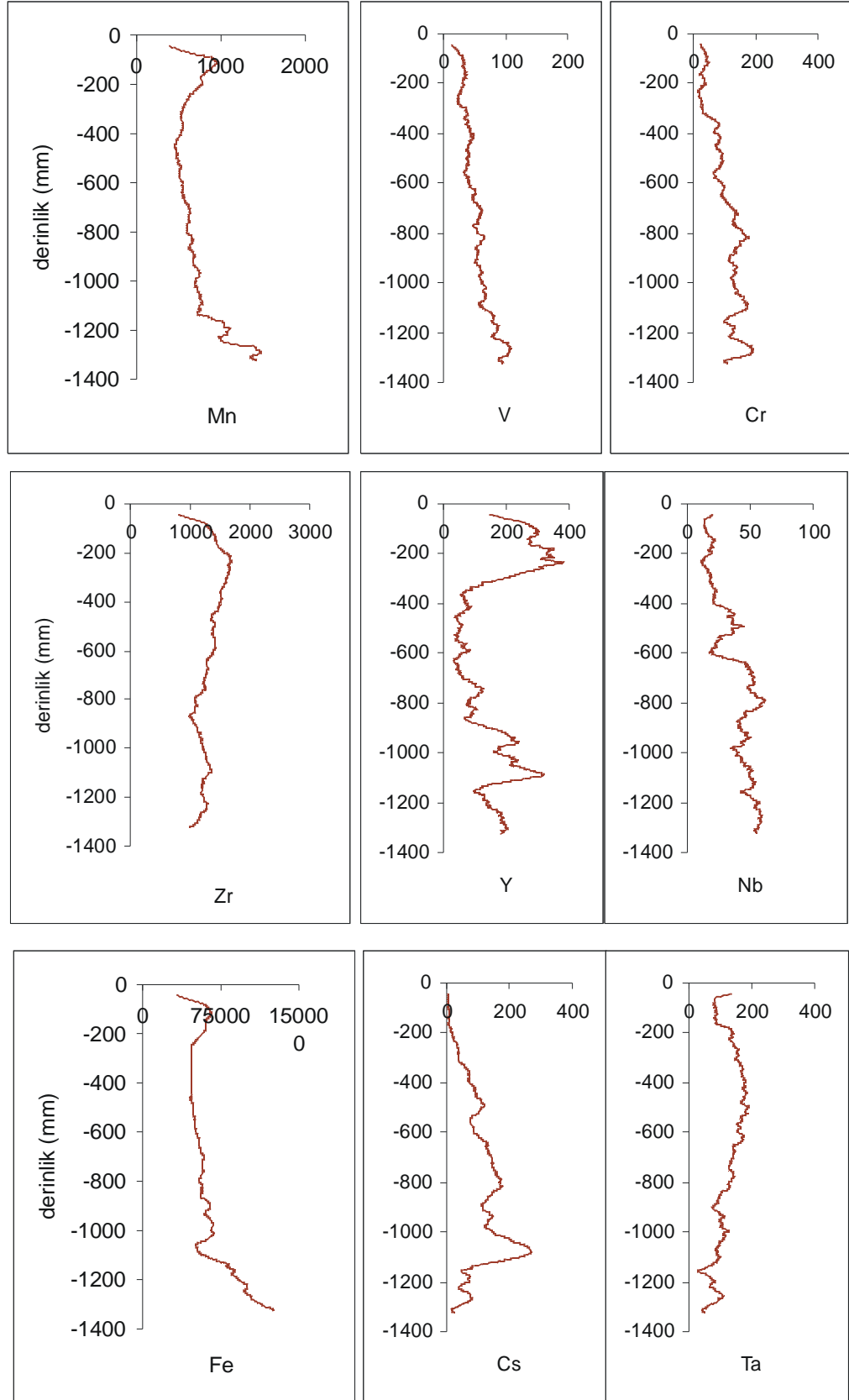
Şekil 4.26. a, b, c, d, H3 karotunun derinlik boyunca elementel bileşimindeki değişimler. (Elementlerin bağıl bolluklarını gösteren değerler count per second-cps- cinsindedir.)



(b)  
(Şekil 4.26 – Deva >)



(c)  
(Şekil 4.26 – Devam )



(d)

(Şekil 4.26 – Devam )

Bi, Se, Zr, Br, Pb, ve dördüncüsünde Y, Cu, Th, U, Rb, Co, Mn, Ti, Fe, K elementleri yer almaktadır. Daha ayrıntılı bakıldığında örneklerin bir kısmının oldukça yüksek faktör yüklerine sahip olduğu görülmektedir (Tablo 4.7). Bu tür elementler trendleri birbirine en çok benzeyenlerdir. En yüksek birinci faktör değerlerine sahip elementler Si, K, Ti, Mn, Fe, Co, Ni'dir (Şekil 4.28). Bunlarla Al, P, Cl, Ar, V, Cr, As, Rb, Nb elementleri de daha belirsiz olmakla birlikte oldukça benzer değişimler göstermektedir (Şekil 4.29). Özellikle çökeltme ortamına taşınan kırıntıların bünyesinde bulunan K, Ti, Si ve Ni elementinin çok yüksek pozitif yüklere (Faktör 2) sahip oluşu bunların aynı kaynaktan türediklerine işaret etmektedir. Anoksik koşullarda kükürt bileşikleri olarak çökdikleri bilinen ve bu nedenle Mn, Fe, Co gibi redoks indikatörü olarak değerlendirilen bir kısım elementin trendlerinin bu tür silisiklastik elementlerle yüksek benzerlik göstermesi zenginleşmelerinin büyük oranda taşınma süreçleriyle ilişkili olabileceğini düşündürmektedir. Kırıntılı kaynaklardan sağlanan bir diğer element ise Al'dur. Bu element sadece kırıntılı gelimine bağlı olarak çökellerde zenginleşebildiği için ortamsal indikatör olan diğer elementlerin normalizasyonunda yaygın olarak kullanılmaktadır (Racki, 2002; Schmitz vd., 1997). Al ortalama bir pozitif faktör 1 (0.6) yüküne sahiptir. Benzer şekilde en önemli nütrient olan P ve redoks koşullarına bağlı olarak zenginleşebilen V, As ve Cr'da faktör 1 yükleri gözetildiğinde Al ile aynı grupta yer almaktadır. Yüksek negatif yüklere sahip organik karbon ise kırıntılı gelimi süreçlerine bağlı olmaksızın ortamda zenginleşmiş gibi görülmektedir.

İkinci faktör yüküne bağlı oluşturulan ilk grupta Ca, Sr, Ba, Sc, Cs ve La elementleri yer almaktadır (Şekil 4.30, Şekil 4.31). Bu elementlerin bir kısmı (Ca, Sr, Ba) su kimyası ile ilişkilidir. Bu elementler Faktör-2 yükleri belirgin negatif değerler alan (<-0.7) U, Th, Rb, Pb elementleri ile ters ilişki göstermektedir. Bu elementlerden Pb genelde antropojenik etkenlerle ilgili (kirlilik) bir göstergedir. U ise redoks koşullarına duyarlı elementlerin başında gelmektedir ve bunun Th ile ilişkisi redoks koşullarının belirlenmesi açısından önem taşımaktadır.

Temel bileşen analizinin uygulanması farklı açılardan yarar sağlamıştır. Bunlardan ilki benzer trendlere sahip elementlerin belirlenmesi, buna bağlı olarak kaynak değerlendirmelerinin yapılabilmesidir. Buna göre Faktör-1 değerlerine göre silisiklastik girdiyle ilişkili elementlerin (Si, K, Ti, Mn, Fe, Co, Ni) gruplaştığı gözlenmiştir. Bu

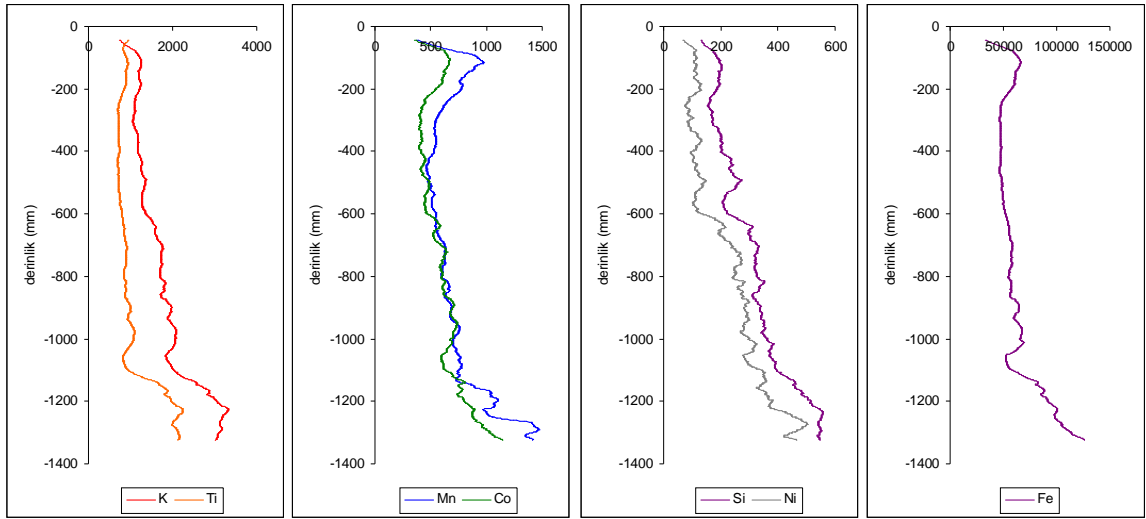


1.zonda ilgili elementler çok fazla değişim de göstermemektedir. 2. zondaki elementlerin çoğunluğu artma eğilimi göstermekle birlikte U, Th, Rb ve Pb azalmaktadır. 3. zonun en belirgin özelliği başta Al olmak üzere kırıntılı girdisi

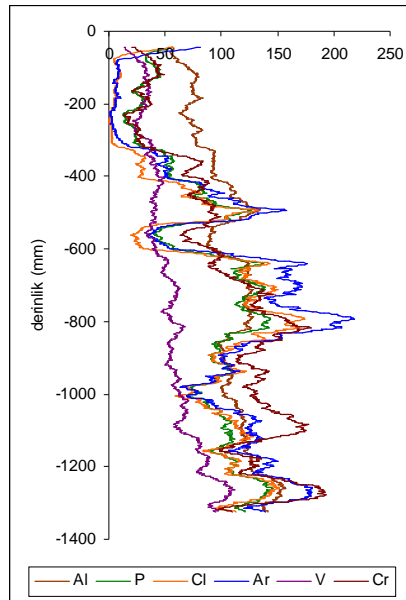
Tablo 4.7. Elementlere ait faktör yükleri. H3 karotu.

<i>Element</i>	<i>Faktör 1</i>	<i>Faktör 2</i>
<i>Al</i>	0.6	0.3
<i>Si</i>	0.9	0.1
<i>P</i>	0.6	0.4
<i>S</i>	0.4	0.5
<i>Cl</i>	0.6	0.5
<i>Ar</i>	0.6	0.5
<i>K</i>	0.9	-0.1
<i>Ca</i>	0.1	0.7
<i>Sc</i>	0.1	0.9
<i>Ti</i>	0.9	-0.4
<i>V</i>	0.6	0.0
<i>Cr</i>	0.6	0.5
<i>Mn</i>	0.7	-0.4
<i>Fe</i>	0.8	-0.4
<i>Co</i>	0.8	-0.2
<i>Ni</i>	0.9	0.1
<i>Cu</i>	0.4	-0.2
<i>Zn</i>	0.3	0.1
<i>As</i>	0.6	0.0
<i>Se</i>	-0.6	-0.2
<i>Br</i>	-0.3	-0.3
<i>Rb</i>	0.6	-0.7
<i>Sr</i>	-0.4	0.7
<i>Y</i>	0.0	-0.2
<i>Zr</i>	-0.5	-0.1
<i>Nb</i>	0.6	0.4
<i>Cs</i>	0.1	0.9
<i>Ba</i>	0.1	0.8
<i>La</i>	0.1	0.7
<i>Ce</i>	0.1	0.3
<i>Hf</i>	0.0	0.1
<i>Ta</i>	-0.4	0.3
<i>Pb</i>	-0.1	-0.7
<i>Bi</i>	-0.6	-0.1
<i>Th</i>	0.2	-0.7
<i>U</i>	0.3	-0.7
<i>Cinorg</i>	-0.8	-0.2
<i>Corg</i>	-0.7	-0.2

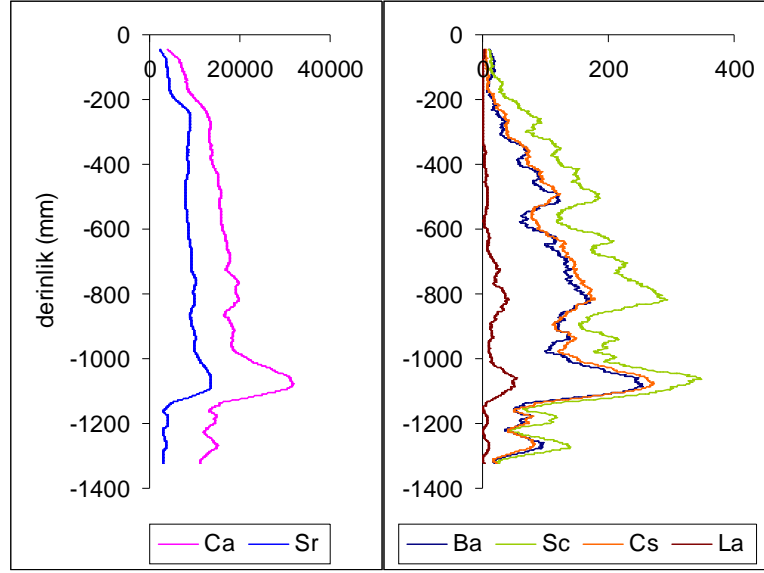
göstergesi olan elementlerin tümünün azalma göstermesidir. Buna karşın kimyasal çökelimle ilişkili olan Ca, Sr gibi elementler zenginleşmektedir. 4. zonda da U,Th, Pb gibi birkaç element dışında zenginleşme eğilimi sürmektedir. Bu zonda özellikle nütrient (besin) miktarında ve redoksa duyarlı elementlerde önemli artış gözlenmiştir. 5. zonda ise 4. zonun tersine çoğu elementin bağıl miktarları azalmaktadır. Karotun alt kesimlerinde ise (7, 8 ve 9. zonlarda) karotun üst kısımlardan getirilen elementlerin ve 98-114cm aralığında (6. zon) kimyasal çökelimle zenginleşebilen elementlerin (Ca, Sr gibi) arttığı söylenebilir (Şekil 4.32).



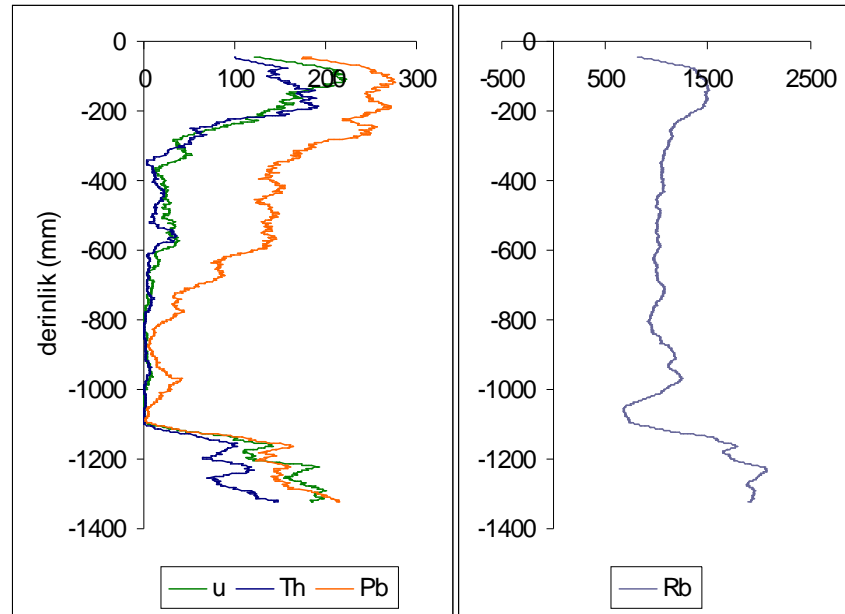
Şekil 4.28. H3 karotundaki yüksek pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir.)



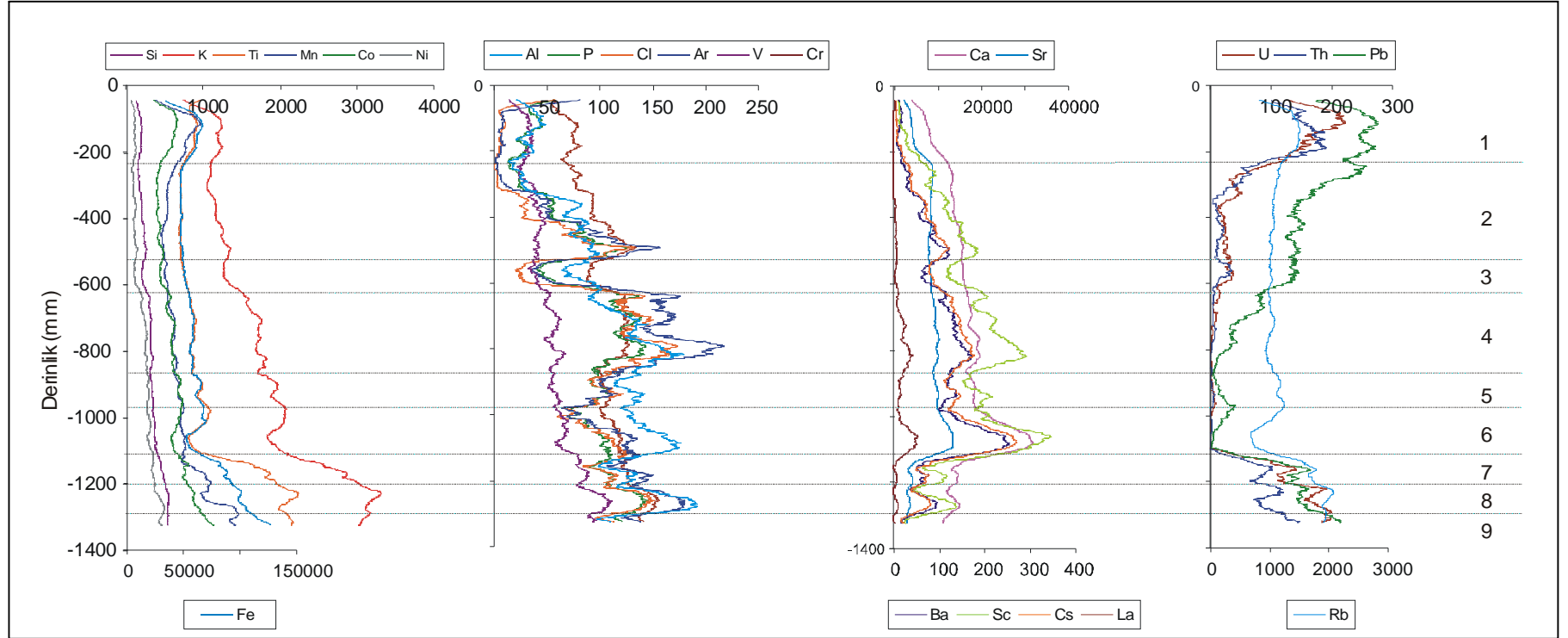
Şekil 4.29. H3 karotundaki diğer belirgin pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Faktör-1 yükleri: <0.7,>0.5). (Tüm birimler cps cinsindedir.)



Şekil 4.30. H3 karotundaki yüksek pozitif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir).



Şekil 4.31. H3 karotundaki diğer belirgin pozitif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Faktör-2 yükleri:  $<0.7, >0.5$ ). (Tüm birimler cps cinsindedir.)



Şekil 4.32. H3 karotu boyunca faktör yüklerine göre belirlenmiş jeokimyasal zonlar (Tüm birimler cps cinsindedir).<

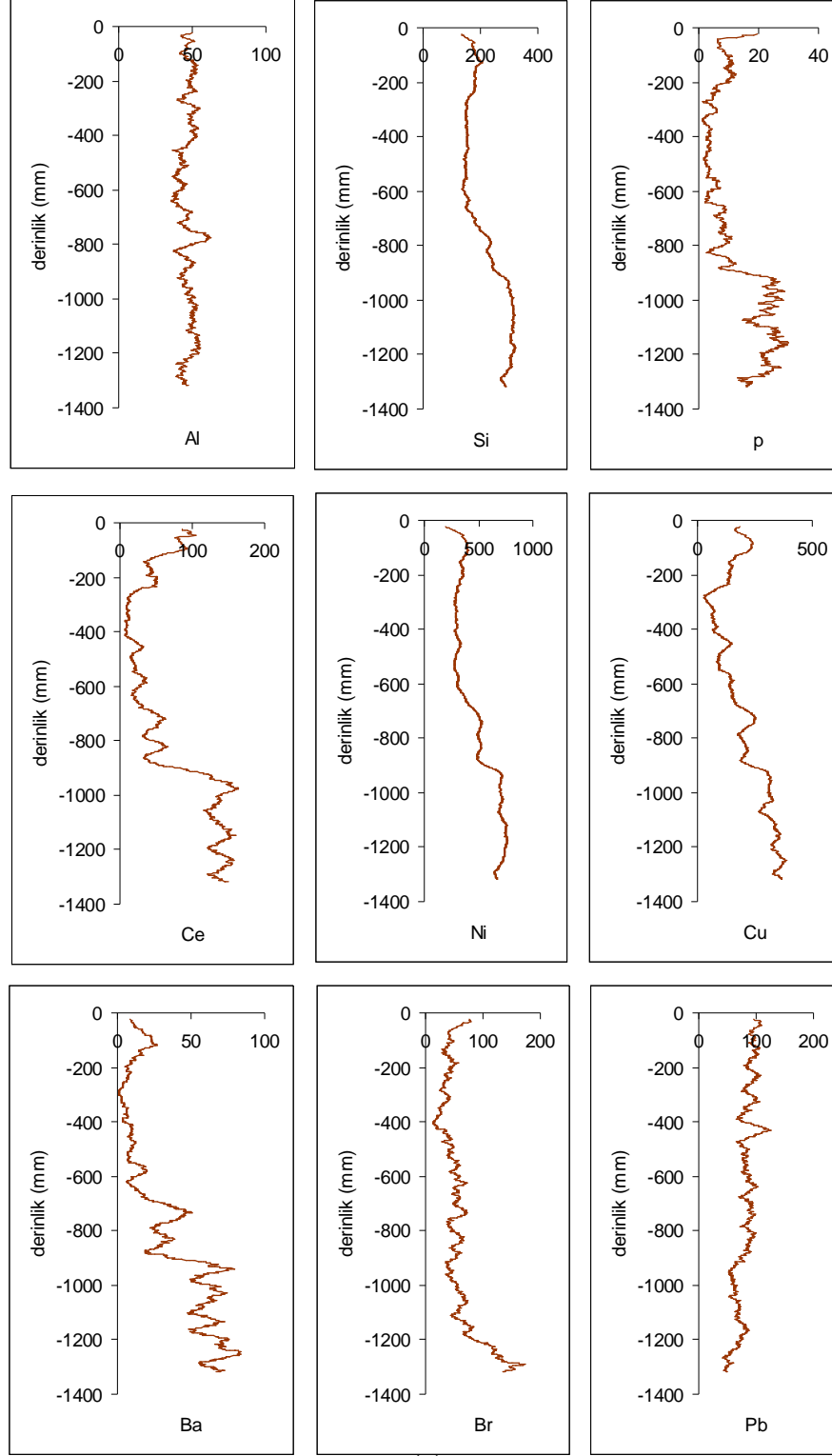
H5 karotu:

H5 karotu boyunca seçilen 30 elementin değişimleri (Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Sc, Ti, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Br, Rb, Sr, Zr, Te, Ba, Ce, Pb, Th, U, Corg, Cinorg) 0.1cm çözünürlüklü olarak XRF karot tarayıcıyla ölçülmüştür. Değişimlerin izlenebilmesi amacıyla H3 karotuna benzer olarak 40. dereceden hareketli ortalamalar kullanılmıştır (Şekil 4.33 a, b, c). H3 karotuna benzer şekilde, H5 karotu boyunca birbiriyle uyumlu değişimler gösteren elementlerin tespiti için temel bileşen analizi yapılmıştır (Şekil 4.34). Buna göre iki faktör değeri yardımıyla oluşturulan diyagramda dört farklı gruplaşma tespit edilmiştir.

Bu gruplardan ilki Zn ve Al, ikincisi P, S, Cl, Cu, Ti, Cr, Si, Ni, K, Ce, Ba, Br, As, Sr, Ca, Mn, Fe, üçüncüsü Corg, Cinorg, Zr, Pb, Th, U ve dördüncüsü Rb elementlerinden oluşmaktadır. Bu gruplaşmalara neden olan olası ortamsal nedenlere aşağıda kısaca değinilecektir.

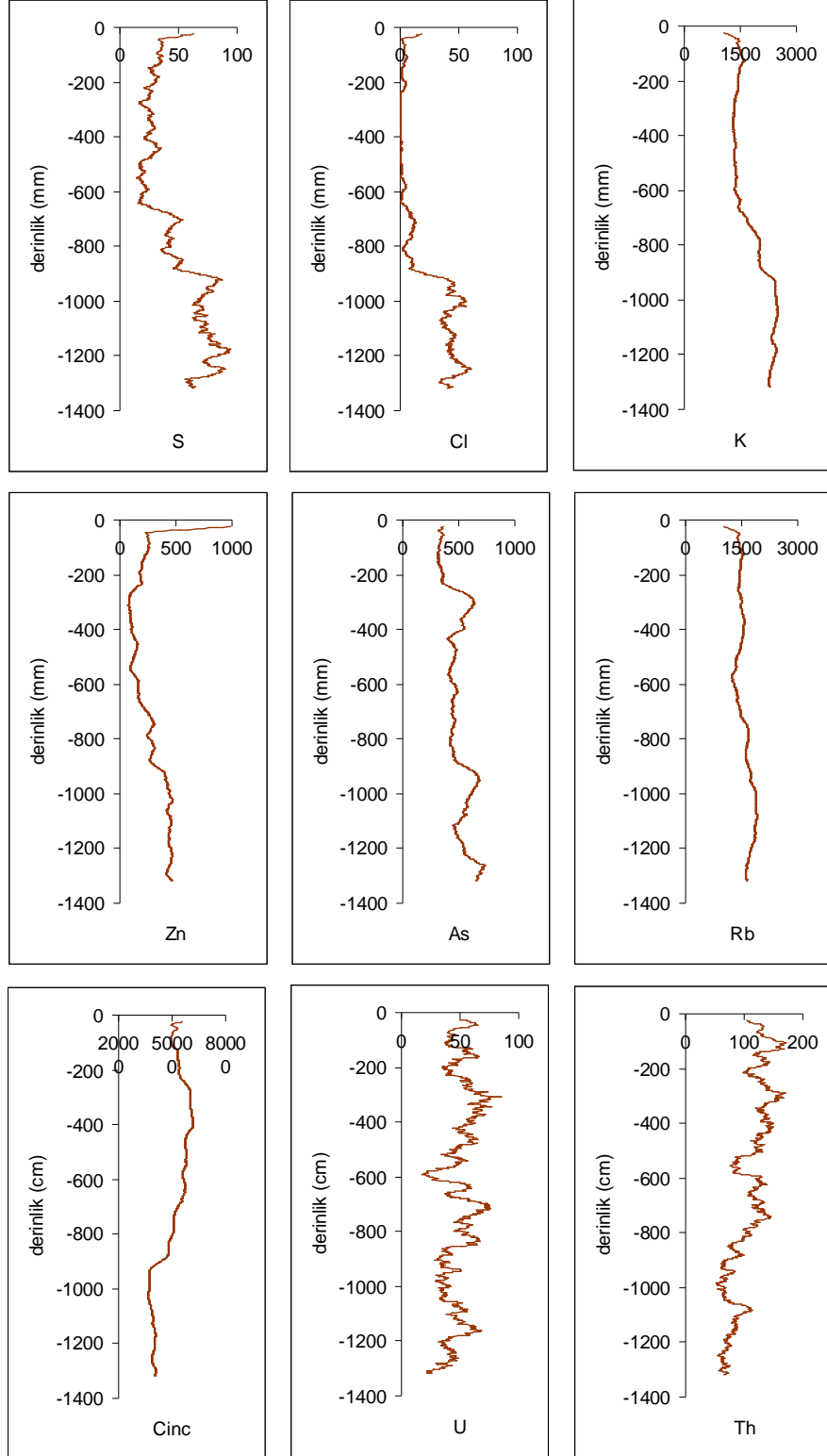
H3 karotunda olduğu gibi, temel bileşen analizi yöntemi uygulanarak saptanan faktör yükleri benzer değişim trendleri gösteren elementlerin belirlenmesi amacıyla kullanılmıştır. Bu kapsamda iki faktör yüküne göre pozitif ve negatif olarak yüksek değerlere sahip elementlerin kendi aralarındaki oldukça benzer trendlerin nedenleri incelenebilmiştir (Tablo 4.8)

Buna göre en yüksek birinci faktör değerlerine sahip elementlerin Si, K, Mn, Fe, Ni, Rb (Faktör 1 yükleri: 0.8-0.9) olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.35). Bunlarla daha düşük olmakla birlikte Ca, Ti ve Cr elementleri de benzerliğe sahiptir. Bu değerlendirmeye göre H3 karotunda olduğu gibi ilk gruptaki elementler büyük olasılıkla ortama taşınan kırıntılı malzemedir. H5 karotunda, H3 karotunun temel bileşen analizi sonuçlarına aykırı davranan tek element ise Ca'dır. Buna göre, diğer kırıntılı girdisi göstergesi olan elementlerin trendleri ile yüksek benzerlik gösteren Ca'un, önemli kısmının bu çökeltme merkezine taşınarak geldiği düşünülebilir.

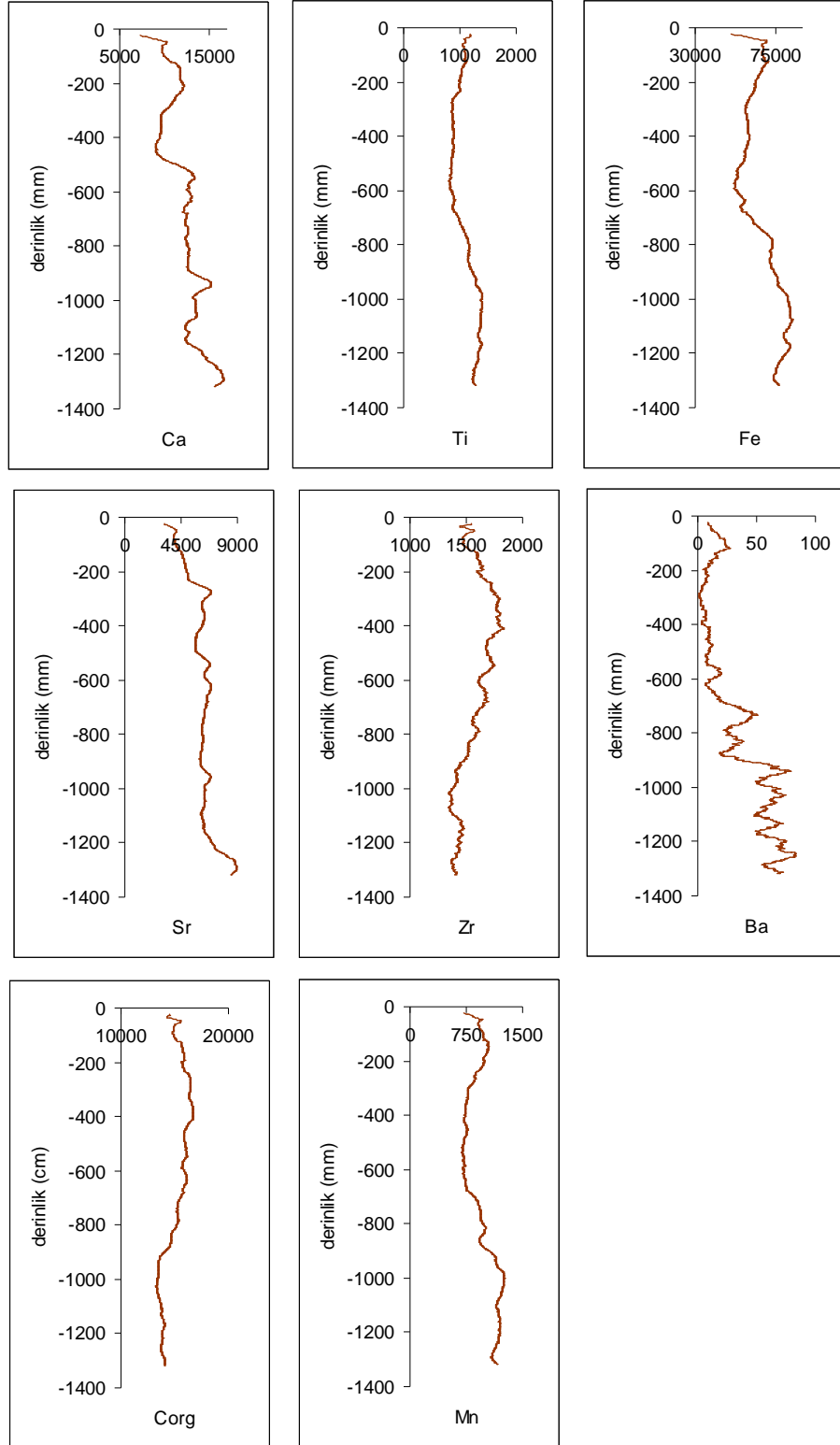


(a)

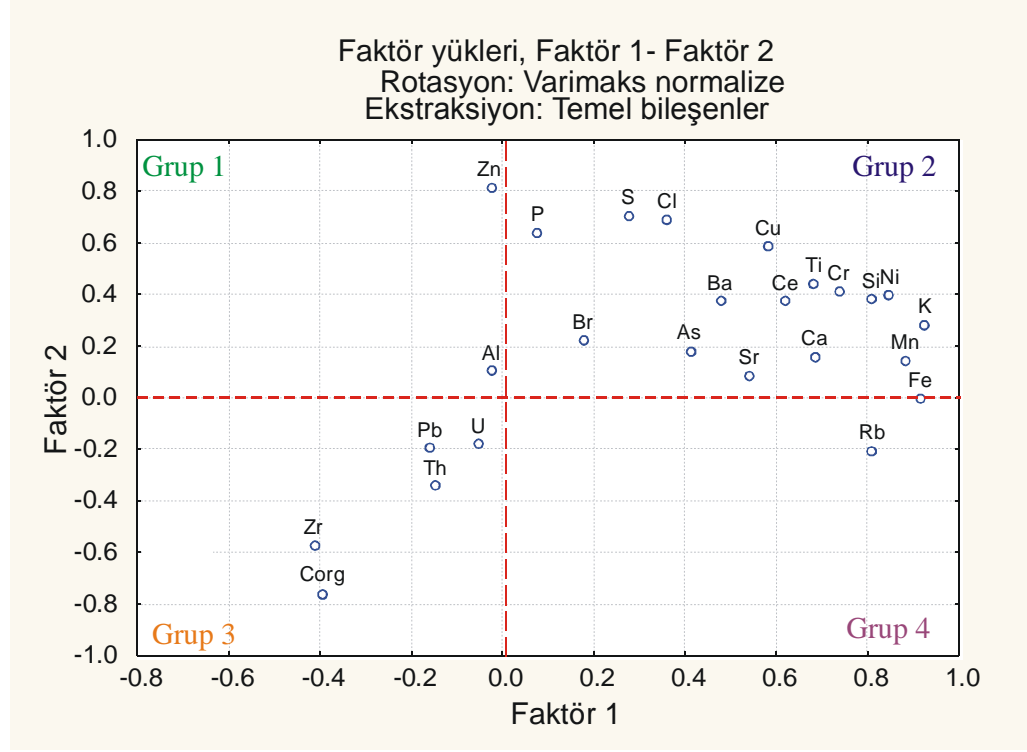
Şekil 4.33. a, b, c. H5 karotunun derinlik boyunca elementel bileşimindeki değişimler (Tüm birimler cps cinsindedir.)



(b)  
(Şekil 4.33 – Deva >)



(c)  
(Şekil 4.33 – Deva >)



Şekil 4.34. H5 karotunun elemental bileşiminin temel bileşen analizine göre değerlendirilmesi.

Yüksek Faktör-2 yüklerine sahip örnekler ise S, Cl, Zn'dir. Trendlerindeki benzerlik daha düşük olmakla birlikte P ve Cu'da bu grupta yer almaktadır (Şekil 4.36). P organik madde üretimini sağlayan en önemli besindir (nütrient). S ise organik madde ile bileşikler oluşturabilmekte ve buna elverişli olmayan koşullarda (anoksik) çökellerde birikebilmektedir (en yaygın olarak pirit oluşumu sırasında). Cl su kimyası ile ilişkili olarak yüksek konsantrasyonlara ulaşabilen tuzluluğa duyarlı bir elementtir. Buna göre söz konusu üç elementin zenginleşmeleri önemli oranda biyolojik ve kimyasal süreçlerle ilişkili olabilmektedir. Yine organik madde bünyesinde zenginleşebilme yeteneği olan Cu ve Zn'un da artan biyolojik üretimin belirteci olarak değerlendirilebilir.

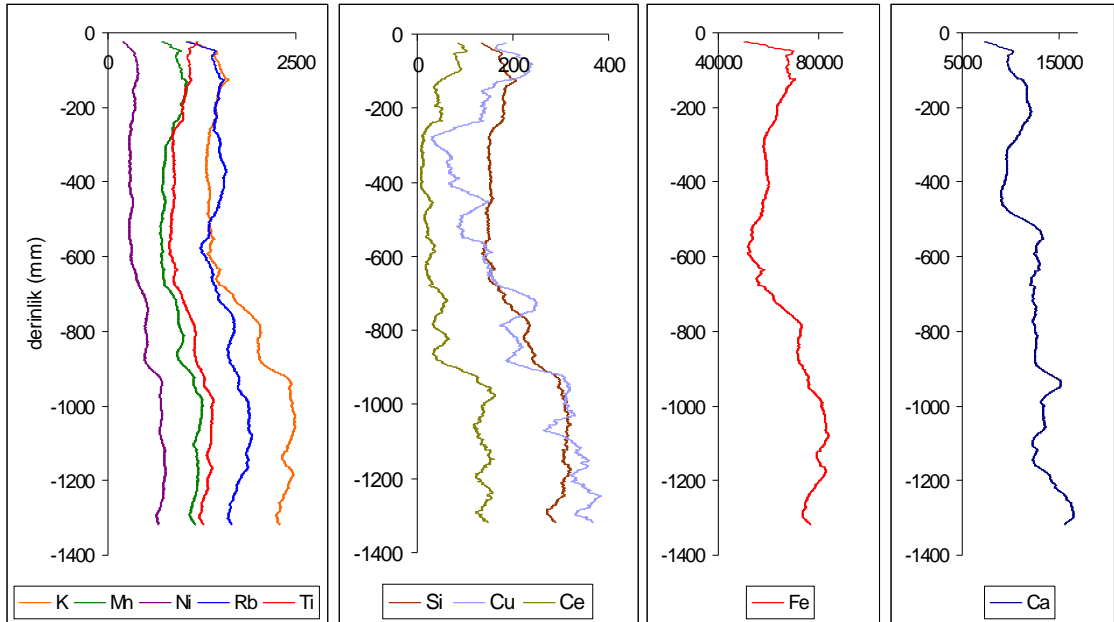
Belirgin negatif Faktör-2 yüklerine sahip elementler ise organik/inorganik karbon ile zirkonyumdur (Şekil 4.37). Zirkonyumun kil fraksiyonunun önemli bir bileşeni olduğu bilinmektedir (Dypvik ve Harris, 2001). Bu element ile birlikte organik ve inorganik karbonun artışı düşük enerjili koşulların meydana geldiği dönemlerde artan organik madde üretimi ve ortamın kimyasal koşulları ile ilişkili olabilir.

Tablo 4.8. Elementlere ait faktör yükleri. H5 karotu.

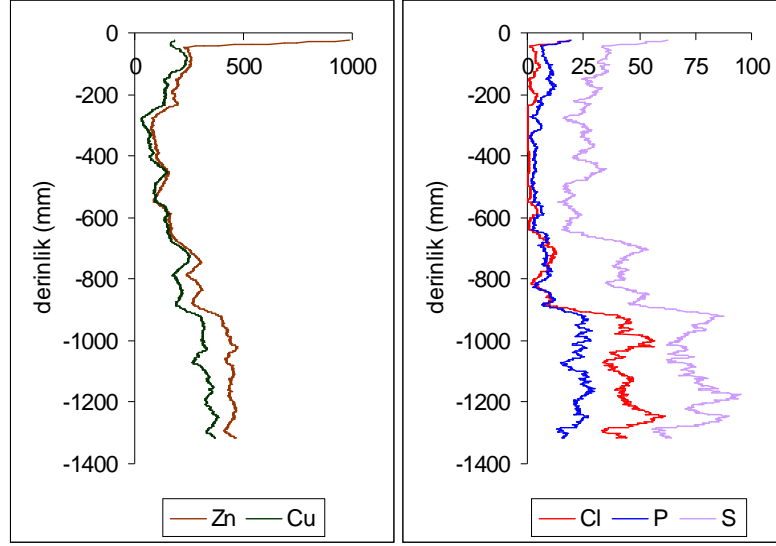
<i>Element</i>	<i>Faktör</i>	<i>Faktör</i>
<i>Al</i>	0.05	0.1
<i>Si</i>	0.8	0.4
<i>P</i>	0.1	0.6
<i>S</i>	0.3	0.7
<i>Cl</i>	0.4	0.7
<i>K</i>	0.9	0.3
<i>Ca</i>	0.7	0.2
<i>Ti</i>	0.7	0.5
<i>Mn</i>	0.9	0.1
<i>Fe</i>	0.9	0
<i>Ni</i>	0.8	0.4
<i>Cu</i>	0.6	0.6
<i>Zn</i>	-0.1	0.8
<i>As</i>	0.4	0.2
<i>Br</i>	0.2	0.2
<i>Rb</i>	0.8	-0.2
<i>Sr</i>	0.5	0.1
<i>Zr</i>	-0.4	-0.6
<i>Ba</i>	0.5	0.4
<i>Ce</i>	0.6	0.4
<i>Cr</i>	0.7	0.4
<i>Pb</i>	-0.2	-0.2
<i>Th</i>	-0.1	-0.3
<i>U</i>	-0.1	-0.2
<i>Cinorg</i>	-0.7	-0.6
<i>Corg</i>	-0.4	-0.8

H5 karotu boyunca da faktör 1 ve 2 yüklerine göre sınıflandırılan elementlerin düşey değişim trendlerine göre kimyasal-stratigrafik bir ayrım yapılabilir, ancak bu ayrımlar H3 karotu kadar belirgin değildir (Şekil 4.38). Buna göre bazı stratigrafik zonlar belirlenmiştir (0-29, 29-47, 47-68, 68-89, 89-107, 107-140cm).

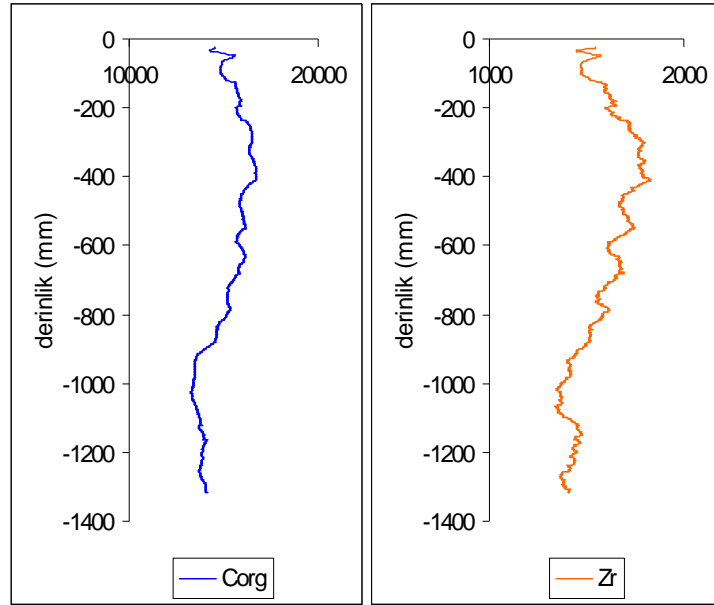
Genel olarak H5 karotu boyunca kırıntılı girdisi parametrelerinin ve nütrientlerin miktar derinlikle artarken, organik karbon miktarı azalmaktadır. 1. zonun en belirgin özelliği Cu, Zr ve Corg haricindeki tüm elementlerin trendlerinin fazla değişim göstermemesidir. Bu kesimde Cu miktarı derinlikle azalırken, Zr ve Corg artma eğilimi göstermektedir. 2. zonda Zr ve Corg oldukça yüksek değerlere sahiptir. Buna karşın kimyasal çökelleme ilişkili olabilen Fe, Ca ve Cu miktarları azalmaktadır. 3. zonda Ca, Zr ve Corg trendleri artarken diğer (özellikle kırıntılı girdisiyle ilişkili) elementler değişmemektedir. Karotun alt kesimlerinde (4, 5, 6. zonlarda) Corg ve Zr azalmakta, buna karşın kırıntılı girdisiyle ilişkili tüm elementlerde artış belirlenmiştir (Şekil 4.38).



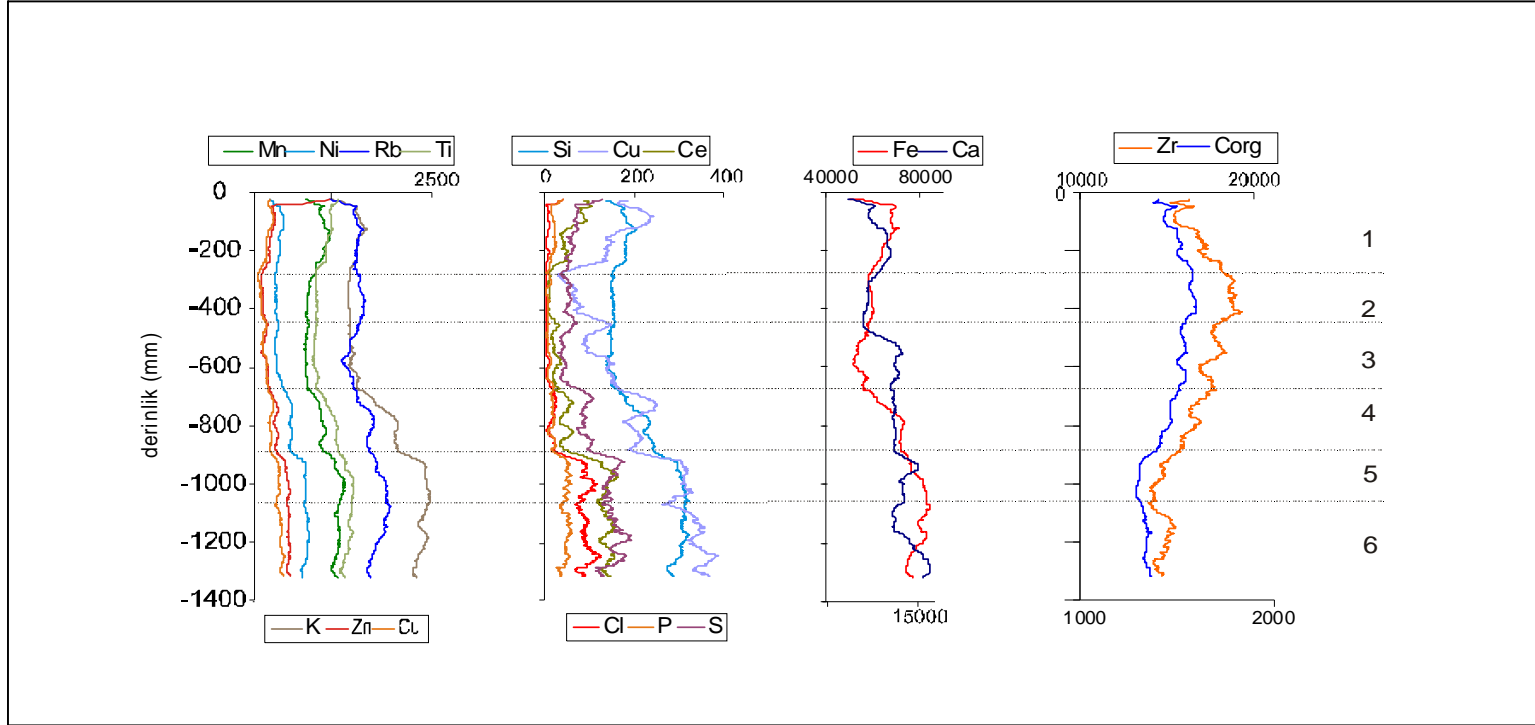
Şekil 4.35. H5 karotundaki yüksek pozitif Faktör-1 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir).



Şekil 4.36. H5 karotundaki Yüksek Faktör-2 yüklerine sahip örnekler (Tüm birimler cps cinsindedir).



Şekil 4.37. H5 karotu boyunca negatif Faktör-2 yüklerine sahip elementler (Tüm birimler cps cinsindedir).



Şekil 4.38. H5 karotu boyunca faktör yüklerine göre belirlenmiş jeokimyasal zonlar (Tüm birimler cps cinsindedir).

### 4.3.2. Temel Organik Jeokimyasal Özellikler

Temel organik jeokimyasal özellikler kapsamında, başlıca Leco ve Rock-Eval analizlerinin sonuçlarından yararlanılmıştır. Buradaki amaç Gölarmara Gölü çökellerinin organik madde türü ve miktarının belirlenmesidir. Bu kapsamda ilk olarak HI-Tmax ve HI-OI grafikleri ile TOC/TN,  $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{13}\text{N}$  ilişkileri doğrultusunda organik madde türü değerlendirilecektir. Ayrıca toplam organik madde miktarının ve HI değerlerinin her iki karot (H3 ve H5) boyunca değişimleri tartışılacaktır.

#### 4.3.2.1 Organik Madde Miktarı

Toplam organik karbon (TOC) çökellerdeki organik maddenin miktarı hakkında bilgi veren temel bir parametredir. Gölarmara Gölünden alınan örneklerdeki minimum ve maksimum TOC değerleri %3.67 ile %0.45 arasında değişmektedir (Tablo 4.9).

Aşağıda iki uzun karotun (H3 ve H5) organik madde içeriğindeki değişimler ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

#### H3 karotu

H3 karotunun üst kesimleri daha yüksek organik madde içeriğine sahiptir ( $\text{TOC}_{\text{ort}} = \% 2$ ). Karotun tabanında ise (120-140cm) TOC miktarı %0.5'i geçmemektedir (Şekil 4.39a).

H3 karotu boyunca TOC trendi 0-17cm, 17-95cm, 95-118cm ve 120-140cm aralıklarında farklılıklar göstermektedir. Bunlardan ilk ikisinin ortalama TOC içeriği % 1.6-2.6 arasında değişmektedir. Bu iki kesim, eğrinin ilk 17cm arasında azalma eğilimi göstermesine karşın, 17-95cm aralığında çok değişmeyen bir trend göstermesi nedeniyle ayrılmıştır. 17-95cm aralığında kesimde ortalama TOC miktarı % 2'dir ve trendde çok fazla değişim görülmemektedir. Karot boyunca en yüksek TOC değerleri ( $\text{TOC}_{\text{ort}} = \% 3$ ) de 95-118cm aralığında ölçülmüştür. Kendi içinde büyük değişimler gösteren bu kesimin üst seviyeleri alt kesime göre daha yüksek miktarda TOC içermektedir (üst kesim: % 3; alt kesim: % 1.3). Karot boyunca en düşük TOC değerlerine sahip kesim ise 120-140cm aralığıdır. Bu aralığın TOC içeriği % 1'in altındadır (TOC: % 0,4-0,6;  $\text{TOC}_{\text{ort}} = \% 0.5$ ) ve çok küçük değişimler göstermektedir.

Tablo 4.9. Temel organik jeokimya analizi sonuçlar (Leco, Rock-Eval,  $\delta^{13}\text{C}$ )

Karot:		Yöntem:		LECO	ROCK-EVAL		EA-IRMS
Karot ad :	örnek no:	E-no:	derinlik (cm)	TOC (%)	HI ( $\mu\text{g HC} / \text{g TOC}$ )	Tmax ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)
K2	k2-1	G003290	-0,25	3,15	221	420	-26,8
K2	k2-3	G003293	-1,25	3,04	206	421	-26,5
K2	k2-12	G003296	-5,75	2,25	128	424	-25,6
K5	k5-1	G003315	-0,2	3,26	229	418	-25,3
K5	k5-3	G003317	-2,5	3,17	206	419	-24,5
K5	k5-9/10	G003320	-8,5	2,70	158	414	-24,9
K5	k5-15	G003322	-14,5	2,11	129	417	-24,4
H3	h3-1	G003338	-0,5	2,50	148	420	-25,8
H3	h3-3	G003339	-2,5	2,17	124	421	-25,1
H3	h3-7	G003340	-6,5	1,89	124	421	-24,9
H3	h3-11	G003341	-10,5	1,73	95	417	-25,2
H3	h3-17	G003342	-16,5	1,73	109	420	-25,9
H3	h3-21	G003343	-20,5	2,19	169	424	-25,6
H3	h3-29	G003344	-28,5	2,64	265	431	-23,9
H3	h3-41	G003345	-40,5	2,34	241	428	-24,4
H3	h3-50	G003346	-49,5	2,02	300	434	-23,4
H3	h3-58	G003347	-57,5	2,34	220	430	-23,1
H3	h3-63	G003348	-62,5	1,64	315	433	-23,2
H3	h3-67	G003349	-67,5	2,10	193	428	-23,7
H3	h3-76	G003350	-75,5	2,02	224	432	-22,8
H3	h3-84	G003351	-84,5	2,25	184	429	-22,6
H3	h3-95	G003352	-94,5	2,56	175	430	-24,3
H3	h3-98	G003353	-97,5	3,13	229	430	-25,2
H3	h3-103	G003354	-102,5	3,67	266	432	-24,6
H3	h3-107	G003355	-106,5	2,80	262	436	-23,8
H3	h3-111	G003356	-110,5	2,51	177	435	-25,3
H3	h3-112	G003357	-111,5	1,96	151	436	-25,5
H3	h3-115	G003358	-114,5	1,38	82	425	-24,6
H3	h3-118	G003359	-117,5	0,44	43	434	-25,3
H3	h3-119	G003360	-118,5	0,45	40	437	-25,4
H3	h3-120	G003361	-119,5	0,56	49	420	-25,3

H3	h3-122	G003362	-121,5	0,37	59	436	-25,3
H3	h3-126	G003363	-125,5	0,52	60	434	-25,1
H3	h3-128	G003364	-127,5	0,40	80	433	-25,2
H3	h3-131	G003365	-130,5	0,45	49	410	-25,2
H3	h3-134	G003366	-133,5	0,47	41	406	-25,5
H5	h5-1	G003367	-0,5	2,51	164	427	-23,9
H5	h5-2	G003368	-3,5	1,85	143	424	-24,1
H5	h5-14	G003380	-16,5	1,47	188	430	-23,8
H5	h5-3	G003369	-26,5	2,00	168	432	-24,0
H5	h5-4	G003370	-45,5	2,00	242	435	-24,1
H5	h5-5	G003371	-66,5	1,73	124	428	-22,9
H5	h5-6	G003372	-88,5	1,47	133	428	-23,3
H5	h5-7	G003373	-92,5	1,26	90	428	-23,3
H5	h5-8	G003374	-106,5	1,19	110	428	-24,3
H5	h5-9	G003375	-116,5	1,37	123	431	-25,8
H5	h5-10	G003376	-120,5	1,33	178	435	-24,9
H5	h5-11	G003377	-126,5	1,83	204	436	-22,9
H5	h5-12	G003378	-138,5	2,49	256	437	-23,6
H5	h5-13	G003379	-143,5	2,72	130	428	-23,9

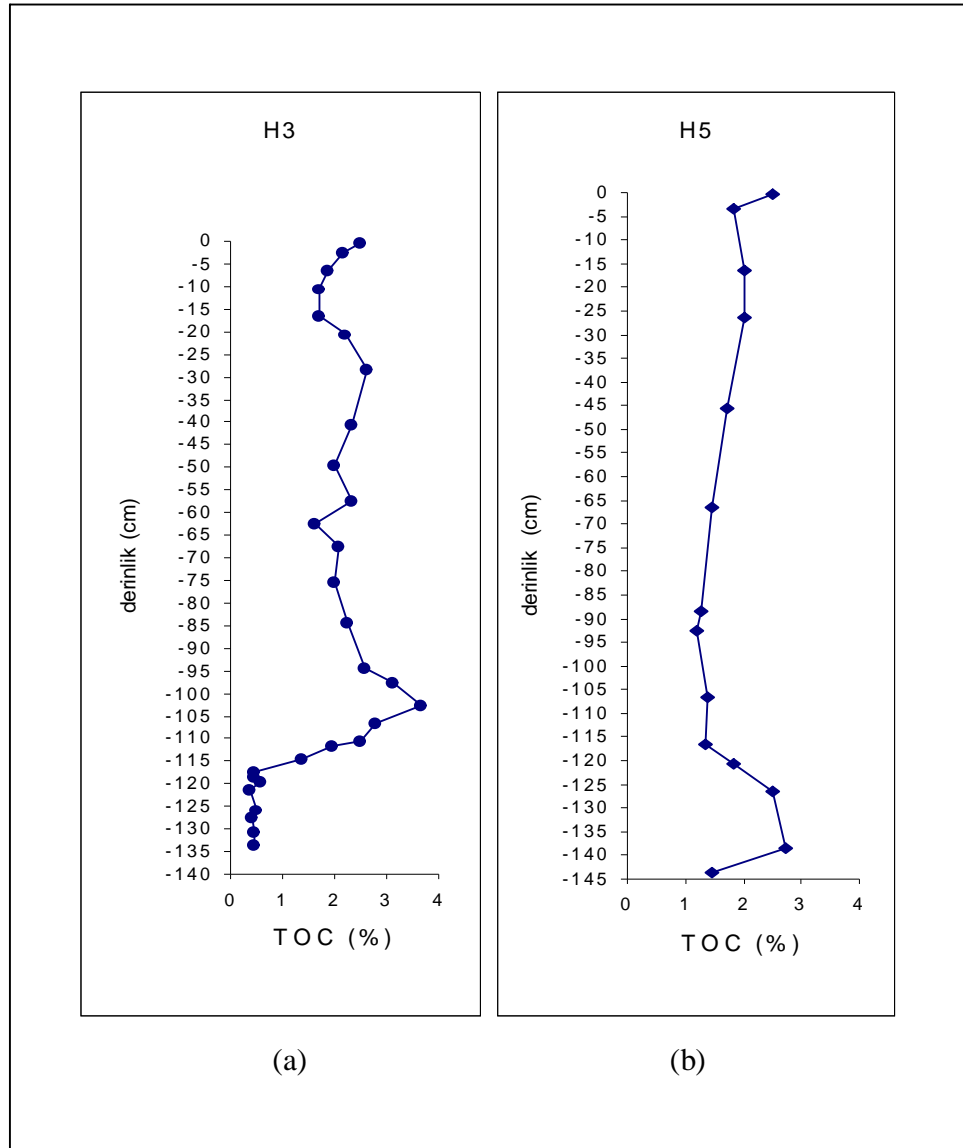
### H5 karotu

H5 karotunun ortalama TOC miktarı %2'dir ve H3 karotuyla karşılaştırıldığında daha az değişmektedir (Şekil 4.39b, Tablo 4.9).

H5 karotu boyunca TOC trendi 0-117cm ve 117-147cm aralıklarında farklılıklar göstermektedir. İlk 117cm aralığında ortalama TOC miktarı %1.7 olup %1.2-2.5 arasında değişmektedir. 117-147cm aralığında ise ortalama değer %2'dir ve analiz edilen seviyeler %1.5-2.7 arasında TOC içeriğine sahiptir. Bu aralığın tavan ve tabanını temsil eden kısımlar bağıl olarak daha düşük TOC içermektedirler (sırasıyla H5-11, H5-14; TOC=%1.8-1.5).

Her iki karotun (H3 ve H5) TOC içerikleri karşılaştırıldığında, benzerlikler göze çarpmaktadır. Özellikle H5 karotu boyunca gözlenen değişimler, H3 karotunun ilk

95cm'lik kesimdeki TOC trendine benzemektedir. Yine H3 karotunun 95-118cm aralığındaki artış ve izleyen azalma eğilimi H5 karotunun 117-147cm aralığında da izlenmektedir. Ancak farklı olarak H3 karotunun en alt 20cm'lik kesimindeki kadar çok düşük TOC değerleri (>%1) H5 boyunca hiçbir derinlikte ölçülmemiştir. Çökeltme hızlarındaki farklılıklara göre H3 karotunun yüzeyden 115cm'ye kadar olan kesimi H5 karotunun 145cm'lik tümüyle korele edilebilir gibi gözükmektedir.



Şekil 4.39. a) H3 karotu boyunca toplam organik karbon (TOC) miktarının değişimi; b) H5 karotu boyunca TOC miktarının değişimi.

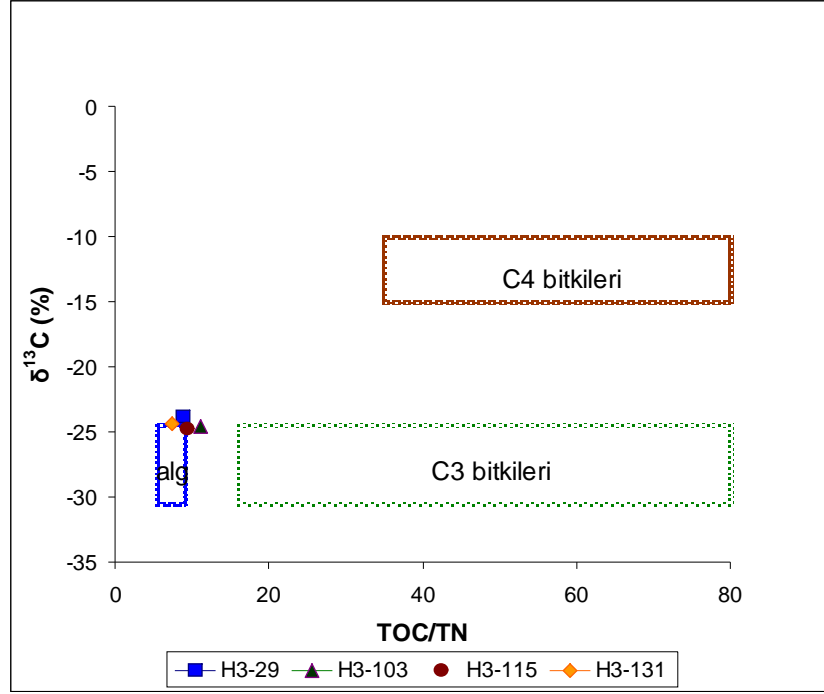
#### 4.3.2.2 Organik Madde Türleri

Sedimenter organik maddenin türü çeşitli organizma gruplarının doğal birlikteliklerine bağlıdır. Organik madde türleri arasındaki temel farklılık planktik algler ile karasal yüksek bitkiler arasındaki kimyasal bileşim farklılığına dayanmaktadır. Planktik canlılar temel olarak proteinlerden (>%50), bunun dışında lipid (%5-25) ve karbonhidratlardan (<%40) oluşurken, karasal yüksek bitkiler ise temel olarak selüloz (%30-50) ve ligninden (%15-25) oluşurlar. Lignin ve karbonhidrat içeren karasal organik madde 1-1.5 arasında hidrojen-karbon oranına (H/C) sahip olup, daha çok aromatik yapıda bileşenler (arenler) içermektedir. Buna karşın planktik canlı kökenli olan sedimentlerde H/C oranı 1.7-1.9 arasında değişir ve organik madde daha çok alifatik (zincirli ya da halkalı) yapıdadır (Tissot ve Welte, 1984).

Gölmarmara Gölündeki organik madde kaynaklarının ve değişimlerin belirlenmesi amacıyla TOC/TN (Meyers & Ishiwatari, 1993),  $\delta^{13}\text{C}$  - TOC/TN,  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{13}\text{N}$  (Peters vd., 1978), HI ve HI-Tmax gibi bir dizi parametre kullanılmıştır.

İlk olarak, H3 karotu boyunca seçilen 4 örnek (H3-29, 103, 115, 131) için TOC/TN oranları saptanmıştır. Bu örneklerin TOC/TN oranları 7.5 ile 11 arasında değişmektedir. Bu değerler sucül kaynaklar (fitoplanktonlar) için tespit edilmiş değerlere (TOC/TN: 4-10) oldukça yakındır. Selülozca zengin ve protein bakımından fakir olan yüksek (karasal) bitkilerde ise bu oranın 20'nin üzerinde olduğu belirtilmektedir (Hedges vd., 1986; Meyers, 1990; Talbot ve Johannessen, 1992; Meyers, 1994). Bu durum analiz edilen örneklerin ağırlıklı olarak sucül kaynaklı olduğunu göstermektedir (Şekil 4.40).

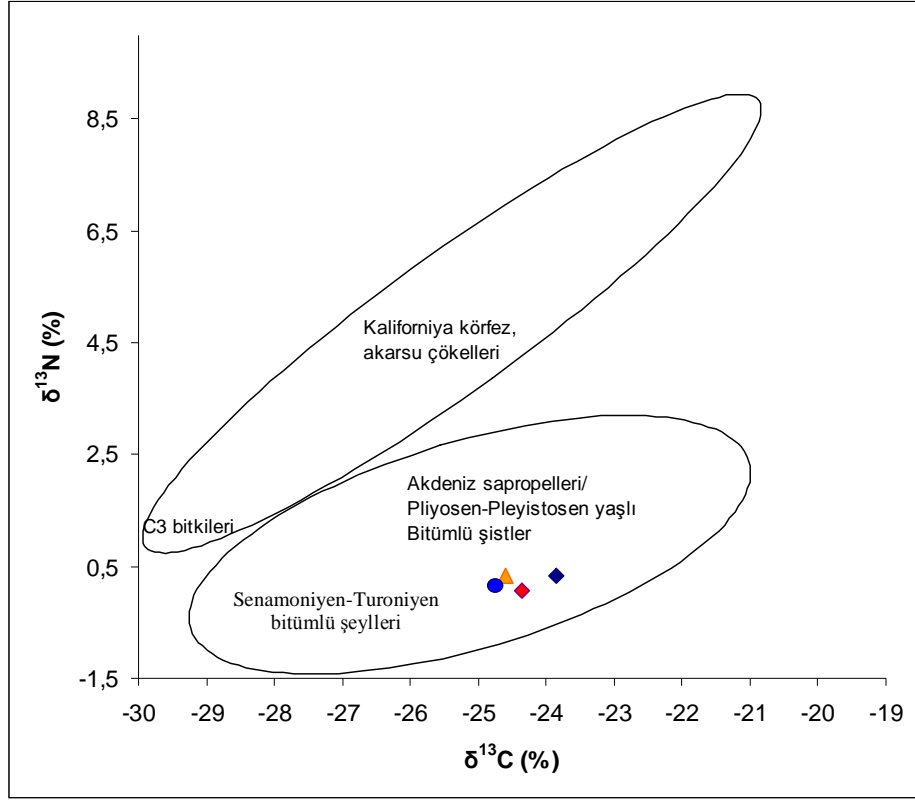
Aynı örnekler için çizilen,  $\delta^{13}\text{C}$  ve TOC/TN ve  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{13}\text{N}$  diyagramlarında da organik maddenin ağırlıklı olarak sucül olduğu görülmüştür.  $\delta^{13}\text{C}$  ve TOC/TN oranlarına göre Gölmarmara Gölünden alınan örnekler baskın olarak algal organik madde içermektedir. Örneklerin konumu  $\text{C}_3$  ve  $\text{C}_4$  bitkilerinin bulunduğu aralıktan oldukça uzaktır.  $\delta^{13}\text{C}/\delta^{13}\text{N}$  grafiğinde Gölmarmara Gölünden alınan örneklerin konumu Akdeniz Üst Pleistosen sapropelleri ile Senamonian-Turonian bitümlü şeylllerinin bulunduğu alana düşmektedir (Şekil 4.41)



Şekil 4.40.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -TOC/TN diyagramına göre organik madde kaynakla >

Sedimenter kayalardaki organik çözücülerde çözülemeyen organik madde fraksiyonuna 'kerojen', çözülebilenlere ise 'bitüm' denilmektedir. Kimyasal bileşimlerine göre üç farklı **kerojen türü** belirlenmiştir (Tissot ve Welte, 1984).

- Tip I: Alifatik zincir ve bir miktar da aromatikler içermektedir. Bu kerojen türü temel olarak algal lipidlerden türemektedir. Baz durumlarda mikrobiyolojik aktiviteye bağlı olarak da gelişebilir. H/C oran en yüksek gruptur.
- Tip II: Yoğun olarak aromatik ve naftenik halkalardan oluşmaktadır. Petrol ve gaz oluşturma potansiyeli Tip I'den daha azdır ve H/C oranı Tip I' den daha düşüktür. Genellikle indirgeyici ortamlardaki (orta-yüksek sülfür içerikli) denizel organik maddeyle ilişkilidir.
- Tip III: Yoğun olarak poliaromatikler ve oksijen içeren gruplarla bir miktar alifatik zincirlerden oluşur. H/C oranı en düşük, buna karşın O/C oranı en yüksek gruptur. Petrol oluşturma potansiyeli de çok düşük olup, buna karşın gaz oluşturma potansiyeline sahiptir. Kaynağı ağırlıklı olarak karasal yüksek bitkilerdir.



Şekil 4.41.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -  $\delta^{13}\text{N}$  diyagramına göre organik madde kaynaklar (Peters vd., 1978). Diyagramdaki farklı kaynaklar için olan temsilci sınırlar bir dizi çalışma kapsamında belirlenmiştir. Buna göre, C3 bitkileri için olan sınırlar Peterson ve Howard, (1987)'a göre, Kaliforniya Körfezinin güncel çökellerine özgü sınırlar ile Akdeniz Üst Pleistosen sapropelleri ile ilgili sınırlar Calvert vd (1992), Fontugne ve Calvert (1992), Rau vd. (1987) tarafından, Pleyistosen-Pliyosen yaşlı çökellerle ilgili sınırlar Meyers vd. (1986) tarafından ve Senamoniyen-Turoniyen bitümlü şeylleri ile ilgili sınırlar ise Rau vd. (1987) tarafından belirlenmiştir.

Kerojen türlerinin belirlenmesinde Rock-Eval analizlerinden yararlanılmıştır. Bu analizle elde edilen **HI** ve **HI-Tmax** parametreleri de organik madde türünü belirlemede kullanılmaktadır. Bunlardan HI değerleri yardımıyla üç farklı organik madde saptanabilmektedir. Buna göre HI değerleri; Tip I için 600-1000 mgHC/TOC; Tip II için 200-600 mgHC/TOC; Tip III için 0-200 mgHC/TOC arasında değişmektedir.

Tüm örnekler bir arada değerlendirildiğinde, HI değerleri 88 - 315  $\mu\text{g HC/g TOC}$  arasında değişmektedir. Bu değerler organik madde türünün genel olarak Tip III olduğu ve bir kısmının da Tip II olduğu göstermektedir. Bu sonuçların  $\delta^{13}\text{C}$ -  $\delta^{13}\text{N}$  ve TOC/TN oranları ile

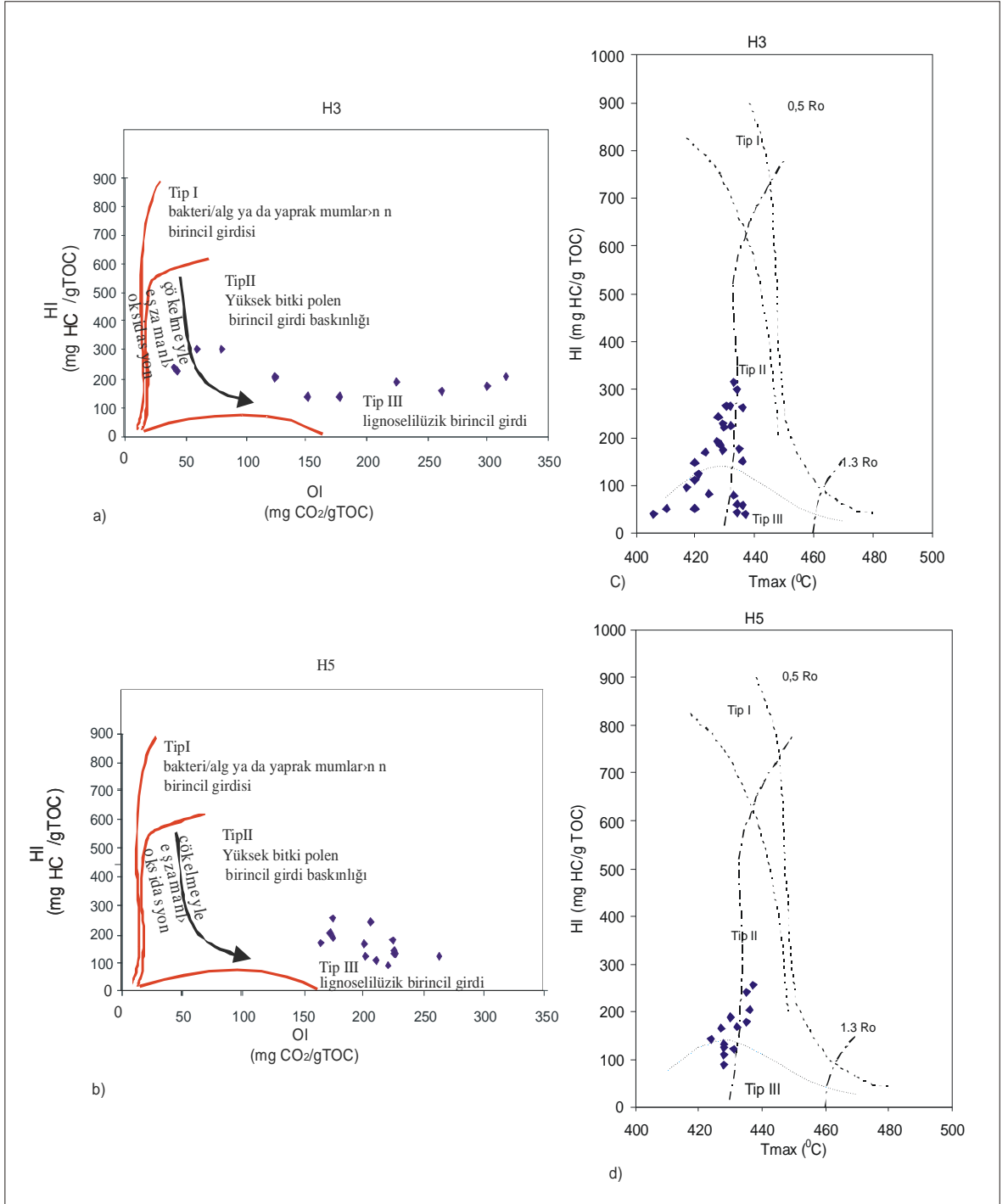
ilgili değerlendirmelerle uyuşmaması üretilmiş birincil organik maddenin bir kısmının değredasyonundan kaynaklanıyor olabilir. Bilindiği gibi sucul organik madde karasal organik maddeye göre daha hızlı olarak tüketilmekte yada okside olmaktadır. Özellikle birincil organik maddenin çökellemeyle eşzamanlı oksidasyonu sonucunda da örnekler HI-OI değerlerine göre çizilen Van Krevelen diyagramlarında tip III için karakteristik olan alanda yer alabilmektedir (Şekil 4.42 a,b,c,d).

Aşağıda H3 ve H5 karotları boyunca organik madde türündeki değişimlerin değerlendirilebilmesi amacıyla HI değerlerinin derinlikle değişimleri incelenecektir.

### H3 karotu

H3 karotunun ortalama HI değeri 154 mg HC/gTOC olup, karot boyunca en düşük ve en yüksek değerler 40 ve 315 mg HC/gTOC'dir (Şekil 4.43a). Buna göre organik madde, karasal kökenli (Tip III) ve sucul ve karasal bitkilerinin karışımından oluşan Tip II olmak üzere iki farklı türdedir. Buna göre çökellerdeki organik maddenin ağırlıklı olarak karasal kaynaklardan geldiğini ve bir miktar sucul katkıının olduğunu düşünebiliriz.

H3 karotu boyunca, TOC içeriğindeki değişimlere benzer şekilde, HI değerleri de aynı karakteristik aralıklarda değişimler göstermektedir (0-17cm, 17-95cm, 95-118cm ve 120-140cm). Bu aralıklardan ilkinde (0-17cm) organik madde türü baskın olarak karasaldır (HI<sub>ort</sub>= 128 mg HC/gTOC). 17-95cm aralığındaki değerler ise daha yüksektir (HI<sub>ort</sub>= 235 mg HC/gTOC) ve karışık organik madde türlerine işaret etmektedir. 95-118cm aralığında HI trendi önce artış ardından azalma göstermektedir. Bu kesimin ortalama HI içeriği 194 mg HC/gTOC'dir. Bu değer Tip II ile Tip III'ün sınırında yer almaktadır. Bu aralığın özellikle üst seviyelerini temsil eden örneklerin HI değerlerinin 200 mg HC/gTOC'nin üzerinde (Tip II) olduğu, 111cm seviyesinden itibaren ise HI değerlerinin 177 mg HC/gTOC'den 43 mg HC/gTOC'ye doğru düşüş eğiliminde olduğu görülmektedir. 118-140cm aralığında ise HI değerleri çok fazla değişmeyen sabit bir gidişe sahiptir (HI<sub>ort</sub>= 53 mg HC/gTOC).



Şekil 4.42. HI-OI diyagram na göre çökellerde saptanan organik madde türleri: a) H3 karotu, b) H5 karotu.

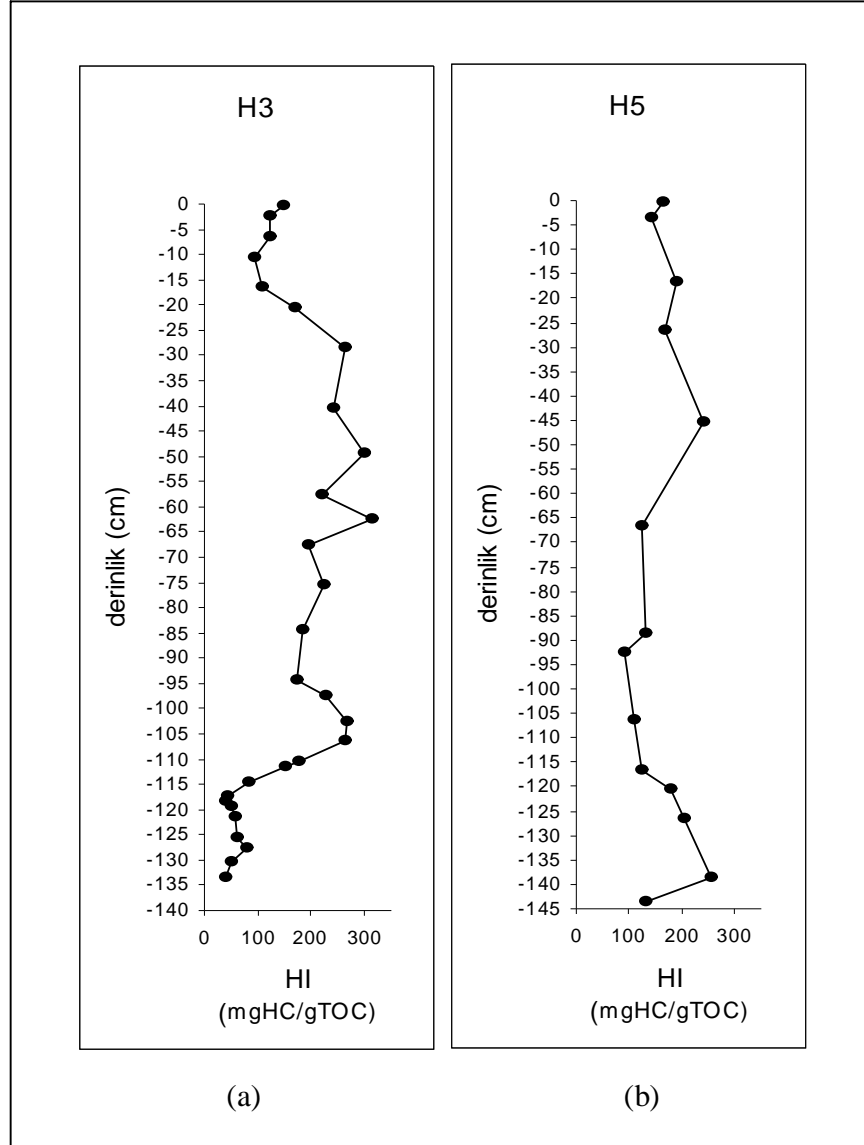
H5 karotu

H5 karotunun ortalama HI değeri 160 mg HC/gTOC olup, karot boyunca en düşük ve en yüksek değerler 90 ve 256 mg HC/gTOC'dır (Şekil 4.43b). Buna göre organik madde ağırlıklı olarak karasal kökenli (Tip III) olup, bazı seviyelerde alg ve karasal bitkilerinin karışımından ve/veya işlenmiş organik maddeden oluşan Tip II baskındır.

Karot boyunca bir değerlendirme yapıldığında karot boyunca HI değerlerinin pek fazla değişmediği üç seviyeyi (46, 127, 138cm derinlik) temsil eden örneklerin HI değerleri (sırasıyla, 242, 204, 256 mg HC/gTOC) dışında yaklaşık olarak doğrusal bir gidiş sunduğu görülmektedir (Şekil 4.43b). Buna göre sözkonusu üç örnek dışında organik madde türünün karasal (Tip III) olduğu söylenebilir. Ancak genel HI trendi 117cm seviyesinin altında ve üstünde bir miktar farklı davranmaktadır. Trend 117cm seviyesine kadar genelde sabit bir trend sunmakta, bu seviyenin altında ise önce artış sonra azalma eğilimine yönelmektedir.

Temel organik jeokimyasal özellikleri göz önünde tutulacak olursa (HI ve TOC), H3 karotu boyunca dört, H5 karotu boyunca ise iki karakteristik kesim bulunmaktadır. Buna göre, H5 karotu için birinci aralık (0-17cm) sadece karasal ve düşük miktarda organik madde içermektedir. İkinci kesimde (17-95cm) organik madde karışıktır (karasal+sucul) ve bu aralık daha yüksek TOC içeriğine sahiptir. Üçüncü karakteristik kesimin (95-118cm) organik madde içeriği en yüksek değerlere kadar ulaşmaktadır ve organik madde türü de değişkendir (TipII, TipIII). En düşük TOC içeriğine sahip kesim dördüncü aralıktır (118-140cm) ve organik madde türü Tip III'dür.

H5 karotu boyunca TOC içeriği gözetilerek iki farklı birimin ayrılması mümkündür. Bunlardan ilki 0-117cm, ikincisi 117-147cm aralıklardır. Bunlardan ilki çok fazla değişim göstermeyen TOC değerleri ile, ikincisi ise TOC'deki artış ve azalma eğilimleri ile ayrılmaktadır. Organik madde türü ise birkaç seviye dışında karot boyunca değişmemektedir (Tip III). Buna göre TOC ve HI değerleri gözetildiğinde H3 karotunun ilk 95cm aralığı ile H5 karotunun 0-117cm aralığı benzerlik göstermektedir. Bunların altındaki 95-118 (H3 karotu) ve 117-147cm (H5 karotu) aralıklarının temel organik jeokimyasal özelliklerinde de benzerlik bulunmaktadır.



Şekil 4.43. a) H3 karotu boyunca HI değerinin değişimi; b) H5 karotu boyunca HI değerinin değişimi.

#### 4.3.3. Moleküler Organik Jeokimyasal Özellikler

Bu bölümde Gölarmara çökellerindeki (H3 ve H5 karotla > boyunca) organik maddenin bitüm bileşimindeki farklı fraksiyonların (*n*-alkan, *n*-asit, *n*-alkol ve sterollerin) özellik ve dağılımları ile *n*-alkan fraksiyonuna ait karbon ve izotop değerlerindeki değişimler değerlendirilecektir.

#### 4.3.3.1 Normal Alkanlar (*n*-Alkanlar)

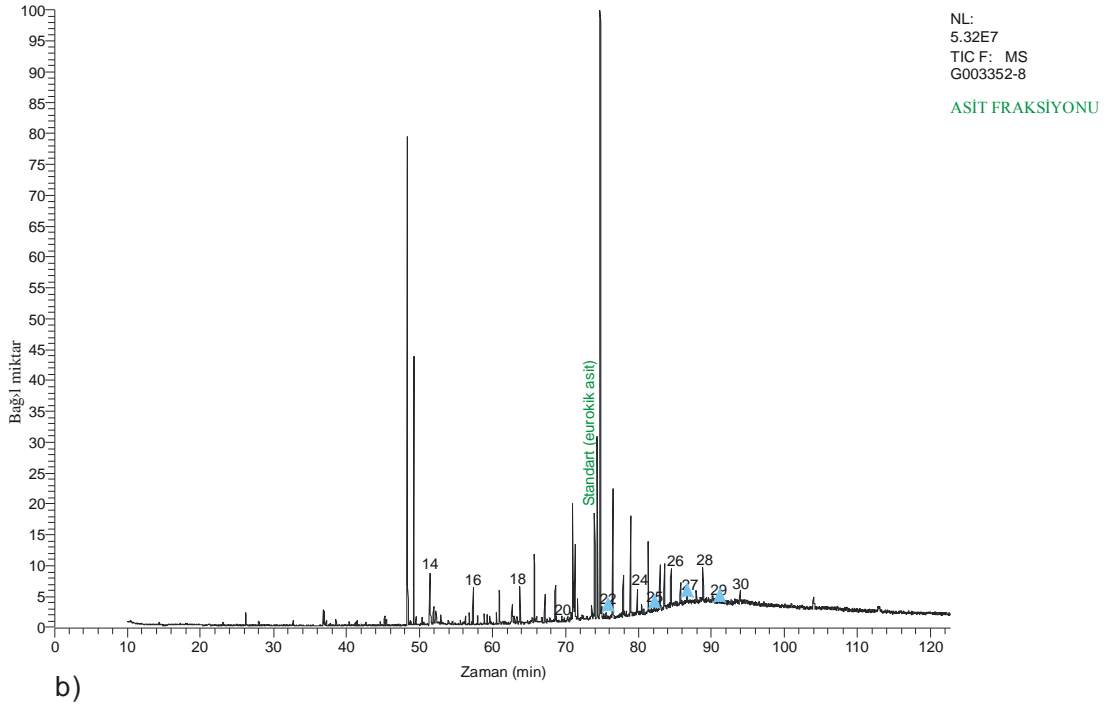
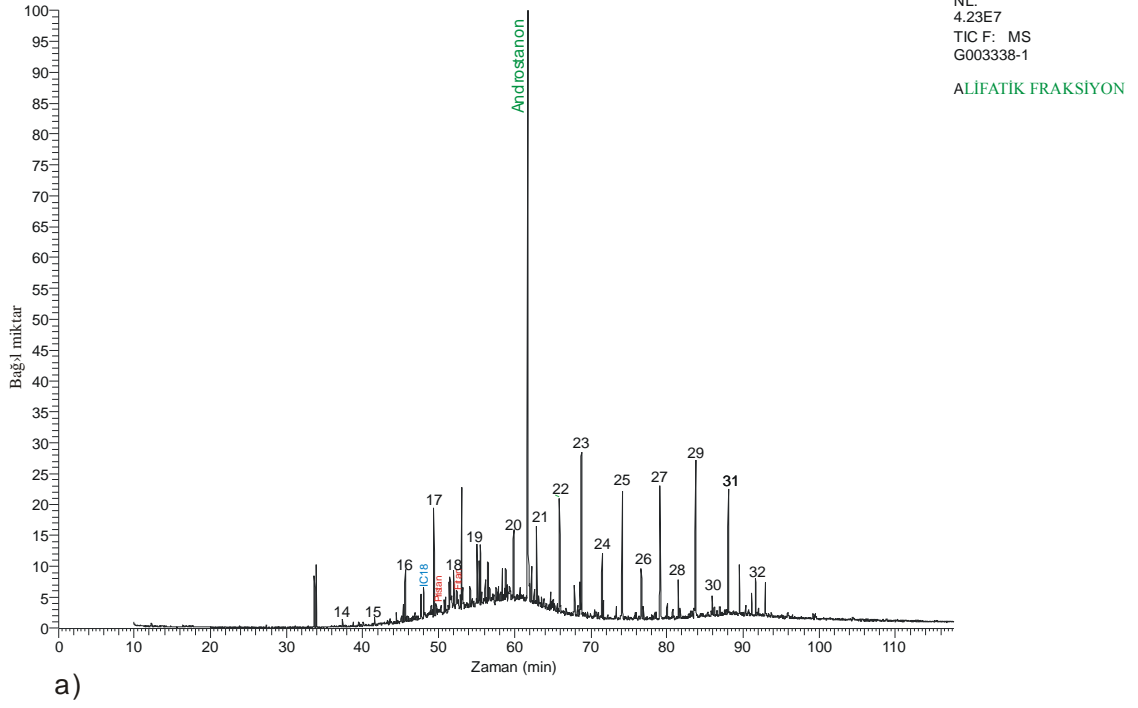
##### H3 karotu

Örneklerdeki C<sub>15</sub> ile C<sub>31</sub> arasındaki ***n*-alkanlar** toplam miktarlar 101.4 - 132.4 µg/g TOC arasında değişmektedir. Örnek olarak seçilen kromatogram üzerinde belirli karbon atomu sayılarına içeren *n*-alkan bileşenleri gösterilmiştir (Şekil 4.44). Belirlenen bileşenlerin miktarsal dağılımları ise Şekil 4.45’de yer almaktadır.

Genel olarak tüm örneklerin *n*-alkan bileşimlerinde tek sayılı bileşenlerin çift sayılı bileşenlere göre baskın olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.45a). Bu durum özellikle uzun zincirli *n*-alkanlarda çok belirgindir. Tüm örnekler gözetildiğinde en baskın *n*-alkan C<sub>29</sub>’dur. Ayrıca, özellikle H3 karotunun tabandaki 20cm’sini temsil eden örneklerde bazen kısa zincirli *n*-alkanlar (C<sub>14</sub>, C<sub>16</sub>), önemli miktarlarda bulunmaktadır.

Örneklerin *n*-alkan dağılımlarındaki değişimler karot boyunca değerlendirildiğinde, 0-58cm’yi temsil eden örneklerin (H3-1, H3-29, H3-58) dağılımlarının çiftmodlu (bimodal) olduğu belirlenmiştir. Bunlarda C<sub>23</sub> ve C<sub>29</sub> da olmak üzere iki maksimum bulunmaktadır ve C<sub>23</sub>’den daha kısa olan homologlar için tek/çift baskınlığı çok belirgin değildir. Bu durum iki farklı organik madde kaynağının belirteci olabilir (sırasıyla makrofitler ve ağaçlar) 63-95cm aralığından alınan örneklerde ise C<sub>29</sub>’un maksimum olduğu tekmodlu (unimodal) bir dağılım gözle çarpır. Bu örneklerde tek/çift baskınlığı C<sub>19</sub> ve daha uzun zincirli *n*-alkanlar için belirgindir. Bu kesimde orta zincir uzunluklu bileşenler çok düşük miktarlarda bulunmaktadır. Bu durum organik maddenin başlıca karasal kaynaklardan sağlandığının belirteçidir.

98-118cm aralığını karakterize eden örneklerde bazen kısa zincirli, çift sayılı (özellikle C<sub>14</sub>) homologlar bol miktarda bulunmaktadır. Bu kesimde ilk 63cm aralığındaki kadar fazla olmasa da farkedilebilir miktarda kısa zincirli bileşen bulunmaktadır. Bu bileşenlerin miktar özellikle H-112 ve H-118 örneklerinde daha fazladır. Bu iki örnek belirgin polimodal bir dağılım sunmakta olup, maksimumlar C<sub>13</sub>, C<sub>23</sub> ve C<sub>29</sub> bileşenleri oluşturmaktadır. Bu durum örneklerin organik madde içeriğinin farklı kaynaklardan sağlandığının bir göstergesidir. Bu organik madde kaynakları ise büyük olasılıkla karasal



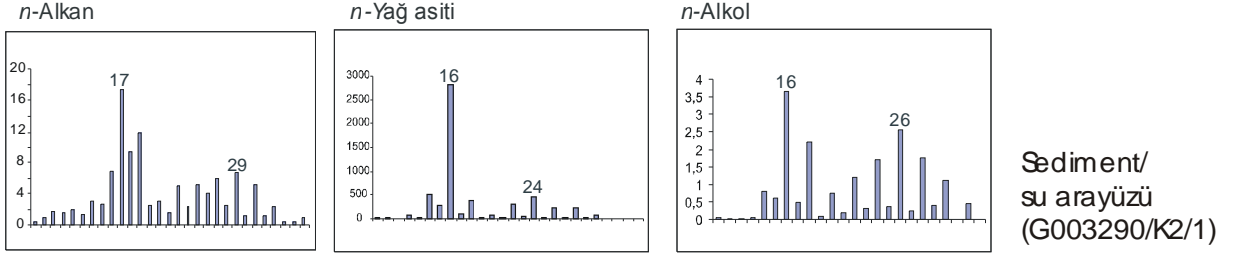
Şekil 4.44. a) Önek olarak seçilen H3-1 örneğinin *n*-alkan bileşenlerinin GC-MS spektrogramı üzerindeki konumu, b) H3-95 örneğinin *n*-asit bileşenlerinin GC-MS spektrogramı üzerindeki konumu.

bitkiler ile makrofitlerdir. Bu örneklerin bir başka önemli özelliği ise  $C_{27}$ 'den daha kısa olan homologlarda tek/çift baskınlığının çok belirgin olmayışıdır. Bu durum farklı karasal kaynaklardan göle olan organik madde girdisinin zamanla değişimler gösterdiğinin bir belirteci olabilir. Bilindiği gibi söz konusu kaynaklar başlıca ağaçlar, polenler ve yapraklar ile çimen ve ot türü bitkiler olarak düşünülebilir.

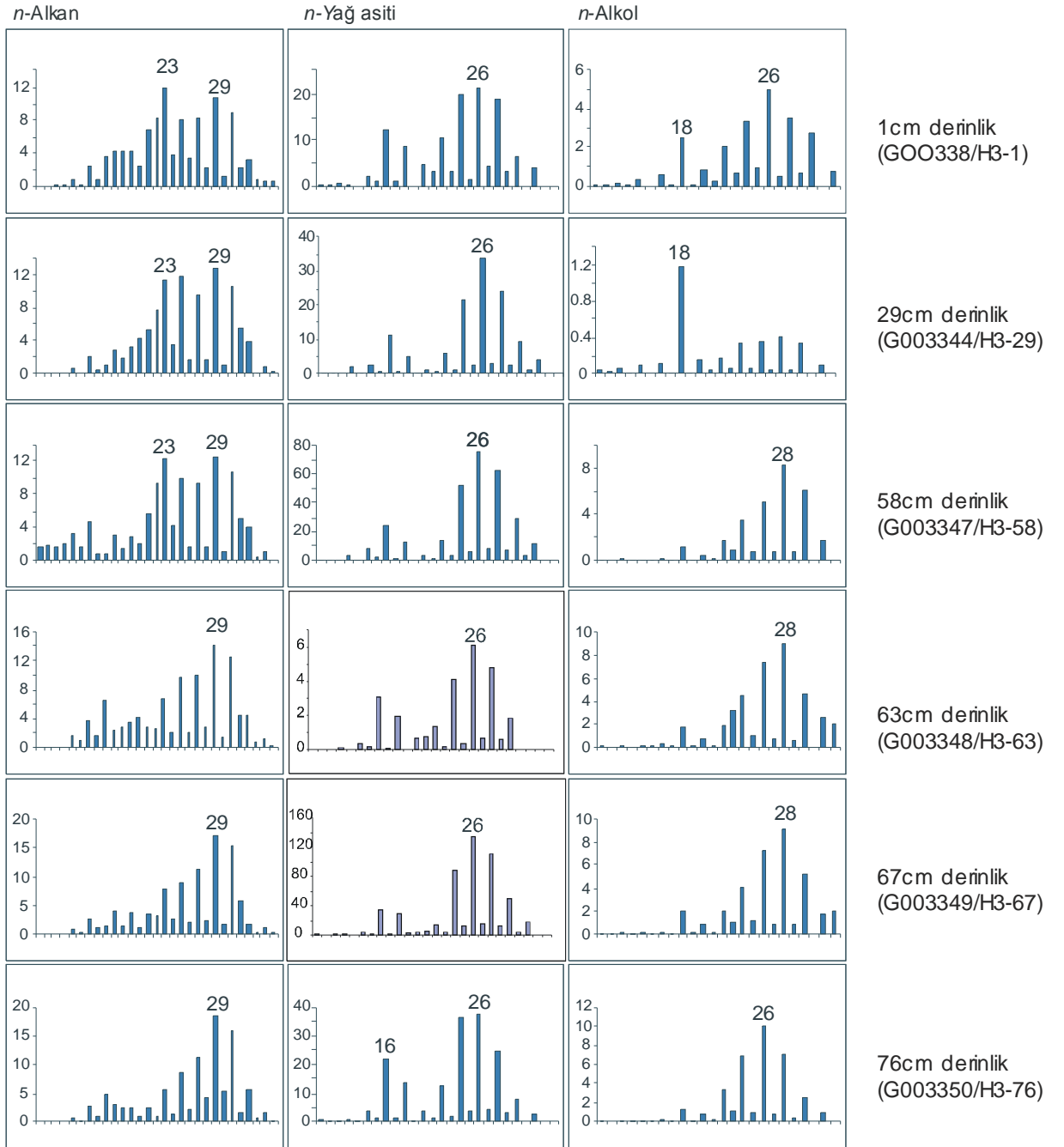
120-134cm ve arası'nı temsil eden örneklerde önemli miktarlarda  $C_{29}$  ve çift sayılı kısa zincirli bileşenler (özellikle  $C_{16}$ ) tespit edilmiştir. Bu kesim boyunca orta zincirli  $n$ -alkanların miktarlarının karot boyunca aşağıya doğru azaldığı ve H3-134 örneğinde ancak çok düşük miktarlarda bulunduğu belirlenmiştir.

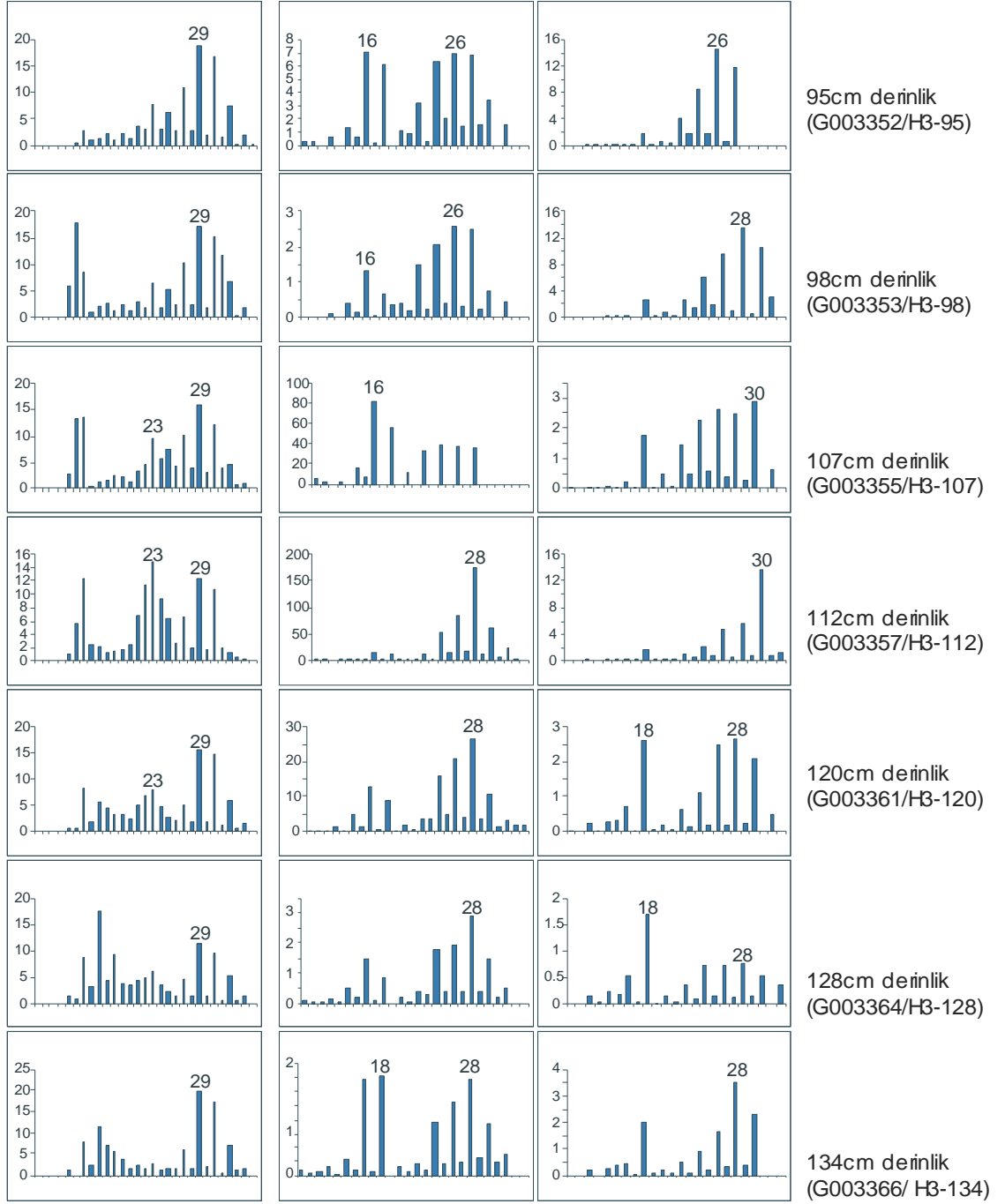
Ayrıca H3 karotunun hemen yanından çökel/su arayüz özelliğini belirlemek amacıyla alınan K2 kısa karotunun en üst seviyesini (çökel-su arayüzünü) temsil eden K2-1 örneğinde baskın olarak  $C_{17}$ 'ye rastlanılmıştır (Şekil 4.45a). Bu örneğin  $n$ -alkan dağılımı H3 uzun karotundan önemli farklılıklar göstermektedir. H3 karotu boyunca orta ve uzun zincirli  $n$ -alkanlar baskınken, K2-1 örneğinde kısa zincirli bileşenlerden  $C_{17}$  ve  $C_{19}$   $n$ -alkan fraksiyonunun önemli kısmını oluşturmaktadır. Bu durum yüksek miktarlardaki birincil organik madde üretiminin (siyanobakterilerin yaygın olduğunun) bir belirteci olabilir.

H3 karotu boyunca değerlendirilen örneklerin  $n$ -alkan dağılımları farklılıklar göstermektedir. Bu benzerlik ve farklılıkların derecelendirilmesi amacıyla  $C_{15}$ - $C_{31}$  arasındaki  $n$ -alkanlar için klaster analizi yapılmıştır (Şekil 4.46). Bu analize göre, iki temel sınıf saptanmıştır. Bunlardan ilkinde örneklerin büyük çoğunluğu yer almakla birlikte, ikincisinde %95'in üzerinde benzerliğe sahip H3-112 ve H3-118 örnekleri bulunmaktadır. Birinci grup birbirleriyle bağlı benzerlikleri %60'ı geçmeyen iki alt sınıf içermektedir (1a ve 1b). Bunlardan ilkinde %80'in üzerinde benzerlik gösteren ve 0-76cm aralığını temsil eden örnekler (H3-58 ve H3-67 hariç) yer almaktadır. Bunlardan H3-1 ile H3-29 ve H3-63 ile H3-76 örneklerinin (kendi aralarındaki) benzerlikleri çok yüksektir (%99). 1b'deki örnekler ise yine %80'in üzerinde benzerliğe sahip olup, Bunlardan 120cm seviyesinin üstünde ve altında yer alan örnekler de yine daha yüksek benzerliğe sahip iki alt grupta (%90'in üzerinde) toplanmaktadır. 1a grubu örnekleri orta zincirli bileşenlerin organik madde



a)

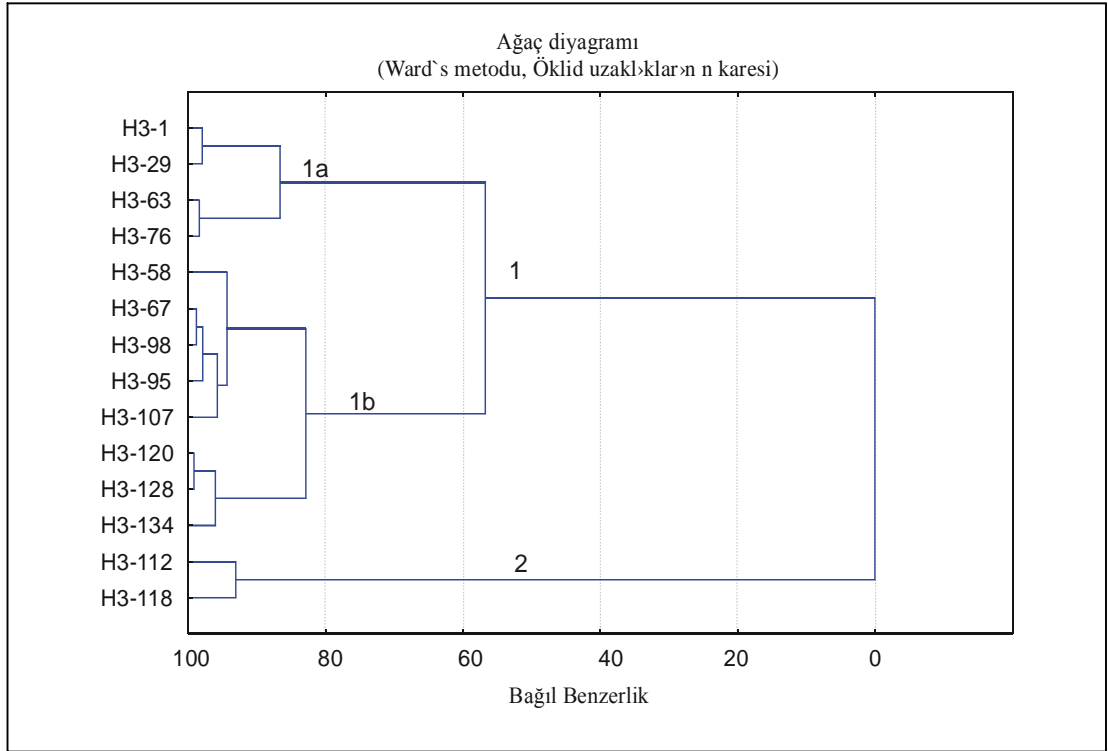




b)

Şekil 4.45. a) K2 k sa karotunun ilk bir cm'lik seviyesini temsil eden örneğin organik madde (*n*-alkan, *n*-yağ asiti, *n*-alkol) bileşimleri, b) H3 karotu boyunca incelenen örneklerin organik madde (*n*-alkan, *n*-yağ asiti, *n*-alkol) bileşimleri.

bileşimine önemli katkılarının bulunuşu ile ayrılmaktadır. Bu durum iki farklı organik madde kaynağı ile ilişkili olabilir. Bunlar sırasıyla sucul bitkiler ile karasal bitkilerdir. 1b grubunda yer alan örnekler ise  $C_{19}$ 'dan daha kısa zincirli  $n$ -alkanlar için tek/çift baskınlığının görülmeşi ile göze çarpmaktadır. Bunlara sucul bitkilerden kaynaklanan organik madde katkısı daha düşüktür. Buna karşın 2. grupta yer alan örnekler, kısa, orta ve uzun zincirli bileşenlerin önemli katkıları ile karakterize edilmektedir. Bu durum üç farklı kaynaktan organik madde sağlandığını düşündürmektedir. İlgili kaynaklar ise sırasıyla alg/bakteri, sucul bitki ve karasal bitkiler olarak sıralanabilir. Bunun dışında K2 kısa karotu ile H3 uzun karotundan alınan örneklerin  $n$ -alkan kompozisyonlarının farklılığı, farklı kaynaklardan gelen organik madde miktarlarının, daha yaşlı çökellerde değişim gösterdiğine (üretim ya da korunma ilişkisi) işaret etmektedir. Bir başka ifadeyle birincil kompozisyon çökeltme sonrasında değişmiş olmalıdır. Özellikle üretilen organik maddenin iyi korunamaması söz konusudur.



Şekil 4.46. Klaster analizine göre örneklerin  $n$ -alkan dağılımına göre bağıl benzerlikleri (H3 karotu).

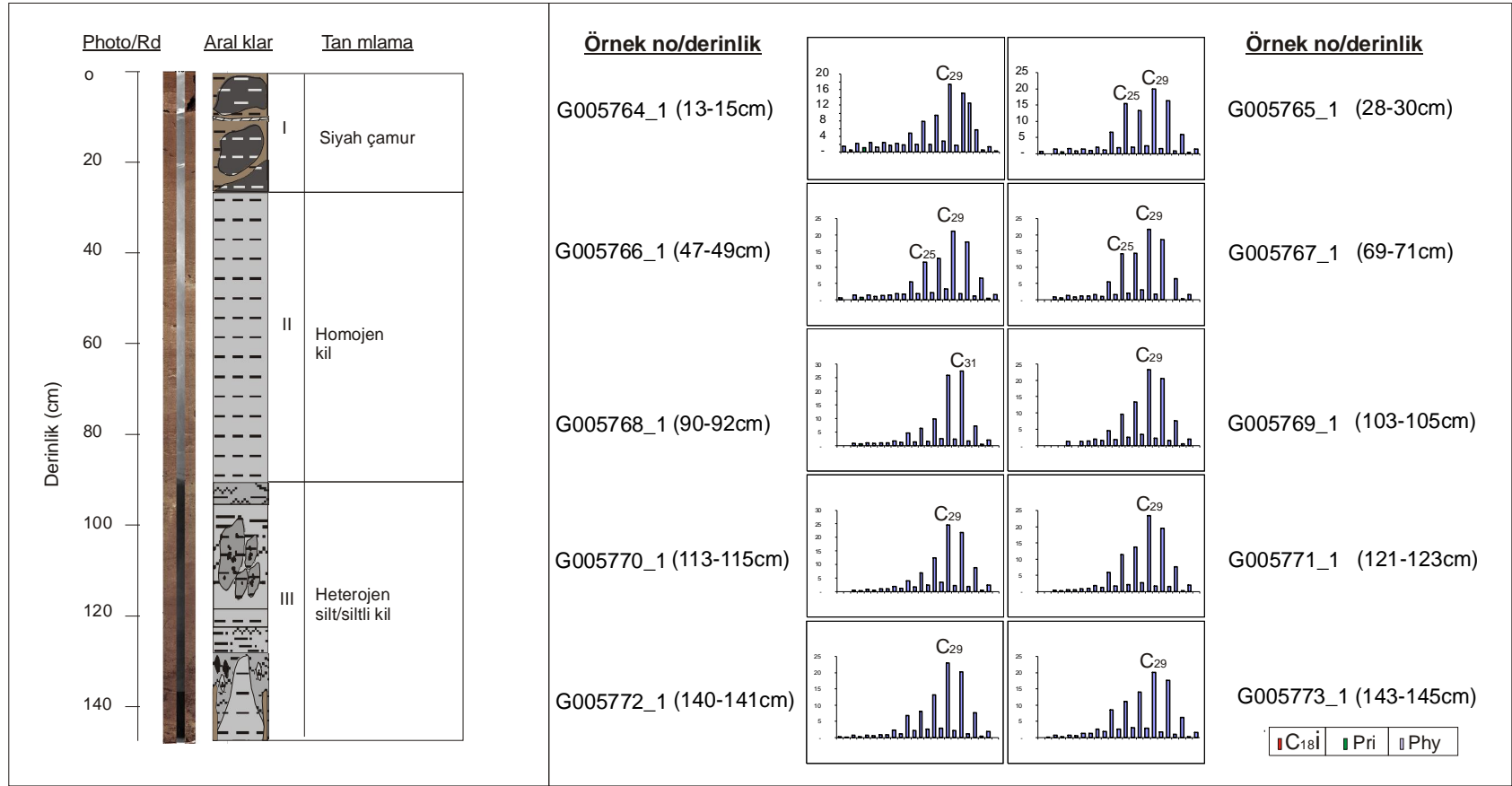
Sonuç olarak H3 karotu boyunca *n*-alkan dağılımları gözetilerek, organik madde kaynakları'nın karasal ve sucul bitkiler baskın olduğu ve organik maddenin gölde üretilmiş ve taşınmış malzemeden kaynaklandığı söylenebilir. Bu farklı organik madde üreticilerinden sağlanan organik madde miktarları zaman içinde değişim göstermiş olmalıdır. Özellikle çökel/su arayüzünde alglerce üretilmiş organik madde ( $C_{17}$ ) miktar baskınken, derinlere doğru bitkisel (karasal+sucul) kaynaklarca üretilmiş organik madde miktarı yüksektir. Ayrıca derinlikle özellikle karasal bitkilerin katkısında ( $C_{29}$ ) artışlar gözlenmektedir.

### **H5 karotu**

H5 karotu boyunca  $C_{15}$ - $C_{32}$  arasında zincir uzunluğuna sahip *n*-alkanların konsantrasyonları belirlenmiştir (Şekil 4.47). Dağılımlar belirgin tek/çift baskınlığını göstermektedir. Ancak bu genellemeyi kapsayan zincirli homologlar bozmaktadır. Dağılımların genel karakteri,  $n$ - $C_{29}$  veya  $n$ - $C_{31}$ 'de maksimum değere sahip, tek modlu (unimodal) oluşlarıdır.

Farklı zincir uzunluklu bileşenlerden en baskını uzun zincirli olanlardır. Bunlar belirgin tek/çift baskınlığı gösterirler ve maksimumla genel olarak  $n$ - $C_{29}$ 'dur. Bu genellemeyi tek bir örnek bozmaktadır (G005768) ve bu örneğin maksimumunu  $n$ - $C_{31}$  alkan oluşturmaktadır. Yüksek  $n$ - $C_{29}$  varlığı başlıca ağaçlardan olmak üzere önemli karasal bitki girdisinin bir kanıtıdır. Ancak  $n$ - $C_{31}$ 'in genellikle otçul vejetasyonda bol bulunduğu bilinmektedir. Sonuç olarak bu dağılım paternlerine göre göl çevresinden göle önemli miktarlarda karasal bitki girdisi olmuştur.

Uzun zincirli bileşenlere benzer olarak, orta uzunluklu bileşenler de belirgin tek/çift baskınlığı göstermektedir. Özellikle iki örnek (28-30 cm ve 69-71cm) önemli miktarlarda orta zincirli bileşenler içermektedir. Bu seviyelerin dağılım karakterleri de iki modludur (bimodal). Bu değerleri  $n$ - $C_{25}$  ve  $n$ - $C_{31}$  bileşenleri oluşturmaktadır. H3 karotuna benzer olarak, orta uzunluklu bileşenlerin bulunması, önemli makrofit girdisinin belirteci olabilir (Ficken, 2000).



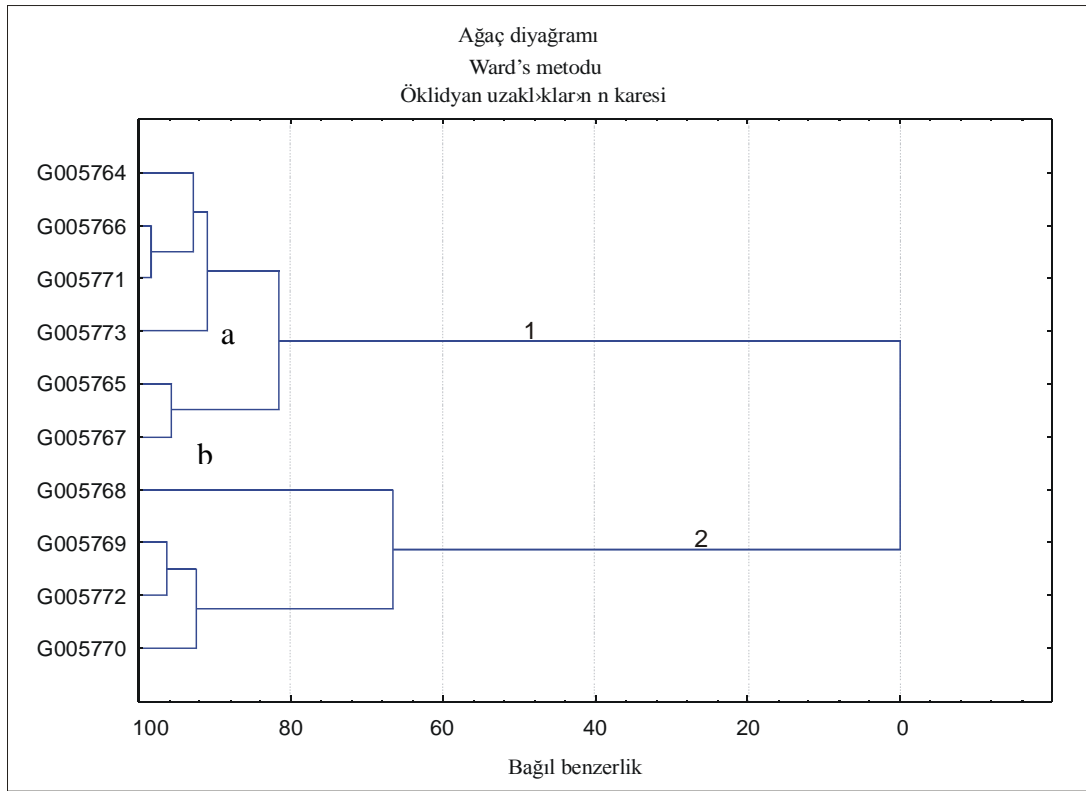
a)

b)

Şekil 4.47. a) H5 karotunun lito-stratigrafisi, b) Örneklerin *n*-alkan dağılımları (%).

Orta ve uzun zincirli homologların yanısıra, kısa zincirli bileşenler de az miktarlarda da olsa tespit edilmiştir. Bunlarda tek/çift baskınlığı gözlenmemiştir. Bilindiği gibi otokton organik maddede (alg ve bakteri) tipik tek/çift baskınlığı limitli olabilmektedir (Nishimoto, 1974; Weete, 1976). Ayrıca zayıf tek/çift baskınlığının bir diğer nedeni de birincil organik maddenin büyük oranda tüketilmesi olabilir.

H5 karotu boyunca da H3 karotuna benzer şekilde örneklerin dağılım karakterlerindeki benzerlik ve farklılıkların belirlenmesi amacıyla klaster analizi yapılmıştır (Şekil 4.48). Bu analizde C<sub>15</sub>-C<sub>31</sub> arasındaki *n*-alkanlar değerlendirilmeye katılmıştır.



Şekil 4.48. Klaster analizine göre benzer *n*-alkan dağılımına sahip örneklerdeki gruplaşmalar (H5 karotu).

Klaster analizine göre, iki temel gruplaşma (grup 1 ve grup 2) görülmektedir. Grup-1 örneklerinin bağıl benzerlikleri %80'in üzerindedir. 68-72 arasındaki örnekler (70 hariç) 2. temel sınıfı oluşturmaktadır. Bunların benzerlikleri ise %60'ın üzerindedir. Daha ayrıntılı bir değerlendirme kapsamında alt gruplar tanımlanmıştır. Buna göre, G05764, 66, 71 ve 73 örnekleri 1a, 65 ve 67 örnekleri 1b, 68 örneği 2a ve 69, 70 ve 72 örnekleri ise 2b alt grupları oluşturmaktadır. (Şekil 4.48). 1a grubu örnekleri uzun zincirli homologların sağa çarpık olduğu tek modlu bir dağılım gösterirler. En baskın *n*-alkan

C<sub>29</sub>'dur ve ağırlıklı olarak tek bir bitki kaynağına işaret etmektedir. 1b grubu örneklerde 1b grubundan farklı olarak dağılım iki mod değerine sahiptir ve C<sub>29</sub>' n-alkanın yanısıra, C<sub>25</sub> ikinci mod değerini oluşturmaktadır. Bu durum ikinci bir baskın bitkisel kaynak ile ilişkili olabilir. 2a grubu örneklerde C<sub>31</sub> maksimum n-alkandır ve dağılımın genel karakteri 2b'ye benzemektedir. 2b grubu örneklerin kısa zincir bileşenleri (C<sub>21</sub>'den kısa zincirliler) tek/çift baskınlığı göstermemektedir (bakteriyel degradasyon) ve C<sub>29</sub> n-alkan baskınlığı tek bir baskın bitkisel kaynağa işaret etmektedir.

#### 4.3.3.2 Yağ Asitleri

Örneklerdeki yağ asitleri C<sub>8</sub>-C<sub>32</sub> aralığında saptanmıştır (Şekil 4.44b, Şekil 4.45a,b) ve örneklerdeki miktarlar 15-105µg/g TOC aralığında değişmektedir. Özellikle üst seviyeleri temsil eden örneklerde bu miktar oldukça yüksek olmakla birlikte, alt 20cm'den alınan örneklerde belirgin bir azalma göstermektedir (128cm derinlikte: 22µg/g TOC ; 134cm derinlikte: 15µg/g TOC). İncelenen farklı örneklerin maksimum değerlerinin C<sub>16</sub>, C<sub>26</sub> ve C<sub>28</sub>'de olduğu görülmüştür.

Çökel/su arayüzünden alınan örnekte (K2-1) en baskın n-asit C<sub>16</sub>'dır. Bu bileşenin çok belirgin baskınlığı, algal/bakteriyel organik madde üreticileriyle ilişkili olabilir.

Karotun üst kesiminde (ilk 58 cm' den alınan örneklerde) en baskın bileşen C<sub>26</sub>'dir. Bunun dışında bu dağılımların ortak özelliği birisi kısa C<sub>14</sub>-C<sub>18</sub> aralığındaki ve C<sub>16</sub>' da maksimuma ulaşan, diğeri uzun zincirlilerin, C<sub>20</sub>-C<sub>32</sub> aralığında olması ve C<sub>26</sub>' da maksimuma ulaşan bimodal dağılım göstermesidir. Bu karakterleri organik madde türünün temel olarak bitkisel (karasal ve/veya sucül) olduğunu göstermektedir.

H3-67 ve H3-76 örnekleri C<sub>16</sub>'nın maksimum olduğu unimodal bir n-alkan dağılımına sahiptir. H3-76, 95, 98 ve 107 örnekleri C<sub>16</sub>, C<sub>18</sub> ve C<sub>26</sub>'nin önemli miktarlarda bulunmasıyla ve dağılım özellikleri ile benzerlik göstermektedir. Bu özellikleri özellikle H3-67 ve 76 örneklerinin bileşiminde birincil organik maddenin baskınlığını göstermektedir.

107cm seviyesinin altındaki örnekler ise benzer dağılımlarıyla dikkat çekmektedir. C<sub>28</sub> bu kesim için en baskın grubu oluşturur. Ancak dağılım yine bimodal özelliktedir ve en

alt kesimi temsil eden H3-134 örneği dışında,  $C_{16}$  kısa zincirli grubun maksimumudur. H3-134 örneğinde ise  $C_{18}$  tüm fraksiyonun maksimum bileşenidir. Buna göre 107cm seviyesinin altında da karotun üst seviyelerinde olduğu gibi organik madde kaynağının ağırlıklı olarak bitkisel (karasal ve/veya sucül) olduğu söylenebilir.

İlgili zonlar örnek bazında daha ayrıntılı incelendiğinde 0-95cm'yi temsil eden örneklerde  $C_{16}/C_{18}$  ve  $C_{26}$  en baskın bileşenlerdir. Ayrıca daha ayrıntılı incelendiğinde 0-58 cm' aralığında genel olarak  $C_{26}$ 'nın baskın olduğu görülmüştür ve çift-tek baskınlığı tüm fraksiyonda belirgindir. Bunun yanı sıra kısa zincirli homologların maksimumunu  $C_{16}$  oluşturmaktadır. Bu homolog ( $C_{16}$ ), 63 ve 67cm seviyelerinden alınan örneklerde de en baskın bileşendir ve fraksiyon tek maksimumlu bir dağılıma sahiptir. H3-76, 95 ve 98 örneklerinin yağ asiti dağılımları  $C_{16}/C_{18}$  ve  $C_{26}$ 'nin önemli miktarlarda bulunmasıyla genel dağılım karakteriyle benzerlik göstermektedir. Bu örneklerin dağılım özellikleri 0-58cm'yi temsil eden örneklerle de oldukça benzerdir.

98-118cm aralığını temsil eden örneklerin dağılımlarında belirgin farklıklar izlenebilmektedir. Özellikle 103cm'den itibaren alınan örneklerde  $C_{28}$  uzun zincirli dağılımın en baskın bileşeni haline gelmektedir. 107cm'yi temsil eden örnekte (H3-107), H3-67 ve 76'da olduğu gibi  $C_{16}$  en baskın bileşendir. 112 ve 118cm seviyelerini temsil eden örneklerde ise kısa zincirli homologların katkısı çok azalmakta ve  $C_{28}$ 'in maksimumu oluşturduğu unimodal bir dağılım gözlenmektedir.

120cm'nin altında  $n$ -asit dağılımları benzerlik göstermektedir ve  $C_{28}$  homologu en baskın bileşendir. Dağılım bimodal özelliktedir ve en alt kesimi temsil eden H3-134 ( $C_{18}$  tüm fraksiyonun maksimum bileşenidir) örneği dışında,  $C_{16}$  kısa zincirli grubun maksimumudur.

$n$ -Asitlerin dağılım karakterleri çok fazla değişim göstermediğinden herhangi bir istatistiksel değerlendirme yapılmamıştır. Bu bileşenlerin dağılım paternleri gözetildiğinde dağılımların iki farklı mod değerine sahip olduğu söylenebilir. Bu değerler genelde  $C_{16}$  ile  $C_{26}$  ya da  $C_{28}$ 'dir. Bu dağılım karakterleri biri bitkisel (karasal/sucül) diğeri algal/bakteriyel iki farklı kaynağın etkisini düşündürmektedir.

#### 4.3.3.3 Alkoller

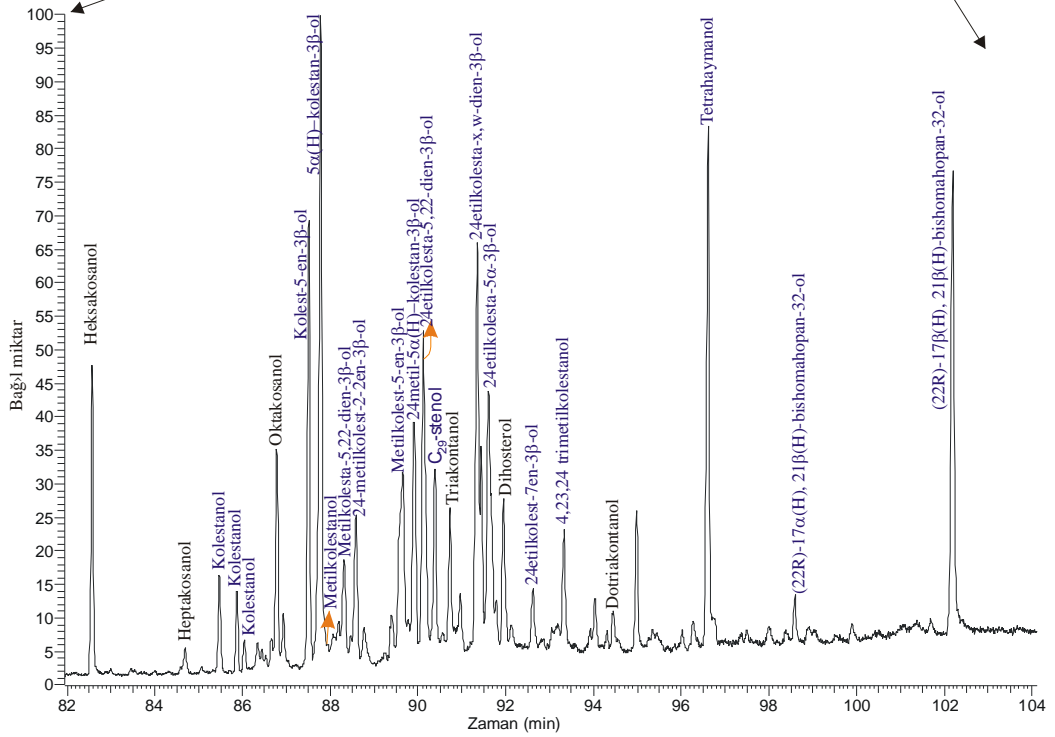
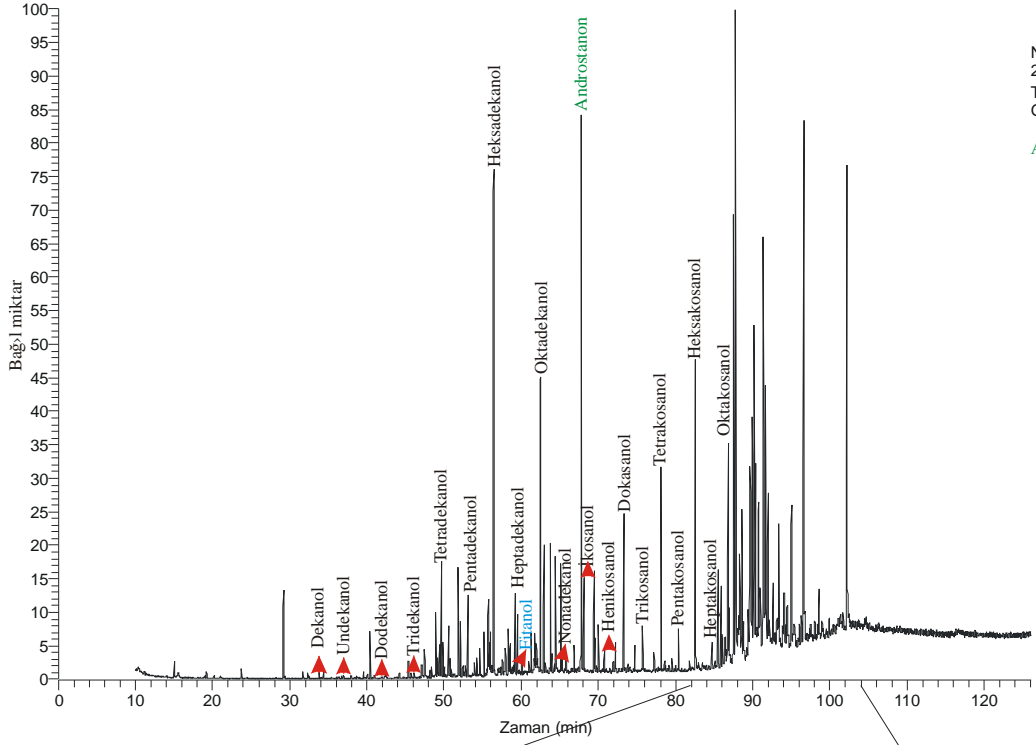
Organik maddenin orta polar fraksiyonunda **normal ve steroidal alkoller** saptanmıştır (Şekil 4.49). Bu farklı yapıdaki alkollerin Gölarmara Gölü çökellerindeki dağılımları *n*-alkoller ve steroller olmak üzere iki ana başlık altında aşağıda değerlendirilecektir.

##### *n*-Alkoller

Örneklerdeki C<sub>10</sub>-C<sub>32</sub> ***n*-alkol** bileşenlerinin miktarları 11.9- 63.5 µg/g TOC arasında değişmektedir. Tüm kromatogramlar belirgin çift/tek baskınlığı göstermektedir. Şekil 4.45'de görüldüğü gibi alkol fraksiyonunun en baskın bileşeni *n*-oktokosanol (C<sub>28</sub>) olmakla birlikte, bazı örneklerde *n*-oktadekanol (C<sub>18</sub>), *n*-heksakosanol (C<sub>26</sub>) ya da *n*-triakontanol (C<sub>30</sub>) en belirgin bileşenlerdir.

Çökel/su arayüz örneğinin (K2-1) en baskın bileşeni C<sub>16</sub>'dır. Bu bileşenin çok belirgin baskınlığı, algal/bakteriyel organik madde üreticileriyle ilişkilendirilebilmektedir. Bunun yanı sıra C<sub>26</sub> miktarının yüksek oluşu nedeniyle ikinci bir organik madde kaynağı bulunmalıdır. Bu bileşen bilindiği gibi bitkisel organik madde üreticileri ile ilişkilidir.

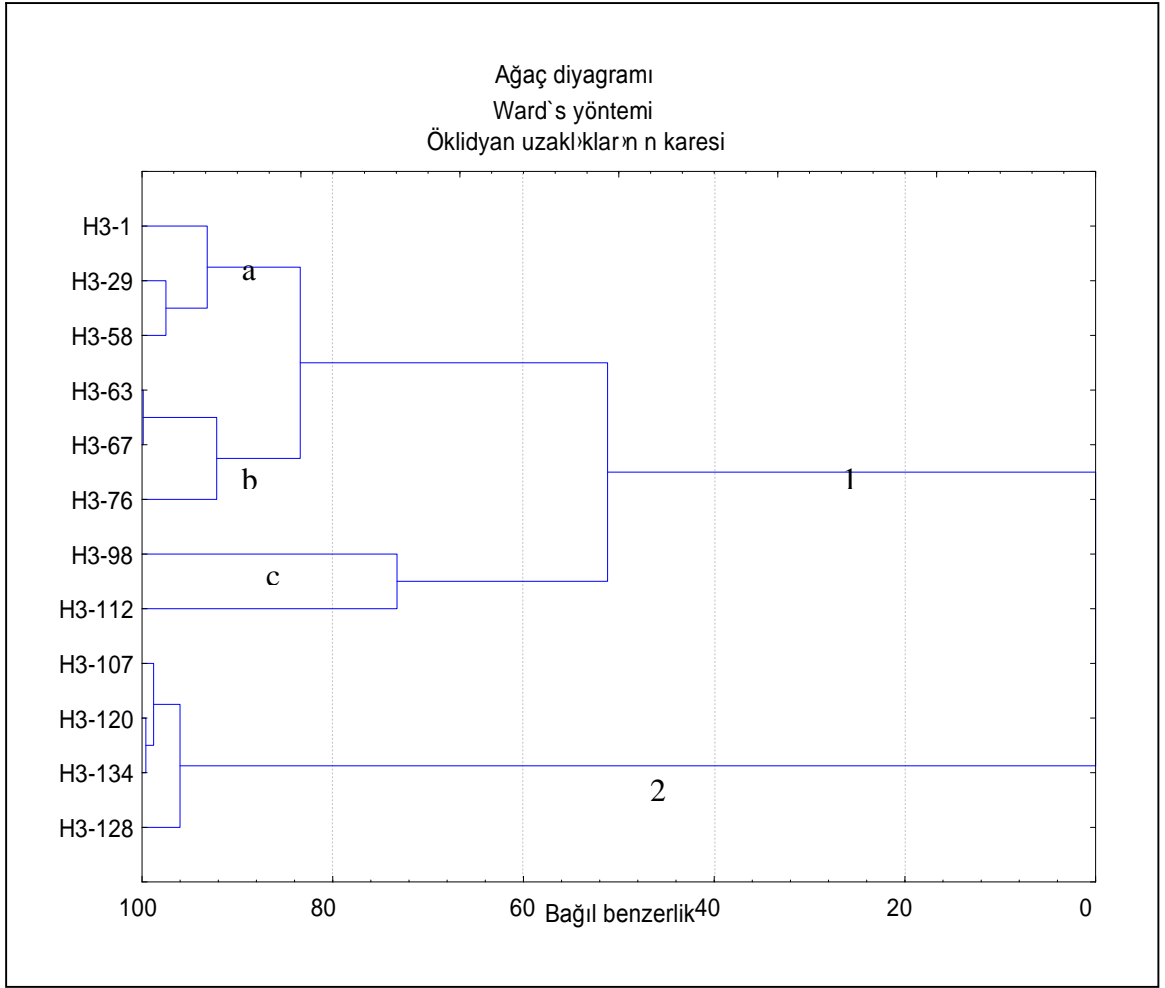
H3 karotu boyunca 0-95cm aralığında en baskın *n*-alkoller tek bir örnek dışında (H3-29: C<sub>18</sub> *n*-alkol baskın) C<sub>26</sub> ve C<sub>28</sub>'dir. Bu bileşenlerin bitkisel organik madde üreticileri ile ilişkili olduğu bilinmektedir. Tüm örnekler belirgin tekmodal dağılım göstermektedir ve çift/tek baskınlığı belirgindir. 95-107cm aralığında da benzer bir şekilde C<sub>26</sub> ve C<sub>28</sub> homologlar maksimum miktarlarda bulunmaktadır. Ancak ilk 95cm'lik kesimin aksine sağa çarpık bir dağılım görülmektedir. Dağılım paternlerinin sağa çarpık oluşu bu örneklerde C<sub>30</sub> miktarının yüksek oluşu ile ilişkilidir. Ayrıca bu kesimin alt kısmını temsil eden iki örnekte en baskın bileşen C<sub>30</sub>'dur. C<sub>30</sub> *n*-alkolünün bolluğu bu seviyelere olan organik madde katkısındaki türlerle bağlı değişikliklerle ilişkili olabilir. 120cm'nin altında C<sub>18</sub> oldukça baskındır ve bu kesimde C<sub>28</sub> en bol bulunan uzun zincirli bileşendir. Buna göre H3 karotu boyunca 120cm seviyesinin altında ve üstündeki kesimlere organik madde sağlayan bitkisel ve sucul üreticilerin türleri farklılıklar göstermiş olmalıdır.



Şekil 4.49. a) Belirlenen *n*-alkol ve sterol bileşenlerinin örnek GC-MS spektrogramı.

Karot boyunca benzer *n*-alkol dağılımlarına sahip örneklerin yer aldığı grupların belirlenebilmesi amacıyla, klaster analizi yapılmıştır (Şekil 4.50). Buna göre ilk 112cm'ye kadar olan örnekler birinci temel grup oluşturmakla beraber H3-107 örneği bu genellemenin dışında tutulmalıdır. 1. temel grupta yer alan örneklerin dağılım paternlerinin  $C_{18}$  ile  $C_{26}$  veya  $C_{28}$  olmak üzere iki maksimumu bulunmaktadır. Bu durum iki farklı organik madde kaynakları ile ilişkili olabilir. Bunlar büyük olasılıkla,  $C_{18}$  için bakteriyel/algal  $C_{26}$  veya  $C_{28}$  için ise bitkisel (karasal/sucul) organik madde üreticileridir. Sırasıyla H3-1/H3-29/H3-58 (1a), H3-63/H3-67/H3-76 (1b) ve H3-98/H3-112 (1c) örnekleri 1. temel grup içinde alt gruplaşmalar göstermektedir. Bu alt gruplardaki örneklerin bağıl benzerlikleri ilk iki alt grup için (1a, 1b) %80'in, üçüncü alt grup için (1c) ise %70'in üzerindedir. 1a ve 1b grubu örneklerinin genel dağılım karakterleri oldukça benzerdir, ancak 1b grubundakilerin uzun zincirli bileşenleri hafif sola çarpık bir karaktere sahiptir. Bu durum 1a grubuna göre organik madde kaynaklarında oluşan küçük değişimler ile ilişkili olabilir. 1c grubu örneklerinde ise dağılım paterni aksine sağa çarpıktır. Bu durum  $C_{30}$  katkısının çok daha yüksek oluşundan da anlaşılabilir gibi vejetasyondaki daha belirgin değişimler ile ilişkili olabilir. Bu örneklerin  $C_{18}$  miktarları da çok daha düşüktür. 2. temel grupta yer alan örnekler ise  $C_{26}$ - $C_{30}$  arasındaki bileşenlerin miktarlarının oldukça yakın oluşu ile ayrılmaktadır. Bu durum da yine bitkisel (sucul/karasal) organik madde kaynakları ile ilişkili olmalıdır.  $C_{18}$  katkısının oldukça yüksek oluşu ise 1a ve 1b gruplarına benzer şekilde sucul/bakteriyel organik madde üreticilerinin de önemli katkısının olduğunu göstermektedir.

Sonuç olarak H3 karotu boyunca *n*-alkol dağılım karakterlerindeki değişimler organik madde üreticilerinin tür ve baskınlıklarındaki zaman içindeki farklılaşmaları yansıtmaktadır. Genel olarak göle iki farklı organik madde kaynağından girdi olmuştur. Bunlar alg/bakteriler ile karasal/sucul bitkilerdir. Farklı seviyelerdeki uzun zincirli *n*-alkollerin  $C_{26}$ - $C_{30}$  arasında değişen maksimumlara sahip olması bitkisel kaynakların zaman içinde değişim gösterdiğini düşündürmektedir. Özellikle çökel/su arayüz örneğinde  $C_{16}$  bileşeninin baskın oluşu, buna karşın kısa zincirli bileşenlerin H3 karotu boyunca daha düşük miktarlarda oluşu, çökelme sonrasında süreçler ile ilişkili olmalıdır. Buna göre gölde üretilen (alg/bakteri) birincil organik maddenin degradasyonu söz konusudur.



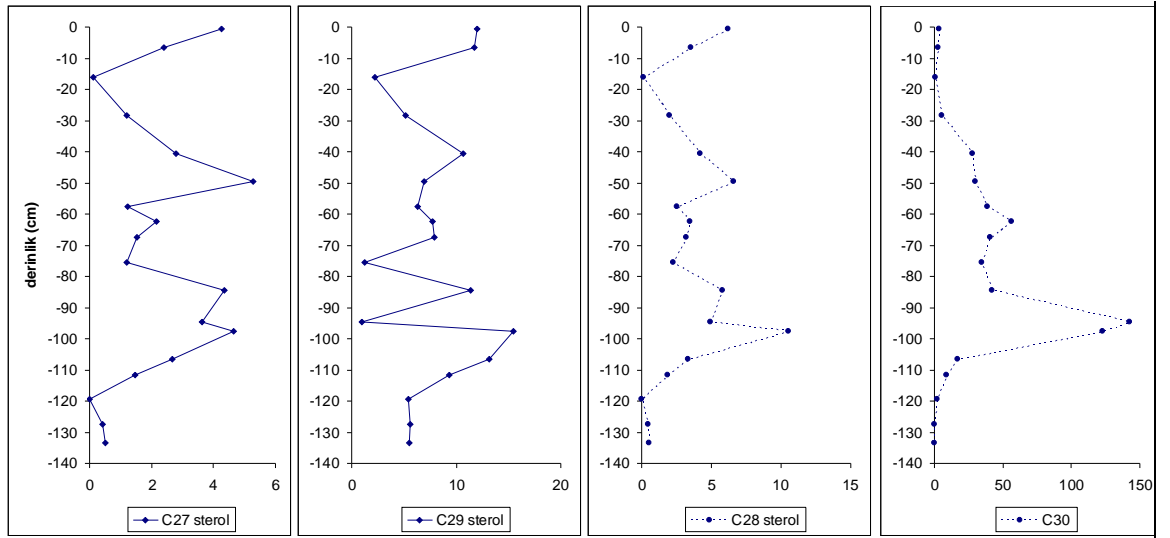
Şekil 4.50. Klaster analizine göre benzer *n*-alkol dağılımına sahip örnek grupları.

#### Steroller:

Steroller veya steroid alkoller steroidlerin bir alt grubu olup, A halkasının 3-pozisyonunda bir hidroksil grubuna sahiptirler. Asetil koenzim A'dan sentezlenen amfipatik lipidlerdir. Molekül olarak yassı bir şekilleri vardır. A halkasındaki hidroksil polardır, molekülün geri kalan apolardır. Steroller ökaryotik organizmaların fizyolojisinde önemlidirler. Hücre zarında yer alarak onun akışkanlığını ve işlevini düzenlerler. Farklı organizmalar farklı steroller kullanırlar. En önemlileri hayvanlarda kolesterol, fitosterol ve steroid hormonlar, mantarlarda (fungus) ergosterol, bitkilerde kampesterol, sitosterol ve stigmasteroldür (Killops ve Killops, 1993).

Orta polar bileşenlerin kromatogramlarında normal zincirli bileşenlerin yanına pek çok **sterol** belirlenmiştir. Şekil 4.49'da belirlenen sterol bileşenlerinin yaklaşık tutulma

zamanları (retention time) gösterilmiş, her bir bileşen farklı harflerle ifade edilmiştir. Her bir bileşeni tanımlayan harfler ve bu bileşenlerin karbon sayıları Tablo 4.10'de listelenmiştir. Örneklerdeki toplam sterol miktarları 6.19-180.2  $\mu\text{g/g}$  TOC arasında değişmektedir. En yüksek konsantrasyona sahip sterol  $C_{30}$ ' (0- 157  $\mu\text{g/g}$  TOC) dir. Diğer alt gruplar  $C_{27}$ ,  $C_{28}$ ,  $C_{29}$  sırasıyla % 0.1-12.1, % 1.2-13.5, ve % 0.6-15.5 oranlarında bulunmaktadır (Şekil 4.51). Ancak bazı örneklerde  $C_{29}$  en baskın grubu oluşturmaktadır (H3-1, H3-7, H3-17, H3-50, H3-120). Bu örneklerin bileşimleri önemli karasal girdiye işaret etmektedir. Ancak tüm örnekler gözetildiğinde en baskın grubu  $C_{30}$  sterolleridir (Dinosterol ve dinostreol isomerleri olan  $4\alpha,23R,24R$ -trimethyl- $5\alpha$ -cholestan- $3\beta$ -ol ile  $4\alpha,23S,24R$ -trimethyl- $5\alpha$ -cholestan- $3\beta$ -ol) oluşturmaktadır. Bu nedenle organik madde kökeninin ağırlıklı olarak sucul olduğu düşünülebilir. Organik maddeye en belirgin katkıyı sağlayan sterol bileşenlerinin karot boyunca dağılımları Şekil 4.51'de görselleştirilmiştir.



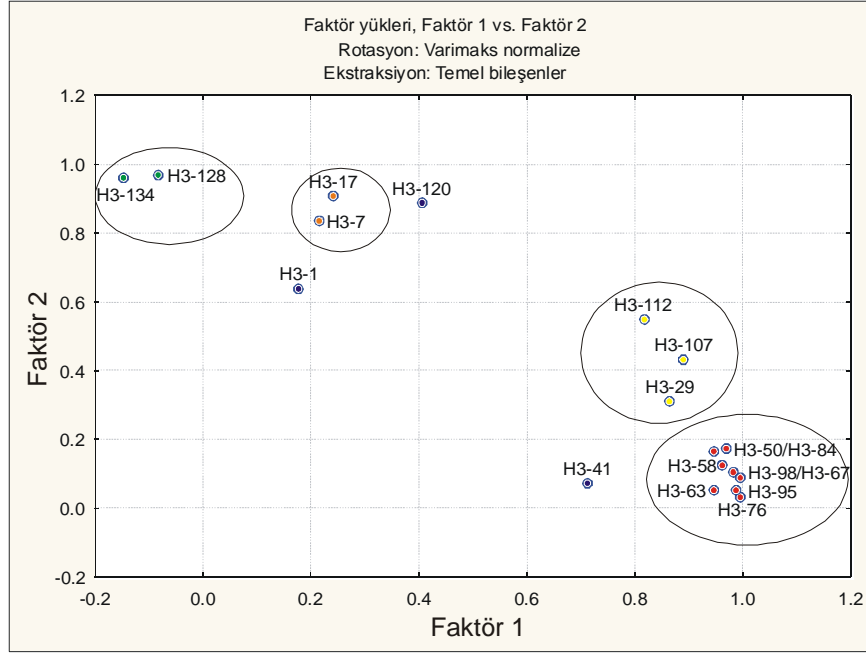
Şekil 4.51. Farklı karbon uzunluğuna sahip sterollerin karot boyunca miktarları ( $\mu\text{g/g}$  TOC).

Her bir örneğin tüm sterol bileşimlerini gözetten bir değerlendirme güç olacağı için temel bileşen analizi yapılarak benzer bileşime sahip örnekler belirlenmiştir (Şekil 4.52). Listede yer alan tüm sterollerin (A-W) değerlendirmeye katıldığı, faktör değerlerine dayalı temel bileşen analizine göre örneklerin gruplandıkları gözlenmektedir. Özellikle karot boyunca en üst 41 ve en alt 20cm'yi temsil eden

örnekler dışındakilerin sterol bileşimleri oldukça benzerdir. Bu durum en çok örnek kapsayan grubun oluşmasına neden olmuştur (kırmızı).

Tablo 4.10. Örneklerde saptanan steroller, bileşenlerin karbon sayıları ve her bileşenin ifade edilmesinde kullanılan simge (harf) ler.

Simge (Harf)	Sterol	Karbon sayı
A	5 $\beta$ -cholestan-3 $\beta$ -ol	C27
B	5 $\alpha$ -cholesten-3 $\alpha$ -ol	C27
C	Cholestanol	C27
D	unknown C29 cholesta-dien-ol	C27
E	unknown cholestanol (coelution)	C27
F	Cholest-5-en-3 $\beta$ -ol	C27
G	5 $\alpha$ (H)-Cholestan-3 $\beta$ -ol	C27
H	24-Methylcholestanol	C28
I	Methylcholestanol	C28
J	24-Methylcholesta-5,22 dien-3 $\beta$ -ol	C28
K	24-methylcholest-22-en-3 $\beta$ -ol	C28
L	24-Ethyl-5 $\beta$ (H)-cholestan-3 $\beta$ -ol	C29
M	unknown C28 cholestanol	C28
N	24-Methylcholest-5-en-3 $\beta$ -ol	C28
O	C28 Stanol	C28
Q	24-Methyl-5 $\alpha$ (H)-cholestan-3 $\beta$ -ol	C28
P	24-Ethylcholesta-5,22-dien-3 $\beta$ -ol	C29
R	24-Ethylcholest-22-en-3 $\beta$ -ol	C29
S	24-Methylcholest-7-en-3 $\beta$ -ol	C28
T	24-Ethylcholest-5-en-3 $\beta$ -ol ( $\beta$ -Sitosterol)	C29
U	unknown C29 stera-dien-ol	C29
V	24-Ethylcholestan-5 $\alpha$ (H)-3 $\beta$ -ol	C29
Y	Dinosterol	C30
Z	24-Ethylcholest-7-en-3 $\beta$ -ol	C29
X	4 $\alpha$ ,23 R,24R-trimethyl-5 $\alpha$ -cholestan-3 $\beta$ -ol	C30
W	4 $\alpha$ ,23S,24R-trimethyl-5 $\alpha$ -cholestan-3 $\beta$ -ol	C30



Şekil 4.52. Temel bileşen analizine göre benzer sterol dağılımına sahip örneklerdeki gruplaşmalar.

#### 4.3.4. İzotop Jeokimyası

Bu bölümde Gölarmara Gölü çökellerinin karbon izotopik bileşimi tartışılarak organik madde kaynaklarındaki değişimler ve organik madde üretimi ile ilgili bir değerlendirme yapılacaktır. Bu amaçla toplam organik karbon izotopik bileşiminin yanısıra her bir  $n$ -alkan bileşeninin izotopik kompozisyonu da değerlendirilecektir.

##### 4.3.4.1 Organik Karbon İzotop Bileşimi

Organik madde kaynaklarındaki değişimler bu kaynaklardan türeyerek çökellerde biriken organik maddenin karbon izotoplarının ağırlığına da yansımaktadır. Genel olarak karasal kökenli bitkiler daha ağır, sucul bitkiler ise daha hafif karbon izotop değerlerine sahiptir. C3 ve C4 bitkileri fotosentez sırasında karbondioksiti bağlamak ve şeker oluşturmak amacıyla farklı biyokimyasal mekanizmalar kullanan bitkilerdir. C3 bitkileri bu süreçle karbondioksit ve ribulobifosfatı (RuBP, 5 karbonlu bir şeker),

$6 \text{ CO}_2 + 6 \text{ RuBP} \rightarrow 12 \text{ 3-fosfoglisarat}$  reaksiyonuyla 3-fosfoglisarata dönüştürür. C4 bitkileri ve CAM mekanizmasını kullanan bitkilerde ise RuBisCO (Kalvin döngüsünde oluşan ilk enzim)'nin fotorespirasyonu veya oksijen kullanılarak  $\text{CO}_2$ 'in karbon bileşiklerinden ayrılması (kırılması) oluşan enerjiyi harcamak içindir. Yine de C4 fiksasyonu ATP formundaki enerji girişine C3'den daha çok ihtiyaç duyar. C4 bitkilerinde, rubisco mezofil hücrelerinde karbonu bağlayarak, oksaloasetat ve mala

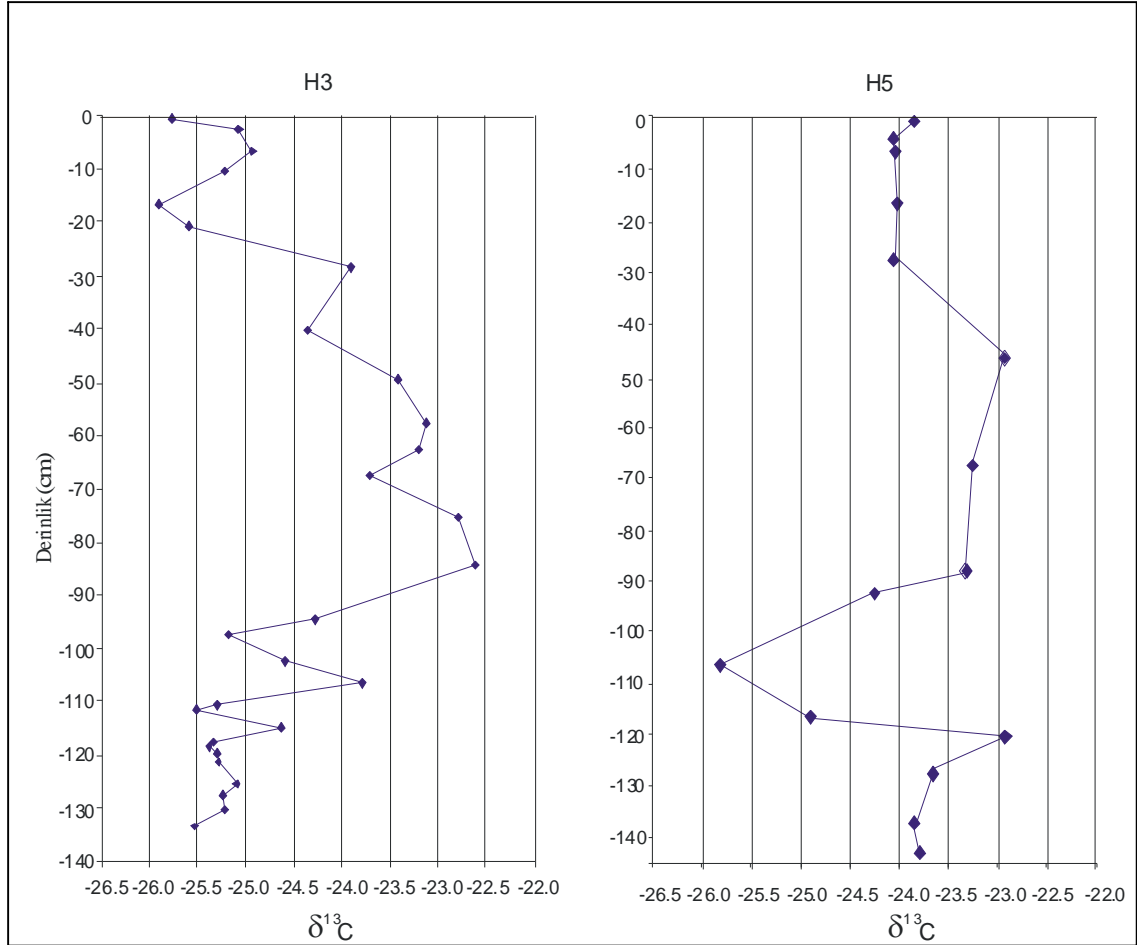
kullanılarak atmosferik oksijenden ayrılır, bağlanmış karbonu rubiscoya taşınır ve Calvin döngüsü enzimleri demet kını hücrelerinde izole edilir. Orta seviyeli bileşiklerin her ikisinde 4 karbon atomu içerir, bu yüzden de C4 olarak isimlendirilirler. C4 ve C3 bitkileri farklı bölgelerde yoğunlaşmaktadır. Düşük ışık alan bölgelerde C4 bitkilerinin gelişimi için uygun değildir. Aksine, CO<sub>2</sub>'i fazladan bağlamalarına gerek olmadığı için C3 bitkileri için ise daha uygundur. Buna göre genel olarak kurak ve sıcak koşulların C4 bitkileri için uygun, daha ılıman ve yağışlı koşulların ise C3 bitkilerinin gelişimi için uygun şartlar doğurduğu söylenebilir (Ehrlicher, 1978). C3 ve C4 bitkilerin arasındaki genel farklılıklar aşağıda maddelenmiştir:

- C3 bitkilerinde tek fotosentez yolu bulunurken, C4 bitkilerinde iki fotosentez yolu bulunur.
- C3 bitkilerinde CO<sub>2</sub>'i ilk yakalayan ribuloz 1,5-difosfat, C4 bitkilerinde fosfoenol pirüvik asittir.
- C3 bitkilerinin tümü ışık solunumu yaparken, C4 bitkileri çok az ışık solunumu yaparlar.
- C3'de stromada demet kını hücreleri bulunur, C4 bitkilerinin yapraklarında mezofil hücreleri vardır.
- C3 bitkilerinde oluşan ilk ürün 3-fosfoglisarikasit, C4 bitkilerinde ise oksaloasetik asittir.
- C3'de karbonhidrat, C4'de organik asit sentezlenir.
- C4'de glikolat oksidaz enzimi ya yok ya da çok azdır.

Buna göre algler ile C3 ve C4 bitkilerin farklı izotopik kompozisyonlara sahip olduğu söylenebilir. Ancak çökme sırasındaki ve sonrasındaki çevre koşulları, bu basit bağlantının kullanılmasını güçleştirmektedir. Oksidasyon, hızlı malzeme gelişimi, biyolojik degradasyon gibi süreçler de karbon izotop değerlerinde sapmalara (ağırlaşma ya da hafifleşmeye) neden olmaktadır. Bu nedenlerle sadece izotop ağırlığına bağlı olarak organik madde kaynaklarına yönelik bir ayrım yapılamaz mümkün olmamaktadır. Buna karşın izotop bileşimindeki değişimler hem çevresel koşullarda hem de organik madde kaynaklarındaki değişimleri araştırmakta kullanılabilir.

Karasal bitkilerin karbon izotop değerleri fotosentez sırasındaki kimyasal süreçlerle şekillenmektedir. C3 bitkileri izotopik olarak ‰ -19 ile ‰ -33 arasında değerlere sahiptir. Buna karşın C4 bitkileri için bu değer ‰ -9 ile ‰ -18 arasında değişmektedir. Karbon kaynağı olarak çözülmüş CO<sub>2</sub>'i kullanan fitoplanktonlarda ise ‰ -14 ile ‰ -30 arasındaki değerler saptanmıştır. <sup>13</sup>C izotopunun daha hafif olan <sup>12</sup>C izotopuna oranından yola çıkarak saptanan δ<sup>13</sup>C değerleri, <sup>13</sup>C izotopunun yüksek miktarlarda

bulunması durumunda daha pozitif (ağırlaşmış), buna karşın düşük miktarda içerenler daha negatif  $\delta^{13}\text{C}$  içerikli (hafifleşmiş) olarak tanımlanmaktadır. H3 ve H5 karotları boyunca ölçülmüş  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri (Şekil 4.53a,b) görülmektedir.



Şekil 4.53. Toplam organik maddenin karbon izotop değerlerindeki değişimler; a)H3 karotu, b) H5 karotu.

H3 karotu boyunca seçilen örneklerin izotop ağırlıkları ‰ (-25.9) - ‰ (-22.6) arasındadır. En ağır izotop değerlerine 29- 84cm aralığında rastlanmıştır. Bu kesimin üstünde ve 102-140cm aralığında bağlı olarak daha hafif izotop değerleri ölçülmüştür. Bu durum otokton organik maddeyle ilişkili olabilir. Bilindiği gibi  $\text{CO}_2$  uygunluğu, algal organik maddenin izotopik bileşimine etki etmektedir.  $\text{CO}_2$  basıncı yüksekken  $^{12}\text{C}$ 'ye doğru olan izotopik diskriminasyon artarken, düşükken azalır (Fogel ve Cifuentes, 1993). Buna göre  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  değerleri sadece organik maddenin kökeniyle değil, ortamsal koşullarla da ilgilidir. Algler için uygun olan  $\text{CO}_2$  konsantrasyonu göllerdeki yüzey suyu sıcaklığından da etkilenmektedir.  $\text{CO}_2$  konsantrasyonu, soğuk dönemlerde artarken, sıcak dönemlerde azalmaktadır. Ek olarak, fotik zondaki konsantrasyonlar

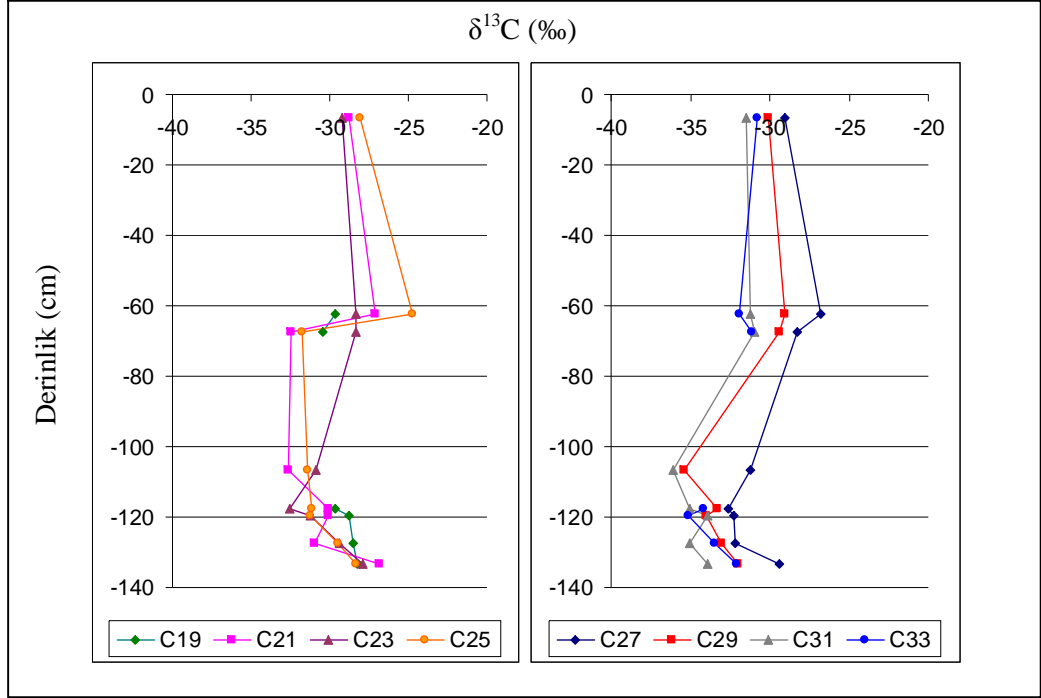
artan üretimle azalmaktadır. 98-118cm aralığında ise tekrarlanan ani ve belirgin dalgalanmalar (değişimler) gözlenmiştir. Bu durum farklı kaynaklardan olan organik madde katkısındaki değişimlerin ya da ortam koşullarındaki değişimlerin bir işareti olabilir. Bu değişimlerin kaynak organizmalarla olan ilişkisi *n*-alkan bileşenlerinin karbon izotop bileşimi ile ilgili kısımda değerlendirilecektir.

H5 karotundaki örneklerin izotop değerleri ise ‰ (-22.90)- ‰ (-25.85) arasında değişmektedir. H5 karotunun  $\delta^{13}C_{org}$  trendi H3 karotundan oldukça farklıdır. Bu karot boyunca en hafif değerler 90-120cm aralığında ölçülmüştür. Diğer seviyelerin izotop değerleri ise ‰ -24 ve daha ağırdır. Bu değişimlerin nedenleri, bileşen bazında yapılan *n*-alkan bileşenlerine ait izotopik bileşimleri doğrultusunda değerlendirilecektir.

#### 4.3.4.2 *n*-Alkan Bileşenlerinin Karbon İzotop Bileşimi

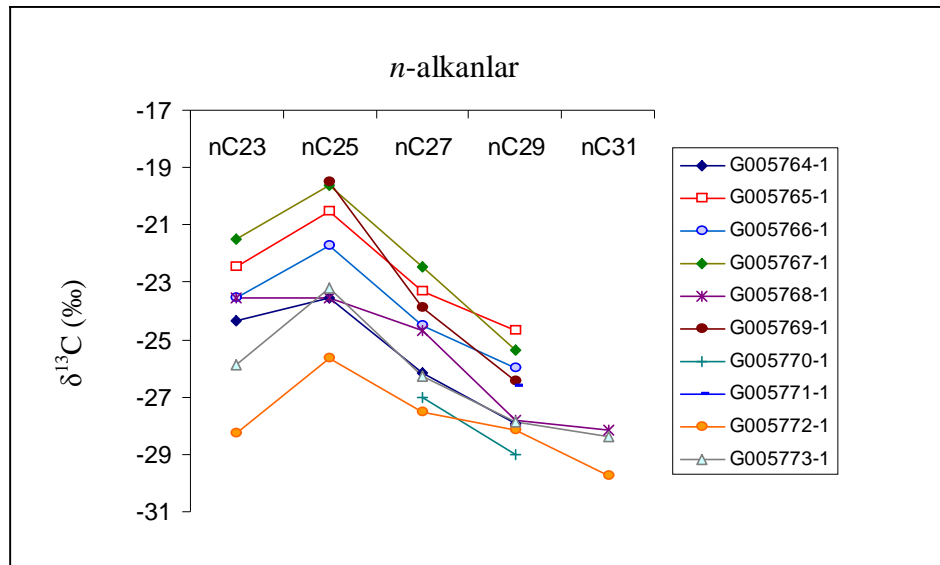
*n*-Alkan bileşeninin karbon izotopik kompozisyonu çökelme ortamına kaynak oluşturan görsel ve karasal bitkiler hakkında ve bunların yoluyla karbon döngüsü ile ve dolaylı olarak da iklimle ilgili bilgi sağlamaktadır. Bu amaçlarla, H3 ve H5 karotlar boyunca seçilen onar örneğin *n*-alkan bileşenlerine ait karbon izotopik kompozisyonları incelenmiştir.

H3 karotu boyunca, C<sub>19</sub>-C<sub>33</sub> aralığındaki her bir *n*-alkan bileşeninin karbon izotop değerleri ‰ -36 ile ‰ -25 arasında değişmektedir (Şekil 4.54). Tek sayılı homologlar için en ağır izotop değeri 67cm seviyesinde (C<sub>23</sub> için), en hafif değer ise 120cm seviyesinde (C<sub>33</sub> için) ölçülmüştür. Ayrıca farklı zincir uzunluklu bileşenlerin, karotun farklı kesimlerinde, en ağır ve en hafif izotop değerlerine yöneldikleri gözlenmiştir. Genel olarak kısa/orta zincirli bileşenlerin en ağır değerleri 0-67cm, uzun zincirli homologların en ağır değerleri ise 0-63cm aralığında ölçülmüştür. Buna göre karotun üst kesimlerinde hem sucul hem de karasal bitkilerin en azından bir kısmının C<sub>4</sub> türündeki bitkiler olduğu söylenebilir. Buna karşın karotun daha alt kesimlerinde daha ağır karbon izotop değerleri (kısa/orta zincirli bileşenler için 67-118cm; uzun zincirli bileşenler için 107-128cm aralığında) ölçülmüştür. Bu durum C<sub>3</sub> katkısının üst kesimlerden daha baskın olduğunu düşündürmektedir. Karotun tabanına doğru tüm homologlarda yeni bir ağırlaşma eğilimi gözlenmektedir.

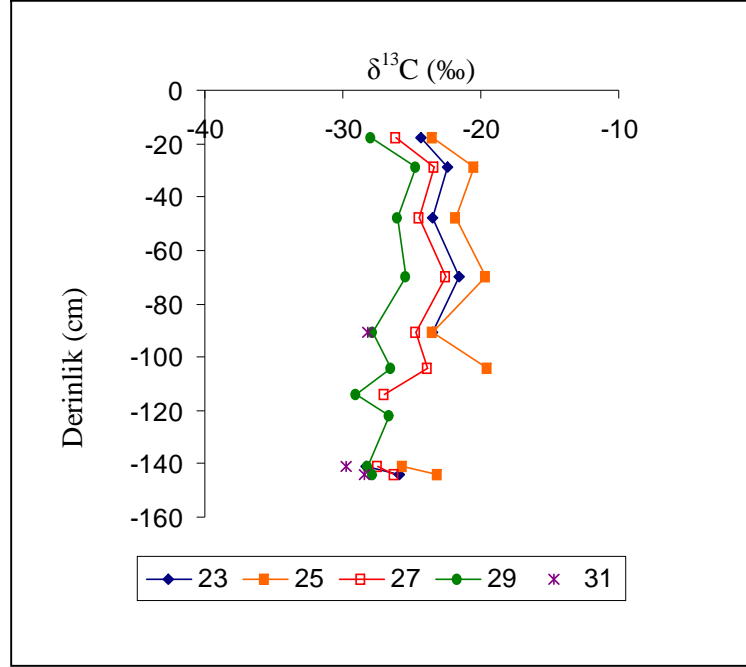


Şekil 4.54. H3 karotu boyunca *n*-alkan bileşenlerinin karbon izotopik bileşimleri.

H5 karotu boyunca da 23-31 zincirli *n*-alkanların izotopik bileşimi değerlendirilmiştir. Buna göre sözkonusu değerler ‰-30 ile ‰-20 aras nda değişmektedir (Şekil 4.55; Şekil 4.56). Bu karottaki en ağır izotop değeri 104cm seviyesinde ölçülmüştür (C<sub>25</sub> için), en hafif izotop değerine ise 141cm seviyesi sahiptir (C<sub>31</sub> için). C<sub>25</sub> ile C<sub>31</sub> aras ndaki tüm bileşenlerin δ<sup>13</sup>C değerleri, artan karbon sayısı ile ilişkili olarak hafifleşmektedir. C<sub>23</sub> bileşeni ise farklı davranmaktadır. Bu bileşen yüzen ve tutunan makrofit türleri için temel bileşen olarak tanımlanmaktadır (Ficken, 2000).



Şekil 4.55. H5 karotundaki farklı örneklerin *n*-alkan karbon izotopik bileşimleri.



Şekil 4.56. H5 karotu boyunca *n*-alkan bileşenlerinin karbon izotopik bileşimleri

Genel olarak H5 karotundaki *n*-alkanlar *n* karbon izotopik bileşimi H3 karotundan daha ağırdır ( $\%5$ 'e kadar). Ağır değerlerin C4 bitki katkısıyla ilişkili olabileceği düşünülebilir. Sonuç olarak H3 karotunun ilk 67cm'sine benzer şekilde, H5 karotu da karışık türde (C3+ C4) karasal organik madde içermektedir.

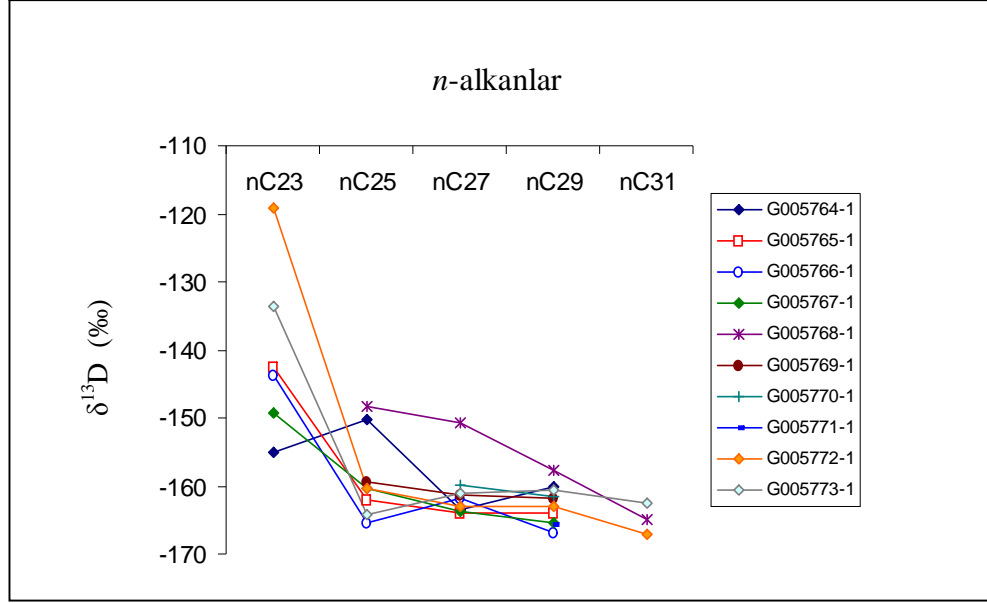
#### 4.3.4.3 *n*-Alkan Bileşenlerinin Hidrojen İzotop (Döteryum) Bileşimi

$\delta D$  değerlerindeki değişimler, buharlaşma/yağış oranında değişimlere neden olan iklimsel koşullarla ilişkilidir. *n*-Alkan bileşenlerinin  $\delta D$  değişimleri ise daha ayrıntılı yorumlar yapılmasını sağlamaktadır. Bu kapsamda 23-31 karbon sayısına sahip olan *n*-alkan bileşenlerine ait hidrojen izotopik bileşimleri incelenmiştir.

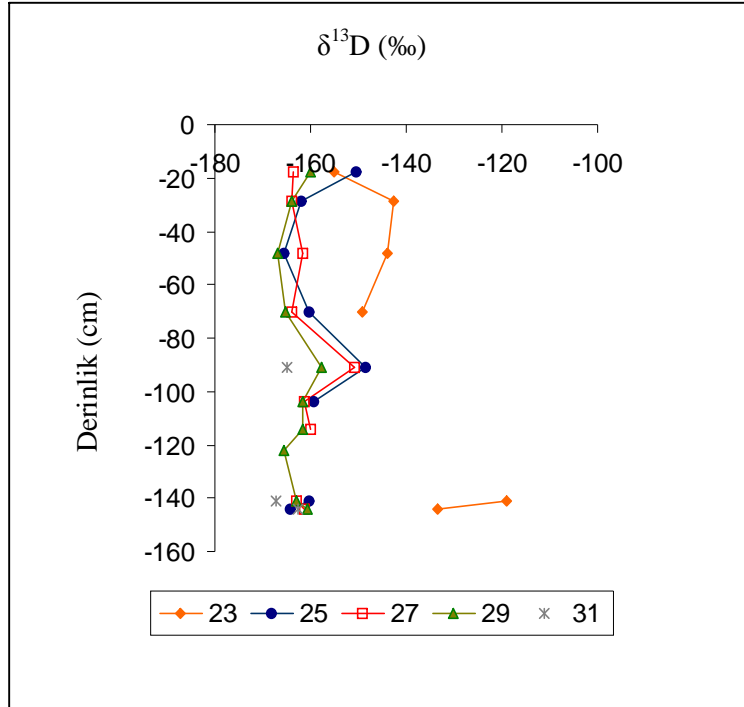
H5 karotundan seçilen 10 örneğin her bir *n*-alkan bileşeninin hidrojen izotopik ( $\delta D$ ) bileşimi, artan karbon sayısıyla ilişkili olarak hafifleşmektedir (Şekil 4.57). Örneklerin izotopik değerleri  $\% -119$  ile  $\% -167$  (Şekil 4.57; Şekil 4.58) arasında değişmektedir.

En hafif  $\delta D$  değeri 48cm ( $C_{29}$  için), en ağır değer ise 141cm ( $C_{23}$  için) seviyesinde ölçülmüştür. Karot boyunca uzun zincirli *n*-alkanların hidrojen izotopik bileşimi ufak değişimler göstermekte olup, bunların ortalama  $\delta D$  değeri  $\% -162$ 'dir. Buna karşın en ağır ortalama  $\delta D$  değerleri ( $\% -140$ ),  $C_{23}$  bileşeni için ölçülmüştür. Bu bileşenin  $\delta D$

değerleri belirgin değişimler göstermektedir. Bu değişimlerin en belirginini H5 karotunun üst seviyeleri ile (0-70cm) alt kesimi (141-144cm) arasında gerçekleşmektedir.



Şekil 4.57. H5 karotundaki farklı örneklerin *n*-alkan hidrojen izotopik bileşimleri.



Şekil 4.58. H5 karotu boyunca *n*-alkan bileşenlerinin hidrojen izotopik bileşimleri.

#### 4.4. GÖL ORTAMININ ÖZELLİKLERİ VE DEĞİŞİMLERİ

Gölmarmara Gölünün çökeltme koşullarındaki değişimler bir dizi organik/inorganik jeokimyasal parametre yardımıyla değerlendirilecektir. Paleo-limnolojik çalışmalarda kullanılan organik/inorganik jeokimyasal yaklaşımların geçerliliği ile ilgili detaylı bilgiler 2. bölümde verildiği için bunlara burada değinilmeyecektir.

Göl paleo-ekolojisini, fiziksel, kimyasal ve biyolojik faaliyetlerin bir bütünü şeklinde tanımlamak mümkün olduğundan, hem organik madde kaynağı ve üretimini, hem su kütlesinin kimyasal özelliklerini (tuzluluk ve redoks), hem de göl ve drenaj alanının fiziksel özelliklerini (su seviyesi, sıcaklık, enerji) gözeten bir yaklaşıma ihtiyaç duyulmuştur. Bu kapsamda aşağıda Gölmarmara Gölünün paleo-ekolojik özellikleri farklı başlıklar altında ve ilgili parametreler kullanılarak tartışılacaktır. Bu başlıklar sırasıyla kırıntılı malzeme kaynakları, göl su seviyesi ve enerji düzeyi, tuzluluk, redoks, organik madde üretimi ve organik madde kaynaklarıdır.

##### 4.4.1. Kırıntılı Malzeme Girdisi

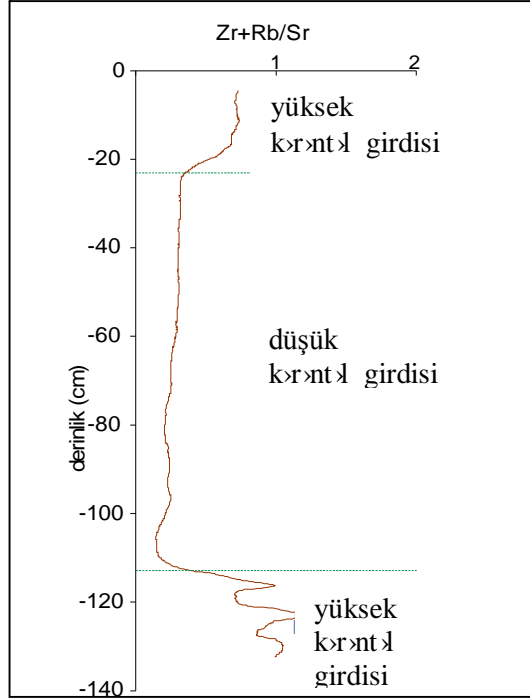
Bu kapsamda, ilk olarak çevreden göle taşınan kırıntılı malzemelerin olası kaynakları ve taşınan malzeme miktarının taşınma süreçlerinin kontrolünde gelişen değişimleri değerlendirilecektir. Bu kapsamda kullanılan parametreler Zr+Rb/Sr (kırıntılı/karbonat oran) ile Si, Al, Ti ve K elementlerinin değişimleri (kırıntılı girdisi) olarak sızalanabilir. H3 ve H5 karotları aşağıda bu parametreler bakımından ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Gölmarmara Gölü çevresinde kırıntılı malzeme üretebilecek kayaç toplulukları arasında sızra kireçtaşları da bulunmaktadır. Bu kapsamda kırıntılı kayaçlardan türeyen taşınmış malzemenin, karbonatlı kaynaklarla ilişkili olanlara ve/veya üretilenlere oransal değişimlerinin belirlenebilmesi amacıyla Zr+Rb/Sr oranından (Dypvik, 2001) yararlanılmıştır (Şekil 4.59). Buna göre H3 karotu boyunca, 0-24cm ve 118-140cm aralıklarında Zr+Rb/Sr oranı daha yüksektir. Bu durum bu seviyelerde kırıntılı malzemenin daha baskın olduğunu göstermektedir. Aradaki 24-118cm aralığında ise karbonat/kırıntılı malzeme oranı daha yüksektir. Bu oranın yükselmesinde bu kesimin yüksek kırıntılı içeriğinin önemli rolü bulunmaktadır.

Göle farklı kırıntılı malzeme kaynaklarından taşınan malzemenin miktarındaki zamana bağlı değişimlerin belirlenebilmesi için ise Si, Al, Ti ve K elementlerindeki değişimler

incelenebilir. Bunlardan Si kaba boyutlu zor ayrışan taneler (başlıca kuvars), Al ve Ti feldspat ve kil mineralleri, K ise yine K'ca zengin kayalar (başlıca feldspatlar) ile ilişkilidir. Bu elementlerin tümü H3 karotu boyunca belirgin değişimler göstermektedir (Şekil 4.60). H3 karotu boyunca gözlenen değişimlere göre yedi farklı temel aralık ayırtlanabilmektedir. Bu aralıkların bazılarında, tüm elementlerin trendleri benzer artış ve azalma eğilimleri göstermektedir. Ancak farklılıkların bulunuşu farklı kaynak alanlardan (litolojilerden) göle taşınan malzemenin miktarındaki değişimleri yansıtmaktadır. Bazı çalışmacılar bu tür değişimlerin saptanmasında, kırıntılı girdisiyle ilişkili olduğu düşünülen elementlerin bir başka referans elementle normalize edilmiş değerlerinin kullanılmasının daha doğru olacağını düşünmektedir. Bu amaçla en yaygın olarak Al kullanılmakta olup, Ti ve özellikle denizel çökeller için Ca' ile bazı eser elementler normalizasyon parametresi olarak kullanılmaktadır (Racki vd., 2001). Bu çalışmada verilerin normalizasyonunda ilgili seviyelerin Al değerleri kullanılmıştır. Normalizasyon element miktarlarındaki değişimlerin bir kısmının diğer süreçlerle (ayırışma, aşınma vb.) ilgili olabileceğini göstermiştir. Buna göre Si/Al, Ti/Al ve K/Al trendlerine göre sadece üç farklı karakteristik aralığın bulunduğu (0-50cm, 50-82cm ve 82-140cm) söylenebilir (Şekil 4.61). Bunlardan ilkinde Ti/Al, K/Al ve Si/Al oranlar azalmaktadır. Buna göre ilk 50cm'de Ti, Si ve K kaynaklarından sağlanan malzemenin derinlikle azaldığı söylenebilir. 50-82cm aralığında her üç parametre de ortalama değerlere yakındır ve çok fazla değişim görülmemektedir. Ancak 52-64cm aralığında K/Al ve Ti/Al oranlarının artış göstermesi bu genellemenin dışında tutulmalıdır. Bu durum Ti ve K kaynaklarının katkısındaki artışla ilişkili olabilir. 82-140cm aralığında ise derinlikle genel bir artış trendi izlenmektedir. Bu durum genel olarak derinliğe bağlı olarak kırıntılı malzeme miktarının arttığını göstermektedir. Ancak bu artış kesikli kesikli (yer yer azalan) üç temel fazdan (90-97cm, 102-116cm, 118-130cm) oluşmaktadır. Aradaki kesimlerde ise artış gösteren üç faz yer almaktadır. Buna göre en fazla kırıntılı girdisi karotun tabanındaki 60cm'lik kesimine olmuştur. Bu kesim aynı zamanda farklı kaynaklardan malzeme almış olmalıdır.

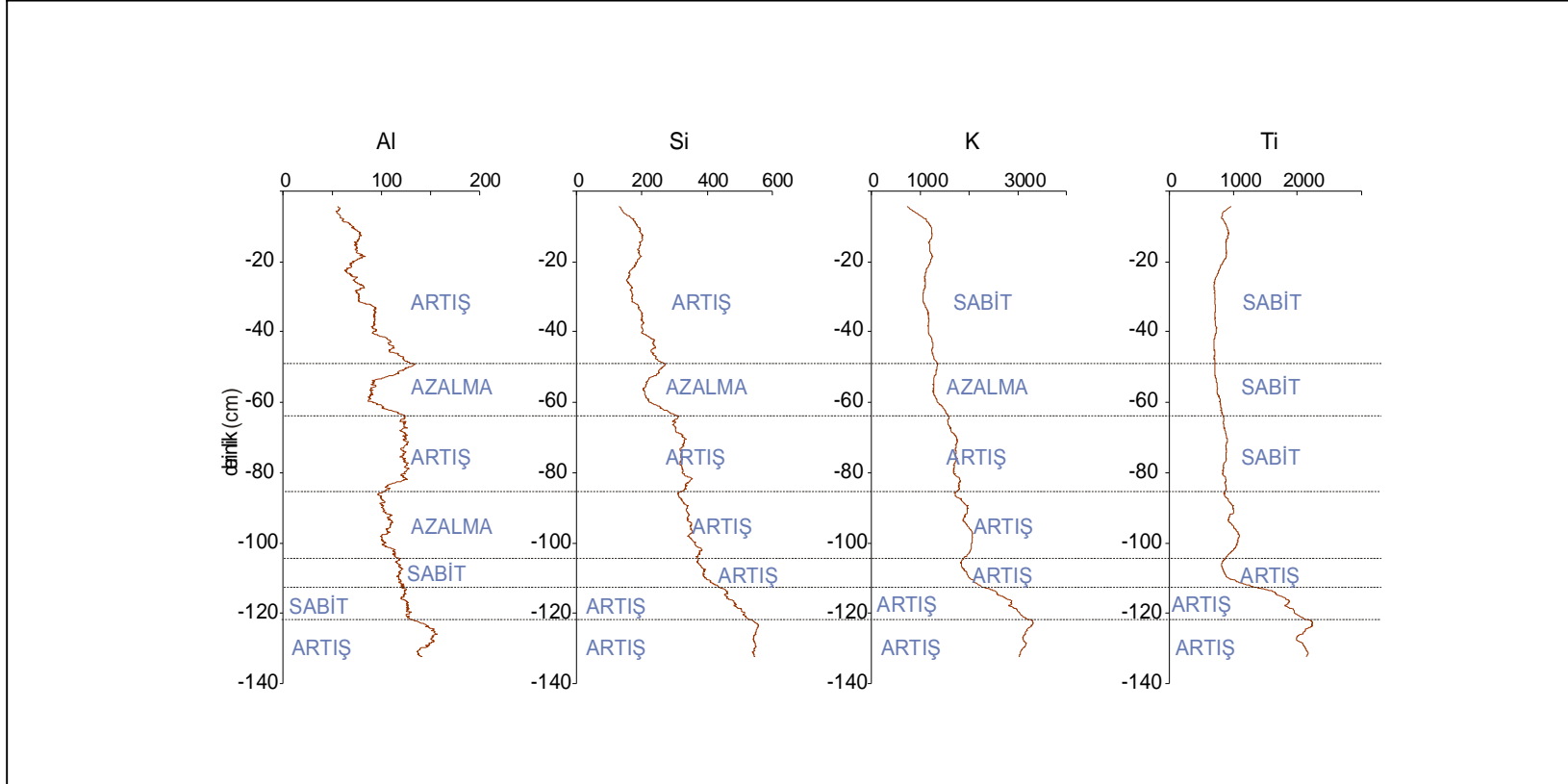
H3 karotuna benzer şekilde, H5 karotu boyunca da, ilk olarak kırıntılı kaynaklardan sağlanan malzemenin karbonat kaynaklarına oranını ( $Zr+Rb/Sr$ ) incelenmiştir (Şekil 4.62). Genelleme yapılacak olursa, kırıntılı malzeme miktarı karot boyunca derinlikle azalmaktadır.  $Zr+Rb/Sr$  oranına göre dört farklı karakteristik kesimi (0-26cm, 26-50cm,

50-116cm, 116-140cm) ayrı olmak mümkündür. Bunlardan ilki en yüksek sonuncusu ise en düşük kırıntılı içeriğine sahiptir. Aradaki kesim ise genelde sabit gidişli (26-50cm kesimi bağıl olarak daha yüksek olacak şekilde) bir ortalama trend göstermektedir.

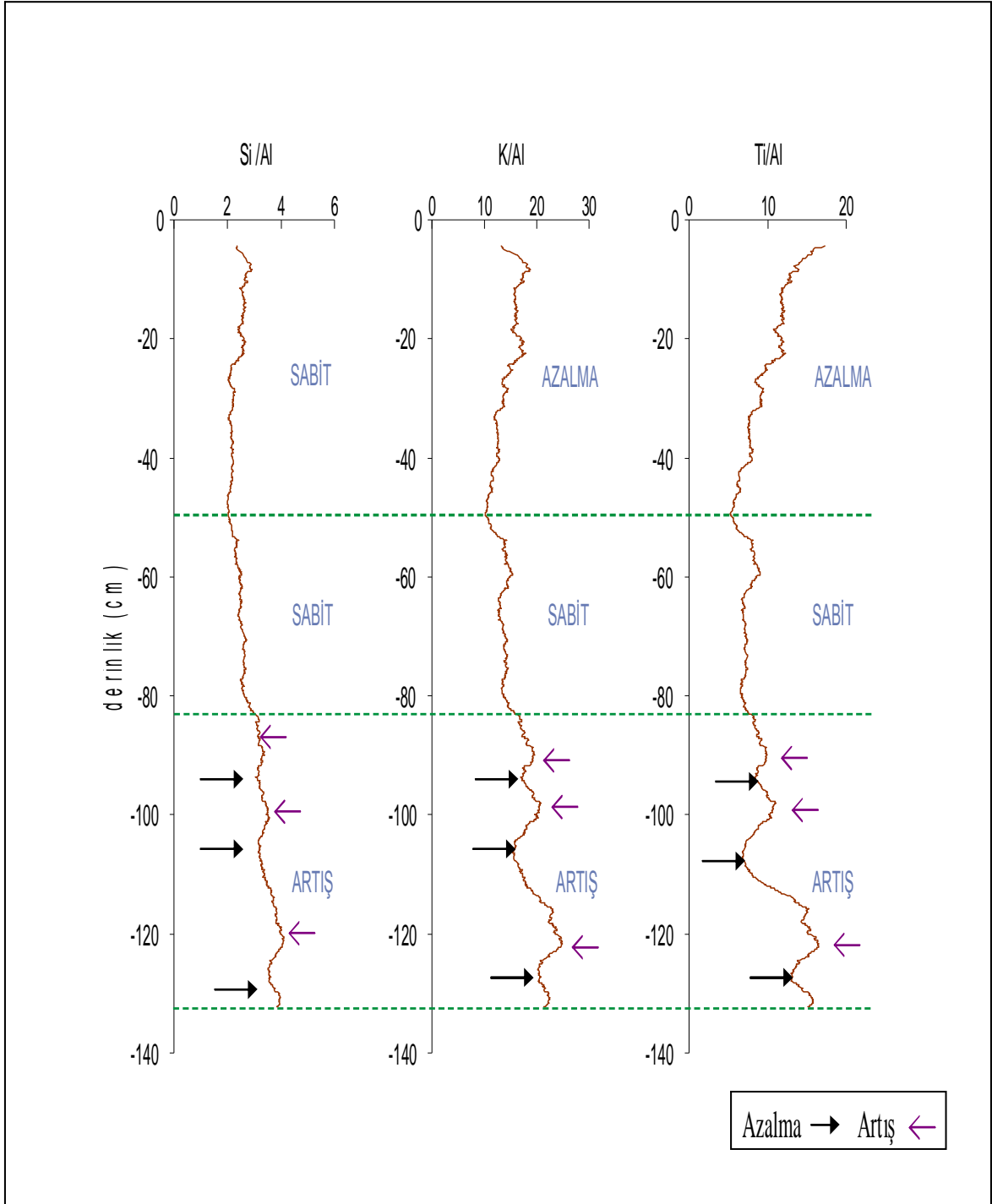


Şekil 4.59. Zr+Rb/Sr oranındaki H3 karotu boyunca değişimler.

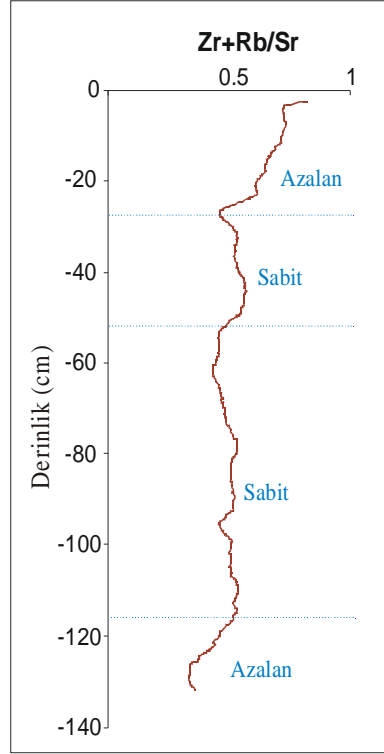
Yine H3 karotuna benzer şekilde H5 karotu boyunca da havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarındaki değişimlerin belirlenebilmesi amacıyla Si, Al, Ti ve K trendlerindeki değişimler incelenmiştir (Şekil 4.63). Al trendi çok fazla değişmemekle birlikte, Si, Ti ve K elementlerinin miktarlarında gözlenen değişimlere göre de üç farklı seviyenin tanımlanması mümkündür. Buna göre H5 karotunun üst kesimleri (0-60cm) bağıl olarak daha düşük kırıntılı malzeme içermektedir. Her üç elementin miktarı da 92-145cm aralığında belirgin olarak artmaktadır. Bu özellik ilgili seviyeye olan kırıntılı malzeme katkısının üst seviyelere göre daha yüksek olduğunu göstermektedir. Ancak bu kesimde de gelen malzeme miktarı sabit olmayıp kendi içinde değişimler sergilemektedir. Aradaki kesimde ise (60-92cm) tüm elementlerin artış eğiliminde olduğu gözlenmektedir. Al trendinin çok fazla değişmemesine rağmen, H3 karotuna benzer şekilde diğer üç element Al'a göre normalize edilmiştir. Normalize değerlere göre dört farklı karakteristik aralık (0-24cm, 24-45cm, 45-80cm, 80-140cm) saptanmıştır (Şekil 4.64). Bunlardan ilk ikisi düşük ve dördüncüsü yüksek kırıntılı girdiye işaret etmekle birlikte özellikle 45-80cm aralığındaki değerler değişkenlik



Şekil 4.60. Karot kök malzeme kaynakları için göstegesi olan Al, Si, K ve Ti miktarlarının H3 karotu boyunca değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir).



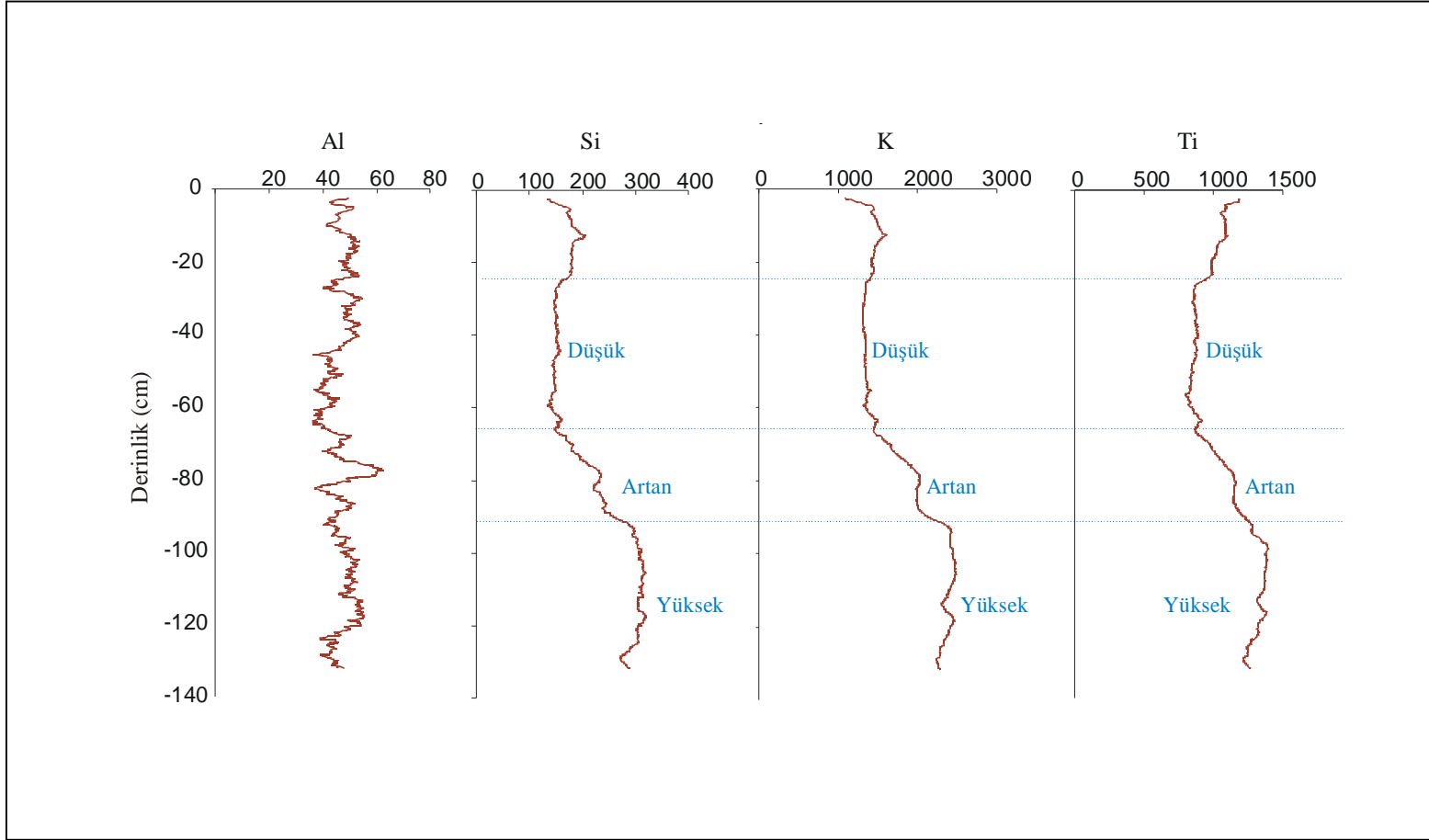
Şekil 4.61. Si/Al, K/Al ve Ti/Al oranlarının H3 karotu boyunca değişimleri.



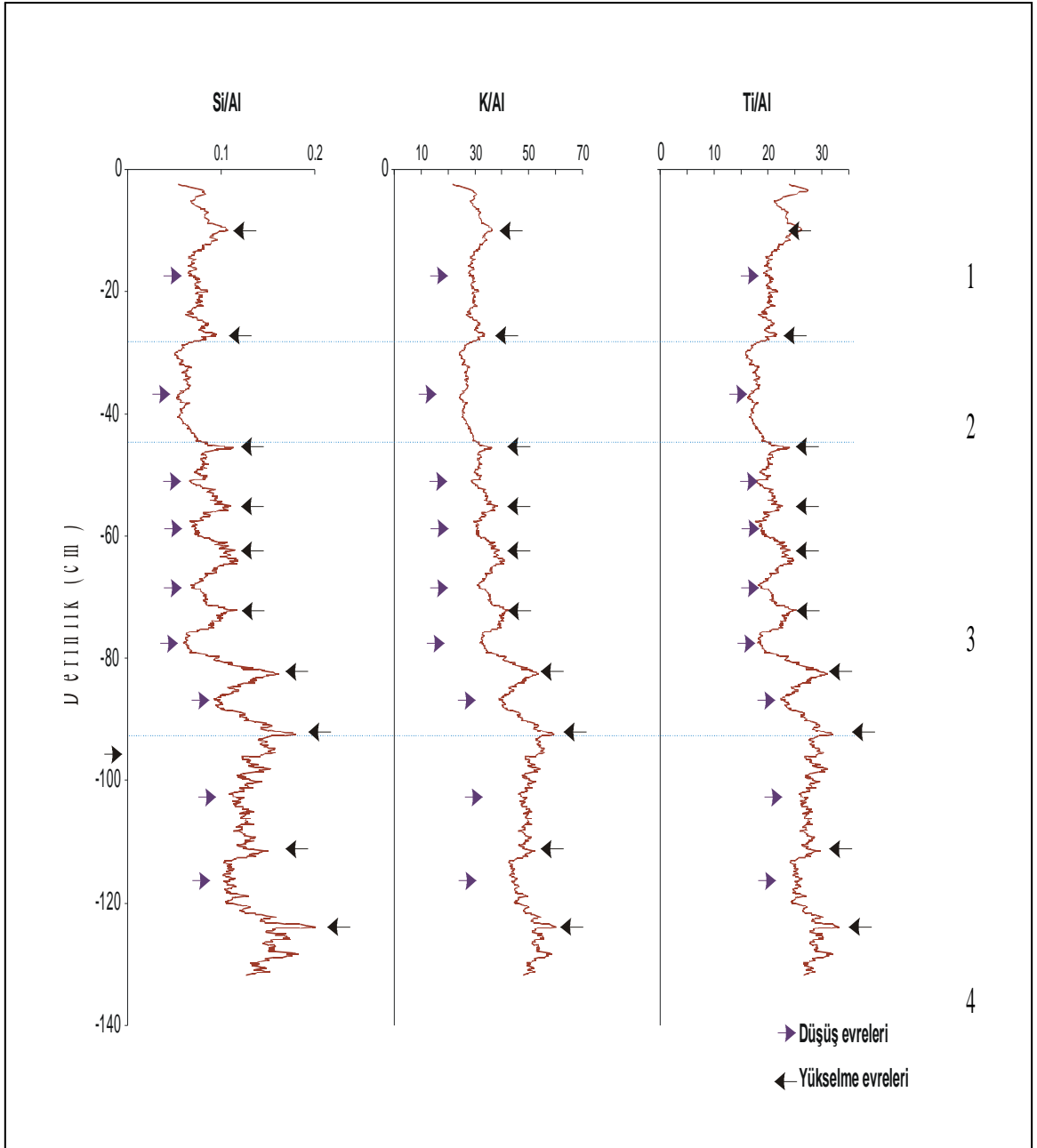
Şekil 4.62. Zr+Rb/Sr oranındaki H5 karotu boyunca değişimler.

göstermektedir. Bu durum kırıntılı girdisindeki tekrarlanan artış ve azalmalarla ilişkili dönemselliklerin işareti gibi görülmektedir. Buna göre H5 karotu boyunca, kırıntılı girdisinde artış gözlenen 10, azalma gözlenen 9 farklı evre belirlenmiştir.

H3 ve H5 karotlarını kırıntılı/karbonat oranı bakımından karşılaştırsak, her iki karot boyunca da üst kısımların (H3 için 24-118cm aralığı, H5 için: 0-26cm aralığı) ve H3 karotunun 118-140cm aralığının kırıntılı malzemece daha zengin olduğu söylenebilir. Buna karşın H3 karotunun 24-118cm lik kesimi ile H5 karotunun 26-140cm aralığına kırıntılı katkı katkısında azalma görülmektedir. Kırıntılı/karbonat oranının en yüksek değerlerine H3 karotunun tabanında (118-140cm aralığı) rastlanmıştır. Bu aralıkta Si, Ti ve K elementlerindeki zenginleşmeler de kırıntılı girdisinin oldukça yüksek olduğunu desteklemektedir. Yine H3 karotu kadar belirgin olmasa da H5 karotu boyunca da alt seviyeler (80-140cm) ilgili elementlerce daha zengindir. Ayrıca Si/Al oranlarındaki farklılık nedeniyle, H3 karotunun alındığı lokasyona olan kaba taneli malzeme katkısı H5 karotuna göre daha yüksek olduğu düşünülebilir. Buna karşın H5 karotunun temsil ettiği kesime K ve Ti kaynağı olan kayalardan H3 lokasyonuna olandan daha yüksek miktarlarda katkı sağlanmış gibi görülmektedir.



Şekil 4.63. Karbonel malzeme kaynaklarının göstegesi olan Al, Si, K ve Ti miktarlarının H5 karotu boyunca değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir).

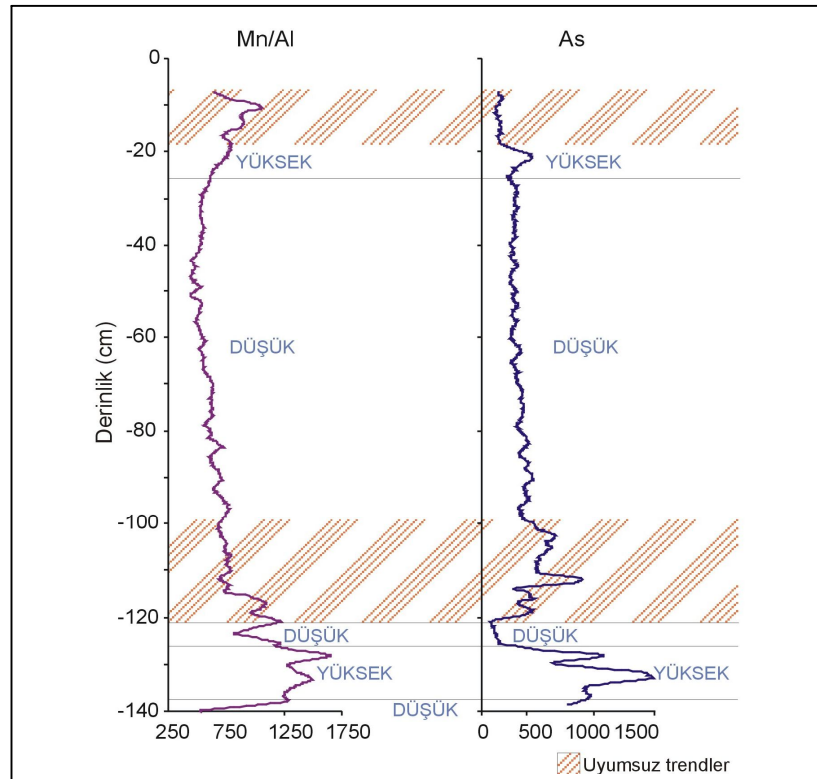


Şekil 4.64. Si/Al, K/Al ve Ti/Al oranlarının H5 karotu boyunca değişimleri.

#### 4.4.2. Göl Su Seviyesi ve Enerji Düzeyi

Göl çökellerine ait Mn ve As miktarları ile Mn/Al oranı su seviyesindeki değişimlerin belirlenmesi amacıyla kullanılabileceği önerilen iki parametredir (Syers vd., 1973, Koyama, 1985, 2004, Toyoda, 1993). Mn, As ve Mn/Al değerlerinin su seviyesinin düşük olması durumunda daha düşük, yüksek olması durumunda ise yüksek değerler aldığı ölçümlere dayalı olarak (Japonya'daki Biwa gölünde) gözlenmiş ve bazı bağıntılar saptanmıştır (Toyoda, 2004). Bu ilişkinin nedeni hala araştırılmaktadır. Bazı araştırmacılar, Mn ve As içeriklerinin, sedimentasyon hızı ile ters orantılı olarak artışına bağlı olarak gölün farklı kesimlerinde zenginleştiğini düşünmektedir (Toyoda, 1993, 2004). Toyoda (2004), yüzey çökellerinin Mn içeriği ile su derinliği arasında, tanelerin göl tabanına çökmesi sırasında bakteriyel işlevler nedeniyle pozitif bir ilişki olduğunu belirtmektedir. As ve Fe arasında ise yine göl çökellerinde önemli bir korelasyon olduğu bilinmektedir (Bezile ve Tessier, 1990). Toyoda; 1993, Fe-Mn-oksitlerdeki As faabın çökellerde zenginleşme sürecinde su derinliğinin önemli olduğunu düşünmektedir.

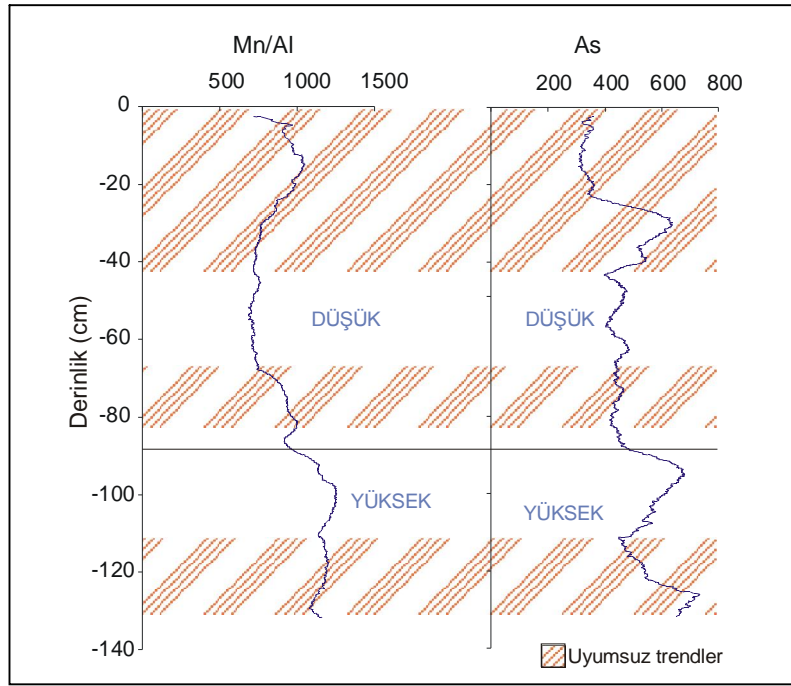
Bu çalışmada da söz konusu ilişki araştırılmış (Şekil 4.65), bu amaçla Mn/Al oranı ile



Şekil 4.65. Mn/Al ve As değerlerinin H3 karotu boyunca değişimleri.

As miktarının derinlik eksenini boyunca değişimleri bir arada değerlendirilmiştir. Her iki parametrenin trendleri karot boyunca benzer eğilimler göstermektedir. Değişimlerin aykırı olduğu iki aralık için (0-26cm ve 100-121cm) yorum yapmak doğru olmayacağı için bu kesimler değerlendirmenin dışında tutulacaktır. Yüksek Mn/Al ve As trendlerine göre 20-26cm ve 125-138cm aralıkları su seviyesinin daha yüksek olduğu koşullarda çökelmiş gibi görülmektedir. Buna karşın 26-100cm, 121-125cm ve 138-140cm aralıklarının çökelişi daha sık koşullarla ilişkili olmalıdır.

Mn/Al oranındaki ve As miktarındaki eş zamanlı değişimler H5 karotu boyunca su seviyesindeki olası değişimlerin değerlendirilmesi amacıyla da kullanılmıştır (Şekil 4.66).



Şekil 4.66. Mn/Al ve As değerlerinin H5 karotu boyunca değişimleri.

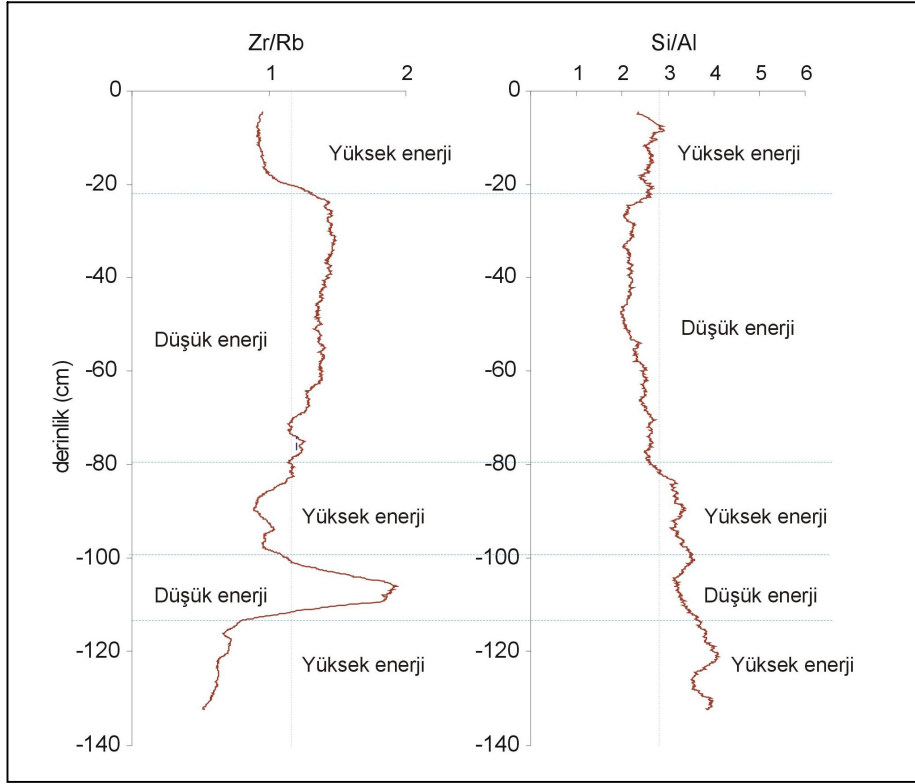
İlgili iki parametrede gözlenen dalgalanmalar H3 karotunda gözlenenler kadar belirgin değildir. Buna göre H5 karotunun alındığı kesimde genel olarak su seviyesinin zaman içinde çok fazla değişim göstermediği anlaşılmaktadır. Ayrıca H5 karotunun 0-40cm ve 120-140cm aralıkları için Mn/Al ve As trendlerindeki değişimler ters yöndedir ve değerlendirme dışında tutulmuştur. Değerlendirmelerin yapılabilir olduğu 40-120cm aralığında ise üst seviyeler daha düşük Mn/Al ve As konsantrasyonuna sahiptir. Buna göre, 40-90cm kesimi, 90-120cm aralığına göre daha düşük su seviyesinde çökelmiştir. Ancak H5 karotunun tümü ele alındığında H3 karotunun ilk 100cm'lik kesimine benzer

şekilde düşük değerlere sahiptir. Bu durum ilgili çökeltme merkezinin su seviyesinin, H5 karotunun temsil ettiği kesimin ilk 100cm'lik kesimine benzer şekilde düşük oluşuna bağlı olabilir.

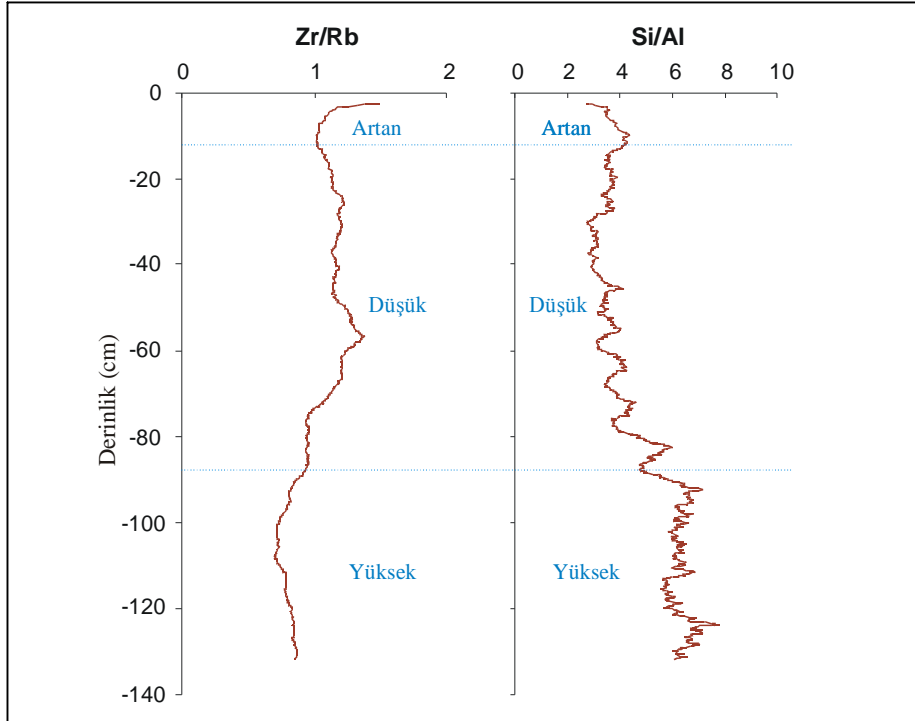
Bilindiği gibi kaba taneli malzemeler yüksek, ince taneli kırıntılar ise daha düşük enerji koşullarında çökelmektedir. Gölarmara Gölü çökellerinin oluştuğu dönemde gölün enerji düzeyinin belirlenebilmesi amacıyla, Zr/Rb ve Si/Al oranlarından yararlanılmıştır. Si ve Rb elementleri kaba taneli (kuvars) ve dayanımlı, aksine Al ve Zr elementleri ince (kil) malzemedan türediği için, bu elementlerin oranı kaba ve ince taneli malzeme oranındaki değişimleri de yansıtmaktadır. Kaba tanelerin göle taşınması daha yüksek enerji koşulları gerektirdiği için, Si/Al oranının yüksek değerler alması ve aksine Zr/Rb oranının düşük değerleri yüksek enerjili ortamların özelliğidir (Bunun tersi ise düşük enerjili koşullarda gözlenmektedir). H3 karotu boyunca bir değerlendirme yapıldığında Zr/Rb oranının arttığı ve aksine Si/Al oranının belirgin olarak düştüğü iki önemli seviye gözlenmektedir. Bunlardan ilki 20-80cm aralığıdır ve olasılı olarak gölün en durgun olduğu dönemin ürünüdür (Şekil 4.67). İkincisi ise 101-115cm aralığıdır. Bu aralıktaki Zr/Rb oranında belirgin bir artış göze çarpmaktadır. Si/Al oranı ise bir miktar azalmaktadır. Bu durum ilgili seviyenin enerji düzeyinin, altında ve üstünde bulunan seviyelere göre daha düşük olduğunu düşündürmektedir.

H3 karotuna benzer şekilde H5 karotu boyunca da Zr/Rb ve Si/Al oranlarının değişimleri incelenmiştir (Şekil 4.68). Değişimlere göre 0-84cm aralığı bağıl olarak daha düşük enerjili koşulların ürünüdür. Karotun alt kesiminin çökeldiği dönemki enerji düzeyi ise daha yüksek olmalıdır.

Su seviyesi ve enerji düzeyindeki artışlar H3 hem de H5 karotlarında eş zamanlı olarak izlenmektedir. H3 karotunun 0-26cm ve 115-140cm aralıkları hem göl suyu seviyesinin hem de enerji düzeyinin yüksek olduğu dönemlerin ürünüdür. Hatta özellikle 125-140cm aralığının çökeliminde su seviyesinin oldukça yüksek olduğu söylenebilir. H5 karotu boyunca ise üst kesimlerin (0-90cm) daha düşük su seviyesi ve enerji koşullarında, alt kesimlerin ise (90-140cm) bağıl olarak daha yüksek enerji koşullarında çökeldiği gözlenmektedir. Buna göre H5 karotunun derinlikle değişimleri ile H3 karotunun ilk 100cm'lik kısmındaki değişimler benzerdir.



Şekil 4.67. Zr/Rb ve Si/Al oranlarının H3 karotu boyunca değişimleri (düşey çizgiler bu parametrelerin karot boyunca ortalama değerlerini ifade etmektedir).



Şekil 4.68. Zr/Rb ve Si/Al oranlarının H5 karotu boyunca değişimleri.

#### 4.4.3. Tuzluluk

Çökeltme ortamının tuzluluğunun değerlendirilmesinde TOC/TS oranından yararlanılabilmektedir. Pek çok çalışmacı bu oranın toplam organik madde miktarının, inorganik (pirit kükürtü) kükürt ile olan ilişkisi doğrultusunda daha sağlıklı yapılabileceğini belirtmekle olup, toplam kükürt miktarı da kullanılabilmektedir (Berner, ve Raiswell, 1984). Buna göre TOC/TS oranlarından yararlanarak çökeltme ortamlarının tatlı su, denizel ve gölsel olmak üzere üç gruba ayrılabilir (Berner ve Raiswell, 1984). Buna göre TOC/TS oranı ;

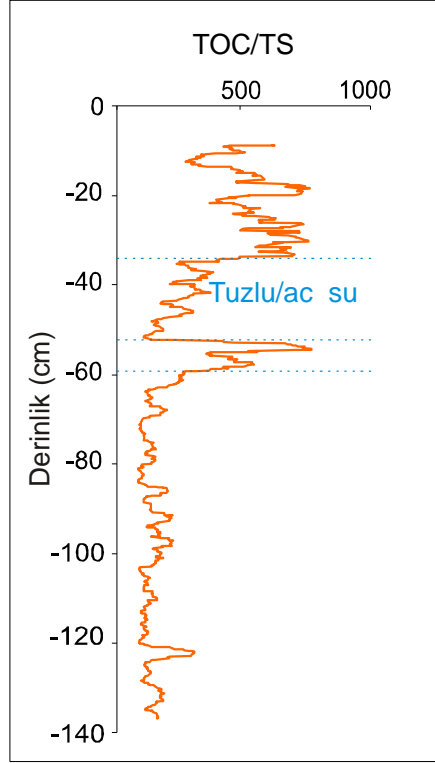
- 0,5-5 aralığında ise normal tuzlu (denizel) ortam
- 5-10 aralığında ise acı su ortamı
- >10 ise tatlı su ortamı söz konusudur.

Bu çalışmada kullanılan analitik yöntemler sadece bağıl değişimlerin değerlendirilmesine imkan sağladığından, bu eşik değerler değerlendirilmede kullanılmayacaktır. Aşağıdaki diyagramda ilk olarak H3 karotu boyunca örneklerin TOC/TS oranlarının değişimleri görülmektedir (Şekil 4.69). Buna göre Gölarmara Gölü çökellerinin oluşumunda zaman zaman tatlı zaman zaman bağıl olarak daha tuzlu/acı su koşulları etkili olmuştur. Ya da belli dönemlerde ortama ortalamanın üstünde tatlı su girişleri gerçekleşmiştir. 0-34cm ve 53-59cm aralıkları bu dönemlerin ürünü olmalıdır. Bunun dışındaki kesimlerde ise tuzluluk daha yüksek gibi görülmektedir. Hatta acı/tatlı su koşullarının etkili olduğu dönemler bile gelişmiş olabilir.

Su kimyası hakkında fikir sahibi olabilmek amacıyla H5 karotu boyunca da TOC/TS oranındaki değişimler değerlendirilmiştir. H3 karotuna benzer olarak bu karotta da üst kesimler alt kesimlere göre, tatlı su girdisinin daha belirgin olduğu çökelmiştir (Şekil 4.70). H5 karotu boyunca 0-70cm (özellikle 27-70cm) aralığının çökeltiminde su kütlesinde tatlı su koşulları hakim olmalıdır. Bunu izleyen 11cm'lik bir (70-91cm aralığı) geçişin ardından derinlikle birlikte tuzluluk daha belirgin olarak artmaktadır.

Tuzluluk hem H3 hem de H5 karotu boyunca değişimler göstermektedir. Her iki karotun da üst kesimleri bağıl olarak daha tatlı su koşullarında çökelmiş olmalıdır. Tatlı

su koşullarının daha belirgin olduğu aralıklar H3 karotu boyunca 0-59cm (34-59cm hariç), H5 karotu boyunca ise 0-75cm aralıklarıdır.

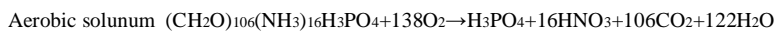


#### 4.4.4. Redoks Koşulları ve Organik Maddenin Korunumu

Aşağıda redoks kavramının tanımı yapılarak, redoks koşullarıyla ilişkili iz elementlerle ilgili kısa bilgi verilecek ve ardından Gölarmara Gölünün paleo-redoks koşulları (duyarlı olduğu bilinen Cr, V, Zn, Ni elementlerinin miktarlarındaki ve Ni/Co, V/V+Ni Th/U oranlarındaki derinliğe bağlı değişimler doğrultusunda) değerlendirilecektir.

Redoks koşullarını belirlemeye yönelik çalışmalar, basit olarak çökme boyunca diyajenetik etki ile oksitleyici ajanların dağılımını kontrol eden biyojeokimyasal süreçleri izlemek amaçlanmaktadır. Paleo-redoks koşullarının ayırdı, koşulların oksitleyici mi, yoksa indirgeyici mi olduğu anlamına gelmektedir. Bu çalışmada redoks koşulları; oksijenli (oksik), yarı oksijenli (suboksik) ve oksijensiz (anoksik) olarak (Tyson ve Pearson, 1991) olarak sınıflandırılacaktır. Oksijensiz koşullar aynı zamanda sülfidik veya sülfidik olmayan koşullar olarak ikiye ayrılmaktadır. Eğer sülfidler su kütlesi içinde de bulunuyorsa, bu koşullar sülfat indirgeyici (öksinik) olarak adlandırılmaktadır. Bu tür koşullara genel olarak kapalı havzalarda rastlanmaktadır. H<sub>2</sub>S sülfat indirgeyici bakterilerin katabolik bir ürünüdür. Bazı durumlarda sülfat indirgeyici koşullar fotik zona kadar ulaşırlar ve burada sülfat oksitleyici bakteriler gelişebilir (Chlorobiaceae; Repeta, 1993). Yarı oksijenli koşullar su kütlesinde oldukça düşük (fakat genellikle 0' n üzerinde) miktarlarda oksijen bulunan ve çökme-su ara yüzünün altındaki boşluk suyunda az miktarlarda H<sub>2</sub>S içeren ortamlardır. Oksijenli koşullarda aerobik organizmalar sudaki ve boşluk suyundaki çözünmüş oksijeni metabolizmalar için kullanabilmektedir. Serbest oksijen tükendiğinde ise, organik maddenin bileşenlerine ayrılması (decomposition) ikincil oksidant kaynağı (nitrat, mangan oksit ve demir oksit ve oksihidroksitler ve sülfat) kullanan organizmalar tarafından sürdürülür (Froelich vd., 1979). Tüm serbest oksidantlar tüketildiğinde, metanojenik bakteriler organik maddeyi oksitleyici-indirgeyici (oksidatif-redüktif) karbon parçalarına ayırırlar. Çeşitli elektron tutucuların kullanmak yoluyla heterotrofik bakteriyel aktivitenin izlediği klasik yolların eşitlikleri (Redfield stoichiometry); aşağıda yer almaktadır (Shimmield ve Pedersen, 1990; Chester, 2000):

##### Serbest O<sub>2</sub> bulunan koşullar



**Serbest O<sub>2</sub>'nin bulunmadığı koşullar**

Denitrifikasyon:  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 94.4\text{HNO}_3 \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 + 55.2\text{N}_2 + 106\text{CO}_2 + 177.2\text{H}_2\text{O}$

Manganez indirgenmesi:  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 236\text{MnO}_2 + 472\text{H}^+ \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 + 236\text{Mn}^{2+} + 16\text{NH}_3 + 106\text{CO}_2 + 366\text{H}_2\text{O}$

Demir indirgenmesi:  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 212\text{Fe}_2\text{O}_3 + 848\text{H}^+ \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 + 424\text{Fe}^{2+} + 16\text{NH}_3 + 106\text{CO}_2 + 530\text{H}_2\text{O}$

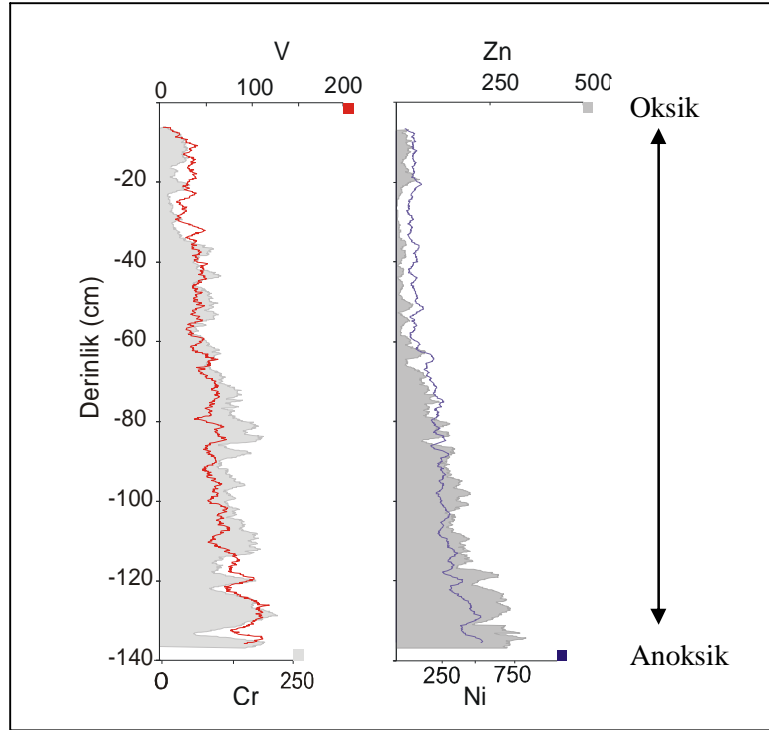
Sülfat indirgenmesi:  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 53\text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 + 53\text{S}^{2-} + 16\text{NH}_3 + 106\text{CO}_2 + 106\text{H}_2\text{O}$

**Serbest ve bağlı oksijenin bulunmadığı koşullar**

karbonun parçalara ayrılması :  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 \rightarrow \text{H}_3\text{PO}_4 + 16\text{NH}_3 + 53\text{CO}_2 + 53\text{CH}_4$

Redoksa duyarlı elementler oksitleyici koşullarda kolayca çözünebilmektedir. Bu nedenle ancak oksijeni tüketilmiş çökelme ortamlarında redoks koşullarına duyarlı iz elementlerin zenginleşmesi gerçekleşmektedir. Bu özellikler, U, V ve Mo'nin ve daha çok olarak Cr'un redoks parametresi olarak kullanılmasını sağlamaktadır (Tribovillard vd., 2006). U, V ve Mo'nin yar oksijenli (suboksik) ortamlarda zenginleşmesi, bu tür ortamların, oksijensiz (anoksik) ve öksinik ortamların ayırımında kullanımlarını sağlayabilmektedir. Bu elementler özellikle oksijensiz ve sülfat indirgeyici koşullarda çok daha fazla zenginleşebilmektedirler. Bu nedenle de yarı oksijenli ortamlara göre TOC ile daha zayıf bir kovaryans göstermektedir. Cr, Fe-Mn-oksihidoksitlere adsorbe olarak ya da hümik/fülvik asitlerle kompleksler yaparak anoksik koşullarda zenginleşmektedir (Tribovillard vd., 2006). Benzer şekilde vanadyum,  $\text{V}^{4+}$ 'ün porfirinlerle birleşmesi ile indirgen koşullarda çökellerde zenginleşerek organik maddeye bağlanmaktadır (Shaw vd., 1990). Zn ise genelde kat solüsyon fazında (piritle birlikte) esas olarak ZnS olarak veya az miktarlarda da olsa kendi sülfidlerini (sfalerit) oluşturarak zenginleşebilir (Huerte-Diaz ve Morse, 1992). Yine Ni de, Zn'ye benzer şekilde indirgen koşullarda NiS'ler şeklinde yada organik maddeye bağlanarak zenginleşmektedir. Yukarıda özetlenen süreçlere bağlı olarak Cr, Zn, Ni ve V'un redoks parametresi olarak kullanılması mümkündür. Bunlara karşın kobaltın çökellerdeki bulunuşu klastik malzemeye ilişkili olup, redoksa bağlı olarak bunun dışında çökellerde zenginleşmesi kısıtlıdır (anoksik koşullarda çok düşük miktarlarda CoS oluşur) ve bu durum Co'nin redoks parametresi olarak kullanımını sınırlar. Yine termodinamik özellikleri doğrultusunda, anoksik koşullarda çökellerde biriken Ni'nin miktarının V'a oranla daha az olduğu bilinmektedir (Lewan ve Maynard, 1982, Lewan, 1984, Tribovillard vd., 2004b). Bu nedenle de V/V+Ni oranına bağlı olarak redoks koşullarını derecelendirmek mümkündür.

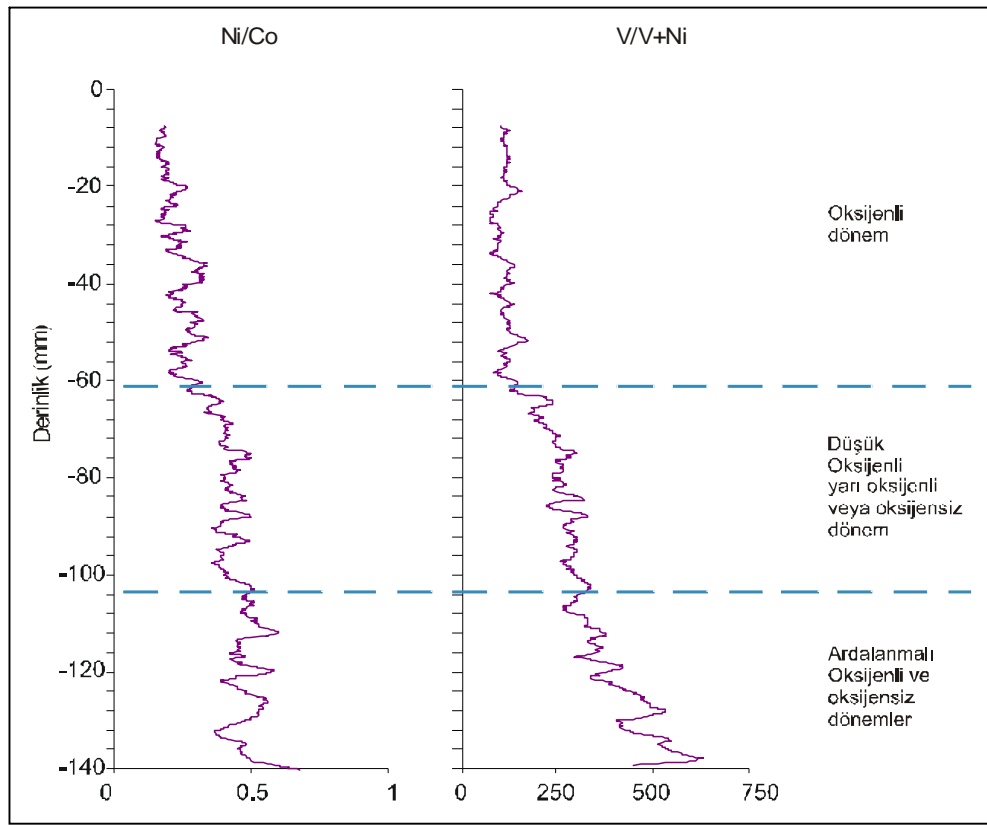
H3 karotu boyunca Cr, V, Zn, Ni elementlerinin tümünün konsantrasyonlarında derinlikle artış izlenmektedir (Şekil 4.71). Bu durum H3 karotunun alt kesimlerinin daha indirgen koşulların ürünü olduğunu göstermektedir. Bir genelleme yapılacak olursa tüm elementlerin 0-58cm aralığında düşük, 58cm seviyesinin altında ise yüksek değerler aldığı görülmektedir. Bu durum karotun üst kesimlerinin alttaki 58-140cm aralığına göre daha oksijenli koşullarda çökelediğini göstermektedir. Cr, U, V, nitrat indirgenliği durumlarda da birikebilmekle birlikte Ni, Co, Cu, Zn, Cd ve Mo sadece sülfatın indirgenliği koşullarda çökellerde zenginleşebilmektedir (Algeo ve Maynard, 2004; Tribovillard vd., 2004b, 2005). Bu farklı davranışlara sahip iki grup elementin bir arada değerlendirilmesi ile redoks koşullarındaki derecelenmeler incelenebilmektedir. Sadece sülfatın indirgenliği koşulların belirteci olan elementlerin (Ni, Zn) 118cm seviyesinin altındaki derinliklerde bolluğu, bu kesimin ağırlıklı olarak sülfat indirgen karakterdeki anoksik koşullarda çökelediğini düşündürmektedir.



Şekil 4.71. H3 karotu boyunca redoksa duyarlı elementlerin (Cr, V, Ni, Zr) karot boyunca değişimleri (20. dereceden hareketli ortalamalara göre çizilmiş trendler). (Tüm birimler cps cinsindedir).

H3 karotu boyunca paleo-redoks koşullarının belirlenmesi amacıyla ayrıca Ni/Co ve V/V+Ni oranlarındaki değişimler incelenmiştir. (Şekil 4.72). Buna göre istifin en üst kesimi bağıl olarak daha çok serbest oksijenin bulunduğu yükseltgeyici bir ortamın

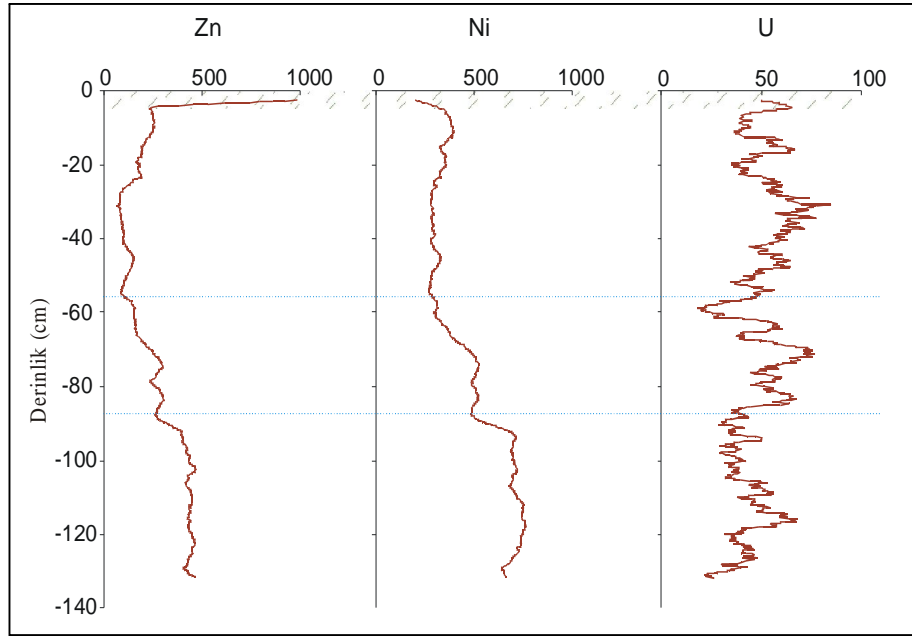
ürünüdür. Bu kesimde redoks koşullarının çok da duraylı olmadığı, trenddeki dalgalanmalardan anlaşılabilir. 0-61cm aralığı genel olarak oksijenli koşullarda çökelmiştir. 61-104cm aralığı üst kesimden farklı olarak serbest oksijen miktarının azaldığı koşulların (indirgeyici) ürünüdür ve bu kesimdeki trendler yakın değerler arasında değişmektedir. 103-140cm aralığında ise değişimler daha geniş bir aralıkta gerçekleşmektedir. Bu durum su kütlesinin oksijen seviyesinin (oksijenli ve oksijensiz/yarı oksijenli koşulların tekrarlanmalarının) dönemsel karakterde olduğunu düşündürmektedir. Bir genelleme yapmak gerekirse karot boyunca derinlikle oksijensiz koşullar daha belirgin hale gelmektedir.



Şekil 4.72. H3 karotu boyunca redoks parametrelerinin (Ni/Co, V/V+Ni oranlarının) karot boyunca değişimleri.

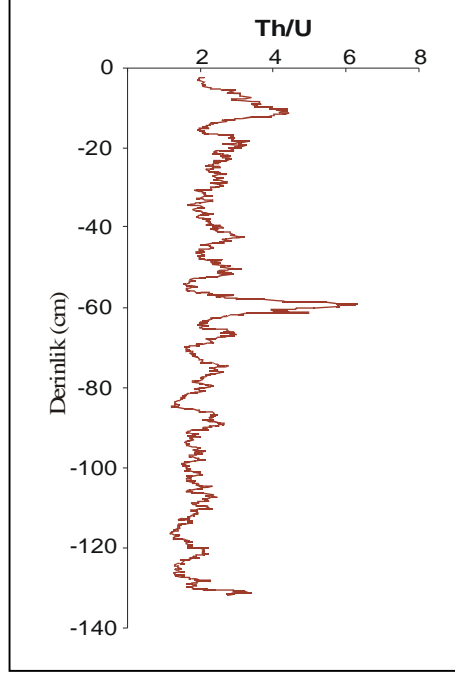
H3 karotuna benzer şekilde redoks koşullarının belirlenmesi amacıyla, redoks koşullarına duyarlı elementlerin değişimleri H5 karotu boyunca da incelenmiştir (Şekil 4.73). Bu amaçla hem sülfat hem de nitrat indirgen koşullarda çökelebilen U ile sadece sülfat indirgen koşullarda çökelebilen Zn ve Ni elementlerinin karot boyunca değişimleri değerlendirilecektir. Karot boyunca (Zn elementinin ilk 2cm içindeki çok yüksek değerleri dışında) bir değerlendirme yapıldığında özellikle Zn ve Ni elementlerinin değişimleri paralellik göstermektedir. Zn'nun yüksek değerleri ise büyük

ihhtimalle kirlilikle ilişkilidir. H3 karotuna benzer şekilde, bu iki elementin miktarı derinlikle artış göstermektedir. Hatta genel trendleri gözetildiğinde, üç farklı aralığın tanımlanması mümkündür. Bunlar 0-56, 64-86 ve 86-140cm aralıklarıdır ve ortam koşullarının alt seviyelere gittikçe daha anoksik şartlara (daha fazla sülfat indirgenmesine) yöneldiğine işaret etmektedir. Hem sülfat hem de nitrat indirgenmesinin belirteci olan U ise daha sık aralıklarla tekrarlanan değişimler (artış ve azalmalar) göstermektedir.



Şekil 4.73. H5 karotu boyunca redoksa duyarlı elementlerin değişimleri (Tüm birimler cps cinsindedir).

H5 karotu boyunca Co ve V miktarları saptanmadığından (XRF analizi ile) Ni/Co, V/V+Ni oranları redoks koşullarının değerlendirilmesinde kullanılmamıştır. Buna karşın redoksa yönelik bir diğer parametre olan Th/U oranı redoks koşullarının değerlendirilmesinde kullanılmıştır (Şekil 4.74). Ni ve Zn trendlerinin aksine Th/U oranı karot boyunca küçük değişimler göstermektedir. Bu değişimlerin uyumsuz oluşunun üç farklı nedeni olabilir. Bunlardan en kuvvetlisi Th ve U miktarlarının yeterli derecede hassas ölçülememiş oluşudur. Diğer iki neden ise Ni ve Zn miktarlarının redoks koşullarından bağımsız olarak çökellerdeki artışı, ya da birincil U katkısının iyi korunmamış oluşu yani U'un çökeliminden sonra tekrar mobil hale geçmesi olarak düşünülebilir. Ancak özellikle 58-62cm aralığında Th/U parametresinin belirgin yüksek değerleri daha baskın oksik koşullarla ilişkili olabilir.



Şekil 4.74. H5 karotu boyunca redoks parametresinin (Th/U) değişimi.

Tüm parametreler ışığında, H3 karotu boyunca redoks koşullarının derinlikle daha indirgen karakter kazandığını söyleyebiliriz. Hatta serbest oksijen seviyesindeki değişimlere göre üç farklılığın ayırdı mümkün görülmektedir. Buna karşın H5 karotu boyunca redoks koşullarının H3 karotu kadar değişken olmadığı söylenebilir.

#### 4.4.5. Organik Madde Üretimi

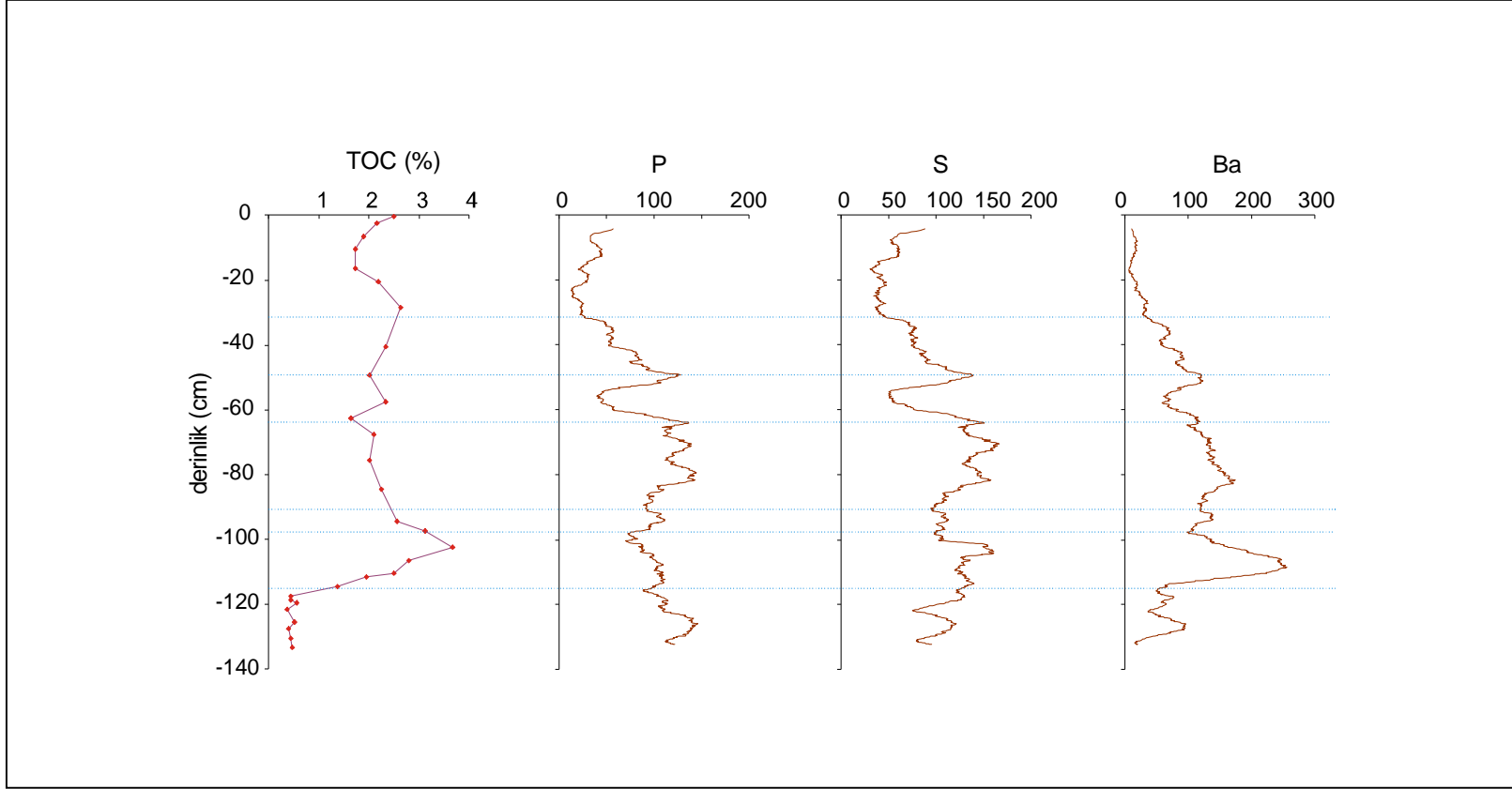
Organik madde üretimindeki değişimlerin saptanmasında Ba, P ve S elementlerinin konsantrasyon değişimleri ile TOC değerleri kullanılmıştır (Şekil 4.75). Bu elementlerin kırıntılı girdisinin en önemli belirteçlerinden olan Al ile düşük korelasyon göstermesi nedeniyle normalizasyona gerek duyulmamıştır. P, göl çökellerindeki en önemli elementlerden birisidir. Önemi birincil organik madde üretimini kontrol eden etkili element olmasından ileri gelmektedir. Bilindiği gibi bu element en önemli besin kaynağıdır. Son dönemde insan etkisi nedeniyle (endüstriyel atıklar, tarım arazilerinde kullanılan yapay malzemeler gibi) göl çökellerine artan miktarlarda katılmaktadır (Hakanson, 1983, Vollenwieder, 1968, Rolich, 1969, Golterman, 1975, Wetzel, 1975). Bu durum, çoğu gölde ötrifikasyona neden olmaktadır.

P konsantrasyonu H3 karotu boyunca, 0-40 ve 52-64cm aralıklarında daha düşük olup, en yüksek değerler 48-52, 64-84 ve 120-130cm aralıklarında ölçülmüştür. Biyolojik

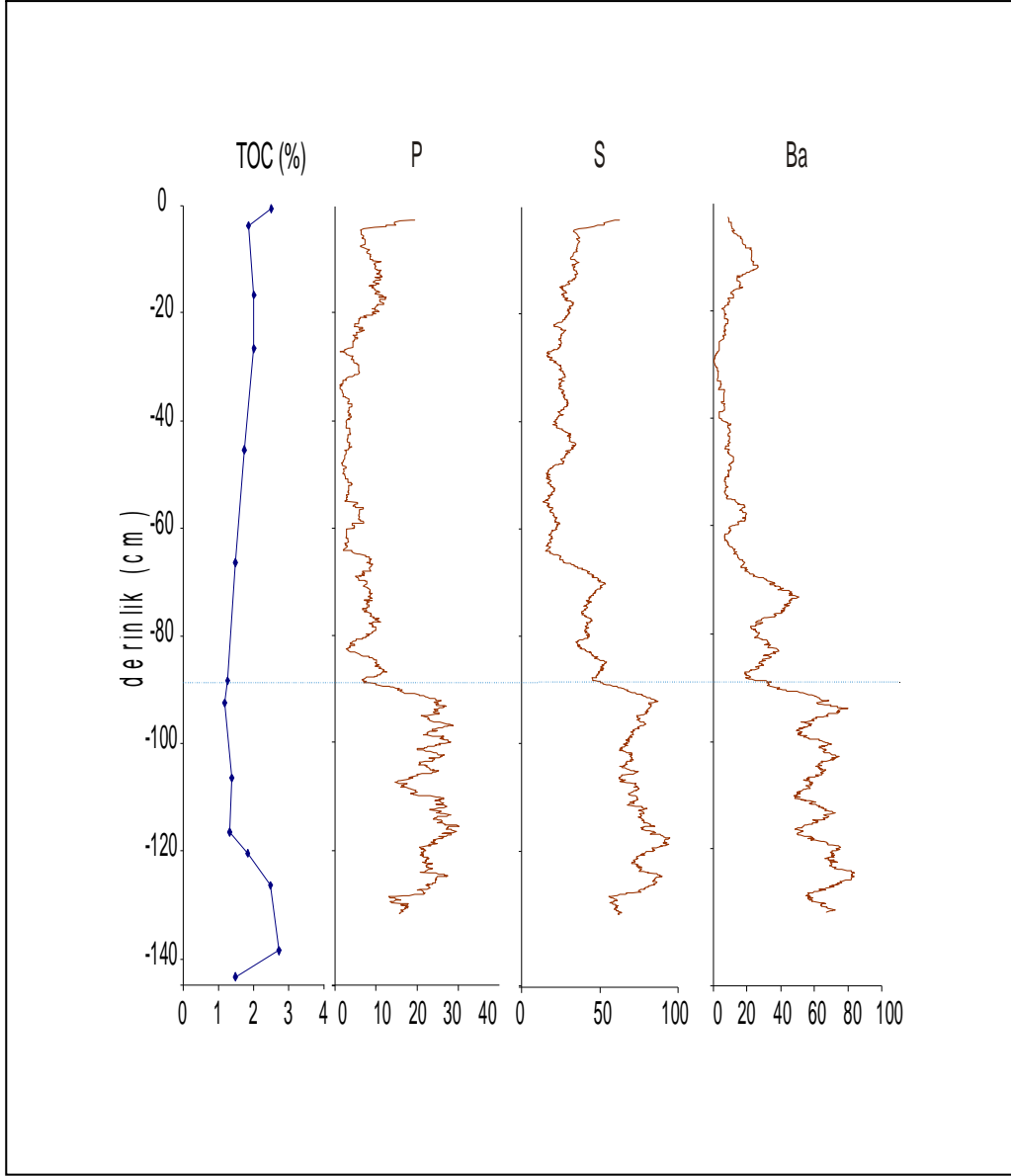
üretkenliğin bir diğer göstergesi olan Ba elementi genel olarak P'a benzer bir trend sergiler. Ancak P'dan bağımsız olarak 100-117cm aralığında Ba içeriği belirgin bir artış göstermektedir. Hatta kesit boyunca en belirgin artış bu kesimde izlenmektedir. Bu durum ortamdaki en önemli besin maddesi olan P'un canlılar tarafından tekrar tekrar kullanımı sonucunda çökellere düşük miktarlarda karışmasının sonucu olabilir. Bu durumda fosfor, organik madde üretimindeki değişimlerin kayıtlarını tutmakta kısıtlı bir parametre olarak karşımıza çıkmaktadır. Buna karşın Ba biyolojik üretimdeki artışın çok daha yüksek olduğuna işaret etmektedir. Sülfat formunda (barit) çökelen Ba'un genel olarak denizel çökellerde zenginleştiği bilinmektedir (Tribovillard vd., 2006). Ancak bazı göl çökellerinde de aynı ilişkinin varlığı saptanmıştır (Hakanson ve Jonson, 1983). Yine bu kesimde TOC' de görülen önemli artış da bu düşünceyi destekler niteliktedir. Organik madde bileşiminde de bulunabilen kükürt (S) elementinin konsantrasyon değişimleri de karot genelinde P ve Ba elementlerindeki değişimler ile uyumludur. Bu durum kükürtün önemli bölümünün organik maddeye bağlı olduğunu göstermektedir.

H5 karotu boyunca organik madde üretiminin belirlenebilmesi amacıyla H3 karotuna benzer şekilde P, Ba, S elementlerinin ve TOC'nin derinlikle değişimleri incelenmiştir (Şekil 4.76). Karot boyunca TOC trendinin çok fazla değişmeyen bir özellik göstermesine karşın, organik madde üretiminin belirteci olan P, S, Ba elementleri eş zamanlı olarak önemli değişimler göstermektedir. Özellikle karotun 0-90cm aralığı ile 90-145cm aralığı arasında belirgin bir farklılık gözlenmektedir. Alt kesimde ilgili elementler oldukça yüksek değerler almaktadır. Bu durum ilgili seviyelerin çökeldiği dönemde organik madde üretiminin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir. Üst kesimler ise organik madde üretiminin daha düşük olduğu dönemlerin ürünü olmalıdır. Ancak karotun özellikle 0-5cm aralığında da S ve Ba elementlerinin yüksek değerleri göze çarpmaktadır. Bu durum organik madde üretiminin yakın geçmişte yüksek oluşunun bir göstergesi olabilir.

Sonuç olarak her iki karotta da alt seviyelerin (H3 için: 64-140cm, özellikle 100-117cm; H5 için:90-140cm aralıkları) çökeli organik madde üretiminin bağıl olarak daha yüksek olduğu koşullarda gelişmiş olmalıdır.



Şekil 4.75. Organik madde üretiminin göstergesi olan parametrelerin (TOC, P, S, Ba) H3 karotu boyunca değişimi ve organik karbon miktarı ile ilişkisi (TOC dışında tüm birimler cps cinsindedir).



Şekil 4.76. Organik madde üretiminin göstergesi olan parametrelerin (TOC, P, S, Ba) H5 karotu boyunca değişimi ve organik karbon miktarı ile ilişkisi (TOC dışında tüm birimler cps cinsindedir).Mavi çizgi element konsantrasyonlarındaki en belirgin değişimin gözlemlendiği seviyeyi temsil etmektedir.

#### 4.4.6. Organik Madde Kaynakla

Gölmarmara Gölü çökellerindeki organik maddenin hem göl ortam nda üretilen birincil organik maddeden hem de göl çevresinden taşınan organik maddeden oluştuğu gözetildiğinde çökeller bünyesindeki organik maddenin kimyasal bileşiminin ve bileşenlerinin bu ortamlardaki değişimler hakkında bilgi sağlaması doğaldır.

Organik maddenin türediği organizmaların (bitki veya hayvan) saptanmas nda kullanılan biyolojik işaretçiler (biyomarker), hem gölde hem de göl çevresindeki farklı bitki türlerinden kaynaklanan organik madde katkıların n belirlenmesi açısından önem taşımaktadır. Bu bitki türlerinin zaman içinde değişen katkıları iklim ve/veya ortamsal değişimlerle ilişkili olmaktadır. Her bir normal zincirli bileşenin değişiminin ya s ra çökellerdeki *n*-alkan, *n*-alkol ve *n*-asit bileşenlerinin dağılım karakterleri de ortamsal ve iklimsel değişimlere bağlı olarak farklılıklar sunmaktadır. Pek çok yay nda, normal zincirli biyomarker dağılımının karasal ve sucul organizmalardaki farklılıkları incelenmiştir (Ficken vd., 1998a,b; Wilkes vd., 1999; Ficken vd., 2000; Schwark vd., 2002). Genel olarak k sa zincir uzunluklu tek sayılı *n*-alkan bileşenleri ve çift sayılı yağ asiti ve 15-25 karbon içeren alkoller sucul organik madde kaynakları ile ilişkilidir. Buna karşın 27-33 aras nda karbon içeren *n*-alkan bileşenleri, genel olarak yüksek bitkilerin kütüküler mumlar ndan oluşmaktadır (Cranwell, 1973b). Brincat vd. (2000)'a göre *n*-alkanlar daha ayrıntılı sınıflara ayrılabilirler. Bağlı olarak daha yüksek olan *n*-C<sub>27</sub> orman vejetasyonunun, buna karşın yüksek *n*-C<sub>31</sub> otçul bitkilerin baskınlığını göstermektedir. Son dönemdeki çamşmalar, organizma kaynaklarının, *n*-alkan konsantrasyonlarına göre ayırımında güçlülere işaret etmektedir. Özellikle *n*-pentacosan'ın n (*n*-C<sub>27</sub>) kaynağı tutunan ve köklü (submerged, emergent) makrofitler ile karasal bitkiler olabilmektedir. Sonuç olarak C<sub>21</sub> ve C<sub>23</sub> *n*-alkanlar tutunan makrofitlerden kaynaklanan organik madde katkıların önemli ölçüde yans tsalar da, *n*-C<sub>27</sub> bileşeninin kaynak yorumlar nda dikkatli olunması gerekmektedir (Ficken, 2000).

Bu kapsamda yapılan genellemelerin Gölmarmara Gölü çökelleri için güvenilirliği kontrol edebilmek ve organik madde türünde değişime neden olan ve kaynağa bağlı olmayan etkilerin saptanabilmesi (giderilmesi) amacıyla 15-31 karbon uzunluklu *n*-alkan, *n*-alkol ve *n*-yağ asiti bileşenleri için klaster (cluster) analizleri yapılmıştır.

Klaster analizinde farklı zincir uzunluklarına sahip normal zincirli bileşenlerin birbirleri ile bağıl ilişkileri (relative similarity), “Squared Euklidian Distances” uzaklıklarına (öklid uzaklıklarının karesine) göre Ward’s metodu kullanılarak hesaplanmıştır (Ward, 1963). Yapılan analizde bileşen konsantrasyonla çok fazla önem taşımamaktadır. Her bir bileşenin klasterdeki konumu, profil boyunca bu bileşene benzer veya farklı değişimlere sahip diğer bileşenlerle olan benzerlik derecesini (bağıl benzerlik veya farklılıkların) ortaya koymaktadır. Burada bağıl benzerliğin yüksek oluşu, organik jeokimyasal açıdan ortak organik madde kaynak veya kaynak gruplarıyla ilişkilendirilebilir. *n*-alkan, *n*-yağ asitleri ve *n*-alkol fraksiyonları için yapılan istatistiksel analizler, oluşturulan sonuç dendogramları (ağacı) yardımıyla aşağıda yer almaktadır. Bu sınıflama ağaçları kullanılarak, H3 ve H5 karotları boyunca elde edilen istatistiksel bulgular sırasıyla sunulacaktır. Ayrıca her iki karot boyunca trend analizi yapılarak organik madde kaynağına yönelik ön değerlendirmeler yapılacaktır. Daha sonra farklı parametreler kullanılarak, sırasıyla:

- Karasal organik madde türleri ve organik madde bileşimine katkıları,
- Makrofit türleri ve organik madde bileşimine katkıları,
- Diğer sucül organik madde türleri ve organik madde bileşimine katkıları, yaygın olarak kullanılmakta olan oran ve parametreler yardımıyla tartışılacaktır.

*n*-Alkan dağılımlarına göre H3 karotu boyunca organik maddeye kaynak oluşturan iki temel bileşen sınıflı belirlenmiştir (Şekil 4.77). Bunlardan ilki, C<sub>15</sub>-C<sub>21</sub> arasındaki bileşenlerden oluşmaktadır ve bunların bağıl benzerlikleri (relative similarity) %80’in üzerindedir. Bu ilişkiye göre orta zincir uzunluklu bir bileşen olan C<sub>21</sub> de, C<sub>15</sub> ve C<sub>19</sub> ile aynı kaynaktan türemiş olmalıdır. Bu tür kısa zincirli *n*-alkanların yoğun olarak alg/bakterilerce üretildiği bilinmektedir (Nishimoto 1974; Weete 1976). Bu durumda bu *n*-alkanların alg/bakteri kökenli olduğu düşünülebilir.

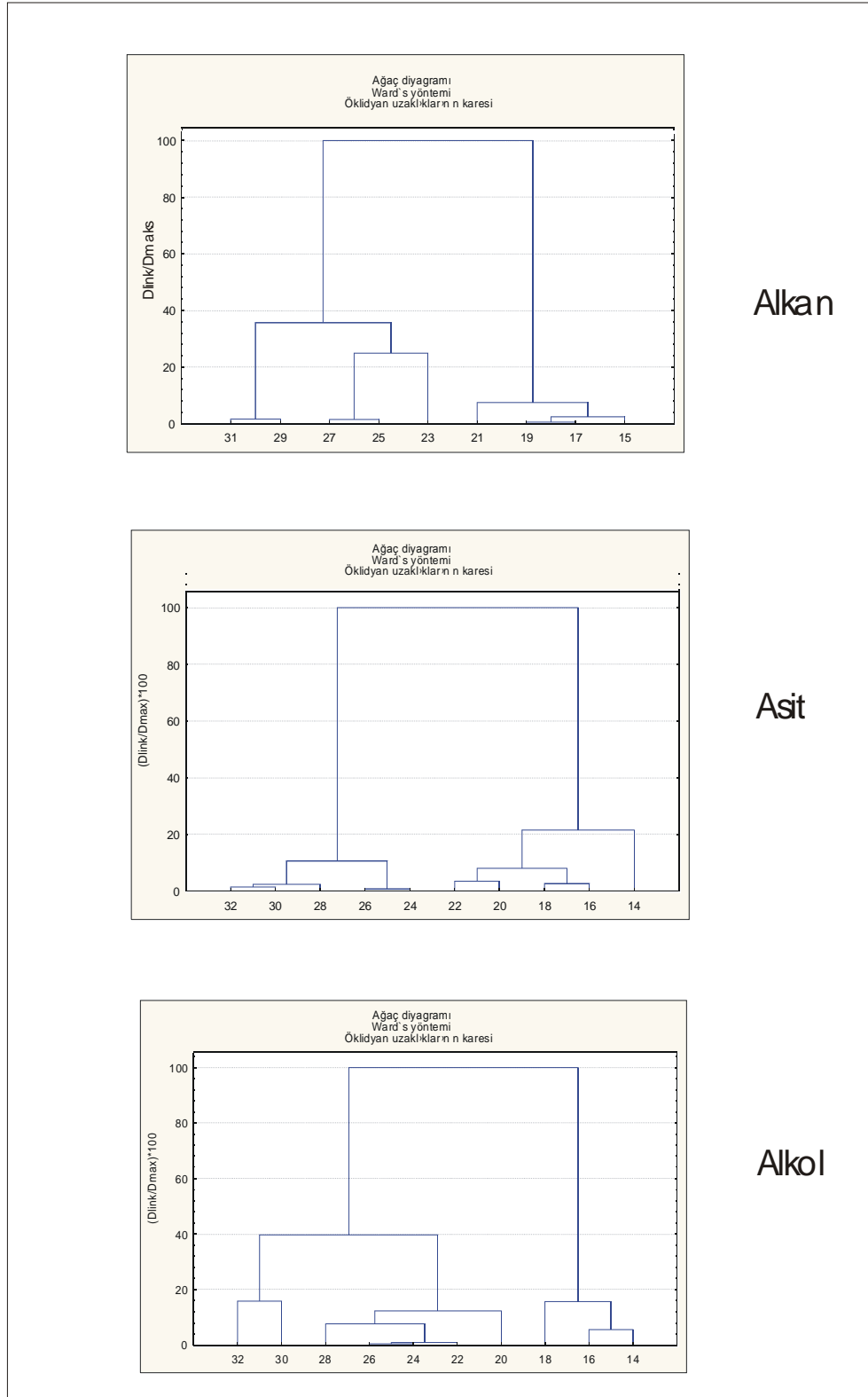
İkinci grupta ise C<sub>23</sub>-C<sub>31</sub> arasındaki bu bileşenler yer almakta olup, bunların karasal ve sucül bitkilerce üretildikleri bilinmektedir (Meyers, 1999). Bu bileşenler arasında (C<sub>23</sub>-C<sub>27</sub>) ve (C<sub>29</sub>-C<sub>31</sub>) olmak üzere alt gruplaşmalar gözlenmiştir. Bu gruplaşmalar ise büyük olasılıkla karasal ve sucül bitki belirteçleri arasındaki farklılık (ayrım) ifade etmektedir. Orta zincirli *n*-alkanların (başlıca C<sub>25</sub> ve C<sub>23</sub>) büyük oranda makrofitler tarafından üretildiği bilinmektedir (Ficken vd., 2000, Kolattukudy vd., 1976). Bu iki bileşenin yer

aldığı gruba uzun zincirli bir *n*-alkan olan ve karasal bitkilerden de kaynaklanabilen (Cranwell, 1973b; Schwark vd., 2002) C<sub>27</sub>'nin eşlik etmesi ve dahası C<sub>25</sub> ile C<sub>27</sub> arasındaki benzerliğin çok yüksek oluşu (%99) bu bileşenlerin aynı organizma veya organizma gruplarınca üretildiğini göstermektedir. Buna göre klaster analizindeki konumu da gözetilerek C<sub>27</sub>'nin, C<sub>23</sub> ve C<sub>25</sub> gibi makrofitlerce üretildiği düşünülebilir. Ayrıca bazı çalışmalarda C<sub>27</sub>'nin göl çökellerine katkıları makrofitlerle ilişkili olduğunun saptaması da bu olasılığı güçlendirmektedir (Barnes ve Barnes, 1978; Cranwell, 1984; Ogura vd., 1990; Viso vd., 1993; Ficken vd., 1998a ve Ficken vd., 2000).

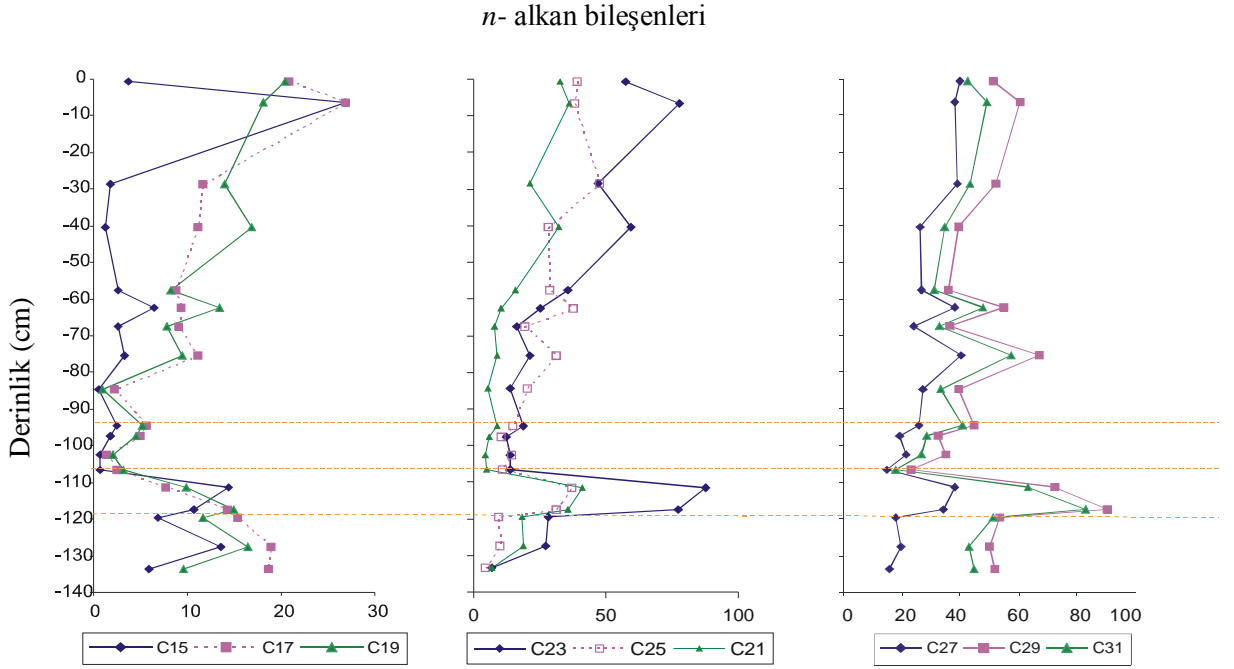
Yine yüksek benzerliğe sahip C<sub>29</sub>-C<sub>31</sub> *n*-alkanları başlıca karasal bitkilerde bulunmaktadır ve sırasıyla, ağaç ve ot/çimen türü floradan kaynaklanan organik madde girdisi hakkında fikir vermektedir (Meyers, 1999).

Yukarıdaki değerlendirmeler ışığında *n*-alkan bileşenlerinin H3 karotu boyunca miktarları gözetilirse, kısa zincirli bileşenlerin (15-19) konsantrasyonlarının 30µg/g TOC'nin altında olduğu, kısa ve uzun zincirli bileşenlerin ise daha yüksek miktarlarda oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.78). Bu durum Göl Marmara Gölü çökellerindeki baskın organik maddenin bitkisel kökenli olduğunu göstermektedir. Ancak 0-118cm aralığında farklı zincir uzunluklu *n*-alkanlara ait trendlerin genelde benzer oluşu, organik madde kaynağının baskın olarak bir/birkaç grup oluşuyla ya da tüm floranın göl ve çevresindeki eş zamanlı değişimleriyle ilişkilendirilebilir. Ancak özellikle 118cm seviyesinin altında kısa zincirli bileşenlerde gözlenen artışın daha uzun zincirlilerden bağımsız oluşu, bu seviyelere belirgin alg/bakteri katkısının olduğunu ya da bakteriyel degradasyon süreçlerinin etkili olabileceğini düşündürmektedir.

Organik madde kaynaklarını belirlemeye yönelik benzer değerlendirmeler *n*-alkol ve *n*-asit fraksiyonları gözetilerek de yapılmaya çalışılmıştır. Ancak yağ asidi ve alkol dağılımlarının (özellikle kısa zincirli bileşenler için) degradasyon süreçlerinden etkilenmeleri ve bunlara yönelik kaynak değerlendirmelerinin yeni oluşu gibi nedenlerle organik madde kaynağına yönelik değerlendirmeler için güvenilirlikleri, *n*-alkan fraksiyonuna göre daha düşüktür ve dikkatli kullanılmaları gerekmektedir. Her iki fraksiyonda da *n*-alkan dağılımlarına benzer bir şekilde iki farklı temel sınıf



Şekil 4.77. *n*-Alkan, asit ve alkol bileşenlerine ait klasterler.



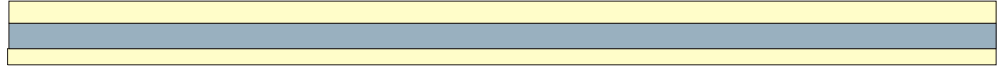
Şekil 4.78. H3 karotu boyunca *n*- alkan bileşenlerinin miktarındaki ( $\mu\text{g/g}$  TOC) değişimler.

gözlenmektedir. Bunlardan ilkinde kısa, ikincisinde ise orta-uzun zincirli homologlar yer almaktadır. Bu sınıflar ise büyük olasılıkla alg/bakteri kökenli bileşenler ile sucul/karasal bitkiler arasındaki ayrışma göstermektedir.

Klaster analizine göre,  $C_{16}$ - $C_{22}$  ile  $C_{24}$ - $C_{32}$  arasındaki *n*-asit bileşenleri %80 civarında bağlı benzerliğe sahiptirler (Şekil 4.77). Bunlardan ilki genelde sucul/bakteriyel organizmalar tarafından üretilen bileşenler olup, 24-32 karbon içerenler ise karasal ve sucul bitkilerden gelmektedir. Özellikle %90'ın üzerinde bağlı benzerlik gösteren 16-18, 20-22, 24-26, 28-32 karbon sayılı bileşenlerin aynı kaynaklardan türedikleri düşünülebilir. Bu kaynaklar ise sırasıyla, alg/bakteri, su bitkileri ve karasal bitkiler olarak sınıflanabilir. Yağ asitleri çok kolay bozduklarından bu klaster sınıflarının organik madde kaynaklarının yanısıra çökeltme ortamının diğer özellikleriyle de ilişkili olabilecekleri göz önünde bulundurulmalıdır.

Yukarıdaki değerlendirmeler ışığında *n*-yağ asidi bileşenlerinin H3 karotu boyunca miktarları gözlemlenirse, alg/bakteri kaynaklı olması muhtemel bileşenlerin (14-22) konsantrasyonlarının  $100\mu\text{g/g}$  TOC'nin altında olduğu, daha uzun zincirli bileşenlerin

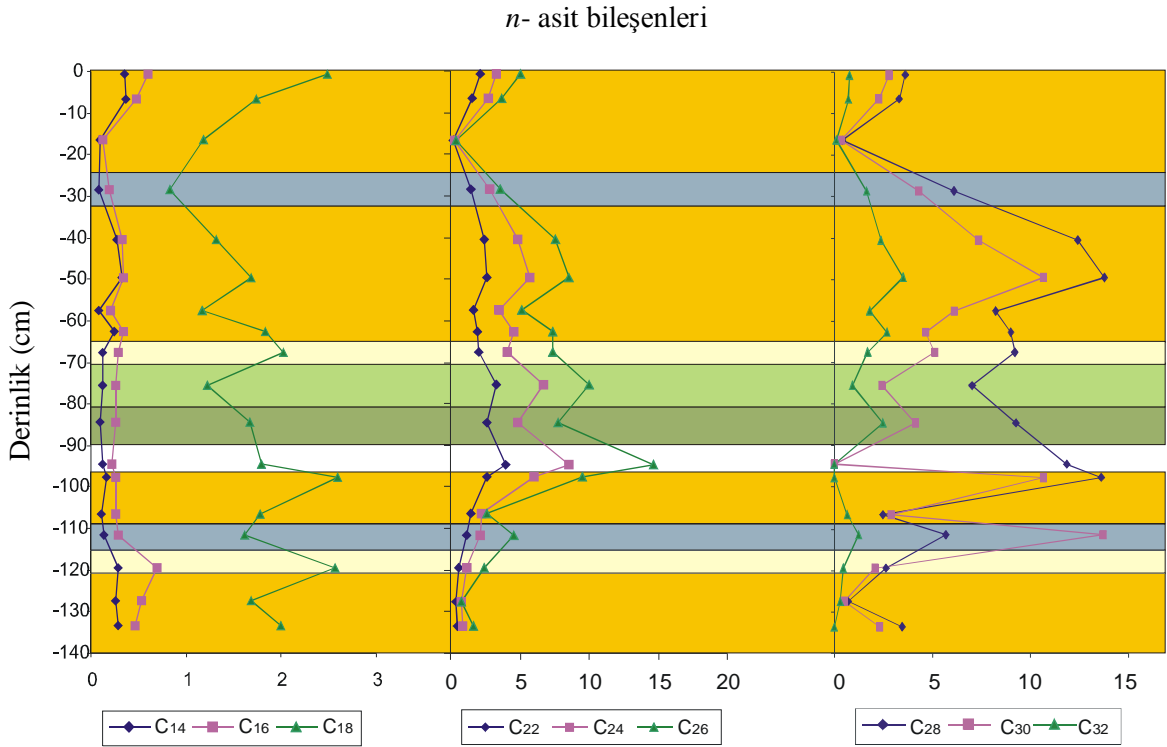
miktarlarının ise daha yüksek olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.79). Bu durum *n*-alkan dağılımlarının işaret ettiği gibi Gölarmara Gölü çökellerindeki baskın organik maddenin bitkisel kökenli olduğunu göstermektedir.



■ Yüksek k sa/orta+uzun zincir konsantrasyonu  
■

C<sub>20</sub>-C<sub>32</sub> aras ndaki *n*-alkollerdir. Bunlardan C<sub>22</sub>-C<sub>26</sub> aras›ndakilerin benzerlik oranlar çok y›ksektir (%99) ve siyanobakteri/alg/y›ksek bitkiler gibi pek çok organizma taraf ndan ›retilmektedirler. Ancak özellikle C<sub>24</sub> ve C<sub>26</sub>'nın artan makrofitlerle ilişkili olabileceği belirtilmektedir. En uzun zincirli *n*-alkoller kendi aralarında %80 benzerliğe sahiptir ve bunların önemli b›l›m›n›n karasal bitkilerden kaynakland›đı d›ř›n›lebilir.

›rneklerdeki en d›ř›k konsantrasyona sahip bileşenler *n*-alkollerdir (şekil 4.80). Bunlar›n miktarlar 50µg/g TOC'nin altındadır. Bu durum alkollerin diğer fraksiyonlara (alkan ve asitler) oranla çok daha hızlı t›kutilmesiyle ilişkili olabilir. C<sub>14</sub>-C<sub>18</sub> aras ndaki bileşenlerin konsantrasyonlarının daha uzun zincirli olanlardan d›ř›k oluğu, *n*-alkan ve *n*-asitlere benzer şekilde organik maddenin temelde bitkisel (karasal ve sucul) kaynaklı olduğunu d›ř›nd›rmektedir.



şekil 4.80. H3 karotu boyunca *n*- alkol bileşenlerinin miktarındaki (µg/g TOC) değişimler.

Yukarda farklı zincir uzunluklu bileşenlerdeki karot boyunca gözlenen değişimlere göre organik madde kaynakla › genel olarak değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bunlara ek olarak aşağıda. literatürde yaygın olarak kullanılan ve organik madde kaynakla ›n s›n›flandırma imkanlar sunan parametreler gözetilerek daha ayrıntılı değerlendirmeler yapılacaktır.

H3 karotu boyunca karasal/sucul organik madde baskınlığındaki değişimlerin belirlenebilmesi amacıyla *n*-alkan bileşenlerine göre oluşturulan “**karbon tercih indeksi**”nden (CPI) yararlanılmıştır (Denklem 4.7, 4.8, 4.9, 4.10). CPI<sub>HC</sub>, karasal organik madde katkısının bir belirteci olarak, *n*-alkan dağılımlarında tek/çift baskınlığının bulunup bulunmadığını yansıtan bir parametredir. CPI değerleri Şekil 4.81’de ve hesaplamada kullanılan ilgili formüller ise aşağıda yer almaktadır. Önceki çalışmalarda değinildiği üzere (Welte, 1984) 1’in üzerindeki CPI değerleri yüksek bitkilerden kaynaklanan kütüküler mumlarda baskın olarak bulunmaktadır. Tek sayılı homologların belirgin baskınlığının nedeni, *n*-alkanların dekarboksilasyon sürecinin sonucu olarak çift sayılı karbon içeren (karbon atom sayıları bir fazla olan) ilgili yağ asitlerden *n*-alkanların oluşmasıdır (Kolattukudy, 1980). Genel olarak farklı canlı formlarından (kaynaklardan) türemeleri nedeniyle kısa, orta ve uzun zincirli bileşenlerin CPI değerleri farklılıklar göstermektedir (Şekil 4.81).

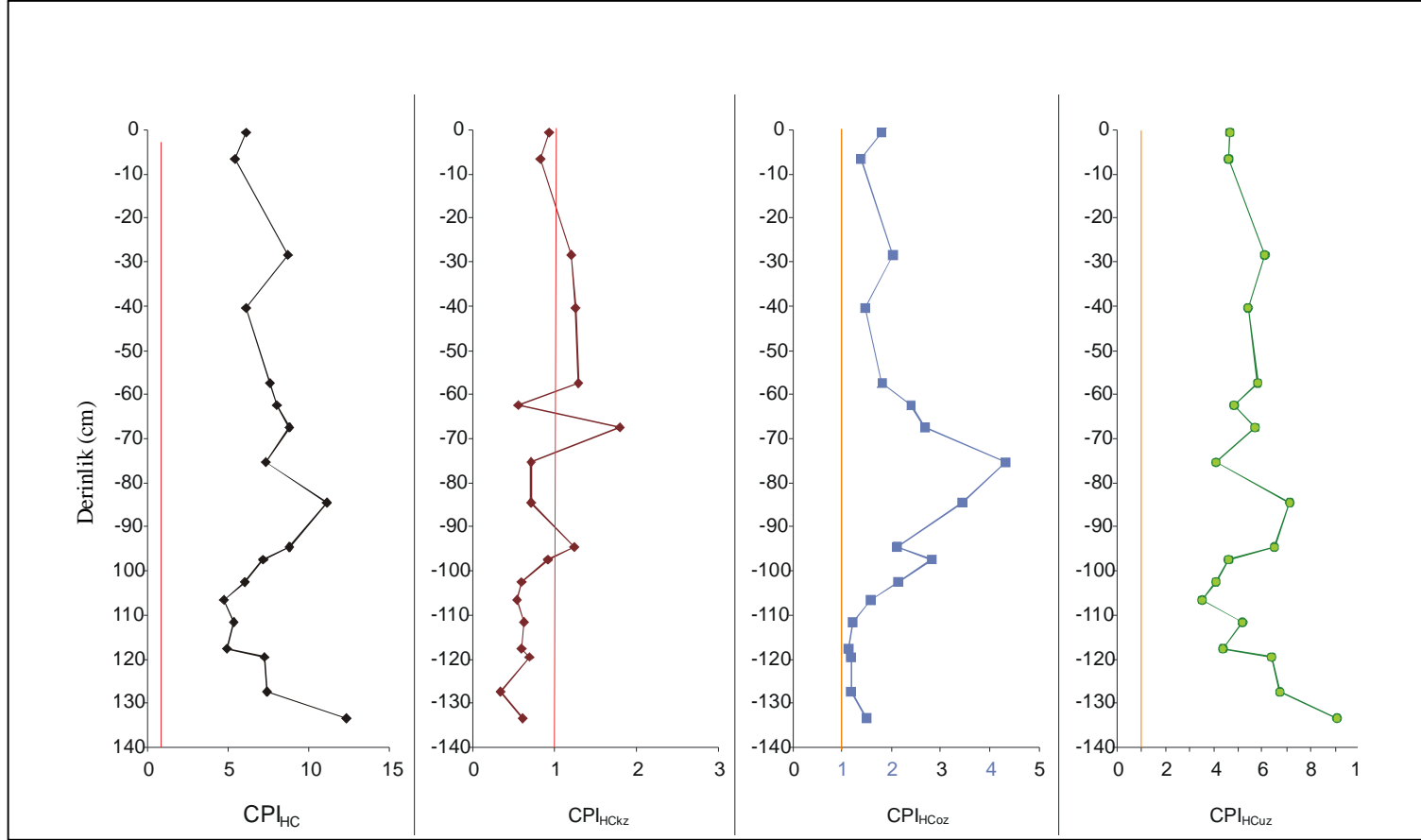
$$CPI_{HC} = [(C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31})/(C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}) + (C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31})/(C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32})]/2 \quad (4.7)$$

$$CPI_{HCkz} = [(C_{15}+C_{17}+C_{19})/(C_{16}+C_{18}+C_{20}) + (C_{15}+C_{17}+C_{19})/(C_{14}+C_{16}+C_{18})]/2 \quad (4.8)$$

$$CPI_{HCoz} = [(C_{21}+C_{23}+C_{25})/(C_{22}+C_{24}+C_{26}) + (C_{21}+C_{23}+C_{25})/(C_{20}+C_{22}+C_{24})]/2 \quad (4.9)$$

$$CPI_{HCuz} = [(C_{27}+C_{29}+C_{31})/(C_{28}+C_{30}+C_{32}) + (C_{27}+C_{29}+C_{31})/(C_{26}+C_{28}+C_{30})]/2 \quad (4.10)$$

CPI<sub>HC</sub> değerlerinin H3 karotu boyunca 1’in üstünde oluşu, organik maddenin baskın olarak göl çevresinden (karasal bitki) geldiğini göstermektedir. Kısa zincirli homologlar kullanılarak hesaplanan CPI<sub>HCkz</sub> değerleri sucul/bakteriyel üretimle ilgili bilgi vermektedir. Bu tür organik maddede tek/çift baskınlığının belirgin olmaması nedeniyle CPI<sub>HCkz</sub> değeri düşüktür. H3 karotu boyunca CPI<sub>HCkz</sub> ortalaması 1’dir ve beş seviye dışında (63, 67, 76, 84, 98, 112) hesaplanan değerler birin altındadır. Buna karşın CPI<sub>HCuz</sub> ortalaması 7’dir. Bu yüksek değerler, yüksek bitkilerin ürettiği organik maddenin temel özelliği olan tek/çift baskınlığıyla ilişkili olabilir. Orta zincir uzunluklu bileşenler için hesaplanmış CPI<sub>HCoz</sub> değerleri ise 1-4 arasında değişmekte olup ortalama değer 2’dir. Bilindiği gibi makrofitler türlerine ve ortamsal koşullara göre hem karasal hem de sucul flora ve organizmaların özelliklerini taşıyabilmektedir. Bu nedenle CPI<sub>HCoz</sub> değerlerinin CPI<sub>HCuz</sub> ile CPI<sub>HCkz</sub> arasında olması doğaldır.



Şekil 4.81. Kısa, orta ve uzun zincirli bileşenler ile toplam fraksiyona ait CPI değerlerinin H3 karotu boyunca değişimi.

**Sucul/karasal oran** ( $ATR_{HC}$ ) parametresi *n*-alkan dağılımlar kullanılarak geliştirilmiştir. Bu parametre göle karadan taşınan organik madde ile birincil üretilen organik maddenin miktarı arasındaki değişimleri ortaya koymaktadır (Eglinton ve Hamilton, 1963). Bu oran karasal bitki mumlarından gelen *n*-alkanların miktarlarının, birincil üretimin belirteci olanlara oranı şeklinde tanımlanmaktadır. Bu parametreye benzer bir şekilde **TAR** (karasal / sucul) oranı da tanımlanmıştır (Meyers, 1996). Bu parametre ise hem *n*-alkanlar hem de yağ asitleri kullanılarak hesaplanabilmektedir. H3 karotu boyunca karasal/sucul organik madde oranının yanı sıra  $TAR_{HC}$  ile sucul/karasal organik madde oranının yanı sıra  $ATR_{HC}$  (sucul/karasal) trendlerinin birbirine göre ters orantılı değişimleri doğaldır (Şekil 4.82).

$$ATR_{HC} = (C_{15}+C_{17}+C_{19}) / (C_{15}+C_{17}+C_{19}+C_{27}+C_{29}+C_{31}) \quad (4.11)$$

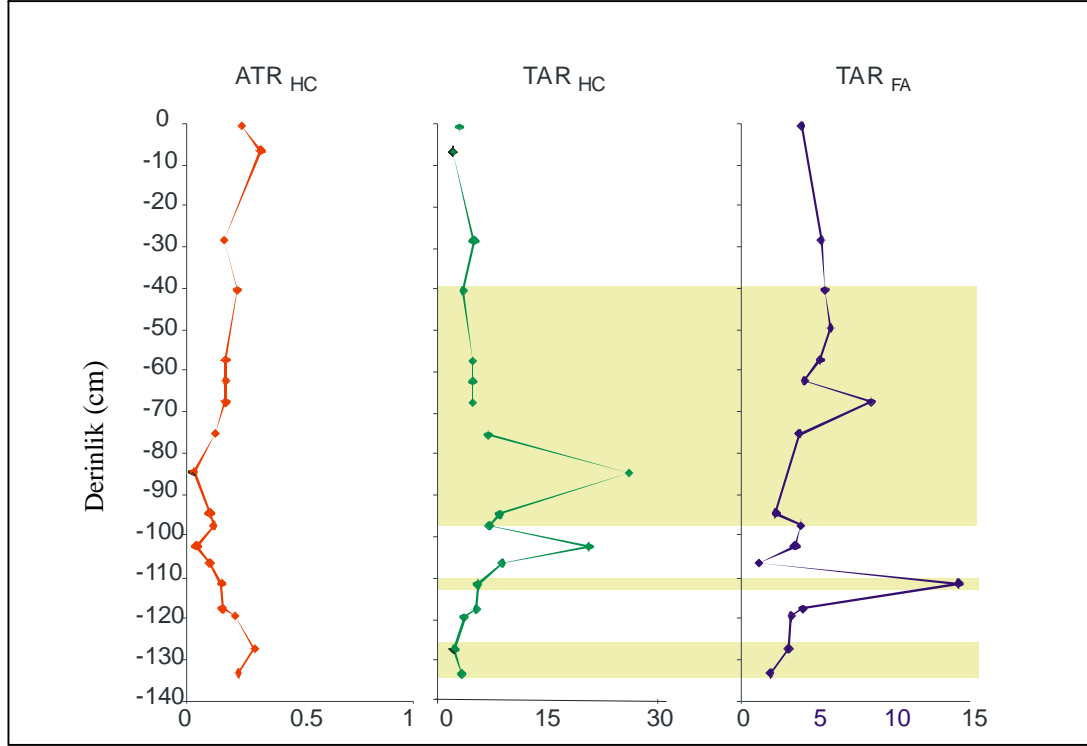
$$TAR_{HC} = (C_{27}+C_{29}+C_{31}) / (C_{15}+C_{17}+C_{19}) \quad (4.12)$$

$$TAR_{FA} = (C_{24}+C_{26}+C_{28}) / (C_{12}+C_{14}+C_{16}) \quad (4.13)$$

$TAR_{HC}$ ,  $TAR_{FA}$ , ortalamaların yüksek olması (sırasıyla, 7 ve 5), buna karşın  $ATR_{HC}$  değerinin 1'in altında oluşu (0.2), genel olarak karasal organik maddenin baskın olduğunu ve çok düşük birincil organik madde katkısını göstermektedir.  $ATR_{HC}$  oranındaki değişimler ışığında bir genelleme yapılacak olursa, ilk 76 cm içinde sucul organik madde üretimi oldukça sabit bir gidiş sunmaktadır. 84cm seviyesinde karasal girdinin belirgin bir şekilde artmasının ardından, 95cm seviyesinden itibaren sucul organik madde üretiminde artış gözlenmektedir. Bir ikinci düşük  $ATR_{HC}$  değerine 103cm seviyesinde rastlanmıştır. Bu seviyeyi takiben birincil üretimde tekrar artış eğilimi gözlenmektedir.

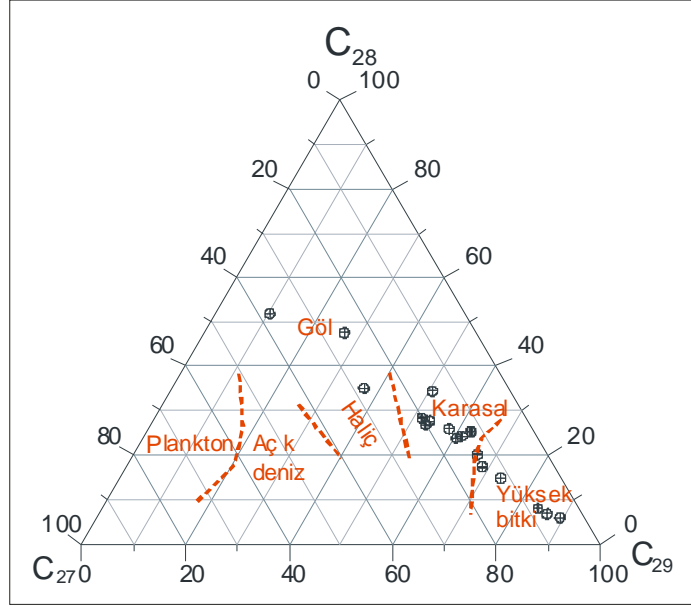
Birincil organik maddenin çökme sırasında ve sonrasında değişim gösterdiği bilinmektedir. Özellikle yağ asitlerinin kompozisyonları degradasyon süreçleri ile ilgili bilgi sağlamaktadır. Bunların özellikle normal kısa zincirli bileşenleri daha hızlı tüketilmektedirler. Organik madde kaynaklarının değerlendirilmesinde bu tür ikincil faktörlerin belirlenmesi önemlidir. Bu amaçla  $TAR_{HC}$  ile  $TAR_{FA}$  ilişkisi göz önünde bulundurulmuştur. 0-29 ve 118-128cm aralıkları ile 107cm seviyesinde  $TAR_{FA}$  trendi  $TAR_{HC}$ 'ye benzer değişimler sergilemektedir (Şekil 4.82). Bu durumda bu seviyeler

için organik madde üretimi ile ilgili bir değerlendirme yapmak anlamlıdır. Ancak bunun dışındaki seviyeler için yapılan yorumlamalarda daha dikkatli olunması gerekmektedir.

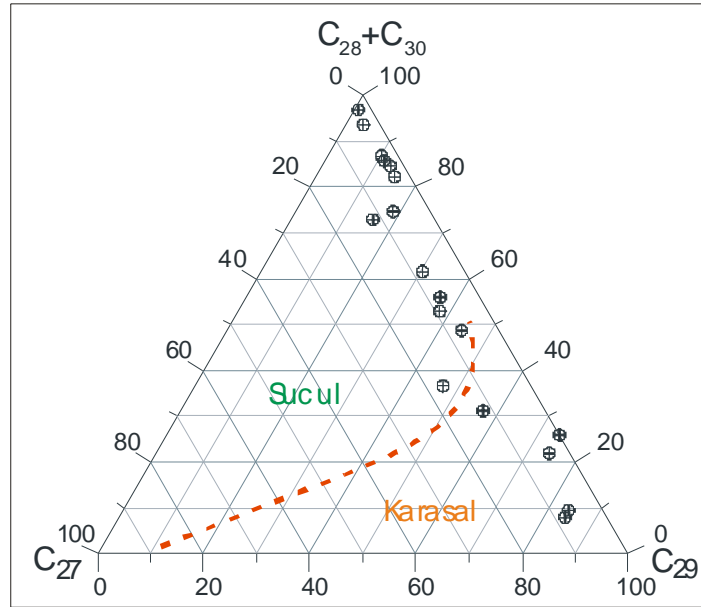


Şekil 4.82. Karasal ve sucul organik madde katkısındaki bağıl değişimlerin belirteci olan TAR (karsal/sucul oran) ve ATR (sucul/karsal oran) parametrelerinin H3 karotu boyunca değişimleri.

**Sterol bileşimlerine** göre çökelme ortamı hakkında fikir sahibi olmak amacıyla  $C_{27}$ ,  $C_{28}$  ve  $C_{29}$  sterollerinin yüzdeleri ile  $C_{27}$ ,  $C_{28}+C_{30}$ ,  $C_{29}$  sterollerinin yüzdelerinin kullanıldığı üçgen diyagramlardan yararlanılmıştır (Şekil 4.83 a). Buna göre diyagramlardan ilki örneklerdeki organik maddenin önemli kısmının karasal kaynaklı olduğunu göstermektedir. Ancak bazı örnekler gösel organik madde karakteri taşımaktadır.  $C_{28}$ 'in ya da sıra bileşiminde 30 karbon içeren dinosterolün de sucul organik madde kaynağı olarak değerlendirmeye katıldığı ikinci diyagramda (Şekil 4.83 b) örneklerin önemli kısmının sucul organik madde içerdiği anlaşılmaktadır. Buna karşın karasal organik maddenin baskın olarak bulunduğu örnek sayısı beşi geçmemektedir. Bu örneklerden üçü H3 karotunun tabanını (120cm, 128cm ve 134cm seviyelerini) temsil etmektedir (Şekil 4.45). Bu üç örneğin sterol bileşimindeki farklılıklar büyük olasılıkla çökelme ortamı ile ilişkilidir. Diğer ikisi ise 7cm ve 17cm seviyelerinden alınmıştır ve örnek konsantrasyonları çok düşüktür. Bu nedenle sterol bileşimlerini güvenilir bir şekilde yansıtmıyor olabilirler.



(a)



(b)

Şekil 4.83. Farklı karbon sayısına sahip steroller yardımıyla kaynak değerlendirilmesi a) Huang ve Meinschein (1979)'e göre b) Schulte (1997)'e göre.

Meinschein (1979)'nin ayrıntılarına göre, H3 karotü boyunca bir değerlendirme yapılacak olursa, çökellerdeki organik maddenin kökeni zaman içinde değişim göstermeksizin karasal kaynaklarla (yüksek bitkiler, otlaklar vb.) ilişkilidir. Ancak sucül organik madde katkısının bu diyagramda iyi temsil edilmiyor oluşu (dinosterolün gözletilmemesi) bu değerlendirmenin çok sağlıklı olmadığını düşündürmektedir.  $C_{30}$

sterollerinin (Dinosterol ve türevlerinin) de değerlendirmeye katılmasıyla (Schulte, 1997), H3 karotu boyunca organik madde kaynaklarının değiştiği gözlenmektedir. Buna göre karotun üst kesimlerinde (0-118cm aralığı) önemli miktarlarda sucul organik maddenin bulunduğu anlaşılmıştır. Buna karşın 120-140cm aralığındaki örneklerin konumu organik maddenin karasal kaynaklarla ilişkili olduğunu göstermektedir. Bu durum çökme ortamındaki önemli bir değişimin kanıtı olabilir. Buna göre göl çökellerine olan birincil organik madde katkısı günümüze doğru artış göstermiş olmalıdır.

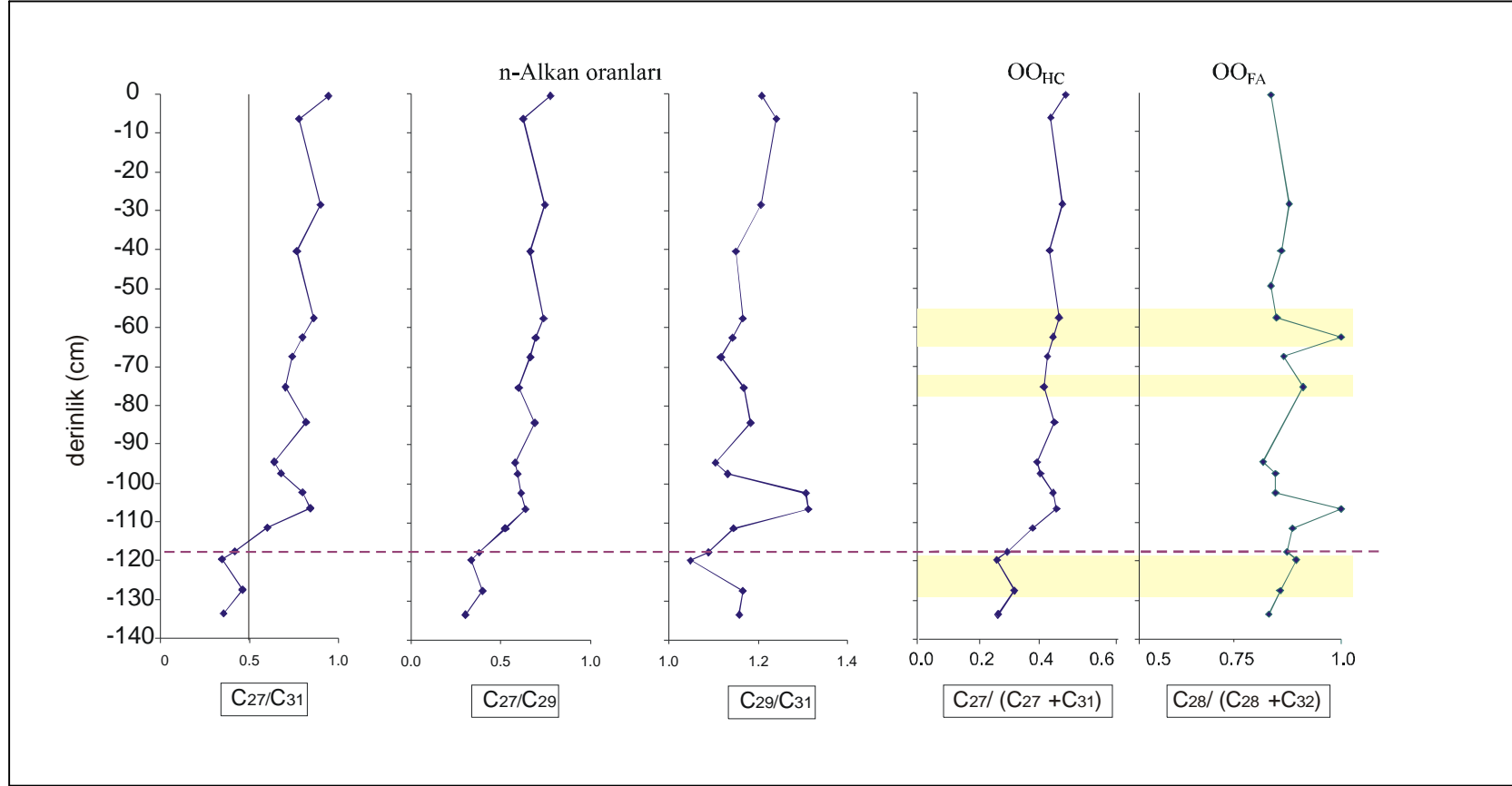
Oluşturulan iki farklı diyagramdan hangisinin daha sağlıklı bilgi verdiği tartışmalıdır. Bu nedenle her iki diyagram birlikte yorumlandığında örneklerin içerdiği organik maddenin hem sucul hem de karasal kaynaklardan türediği söylenebilir. Yine benzer oran ve parametreler ışığında aşağıda organik madde üreticilerine yönelik daha ayrıntılı değerlendirmeler yapılacaktır.

#### Karasal organik madde üreticileri ve organik madde bileşimine katkıları

Karasal organik madde kaynaklarının değişimleri, hidrokarbonlar için hesaplanan orman vejetasyonu/otçul vejetasyon oran ( $OO_{HC}$ ) ile açık bir şekilde izlenebilmektedir. Benzer ilişkiyi gösterdiği düşünülen bir diğer diyagram  $C_{28}$  ve  $C_{32}$  bileşenleri yardımıyla ilgili yağ asiti oranlarına ( $OO_{FA}$ ) göre oluşturulmuştur.  $n$ -Alkan ve  $n$ -Asit bileşenlerine göre karot boyunca değişimlerin genel olarak doğru orantılı olduğu izlenebilmektedir (Şekil 4.84).  $OO_{HC}$  ve  $OO_{FA}$  oranlarının 1'in altında oluşu organik madde katkısının ağırlıklı olarak ağaçlarla ilişkili olduğunu göstermektedir.  $OO_{HC}$  ve  $OO_{FA}$  ilişkisinin zıt yönde olduğu kesimler 58-63cm ve 120-128cm aralıkları ile 76cm seviyesidir. Bu durum özellikle yağ asitlerinin degrade olmasıyla ilişkili olabilir. Ancak  $OO_{FA}$  oranının özellikle 64 ve 107cm seviyelerindeki artışları göl çevresindeki otçul vejetasyondaki artışla ilişkilendirilebilir.  $C_{27}$ ,  $C_{29}$  ve  $C_{31}$   $n$ -alkanların toplam miktarlar çökellerdeki toplam karasal organik madde miktarındaki değişimleri yansıtmakla birlikte bunların birbirlerine göre oranları da göl çevresi florasının baskın olan tür ve

$$OO_{HC} = C_{27} / (C_{27} + C_{31}) \quad (4.14)$$

$$OO_{FA} = C_{28} / (C_{28} + C_{32}) \quad (4.15)$$



Şekil 4.84. H3 karotu boyunca  $C_{27} / C_{29}$ ,  $C_{29} / C_{31}$  ve  $C_{27} / C_{31}$  oranların derinliği ile otçul ve orman florasının katkısındaki değişimler. (Kırmızı yatay çizgi farklı karasal türlerin baskınlığındaki en belirgin değişimin gözlemlendiği seviyeyi temsil etmektedir)

türleri (polen, yaprak, yüksek bitkiler, ot/çimen) hakkında fikir vermektedir (Meyers ve Ishiwatari, 1993a). Buna göre polen ve yapraklardan kaynaklandığı düşünülen  $C_{27}$ , ağaçlardan kaynaklandığı düşünülen  $C_{29}$  ve ot ve çimenlerden kaynaklandığı düşünülen  $C_{31}$ 'in H3 karotu boyunca bağıl oranlarındaki değişimler, göl çevresi vejetasyonundaki değişimler ile ilgili bilgi sağlayabilir.  $C_{27}/C_{31}$  oranının 1'e yakın oluşu H3 karotu boyunca 0-107cm aralığında polen ve yapraklardan gelen organik madde katkısının ot/çimen türü organik madde katkısına yakın olduğunu düşündürmektedir. 107cm seviyesinin altında ise bu değer 0.5'in altına düşmektedir. Bu durum ot/çimen türü topluluklardaki artışa işaret etmektedir.  $C_{27}/C_{29}$  oranı da  $C_{27}/C_{31}$ 'ye benzer bir trend göstermektedir. Bu durum özellikle 107cm'nin altında ağaçlardan gelen organik madde katkısının baskınlık kazandığını göstermektedir. Ancak daha önce değinildiği gibi  $C_{27}$ 'nin makrofitlerden (hatta daha yüksek olasılıkla) kaynaklanma ihtimali de bulunduğu için bu yorumlarda dikkatli olmak gerekmektedir. Bu bileşenlere ait özel izotop değerlendirmeleri bu konuda daha sağlıklı bilgi verebilir. Daha güvenilir olduğu düşünülebilecek olan  $C_{29}/C_{31}$  oranı ise 1'in üzerindeki değerleri nedeniyle ağaçlardan kaynaklanan organik madde girdisinin ot/çimen türü bitkilerden daha yüksek olduğunu göstermektedir. Özellikle 103 ve 107cm seviyelerinde bu oranda belirgin artış izlenmektedir. Bu artışlardan 107cm seviyesindeki  $OO_{HC}$  oranının yanı sıra  $OO_{FA}$  oranında da izlenmektedir (Şekil 4.84). Bu durum göl çevresindeki ağaçların yaygınlığındaki kısa süreli bir gelişmenin işareti olabilir.

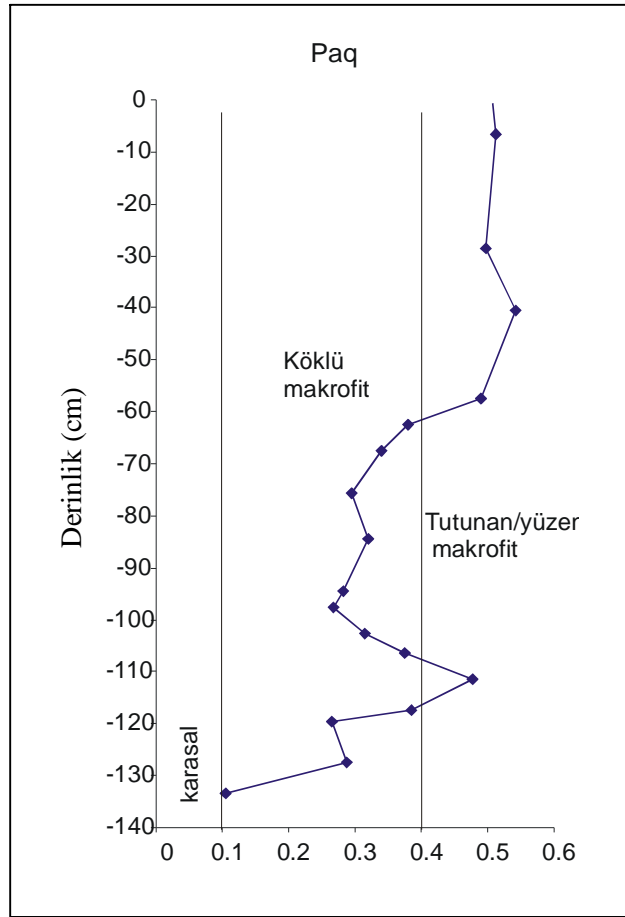
#### Makrofit kaynaklı organik madde üreticileri ve organik madde bileşimine katkıları:

Makrofit kaynaklı organik maddenin miktarındaki değişimler ve farklı makrofit türlerinin baskınlığını belirlemek amacıyla Paq oranından (Finken, 2000) yararlanılmıştır (Şekil 4.85).

$$Paq = (C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}) \quad (4.16)$$

Paq oranı *n*-alkan bileşimine bağlı olarak yüzen ve tutunan makrofit türlerinin, karasal bitki ve köklü makrofitlere oranından yansıtan bir parametredir. Bunlardan köklü makrofit türleri 1.5m derinliğin altında, yüzen ve tutunan türler ise 3m'nin üzerindeki su kütlelerinde yaşamaktadır. İstif boyunca bir değerlendirme yapıldığında ilk 60cm'den alınan örneklerde tutunan - yüzen makrofit türlerinin (submerged/floating macrophytes)

baskın olduğu görülmüştür (Şekil 4.85). Bu seviyenin alt nda ise (60-134cm) genel olarak köklü (emergent macrophytes) türlerin baskın olduğu anlaşılmaktadır. Alt kısımda bu karaktere uymayan iki örnek bulunmaktadır. İlgili örnekler (H3-112 ve H3-134) sırasıyla 112 ve 134cm seviyelerini karakterize etmektedir. Bunlardan ilk seviyede üst 60cm'ye benzer bir şekilde tutunan-yüzen makrofit türlerinin baskın olduğu görülmektedir. Buna göre büyük olasılıkla ortam günümüz koşullarına benzer bir özelliğe sahiptir. İkincisi ise ortamın karasal özellikte olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 4.85.H3 karotu boyunca farklı makrofit türlerinin katkıdaki (Paq) değişimleri.

Paq parametresine göre istifin ilk 60cm'sinde görece olarak su seviyesinin daha yüksek olduğu (olasılı olarak günümüz koşullarına yakın  $\approx 3.5m$ ) düşünülebilir. 60-110cm aralığı ise bugünkü su seviyesinden daha düşük koşulların ürünü (Bataklık/sulak alan: 0.5-1.5m'lik su seviyesi) gibi görülmektedir. 112cm seviyesinde su seviyesinde hızlı bir yükselme gelişmiş, buna bağlı olarak tutunan makrofit türlerin artması olmalıdır. Bu kesimin altında ise su seviyesinin hızlı düşüş gösterdiği ve 134cm seviyesinde artık ortamın kuruduğu/kurumaya yüz tuttuğu düşünülebilir.

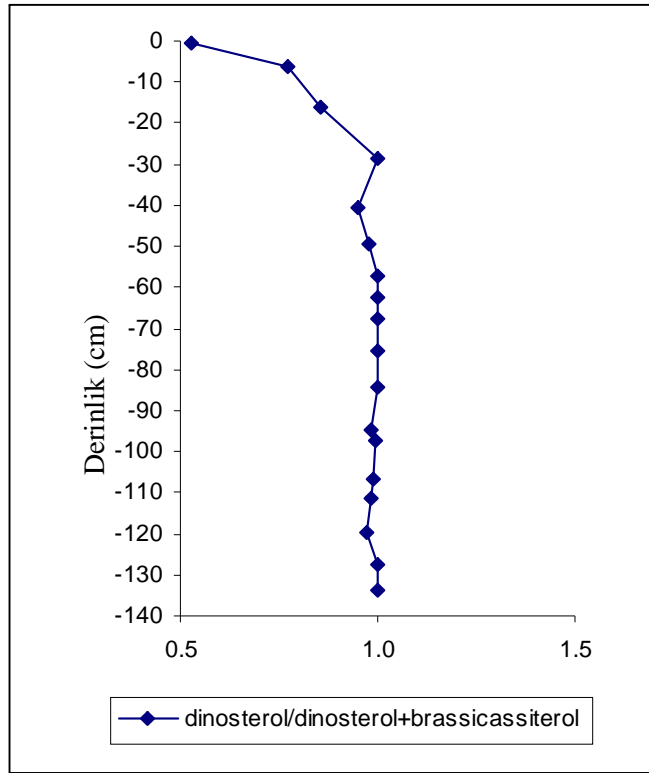
Sucul organik madde üreticileri ve organik madde bileşimine katkıları:

Örneklerdeki brassicasterol miktarının dinosterol miktarına oranı yardımıyla diatom kökenli organik maddenin dinoflagellat (alg) kökenli organik maddeye göre bolluğunu belirlenebilmektedir (Şekil 4.86). Bu amaçla DBO (dinosterol/brassicasterol oranı)ndan yararlanılmıştır.

$$DBO = \text{dinosterol} / (\text{dinosterol} + \text{brassicasterol})$$

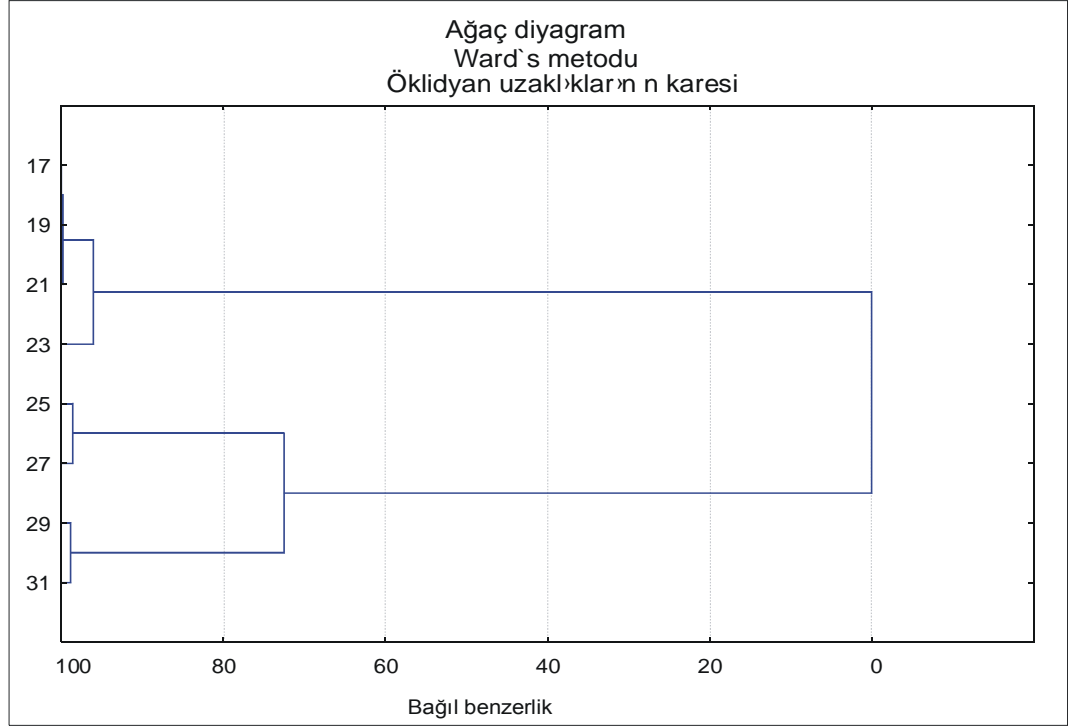
4.17

Şekil 4.86'e göre karotun üst kesimlerinde diatom kaynaklı organik madde bol miktarda bulunmaktadır. Özellikle güncel kayıta diatomlar baskındır (DBR<1). Diatom yoğunluğu 29cm seviyesine kadar hızlı bir azalma (azalan trend) göstermektedir. Bu seviyenin altında ise sabittir. 29-140cm aralığında ilgili oranın 1 değerini alması gölde üretilen organik maddenin önemli oranda alglerle ilişkili olduğunu düşündürmektedir.



Şekil 4.86. Dinosterol ve brassicasterol miktarlarının karot boyunca bağlı değişimleri

H5 karotu için de H3 karotuna benzer şekilde farklı zincir uzunluklarına sahip normal zincirli bileşenlerin birbirleri ile ilişkilerini gösteren sınıflar oluşturulmuştur. Yapılan klaster analizinde Ward's metodu kullanılmış ve her bir bileşenin değişimlerinin diğerleriyle bağlı benzerlikleri öklid uzaklıklarının karesine göre hesaplanmıştır (Şekil 4.87).



Şekil 4.87. H5 karotu boyunca *n*-alkan bileşenlerine ait klaster analizi.

*n*-Alkan dağılımlarına göre organik maddeye kaynak olan iki temel sınıf belirlenmiştir. Bu iki gruptan ilki  $C_{15}$ - $C_{23}$  arasındaki bileşenler, ikincisi ise  $C_{25}$ - $C_{31}$  arasındaki homologlardır. Bunlardan ilk gruptakilerin ana klasterdeki bağıl benzerlikleri (relative similarity) %95'in, ikincisinde yer alanların ise %70'in üzerindedir. Bu iki grup arasındaki ayrım sucul organik madde üretimi ile karasal organik madde kaynaklarının katkıları arasındaki ayrım gösteriyor olabilir.

Daha ayrıntılı incelenecek olursa,  $C_{17}$ ,  $C_{19}$  ve  $C_{21}$  trendleri arasındaki benzerlik çok yüksektir (%95'in üzerinde). Bu bileşenler genel olarak alg/bakteri türlerinde bol bulunmaktadırlar.  $C_{23}$  trendinin en benzer olduğu grup bu üç bileşendir ve aralarındaki bağıl benzerlik %95'dir. Makrofitlerle ilişkili olarak üretildiği düşünülen bu bileşenin alg/bakteri kökenli *n*-alkanlarla olan yakınlığı ilginçtir ve bu bileşenin yorumlarda dikkatli kullanılması gereğini doğurmaktadır.  $C_{25}$  ile  $C_{27}$  ve  $C_{29}$  ve  $C_{31}$  trendleri arasındaki benzerlikler de %98 civarındadır. Bu iki alt gruplaşma karasal bitkiler ile sucul bitkiler arasındaki ayrım gösteriyor olabilir. H3 karotuna benzer şekilde  $C_{25}$  ile  $C_{27}$  arasındaki benzerliğin çok yüksek oluşu, bu bileşenlerin aynı organizma veya organizma grupları tarafından üretildiğini göstermektedir. Buna göre H3 karotuna ait klaster analizindeki konumları da göz önüne alınarak  $C_{27}$ 'nin,  $C_{25}$  gibi makrofitlerce üretildiği

düşünülebilir. Bir diğer olasılık ise bunların belli tür/türlere ait karasal flora ile ilişkili olabileceğidir. H5 karotuna ait klaster analizinin sonuçlar büyük ölçüde H3 karotu ile uyuşmaktadır. Ancak H5 karotunun istatistik değerlendirmesine göre C<sub>23</sub>'ün konumunun H3 karotundakinden farklılığı söz konusudur.

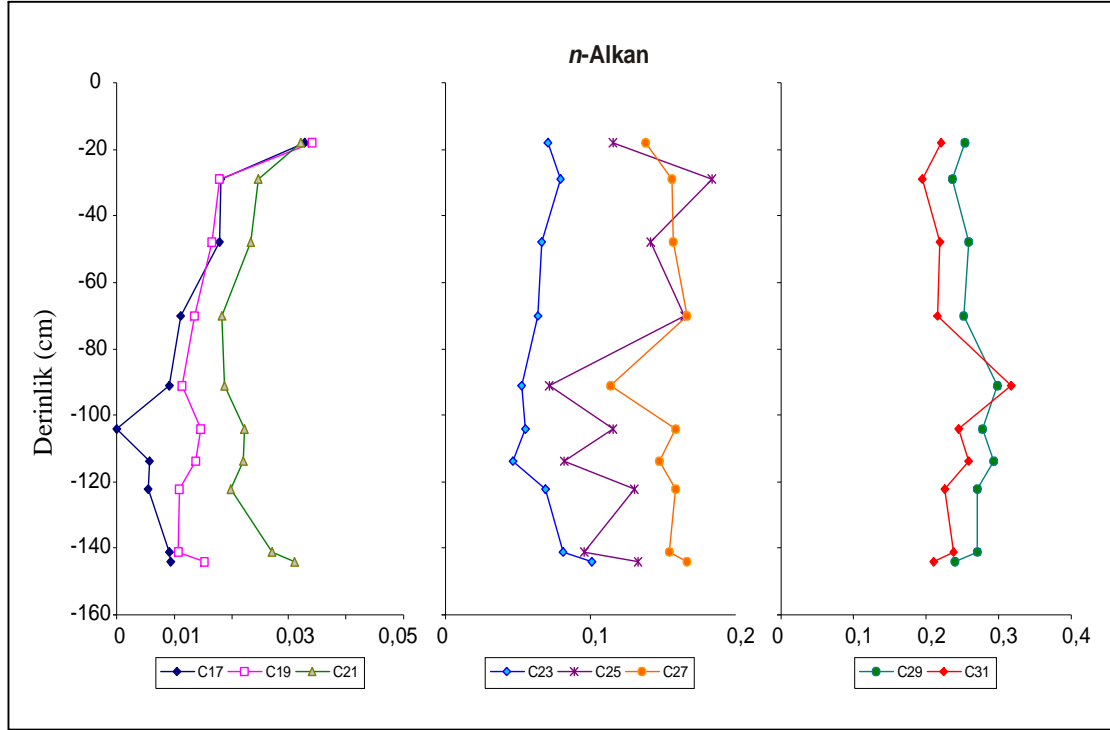
H5 karotu boyunca çökellerde en bol bulunan *n*-alkanlar n orta ve uzun zincirli oldukları gözlenmektedir (Şekil 4.88). Kısa zincirli bileşenlerin katkısı ise çok düşüktür. Bu durum H3 karotundaki bulgularla uyuşmakta olup, Gölarmara Gölü çökellerindeki baskın organik maddenin bitkisel kökenli olduğunu göstermektedir. Kısa zincirli bileşenlerin çok fazla değişim göstermeyen trendleri alg/bakteri katkısının zaman içinde çok fazla değişmediğini düşündürmektedir. Benzer durum uzun zincirli bileşenler olan C<sub>29</sub> ve C<sub>31</sub> için de geçerlidir. Ancak orta zincir homologlarından özellikle C<sub>25</sub> ve C<sub>27</sub>'nin ilk 70cm'de daha bol bulunduğu söylenebilir.

H3 karotuna benzer şekilde H5 karotu boyunca karasal/sucul organik madde baskınlığındaki değişimlerin belirlenebilmesi amacıyla *n*-alkan bileşenlerine göre oluşturulan “**karbon tercih indeksi**”nden (CPI) yararlanılmıştır (Şekil 4.89). Bu değer sadece tüm hidrokarbon fraksiyonu için değil, kısa, orta ve uzun zincirli bileşenler için de hesaplanmıştır. Hesaplamalarda genel olarak geleneksel yaklaşım kullanılmış olmakla birlikte (H3 için hesaplamalar Formül CPI) CPI<sub>HCKz</sub> için düşük konsantrasyonlar gösteren C<sub>14</sub> ve C<sub>15</sub> dışarıda bırakılmıştır.

$$CPI_{HCKZ} = [(C_{17}+C_{19})/(C_{18}+C_{20}) + (C_{17}+C_{19})/(C_{16}+C_{18})]/2 \quad 4.18$$

CPI<sub>HC</sub> değerlerinin H5 karotu boyunca 1'in üstünde oluşu, organik maddenin baskın olarak karasal organik madde üreticilerinden geldiğini göstermektedir. Kısa zincirli homologlar kullanılarak hesaplanan CPI<sub>HCKz</sub> değerleri 1'e yakın değerler almakta olup (CPI<sub>HCKzort</sub> = 1.3), 104cm seviyesinde bu değer altına düşmektedir. Bu düşük değerler sucul organizmaların ürettiği organik madde için tek/çift baskınlığının belirgin olmamasının sonucu olmalıdır. Orta zincir uzunluklu bileşenler için hesaplanmış CPI<sub>HCOz</sub> değerleri ise 2-4 arasında değişmekte olup ortalama değer 2.7'dir. Buna karşın CPI<sub>HCUz</sub> ortalaması 7.4'dür. Bu yüksek değerler, yüksek bitkilerin ürettiği organik maddenin temel özelliği olan tek/çift baskınlığıyla ilişkilidir. Bu değerler H3 karotu için hesaplanan değerlere (CPI<sub>HCOz</sub>, CPI<sub>HCUz</sub> ve CPI<sub>HCKz</sub>) yakındır. CPI<sub>HCKz</sub> değerlerinin

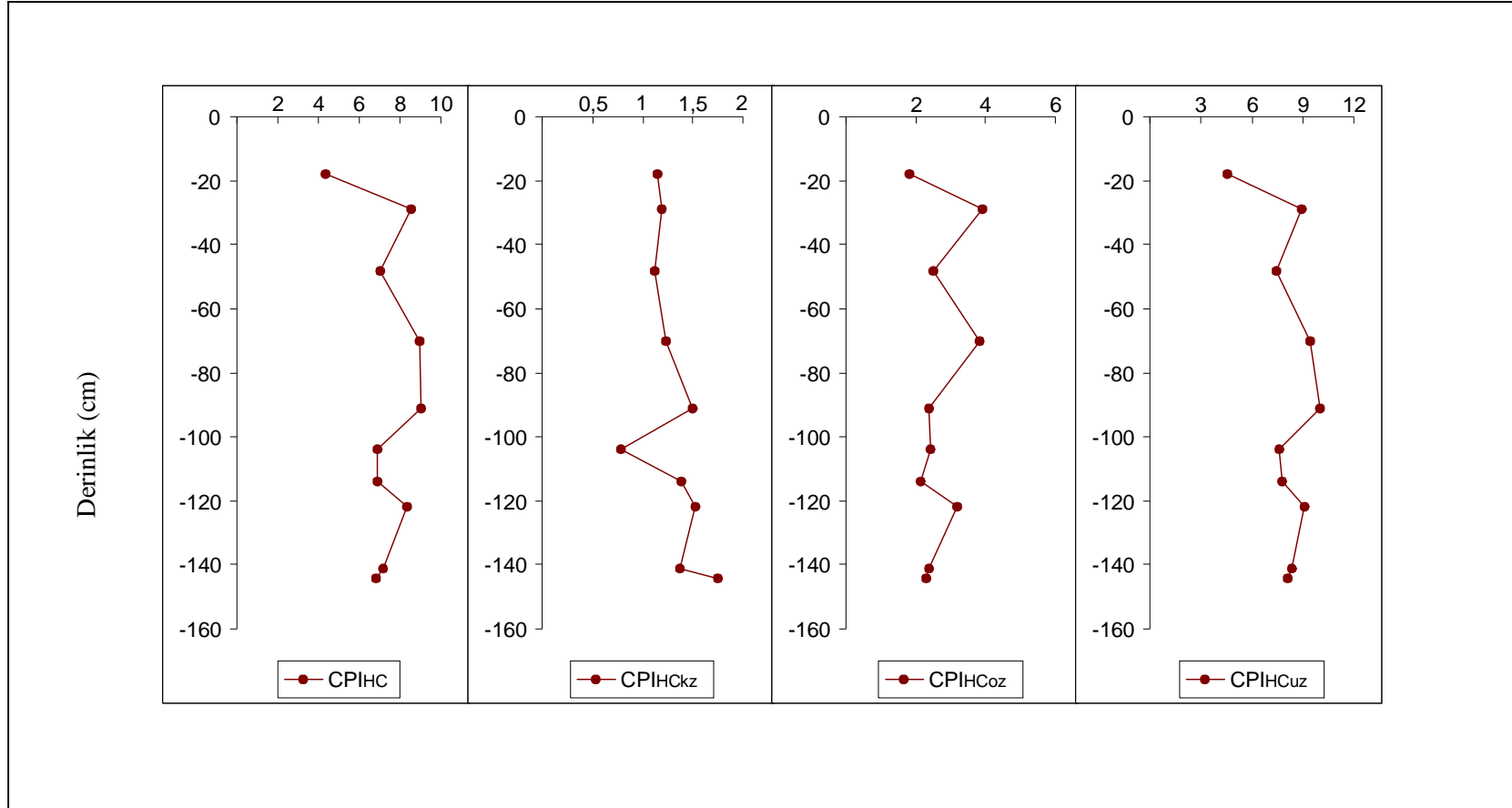
$CPI_{HC}$ ' den farklı olarak özellikle ilk 91cm için çok fazla değişim göstermediği izlenmektedir. 104cm ve 114cm seviyelerinde ise  $CPI_{HC_{Oz}}$  değerleri  $CPI_{HC}$ ,  $CPI_{HC_{uz}}$  ve  $CPI_{HC_{kz}}$ 'nin tersi yönde değişimler göstermektedir. Bunlardan ilkinde ait  $CPI_{HC_{kz_{ort}}}$  değeri 0.8'dir ve birincil organik maddedeki artışın bir sonucu olabilir.



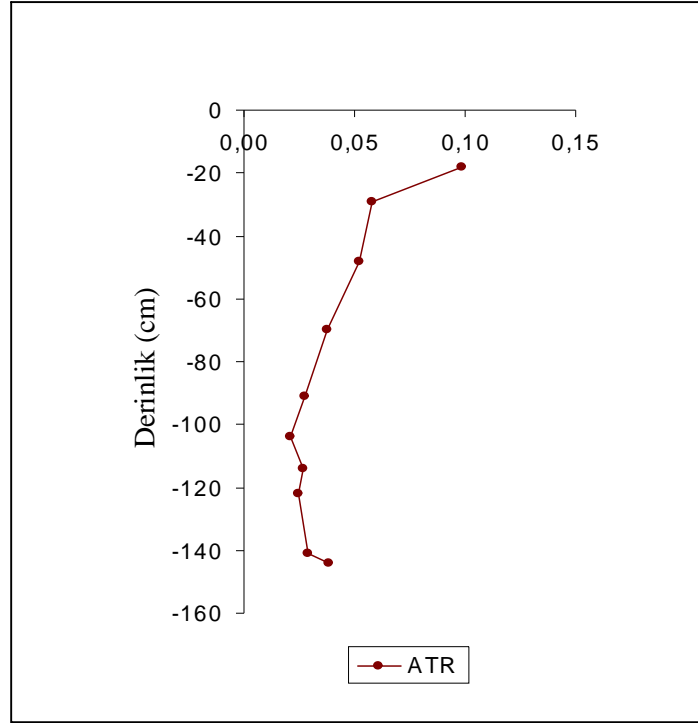
Şekil 4.88. H5 karotu boyunca *n*-alkan bileşenlerinin miktarındaki (µg/g TOC) değişimler.

H3 karotuna benzer şekilde H5 karotu için de ATRHC (sucul/karasal) oran hesaplanmıştır (Şekil 4.90). Buna göre ilk 18cm'lik kısım için 0.1'e yakın olan bu değer (bağıl olarak yüksek sucul organik madde üretimini gösterir) derinlikle genel bir azalma trendine sahiptir. Ortalama değer 0.05 oluşu ise H5 karotu boyunca genel olarak çökellerdeki organik maddenin karasal kaynaklardan türettiğini düşündürmektedir.

Aşağıda, yine H3 karotuna benzer şekilde ilgili oranlar kullanılarak, H5 karotu boyunca farklı türlerdeki karasal bitkiler ile makrofit kaynaklı organik maddeye yönelik ayrıntılı değerlendirmeler yapılacaktır. Ancak burada belirtilmesi gereken bu değerlendirmelerin H5 karotu boyunca sadece *n*-alkan bileşenlerine göre yapılmış oluşudur. Bunun nedeni daha önce de değinildiği gibi H5 karotu boyunca *n*-asit ve *n*-alkol fraksiyonlarının incelenmemiş oluşudur. Sterollerin saptanmamış oluşu nedeniyle sucul organik madde üreticileri ile ilgili değerlendirme de yapılamamıştır.



Şekil 4.89. Kısa, orta ve uzun zincirli bileşenler ile toplam fraksiyona ait CPI değerlerinin H5 karotu boyunca değişimi.

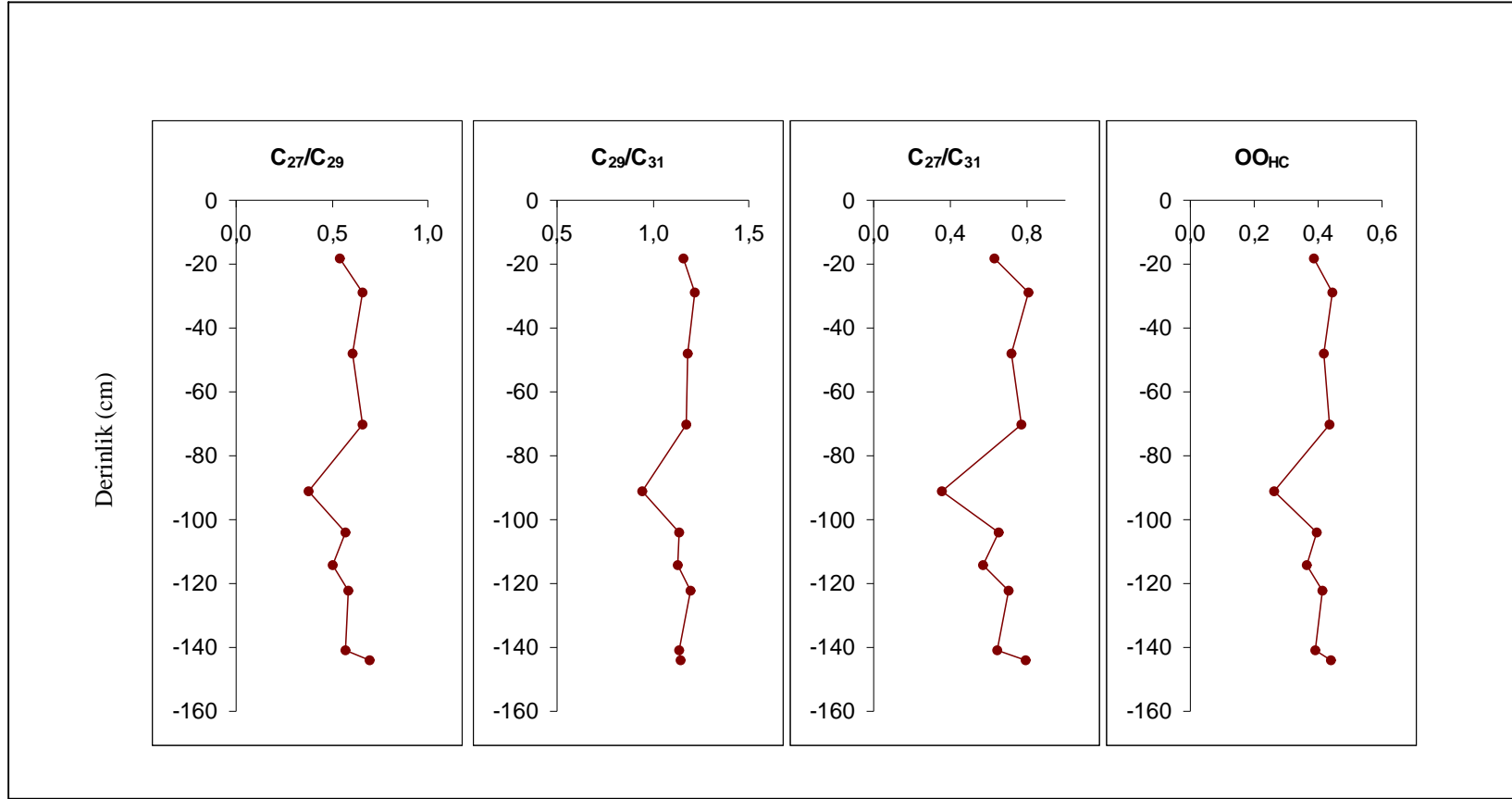


Şekil 4.90. Sucul / karasal organik madde oran›n n (ATR<sub>HC</sub>) H5 karotu boyunca değişimleri.

#### Karasal organik madde üreticileri ve organik madde bileşimine katkıları

H3 karotuna benzer şekilde H5 karotu boyunca da *n*-alkan bileşenleri kullanılarak orman bitki örtüsü/otçul bitki örtüsü oran hesaplanmıştır (Şekil 4.91). Bu değerin karot boyunca 1'in altında oluşu, organik madde katkısının ağırlıklı olarak ağaçlarla ilişkili olduğunu göstermektedir. Özellikle 91cm seviyesinde trendin negatif yönde değişimi nedeniyle ağaçların baskınlığının daha da arttığı söylenebilir.

H5 karotu boyunca da C<sub>27</sub>, C<sub>29</sub> ve C<sub>31</sub> bileşenlerinin birbirlerine göre oranları, sırasıyla polen ve yapraklardan, ağaçlardan, çimen ve otlardan kaynaklanan organik madde girdisiyle ilgili olarak yorumlanabilir. C<sub>27</sub>/C<sub>29</sub> oranının 1'in altında oluşu polen ve yapraklardan göle taşınan organik maddenin çökellere katkısının ağaçlara göre daha az olduğunu göstermektedir. C<sub>29</sub>/C<sub>31</sub> oranı ise 1 ve üzerindeki değerleri nedeniyle organik madde katkısının H3 karotuna benzer şekilde baskın olarak ağaçlarla ilişkili olduğunu göstermektedir. C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub> oranının 1'in altında oluşu ise polen ve yapraklarla ilişkili organik maddenin ot ve çimenlerle ilişkili olandan daha düşük olduğunu göstermektedir.

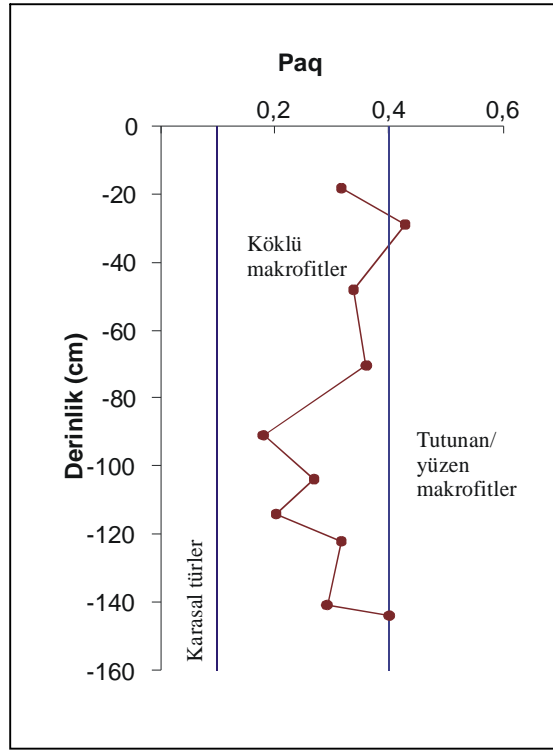


Şekil 4.91. H5 karotu boyunca  $C_{27}/C_{29}$ ,  $C_{29}/C_{31}$  ve  $C_{27}/C_{31}$  oranlarının değişimi ile otluk ve orman florasının katkısındaki değişimler.

Sonuç olarak özetlemek gerekirse organik maddenin ağırlıklı olarak ağaçlardan sağlandığı söylenebilir. Bu tür organik maddenin yan› s ra bir miktar çimen ve ot türü bitkiler ile yaprak ve polenlerden de çökellere katkı sağlanmış olması olasıdır. Bu bulgular H3 karotu boyunca yapılan değerlendirmelerle (özellikle 0-107cm aralığı için) örtüşmektedir.

#### Makrofit kaynaklı organik üreticileri ve organik madde bileşimine katkıları:

H5 karotu boyunca da makrofit kaynaklı organik maddenin katkı› s ndaki farklı makrofit türlerinin baskınlığındaki değişimleri belirlemek amacıyla Paq oranı ndan (Finken, 2000) yararlanılmıştır (Şekil 4.92).



Şekil 4.92 H5 karotu boyunca farklı makrofit türlerinin katkı› s ndaki (Paq) değişimleri.

Paq oranının aldığı değerlere göre H5 karotu boyunca çökellere malzeme sağlayan makrofitler ağırlıklı olarak köklü türlerdir. Ancak 29 ve 144cm seviyelerin 0,4 ve üstündeki Paq değerleri tutunan ve yüzen türlerin katkısını göstermektedir.

#### 4.4.7. İklim

Bileşene dayalı (biyomarker) karbon izotop analizleri paleo-ortamsal değerlendirmeler için güçlü bir kaynak oluşturmaktadır. Farklı bitkilerin aynı *n*-alkanlar üretmesi söz konusu olsa bile, -karbon-tutma mekanizmalarının farklı olması nedeniyle- bunların izotopik özellikleri farklılıklar sunmaktadır (Meyers, 1997). Bu nedenle *n*-alkan bileşenlerinin izotopik bileşimindeki değişimlerin gözetildiği bir yaklaşım hem organik madde kaynaklarındaki hem de ortamdaki değişimlerin daha sağlıklı değerlendirilmesini sağlamaktadır.

Uzun zincirli homologların izotopik fraksiyonlaşması göl çevresindeki flora hakkında bilgi sağlamaktadır (Şekil 4.54; Şekil 4.55; Şekil 4.56). Bilindiği gibi yüksek negatif izotop değerleri genellikle C3 türü bitkilerinden buna karşın pozitif değerler ise C4 türü bitkilerinden kaynaklanmaktadır. Buna göre H3 karotu boyunca ağır değerlerin gözlendiği 0-63cm aralığındaki izotop değerleri karışık organik madde kaynaklarına işaret etmektedir (Şekil 4.54). Buna karşın uzun zincirli homologların (bunların yanında orta zincirli homologların) karotun alt kesimlerinde (120-140cm) aldığı hafif değerler ise hem karasal bitkilerden (ağaçlardan) hem de sucul bitkilerden kaynaklanan C3 miktarının artışı ile ilişkilendirilebilir. Büyük olasılıkla bataklıkla çevrelenmiş küçük bir açık su alanındaki yüksek miktardaki fotosentez gelişimi, izotopik olarak hafif olan biyojenik CO<sub>2</sub> konsantrasyonunun artmasına neden olmuştur (Ficken, 2000).

Tatlı su göllerinde çok çeşitli karbon kaynaklarından yararlanılmaktadır. Bunlar atmosferik CO<sub>2</sub>, biyojenik CO<sub>2</sub>, metana eşlik eden CO<sub>2</sub>, ve kayaçların ayrışması sırasında ortaya çıkan bikarbonatlar olarak sayılabilir (Boutton, 1991). Ayrıca alg ve tutunan makrofit türlerinin ürettiği δ<sup>13</sup>C değerlerinin de (kısaca ve uzun zincirli homologlar) kaynak organik karbonun izotopik özellikleriyle, izotop fraksiyonlaşması neticesinde ya da her iki sürecin de etkisinde farklılıklar sunduğu bilinmektedir (Boutton, 1991; Keeley ve Sandquist, 1992). Kısaca zincirli bileşenlerin izotop bileşimi 67-120cm aralığında bağıl olarak daha hafiftir. 120cm seviyesinden itibaren ise 140cm seviyesine kadar tekrar ağırlaşma eğilimi göstermektedir. Bu farklılık iki farklı karbon kaynağının (CO<sub>2</sub> ve HCO<sub>3</sub>) da kullanıldığının bir işaretidir. Bilindiği gibi sıcaklığa bağlı olarak sudaki konsantrasyonu artan HCO<sub>3</sub>, serbest CO<sub>2</sub>'e göre izotopik olarak %7-11

daha ağırdır (Mook vd., 2004). Alg ve tutunan makrofitler tarafından bikarbonat alımı daha pozitif  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerine neden olur (Keeley ve Sandquist, 1992). Bu nedenle karotun üst kesimlerinin çökelişi sırasında alg ve makrofitlerin karbon kaynağı olarak bikarbonat kullanmış olması olasıdır. Ancak alt kesimlerde kullanılan karbon kaynağı temel olarak serbest  $\text{CO}_2$ 'den sağlanmış gibi görülmektedir. Bikarbonatın karbon kaynağı olarak kullanıldığı aralıktaki toplam  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin de pozitif değerler alması da bu görüşü destekler niteliktedir.

H5 karotu boyunca seçilen örneklerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri H3 karotu kadar belirgin değişmemektedir (Şekil 4.56). Gözlenen ufak değişimler ise,  $\text{C}_3$  bitkilerinin  $\text{C}_4$  bitkilerine göre katkılarındaki değişimleri yansıtmaktadır. Ağır izotop değerlerine sahip  $\text{C}_{23}$  ve  $\text{C}_{25}$  bileşenlerinin bulunması, yüksek su sıcaklıklarının göstergesi olabilir. Bilindiği gibi algal ve yüzen makrofit türleri tarafından  $\text{HCO}_3^-$  kullanılması artan su sıcaklıkları ile ilişkilidir (Keeley ve Sandquist, 1992).

Gölmarmara Gölünün çevresindeki paleo-iklim değişimlerini (nemlilik) belirlemek amacıyla, gölde korunmuş sucul ve yüksek bitki moleküllerinin  $\delta\text{D}$  fraksiyonlaşmasından da yararlanılmıştır (Şekil 4.58). Yüksek bitkilere ait  $\delta\text{D}$  değerleri ( $n\text{-C}_{27}$  ile  $n\text{-C}_{29}$ ) aynı zamanda meteorik suların  $\delta\text{D}$  değerleriyle ilişkili olsalar da (Sachse vd., 2006), buharlaşma/yağış süreçlerinden de etkilenmektedirler (Sauer vd., 2001; Liu ve Huang, 2005). Bu nedenle de nem değişimlerinin araştırılmasında karasal bitkilerin  $\delta\text{D}$  değerleri kullanılmaya başlamıştır (Schefuss vd., 2005, Krishnamurthy vd., 1995; Meyers, 1997). Ayrıca sucul kökenli organik maddenin  $\delta\text{D}$  değerleri gölün hidrolojik dengesi ve meteorik su girdisiyle ilişkilidir. Bu nedenle genelde su bitkilerinden kaynaklanan  $n\text{-C}_{23}$  bileşenine ait (Ficken, 2000)  $\delta\text{D}$  değerleri direkt olarak göl suyunun izotopik bileşimi hakkında fikir vermektedir.

H5 karotu boyunca uzun zincirli  $n$ -alkanların hidrojen izotop değerlerinin düşük oluşu (ortalama ‰-162) tatlı su koşullarını göstermektedir (Li vd., 2001). Buna karşın  $n\text{-C}_{23}$  bileşeni için saptanan  $\delta\text{D}$  değerleri (‰-140) daha ağırdır. H5 karotunun üst seviyeleri ile (0-70cm) alt kesimi (141-144cm) arasında ise önemli bir farklılaşma gözlenmektedir. Bu önemli pozitif sıçrama göl hidrolojisinin zaman içinde değişmesinin belirtici olabilir. Bazı çalışmalarda benzer sıçramaların göl hidrolojisindeki dengenin değişmesi

nedeniyle olabileceği ya da meteorik su katkısındaki değişimlerden kaynaklanabileceği belirtilmektedir (Li vd., 2001; Meyers, 1997). Buna göre Gölarmara Gölünün hidrolojik koşulları geçmişten günümüze doğru daha kapalı koşullardan, açık göl sistemine doğru değişim göstermiş olmalıdır.

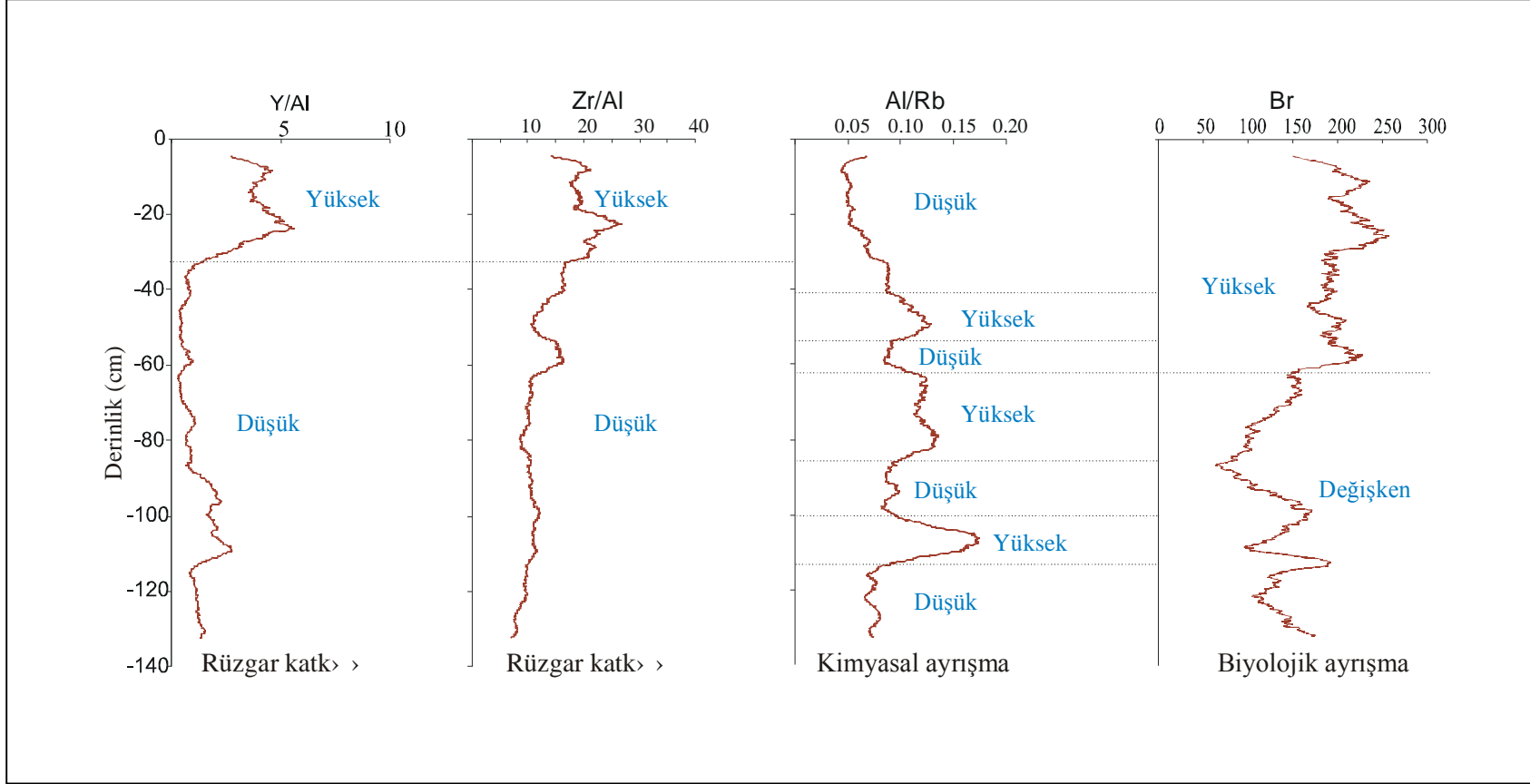
#### 4.4.8. Göl Çevresindeki Ayrışma, Aşınma ve Taşınma Süreçleri

Bazı elementlerin çökellerde zenginleşmelerinin fiziksel ve kimyasal ayrışma ve taşınma süreçlerine bağlı olarak gerçekleştiği bilinmektedir. Buna göre ister kimyasal süreçlerle, ister fiziksel süreçlerle gerçekleşmiş olsun, erozyon malzeme birikimi açısından önemli bir faktördür. Bu bağlamda, erozyona neden olan süreçlerin anlaşılabilmesi için kimyasal, fiziksel ve biyolojik ayrışma süreçleri ile ilgili fikir veren parametrelerin her iki karot boyunca değişimleri incelenmiştir.

Çökellerde Zr ve Y elementlerinin varlığı ağır minerallerle ilişkilidir. Pek çok araştırmacı bu elementlerin eoliyen katkısı ile ilgili bilgi sağladığını düşünmektedir (Haug vd., 2003; Espejo vd., 2007). Buna göre Y ve Zr elementlerinin Al'a oranlarının yüksek oluşu, yüksek dayanımlılığa sahip minerallerin kil grubu minerallere göre zenginleşmesi ile ilişkilendirilebilir. Bu yaklaşım genelde denizel çökellerde kullanılmakla birlikte, ilgili elementlerin normalizasyon parametresi olarak kullanılan, Al'dan bağımsız artışı, rüzgar katkısının, malzeme sağlayan süreçlerden birisi olabileceğini düşündürmektedir. Bir diğer olasılıksa bunların çevredeki volkanik kökenli kayalardan taşınan malzemeyle ilişkili artışlarıdır. H3 karotu boyunca hem Zr/Al oranı hem de Y/Al oranı karotun üst kesimlerinde (ilk 34cm) daha yüksektir. Bu değerler karotun üst seviyelerine karşılık gelen dönemlerde erozyonun daha etkili olduğunu göstermektedir. En düşük katkı ise 115-140cm aralığında izlenmektedir. Aradaki kesim rüzgara bağlı kırıntılı girdeğinde belli belirsiz artış ve azalmalar göstermektedir (Şekil 4.93).

Al/Rb oranının değişimleri ise silikatların ayrışması ve nemlilik (atmosfer koşulları) ile ilişkilendirilmektedir (Narcisi 2001, Lucchini 2003). Bu oranın bağıl olarak daha yüksek değerler aldığı 40-53cm, 60-84cm ve 100-115cm aralıkları büyük olasılıkla daha kuvvetli kimyasal ayrışma dönemleri ile ilişkilidir.

Br elementi karasal bitki örtüsüne bağlı (kuru alan vejetasyonu) olarak üretilen,

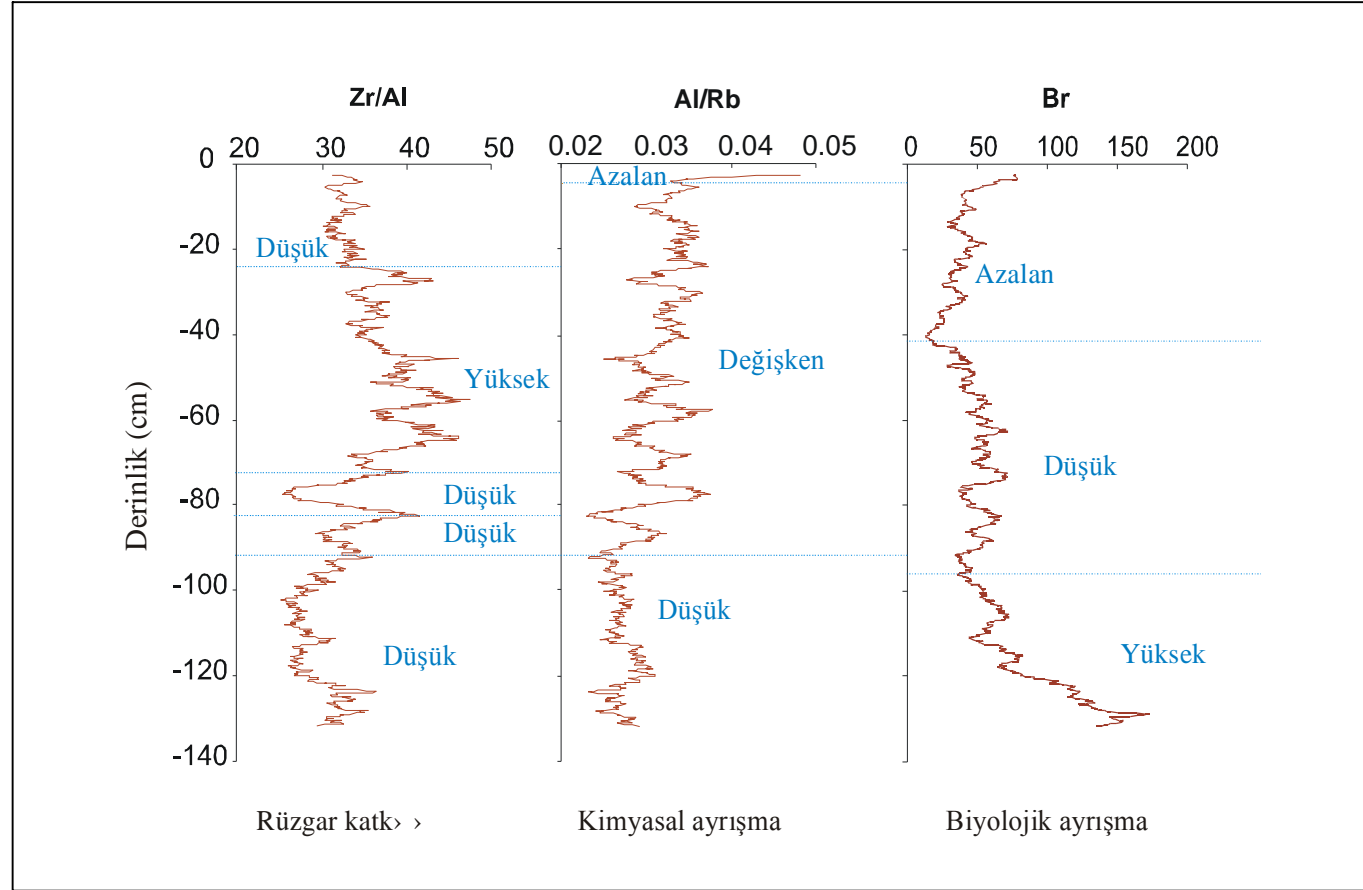


Şekil 4.93. Erozyon ve ayrışma süreçleri ile ilgili parametrelerin H3 karotu boyunca değişimleri.

topraktaki organik madde gelişimi ile ilgili bilgi sağlamaktadır (Kabata-Pendias ve Pendias 1992; Robinson vd. 1993). Bu kapsamda biyolojik ayrışma süreçleri ile ilgili fikir elde etmek amacıyla Br miktarının karot boyunca değişimleri de değerlendirilmiştir (Şekil 4.93). H3 karotu boyunca Br miktarındaki değişimler ise karasal toprak oluşumundan kaynaklanan organik madde katkısında zaman içinde değişimler olduğunu göstermektedir (Şekil 4.93). Genel bir değerlendirmeye karotun 0-60cm aralığının alt kesime göre daha yüksek paleo-toprak kaynaklı organik madde içerdiği söylenebilir. Bunun dışında alt kesimlerdeki tekrarlanan artış ve azalma trendleri zaman zaman bu tür malzemenin yoğun gelişine zaman zaman ise kesilmesine işaret etmektedir.

H3 karotundaki yaklaşıma benzer şekilde H5 karotu boyunca da kimyasal, fiziksel ve biyolojik kökenli ayrışma ürünü malzemenin çökellere katkısının belirlenmesi amacıyla Zr/Al ve Al/Rb oranlar ile Br miktarındaki değişimler incelenmiştir. H5 karotu boyunca ilgili oranların değişim aralıklarının daha dar olduğu gözlenmiştir. Bu nedenle aşağıda ayrıntılandırılacak olan değişimlerin H3 karotu kadar belirli olmadığı göz önünde bulundurulmalıdır. H3 karotunun aksine H5 karotu boyunca Zr/Al ve Al/Rb oranlarına ait trendlerin birbirine zıt yöndeki belirgin değişimleri dikkat çekmektedir. Bunlardan rüzgar katkısının belirteci olarak kullanılan Zr/Al oran 24-73cm aralığındaki yüksek olup, bir diğer yükselme eğilimi 83cm seviyesinde saptanmıştır. Bu durum bağlı olarak daha yüksek rüzgara bağlı kısıtlı girdisinin belirteci olabilir. Karotun diğer kesimlerinde ise bu oran bağlı olarak daha düşük değerlere sahiptir. Ancak bu kesimlerde de trendin karakteri farklıklar sergileyebilmektedir.

Al/Rb oranındaki değişimler ise H5 karotu boyunca kimyasal ayrışma ürünlerinin katkısındaki farklıklar göstermektedir. Buna göre en yüksek katkı ilk 2cm'lik kesimde gözlenmektedir. Bu seviyenin altında ise değerler daha düşüktür. Trendin genel karakteri doğrultusunda, daha belirgin değişimlerin gözlendiği 2-93cm aralığı ile daha dar bir aralıkta değişim gösteren 93-140cm arasında da küçük konsantrasyon farklılıklar gözlenmektedir. Toprak kökenli organik madde katkısının belirteci olan Br 0-120cm aralığında küçük dalgalanmaların gözlendiği bir trend sergilemektedir (Şekil 4.94). Ancak 120cm seviyesinin altından itibaren belirgin bir artış gözlenmektedir. Bu özellik, bu kesimlerdeki kurak iklim bölgelerinde görülen toprak gelişimine bağlı organik madde katkısının bir sonucu olarak değerlendirilebilir.



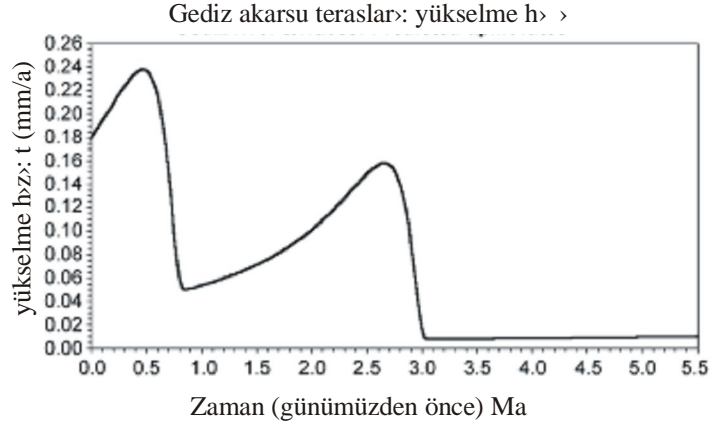
Şekil 4.94. Ayrışma ürünü malzemenin göstergesi olan parametrelerin H5 karotu boyunca değişimleri

#### 4.5. GÖL VE ÇEVRESİNİN KUVATERNER PALEO - EKOLOJİSİ

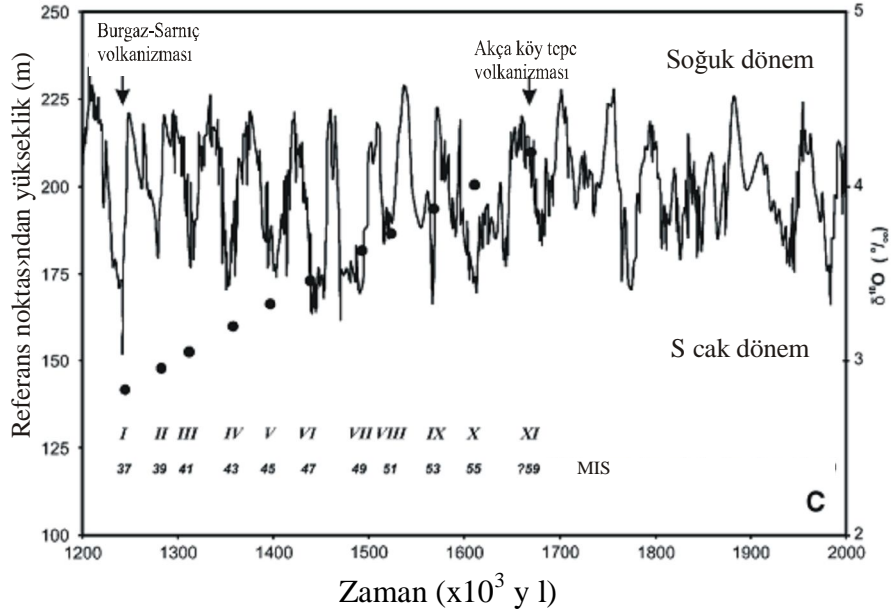
Çalışma alanının Kuvaterner jeolojisi genelde Pleistosen'den itibaren şekillenen jeolojik süreçlerin devamı niteliğini taşımaktadır. Bu nedenle literatür ve saha gözlemleri yoluyla Pleistosen-Kuvaterner dönemindeki bu süreçler hakkında genel bir giriş yapılacaktır. Bunun ardından Göl-marmara Gölü ve yakın çevresinin Kuvaterner evrimine yer verilecektir. Özellikle bu çalışmanın ayrıntılı inceleme konusunu oluşturan Göl-marmara Gölü çökellerinde elde edilen tüm verilerin ışığında Holosen evrimi ayrıntılı olarak tartışılacaktır.

İnceleme alanında, Pliyo-Kuvaterner'de malzeme birikim, dolgu, aşınım kontrollerinin bir arada etkili olduğu düşünülmektedir (Karaman-deresi, 1995). Bu dönemin aşınma düzlüklerine Göl-marmara Gölünün güney ve güneybatı kesimlerinde oldukça geniş bir alanda raslanmaktadır (Karaman-deresi, 1995). Buradaki aşınma yüzeyleri akarsu sisteminin (daha önceden var olan) etkisini artırması nedeniyle parçalanmış ve yarılmışlardır. Jeomorfolojik veriler ışığında, Villafrankiyen aşınması ile birlikte günümüzdeki Göl-marmara Gölü ve çevresini kapsayan bir çöküntü alanının da oluştuğu önerilmektedir (Karaman-deresi, 1995). Bu aşınma dönemi kurak iklim koşullarına işaret etmektedir. Göl çevresinde gözlenen kırmızı renkli genç istifler (eski toprak) bu iklimsel koşullardan etkilenmiş olmalıdır (Şekil 4.15, Şekil 4.16, Şekil 4.17, Şekil 4.18, Şekil 4.19).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı bu eski toprak oluşumları ve bunların üzerinde yer alan akarsu çökelleri, akarsu rejiminin etkisindeki (iklim ve/veya tektonik kontrole bağlı olarak) değişimlerin yakın dönemde oldukça etkili olduğunu göstermektedir (Şekil 4.95, Şekil 4.96). Hatta çalışma alanının yakın çevresinde Paleo-Gediz terasları ile ilgili yapılmış eski çalışmalarda, yağışlı ve kurak dönemlerin döngüselliklerinin oblikliğe (dünya ekseninin) bağlı 41 000'er yıllık iklim değişimleriyle bağlantılı olduğu düşünülmektedir. Orta-Geç Pleistosen'deki akarsu sistemlerinin karakterindeki değişimler ise yine iklim kontrolündeki 100 000 yıllık döngüselliklerle ilişkili görülmektedir (Maddy vd., 2005; Bridgland ve Maddy, 2002; Bridgland, 2000). Bu değişimler ve dönemleri Şekil 4.96'da görülmektedir.



Şekil 4.95. Gediz teraslarına bağlı olarak hesaplanan yükselme hızı (Westaway, 2004).



Şekil 4.96. Pleistosen boyunca belirlenen sıcak ve soğuk iklimsel dönemlerin döngüleri (Maddy vd., 2005).

#### Gölmarmara Gölü ve Çevresinin Holosendeki Ortamsal Evrimi:

Her iki karot boyunca  $^{14}C$  en temel farklılıkların görüldüğü litolojik zonların tabanlarından saptanan yaş değerleri, çökel istifin farklı aralıklardaki çökelme hızlarını belirlemekte kullanılmıştır. Belirlenen bu çökelme hızları gözetilerek (kompaksiyondan bağımsız) derinlik eksenleri yaş eksenine dönüştürülmüştür. Ortamsal özelliklerle ilişkili tüm parametrelerin zamana karşı değişimleri, gölün farklı karakterler kazandığı dönemlerin tanımlanabilmesine olanak sağlamıştır.

Gölmarmara Gölünün ortamsal özellikleri altı farklı dönemde; (9000-8000YÖ, 8000-7500YÖ, 7500-2000YÖ, 2000-1800YÖ, 1800-400YÖ, 400-0YÖ) değişimler sergilemiştir (Şekil 4.97 a,b, Şekil 4.98 a,b). Buna göre gölün karakteristik özellikleri göz önünde bulundurularak farklı evreler geçmişten günümüze doğru sırasıyla sunulacaktır. 1900YÖ'den günümüze kadar olan dönemde hem batı hem de doğu havza merkezlerinin değerlendirilmesi yapılacaktır. Önceki dönem ise sadece batı havza merkezini karakterize eden bilgiler doğrultusunda değerlendirilecektir.

İlk evre 9000-8000YÖ arasındaki dönemi kapsamaktadır. Bu dönemde göle yüksek miktarda kırıntılı girdisi (yüksek K/Al, Ti/Al oranları) olmaktadır. Göl su seviyesinin (yüksek Mn/Al, As) ve enerji düzeyinin (yüksek Si/Al oranı) yüksek oluşu, göle malzeme taşıyan akarsu etkinliğinin kuvvetli olduğunu düşündürmektedir. Göl suyu tuzlu su (yüksek TOC/TS) karakterindedir. Redoks koşulları değişken olmakla birlikte (Ni/Co ve V/Ni), gölün genel olarak anoksik karakterde olduğunu söyleyebiliriz. Hatta su kütlesi ve çökel/su arayüzünde kükürt indirgenmesine imkan sağlayan koşullar mevcut olmalıdır. Bu dönemdeki organik madde üretimi düşüktür.

8000-7500YÖ aralığında gölün kimyasal özellikleri ve çevresel koşullar çok değişim göstermediği halde, göl suyu kısa süreli tatlı su koşullarına yönelmiştir. Bu dönemde genel olarak su seviyesi önceki evreden daha düşüktür. Hatta bu dönemi izleyen 7500-2000YÖ arasındaki uzun bir dönem boyunca göl kurumuştur.

2000 yılından günümüze doğru hem su kimyasında hem de çevresel koşullarda belirgin değişimler gelişmiştir. 2000-1800YÖ aralığında göle yüksek kırıntılı girişi (yüksek K/Al, Ti/Al oranları) olmuştur. Bu dönemdeki enerji düzeyi de oldukça yüksektir (yüksek Si/Al) ve göl suyu seviyesindeki yükseliş (yüksek Mn/Al, As) bunlara eşlik etmektedir. Bu dönemde göle taşınan malzemenin önemli kısmı yüksek kimyasal ve biyolojik ayrışma izleri (yüksek Al/Rb oranı, yüksek Br) taşımaktadır. Özellikle TOC miktarının ve Ba konsantrasyonunun yüksek oluşu, bu dönemdeki birincil organik madde üretiminin oldukça yüksek olduğunu düşündürmektedir.

1800-400YÖ arasında enerji düzeyinde oynamalar olmuş, göle daha az kırıntılı malzeme taşınmaya başlamıştır. Yine eş zamanlı olarak su seviyesi düşmüştür (düşük

Mn/Al, As). Buna karşın kırıntılı girdisinde azalma gözlenmiştir. Göl çevresinden kimyasal ayrışma ürünleri de göle taşınmıştır (yüksek Y/Al, Zr/Al oranları). Göl suyunun karakteri genel olarak tuzlu su olup, redoks koşulları değişkendir. Organik madde üretimi ise ortalama değerlerdedir.

400YÖ'den günümüze kadar olan dönemde göle yüksek miktarda kırıntılı girdisi (yüksek K/Al, Ti/Al oranları) olmuştur. Kırıntılı malzemenin bir kısmı etkin rüzgar erozyonunun kontrolündedir. Göl çevresinde bu dönemde düşük kimyasal ayrışma (Y/Al, Zr/Al) izleri gözlenmektedir. Enerji düzeyinin yüksek olduğu (yüksek Si/Al, düşük Zr/Rb oranı) bu dönemde göl suyu seviyesi de bağıl olarak daha yüksektir (yüksek Mn/Al oranı). Gölde kimyasal çökelim (karbonat çökeli) düşüktür (düşük Zr/Hb+Sr). Bu dönem boyunca büyük olasılıkla gölde tatlı su koşulları hakimdir. Besin girdisi oldukça kısıtlı olup (düşük P, S konsantrasyonu), buna bağlı olarak da organik madde üretimi (düşük Ba, TOC) çok yüksek değildir.

#### Gölmarmara Gölü ve Çevresinin Holosendeki Paleo-Ekolojisi:

Elde edilen tüm veriler (ortam koşulları ve organik madde kaynaklarındaki değişimler) ışığında Holosen boyunca üç temel evre ayrılabilir. Bunlardan en eskisi 9000-7500 YÖ (yıl önce) yani Erken Holosen'e denk gelmektedir. 7500-2000YÖ arasındaki dönemde Gölmarmara Gölü kurumuştur. 2000YÖ'den günümüze kadar olan dönemde ise sürekli bir çökelim olduğu düşünülmektedir. Aşağıda her bir evre ve özellikleri ayrı ayrı ele alınarak paleo-ekolojik bir değerlendirme yapılmaya çalışılacaktır .

#### 1.Evre (9000-7500YÖ)

Bu dönemde ATR oranının ortalamanın çok altında olmaması birincil üretimin az da olsa etkili olduğunu düşündürmektedir. Ayrıca oldukça tuzlu (düşük TOC/TS oranı) olan su kütlelerinde düşük miktarlarda alg türü malzemenin üretimine elverişli koşullar sağlanmıştır (düşük dinosterol miktarı). Bu su kütlelerinde aynı zamanda köklü makrofit türleri de önemli miktarlarda bulunmaktaydı (Paq <0.4). Göl çevresindeki flora, orman bitki örtüsü otçül bitki örtüsü oranının düşük oluşu nedeniyle, ot türü bitkilerin baskın olduğunu göstermektedir. Toplam ve spesifik *n*-alkan  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin negatif oluşu karbon kaynağının sudaki serbest  $\text{CO}_2$  olduğunu göstermektedir. Orta/uzun zincirli homologların  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri çok hafiftir ( $\text{‰} -30$ ). Bu, hem gölde hem de göl çevresinde

C<sub>3</sub> türü bitkilerin baskın olduğunu göstermektedir. Bu durum ise gölün bataklıklarla çevrelenmiş küçük bir açık su olduğunu düşündürmektedir. Bilindiği gibi izotop değerlerinin hafif oluşu, göl ve çevresindeki yüksek fotosenteze bağlı olarak izotopça hafif biyojenik CO<sub>2</sub> konsantrasyonunun artması bir sonucudur (Ficken, 2000).

Çökellere olan Stigmasterol katkısı, bu dönem boyunca bir miktar yüksek bitkinin göl çevresindeki varlığının delilidir (Huang ve Meinschein, 1979). Bu sterole ek olarak daha yüksek miktarlarda β-Sitosterol' de belirlenmiştir. Bu bileşen ise temel olarak yüksek bitkilerle ilişkilendirilmekle birlikte, farklı kaynaklardan da sağlanabilmektedir. Bunların en önemlileri algal çamurların baskın olduğu alanlar (Renault, 1998, Pearson et. al., 2007) ile makrofitlerdir (Meyers, 1997). Algal çamurlardaki üretimleri yeşil alg ve fitoplanktonlar tarafından gerçekleştirilmektedir (Volkman, 1986; Rontani et. al., 2004). Buna göre bir diğer olasılık ise bu dönemde göl ve/veya çevresinde (bataklık alanlarda) yoğun alg üretiminin olmasıdır. Bu durum özel karbon izotoplarına bağlı yorumu (bataklık alanlarla çevrili sığ bir gölün varlığını) destekler niteliktedir.

### 2.Evre (7500-2000YÖ)

7500-2000YÖ uzun süreli bir çökmezlik gelişmiştir. Çökmezlik döneminin öncesi ve sonrasına ilişkin karasal bitki topluluklarının türlerinde önemli değişimler saptanmıştır. Bu dönemin öncesinde baskın floray otlakların oluştururken, bu dönem bittikten sonra ormanlar yaygınlaşmaya başlamıştır (C<sub>27</sub>/C<sub>31</sub>, C<sub>27</sub>/C<sub>29</sub>, OO, vb).

### 3.Evre (2000YÖ-günümüz)

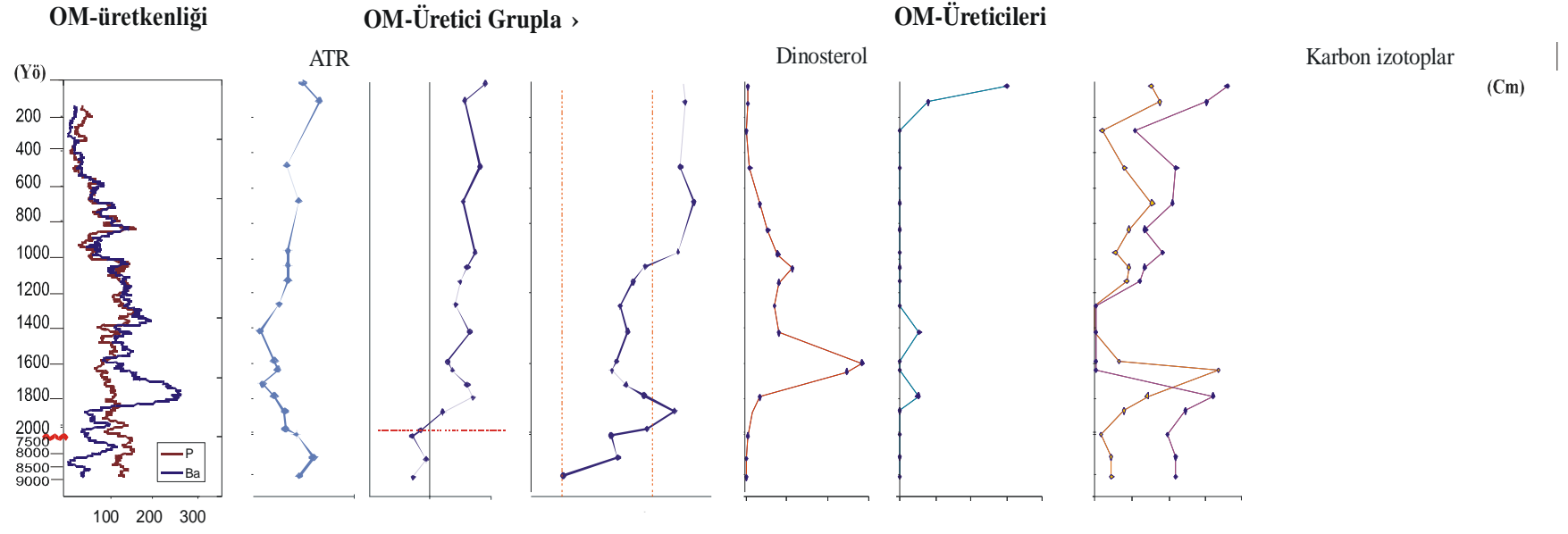
2000YÖ'den günümüze kadar göl ve çevre ekolojisinde belirgin değişimler belirlenmiştir. Bu dönem boyunca genel olarak organik madde üretimi ile ilişkili parametreler ortalamanın üzerindeki birincil üretime işaret etmektedir. P ve Ba gibi biyolojik üretim göstergesi olan elementler özellikle 1800YÖ'ki bir dönemde artış göstermektedir. Son 1000 yıllık dönemde ise azalan bir trend sergilemektedir. Ancak sucül/karasal oranı bu dönemdeki birincil üretimin ilk evreye göre daha düşük olduğunu göstermektedir. Özellikle yüksek bitkilerle ilişkili Stigmasterol katkısının 1600 YÖ çok yüksek bir değer alışı karasal organik madde katkısının bu dönemde ani artışı ile ilişkilidir. Bu sterolün 2000YÖ'den itibaren artış eğiliminde oluşu bu dönem boyunca göl çevresinde hızla yaygınlaşan yüksek bitki topluluğunun ya da karasal organik

madde taşınma süreçlerindeki artışın belirteçidir. Yine karasal bitki katkısıyla ilişkilendirilebilen  $\beta$ -Sitosterol'un artış eğilimi bu görüşü desteklemektedir. Ancak Stigmasterol miktarının maksimuma ulaştığı 1600 YÖ  $\beta$ -Sitosterol'un çok düşük değerler alışı buna karşın 1700 YÖ'ki bir dönemde maksimum değere sahip olması düşündürücüdür. Bu durum ya birden fazla karasal bitki kaynağının bulunmasının ve farklı dönemlerde baskınlık kazanmasının ya da diğer olası kaynaklardan olan (makrofit ya da algal çamur) katkının bir işareti olabilir. Bu sterollerin çok düşük miktarlarda saptandığı 1400 YÖ'ki bir dönemde bu tür bitkilerin göl çevresindeki varlığı çok azalmıştır. Buna karşın algal bir biyomarker olan dinosterolün çok yüksek konsantrasyon değerlerinden anlaşılacağı gibi, birincil üretimde önemli artış olmuştur. Bu durum gölde bu süreçte gelişen ötrofik koşulların bir belirteci olarak kabul edilebilir. Son 200 yıl k dönemde algal katkı azalmakla birlikte 800YÖ'ne kadar olan kay tlarda önemli miktarlarda olmalıdır. Buna karşın son 1000 yıllık süreçte  $\beta$ -Sitosterol ve Stigmasterol üretimindeki artış yüksek bitkilerin göl çevresindeki varlığını artarak koruduğunu düşündürmektedir. Özellikle gölde birincil üretilen kaynaklardan sağlanan sterollerin (brassicasterol ve dinostreol) ve ATR'nin düşük de olsa artması alg ve diatomlardaki yaygınlığı ile ilişkili olabilir.

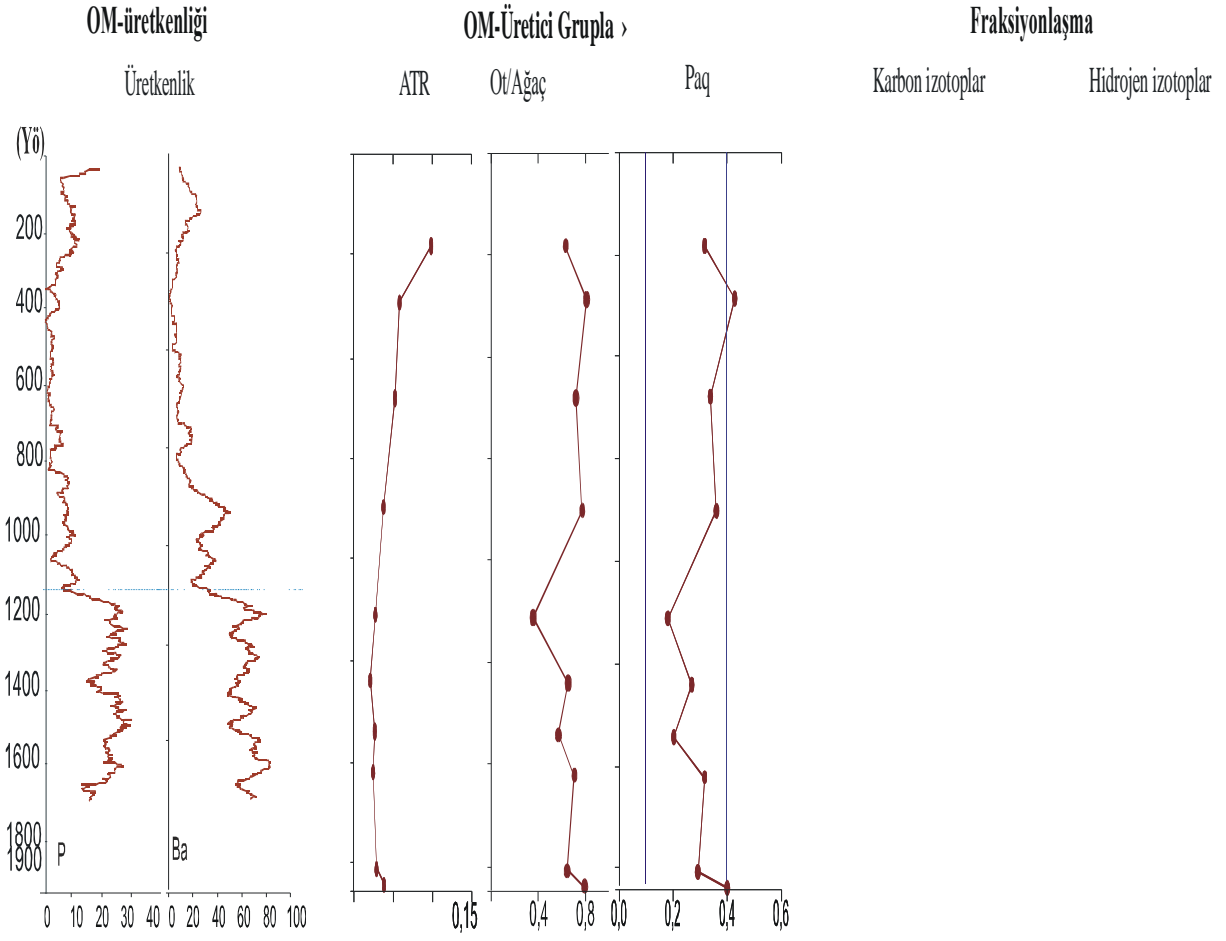
Su kütleindeki makrofit türleri de bu süre zarfında değişimler göstermiştir. Özellikle 1880YÖ bağıl olarak daha yüksek su seviyesinde yaşayabilen tutunan/yüzen makrofit türleri baskınlık kazanmıştır. Bu durum bu dönemin öncesinde su seviyesinin arttığını düşündürmektedir. Bu dönemde As ve Mn/Al oranı gibi su seviyesindeki değişimleri gösteren parametrelerde gözlenen artış bu düşüncüyü desteklemektedir. Geç Holosenin ilerleyen evrelerinde ise daha duraylı koşullar (çok fazla değişim göstermeyen Mn/Al, As parametreleri) bulunduğu düşünülebilir. Özellikle son 1000 yıllık dönemde tutunan/yüzen makrofit türlerinin bulunuşu ve buna çok fazla değişim göstermeyen parametrelerin (As ve Mn/Al) eşlik ettiği düşünülürse, su seviyesinin oldukça daha düşük ve duraylı olduğu kanısına varılabilir. Su seviyesinin düşmesinin yanı sıra sıcaklığın da son 1000 yıl k dönemde genel olarak artmış olması muhtemeldir. Bunu ağırlaşan izotop (toplam ve bileşene özel) oranlarından anlamaktayız. Ancak karbondioksit girdisi ve enerji düzeyi ile ilgili parametrelerin değişkenliği, arada bağıl olarak daha soğuk dönemlerin yaşanmış olabileceğini düşündürmektedir. Sıcaklığa bağıl olarak sudaki bikarbonatın da karbon kaynağı olarak kullanılması bilindiği gibi karbon

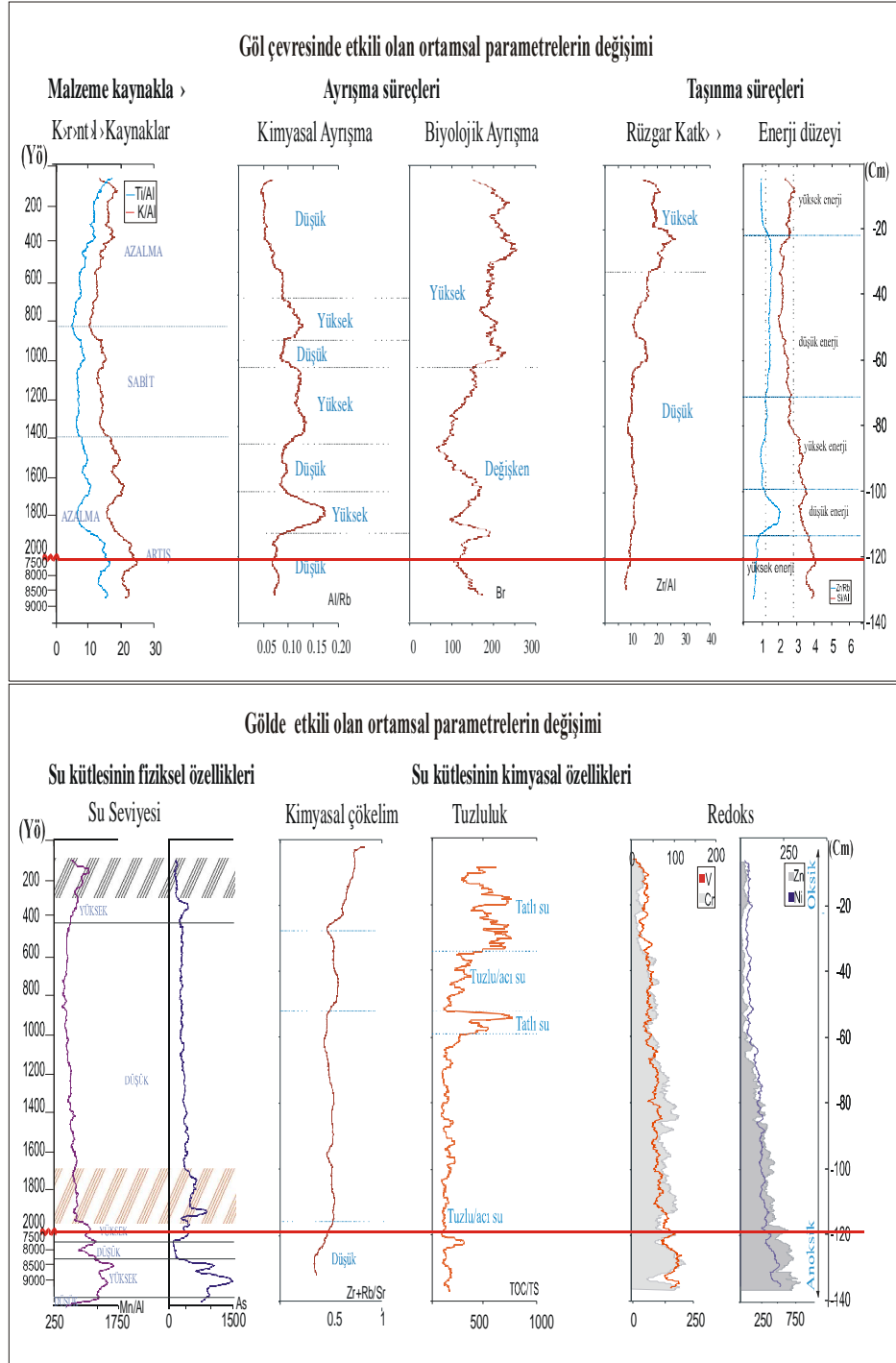
izotoplarının ağırlaşmasına neden olmaktadır. Bu durumda Holosen sonlarında iklimin daha sıcak olduğu düşünülebilir. Bir başka neden ise makrofitler ve/veya çevredeki karasal bitkiler arasında  $C_4$  türünün de belirmesi olabilir. Bu da iklimin daha kurak olması gereğini doğurmaktadır. Ancak enerji düzeyi ve karbondioksit girdisiyle ilgili parametrelerin konsantrasyonlarının genel trendinin doğrusal olmayıp, düşük ve yüksek değerler arasında salınım göstermesi, zaman zaman soğuk dönemlerin de gerçekleşmiş olabileceğini düşündürmektedir.

Sonuç olarak Holosen'in ilk dönemlerindeki Göl Marmara Gölü ve çevresi ile günümüzdeki koşullar arasında farklılıklar bulunmaktadır. En belirgin çevresel değişimler göl çevresindeki otçul bitki örtüsünün yerini ormanlara bırakması,  $C_4$  bitkilerinin (su kütlesi ve/veya çevresinde) belirmesi, alterasyon ve rüzgar erozyonundaki değişimler olarak sayılabilir. Bununla birlikte göl kimyasında ve üretkenliğinde de önemli değişimler gelişmiştir. Bunlardan en önemlileri, Holosen başlarında tuzlu su karakterindeki göl suyunun, Holosenin sonlarına doğru tatlı su karakteri kazanması ve değişken redoks koşullarının daha oksik ve duraylı bir özelliğe geçmesi olarak sayılabilir. Bu değişimler aynı zamanda suda yaşayan canlı çeşitliliğine de etki etmiştir. Günümüze doğru birincil organik madde üretiminde artış gerçekleşmiş (dinostreol ve/veya brassicasterol), köklü makrofit türleri yerini tutunan/yüzen türlere bırakmıştır.



## Paleo-ekolojik parametrelerin değişimi

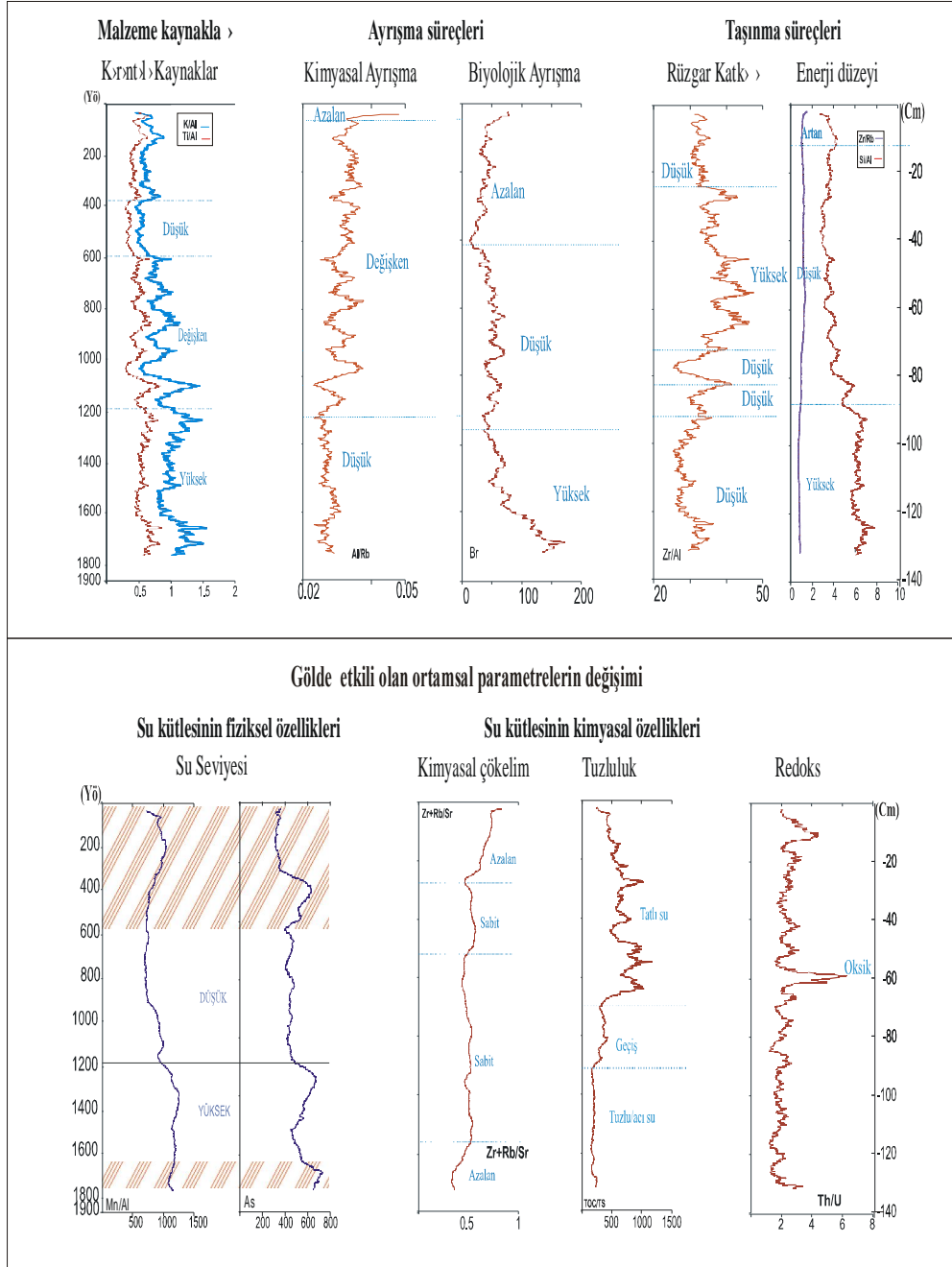




(a)

Şekil 4.98. Göl ve göl çevresinin ortamsal özellik parametrelerindeki zamana bağlı değişimler a)H3 karotu, b)H5 karotu

## Göl çevresinde etkili olan ortamsal parametrelerin değişimi

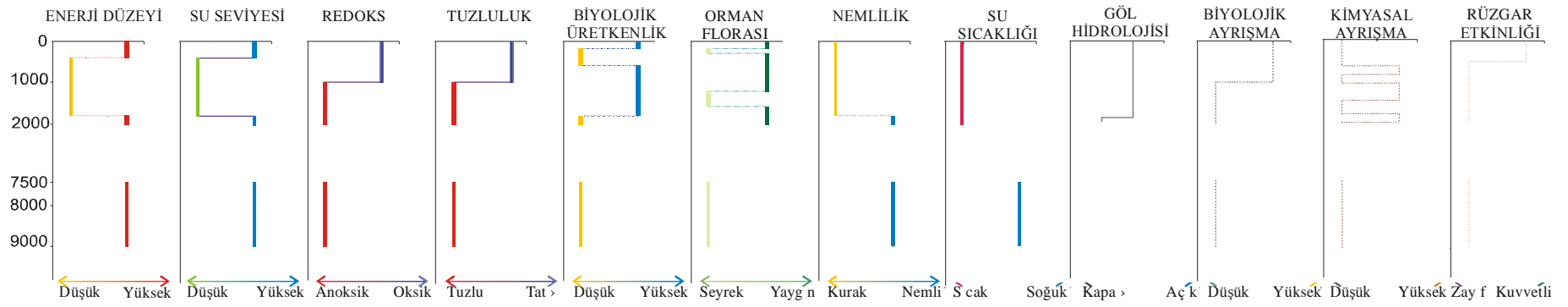


(b)

(Şekil 4.98 Deva &gt;)

## 5. SONUÇLAR

- Gölmarmara Gölü ve çevresi bir bütün olarak Bat Anadolu'nun Kuvaterner boyunca geçirmiş olduğu jeolojik, iklimsel ve ekolojik değişimleri oldukça ayrıntılı olarak çalışma olanakları sunmuştur. Bu doğrultuda göl ve çevresinin Kuvaterner yaşlı çökel kayıtları incelenmiştir. Göl çevresinde alüvyonlardan, göl çökellerine ve hatta paleo-toprağa kadar farklı oluşumlar Kuvaternerle ilgili bilgi sunmaktadır. Bu çalışma kapsamında Gölmarmara Gölü havzasında korunmuş çökel istif incelenerek, göl ve çevresinin özellikle Holosen tarihçesi paleo-ekolojik bir yaklaşımın ışığında ayrıntılı olarak değerlendirilmiştir.
- Gölmarmara Gölü ve çevresinin paleo-ekolojik evrimi, göl çökellerinin organik ve inorganik jeokimyasal özellikleri doğrultusunda değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bu kapsamda gölün batı ve doğu depolanma merkezlerinden alınmış H3 ve H5 karotları jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Elde edilen bulgular, göl ve çevresinin ortamsal koşulları (jeolojik süreçler, ayrışma/aşınma etkinliği, flora) ve gölün karakteri (su seviyesi, organik madde üretimi, flora, enerji düzeyi, su kimyası vb.) hakkında bilgi sağlamıştır.
- Bat depolanma merkezini temsil eden H3 karotu diğer karota göre daha uzun bir dönemdeki değişimlere ışık tutmaktadır. H3 karotu günümüzden 9000 yıl öncesine kadar olan dönemin kayıtlarını içerirken, H5 karotu boyunca en eski tarih 1900 yıl öncesidir.
- Elde edilen tüm veriler ışığında Holosen boyunca üç temel evre ayrılanabilir. Bunlardan en eskisi 9000-7500YÖ, ikincisi 7500-2000YÖ (Gölmarmara Gölünün kuruma evresi), üçüncüsü ise günümüze kadar olan dönemde sürekli bir çökelimin gerçekleştiği 2000-0YÖ-aralıklarıdır. Bu son dönem boyunca hem göl ortamının hem de çevresel koşulların etkinliğinde bir dizi değişimler gelişmiştir (Şekil 5.1, Şekil 5.2).



- Gölarmara Gölünün su kütlesinin fiziksel ve kimyasal özellikleri zaman içinde değişmiştir. Su kimyasındaki (redoks ve tuzluluk) ve fiziksel özelliklerdeki (enerji düzeyi, su seviyesi) değişimler ilgili parametreler (Ni/Co, V/Ni, TOC/TS, Si/Al, Zr/Rb, Mn/Al) yardımıyla değerlendirilmiştir.
  - Su seviyesinin değiştiği farklı dönemler saptanmıştır. Su seviyesindeki düşürlere enerji ve kırıntılı girdisindeki azalmalar, yükselimele ise artışlar eşlik etmektedir (Şekil 5.2).
  - 9000-7500YÖ arasında gölün su seviyesi yüksek olup eş zamanlı olarak kırıntılı girdisi ve enerji düzeyi de yüksektir.
  - Bu dönemi takip eden 5500 yıla ait jeolojik kayıtlarda eksiklik bulunmaktadır. Bu durum bu zaman zarfına ait çökel istifin aşınmasıyla ya da uzun bir çökelmezlik dönemiyle açıklanabilir.
  - Gölün tekrar ortaya çıktığı 2000YÖ, yüksek kırıntılı girişi ve enerji düzeyine, su seviyesindeki ani yükseliş eşlik etmiştir.
  - 1800-400YÖ aralığında su seviyesi alçalmış, kırıntılı girdisi ve enerji düzeyinde düşüş belirlenmiştir.
  - Son 400'lık dönemde ise göle olan kırıntılı girdisinde artış olmuştur.
  - Göl suyunun kimyasal özelliklerinde de zaman içinde değişimler gözlenmiştir. Su kimyasındaki en belirgin değişimler son 1000 yıllık dönemde saptanmıştır. Bu dönemden önce daha tuzlu olan su kütlesi belirgin tatlı su karakteri kazanmıştır. Yine aynı dönemde serbest oksijen miktarındaki artışa bağlı olarak daha oksik koşullar gelişmiştir.
- Göle taşınan malzemenin ayrışma ve taşınma süreçleri, ilgili parametrelerle değerlendirilerek, zaman içindeki değişimler saptanmıştır.
  - Son 1000 yıllık dönemde biyolojik ayrışmaya uğramış malzemenin taşınma miktarında artışlar saptanmıştır.
  - Son 500 yıllık dönemde ise rüzgarla taşınma miktarında artış olmuştur.
  - 1900-1700YÖ, 1400-1000YÖ, 800-600YÖ aralıklarında göle taşınan kimyasal ayrışmaya uğramış malzeme katkısında artış saptanmıştır.

- Göl Marmara Gölü çökellerine olan organik madde katkısının miktarı ve kaynağa bağlı değişimleri ekolojik koşullardaki değişimlerin göstergesidir. Göl çökellerinde zenginleşen organik maddenin kaynaklarına miktarsal olarak bakıldığında karasal organik maddenin sucul organik maddeye göre daha baskın olduğu söylenebilir. Buna göre karasal organik madde üretiminin göldeki üretimden daha yoğun gerçekleştiği ya da birincil organik maddenin önemli bölümünün bozduğu (degradasyona uğradığı) söylenebilir. Organik madde üretimi ve kaynak grupları ile ilgili bulgular doğrultusunda yapılan paleo-ekolojik değerlendirmeler aşağıda özetlenmiştir.

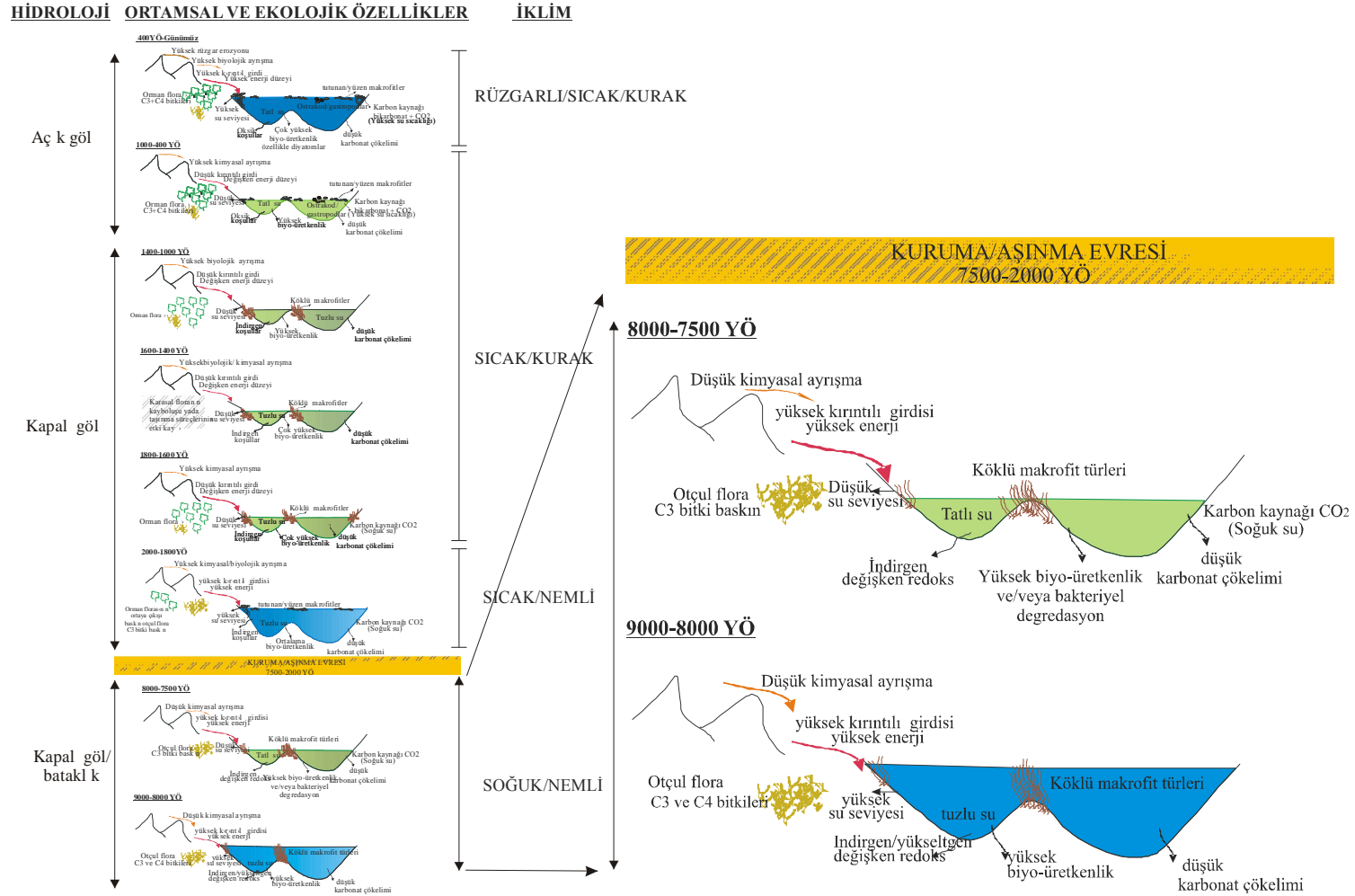
- Birincil organik madde üretimi ile ilişkili bilgi sağlayan parametreler göz önünde tutularak 1800-600YÖ arasında göl çökellerine birincil organik madde katkısı daha belirgin olmuştur. En yüksek algal üretim 1800-1600YÖ arasında, diatom kaynaklı organik madde katkısı ise son 200 yıllık süreçte gelişmiştir.
- Yüksek bitkilerle ilişkili parametrelere göre 9000-7500YÖ, 1600-1200YÖ ve 300-200YÖ orman florasının göl çökellerine katkısı düşüktür. Yüksek bitki katkısının en yüksek olduğu dönemler ise 1800-1600YÖ ile günümüze kadar süren son 200 yıllık dönemdir. Ancak  $OO_{HC}$  ve  $OO_{FA}$  oranlarının zaman içindeki değişikliklerine rağmen, her iki karot boyunca da 1'in altında oluşu, otlaklarla ilişkili üretimin yüksek bitkilere oranla daha baskın olabileceğini göstermektedir.
- Çökellere olan katkıları miktarsal olarak değerlendirildiğinde, sucul bitkiler 1800-1600YÖ ve son 800 yıllık dönemlerde baskın organik madde kaynağıdır. Ayrıca su bitkilerinin türlerinde de zaman içinde değişimler gözlenmiştir. 9000YÖ' sine ait kayıtlarda karasal türler baskın olup, son 8500 yıllık süreçte ağırlıklı olarak tutunan ve yüzen makrofit türleri baskınlık kazanmıştır. Bu genellemeyi 2000-1900YÖ ve 1800-1200YÖ dönemleri bozmaktadır. Söz konusu iki dönemde ise köklü makrofit türleri baskındır. Tüm bu değişimleri suyun fiziksel (su seviyesi, enerji düzeyi, besin taşınma süreçleri, güneş ışığı) ve kimyasal (tuzluluk, pH) koşullardaki değişimlerle ilişkilendirmek mümkün olabilmektedir.

- Doğrudan göl ve çevresinin hidrolojisi, C3/C4 bitkilerinin oranları ve dolaylı olarak da iklimle ilgili bilgi sağlayan organik maddenin izotopik bileşimiyle ilişkili bulgular aşağıda özetlenmiştir.
  - 9000-7500YÖ aralığında toplam ve spesifik karbon izotopları yüksek negatif değerlere sahiptir. Özellikle orta/uzun zincirli homologların  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin hafif oluşu ( $\text{‰} -30$ ) hem gölde hem de göl çevresinde C3 türü bitkilerin baskın olduğunu göstermektedir. Bu durum yüksek fotosenteze bağlı hafif biyojenik  $\text{CO}_2$  konsantrasyonunun artması bir sonucu olduğundan, bu dönemde gölün bataklıklarla çevrelenmiş bir küçük göl sistemi özelliği taşıdığı düşünülebilir. Ksa zincirli bileşenlerin izotop bileşimlerinin çok hafif olmayışı, alg ve tutunan makrofit türlerinin zaman zaman da olsa birden çok karbon kaynağı ( $\text{CO}_2$  ve  $\text{HCO}_3$ ) kullanmış olabileceğini düşündürmektedir. Bunlardan  $\text{HCO}_3$  kullanımının olduğu dönemlerde iklimin daha sıcak olduğu bilinmektedir. Tüm bulgular bir araya getirildiğinde 9000-7500YÖ aralığında iklimin soğuk ve yağışlı olduğu düşünülebilir.
  - Toplam ve spesifik  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin ağırlaşma eğilimi gösterdiği son 1000 yıllık döneme ait kayıtlarda, göl ve göl çevresinde C3 ve C4 bitkilerinin varlığı söz konusu olmalıdır. C4 bitkilerinin ortaya çıkışı ortamsal koşullarla ilişkilendirilebilir. Sucul C4 bitkilerindeki artış artan  $\text{HCO}_3$  kullanımı ile ilişkili olduğundan bu dönemde su kütlesinin daha sıcak olduğu söylenebilir. İklimin kuraklaşması karasal C4 bitkilerinde de artışa neden olmuş olmalıdır.
  - Uzun zincirli homologlara ait  $\delta\text{D}$  değerlerinin 1900 yıllık süreçte çok fazla değişim göstermemesi meteorolojik su katkısının zaman içinde fazla değişmediğini göstermektedir.  $\delta\text{D}$  izotoplarının hafif değerleri ise ( $\delta\text{D}_{\text{ort.}}: \text{‰} -162$ ) su kütlesinin tatlı su karakterinde olduğunu göstermektedir. Diğer *n*-alkanlardan bağımsız olarak, *n*- $\text{C}_{23}$  bileşenine ait  $\delta\text{D}$  değerlerinde son 1800 yıl içinde görülen hafifleşme, göl sisteminin kapalı gölden, açık göl sistemine doğru değişimini yansıtmaktadır. Bu

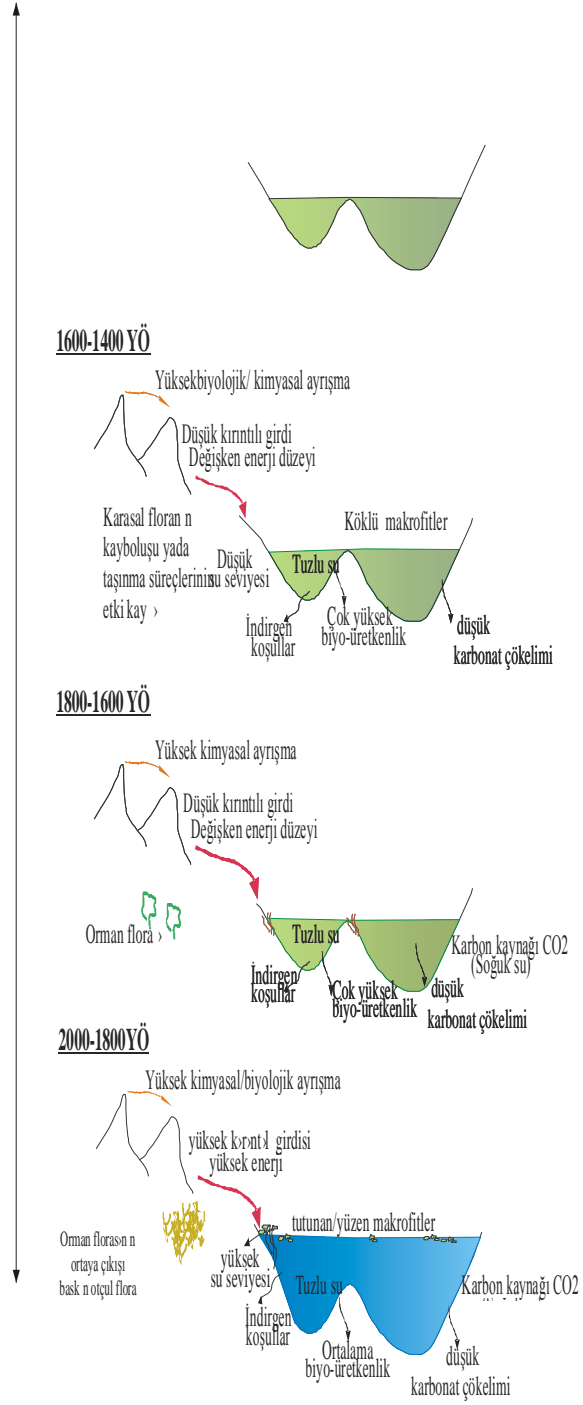
değişim büyük olasılıkla iklimden (meteorolojik koşullardan) bağımsız gerçekleşmiş olmalıdır.

- Tüm paleo-ekolojik değerlendirmeler ışığında Gölarmara Gölünün 9000-7500YÖ arasında bataklıklarla çevrili küçük bir göl olduğu anlaşılmıştır. Gölün kurumasına ve/veya çökelmezliğe neden olan etkenlerin ortadan kalkması 2000 yıl öncesinde gerçekleşmiştir. 2000-1800YÖ arasında iklimde ani bir nemlilik gelişmiş, C3 bitkileri baskınlık kazanmıştır. Nemliliğin artışı, gölün tekrar ortaya çıkmasıyla eş zamanlı gerçekleşmiştir. 2000-1000YÖ aralığında hem gölün fiziksel özelliklerinde hem de çevresel etkinliklerde bir dizi değişimler gözlenmekle birlikte, en belirgin hidrolojik değişim son 1000 yıllık dönemde saptanmıştır. Bu döneme kadar kapalı bir göl karakteri taşıyan Gölarmara Gölü daha açık bir göl sistemi haline gelmiş, tatlı su koşulları egemen olmuştur. Bu evrede de hem iklimin hem de diğer jeolojik etkenlerin rolünün olabileceği açıktır.
- İklimle ilişkili bulgular doğrultusunda, Gölarmara Gölü çevresinde, 9000-7500YÖ döneminin daha soğuk ve nemli koşullara işaret ettiğini, 5500 yıllık jeolojik kayıt kesikliğini takip eden 2000-1800YÖ arasında ani olarak soğuk ve nemli koşulların geliştiğini, 1800YÖ-günümüz arasında ise iklimin oldukça kurak olduğunu söylemek mümkündür. Ayrıca son 500 yıllık süreçte rüzgar etkinliğinin öncesine göre daha belirgin olduğu görülmüştür.
- Bu çalışma tanımlanırken kullanılması hedeflenen, (organik ve inorganik jeokimyasal) tüm yaklaşımlar oldukça ayrıntılı bir şekilde uygulanmış, Gölarmara Gölü ve çevresinin Paleo-ekolojik ve paleo-ortamsal tarihçesi oldukça ayrıntılı bulgular çerçevesinde yorumlanmıştır. Ancak göl çökelleri ile başka ne tür çalışmalar yapılabilir genel sorusundan yola çıkarsak, polen değerlendirmeleri, bu çalışmada biyolojik işaretçileri gözlenen diatomlar ile paleonolojik anlamda yine bu çalışmada Gölarmara Gölü çökellerinde varlıklarını saptanan ostrakodlar ve gastropodlar ayrıntılı olarak bu konuların uzmanları tarafından incelenebilir. Sözkonusu bu tür değerlendirmeler, çökeltme ortamının özellikleriyle ilgili bilgi sağlayan diğer yaklaşımları içermektedir.

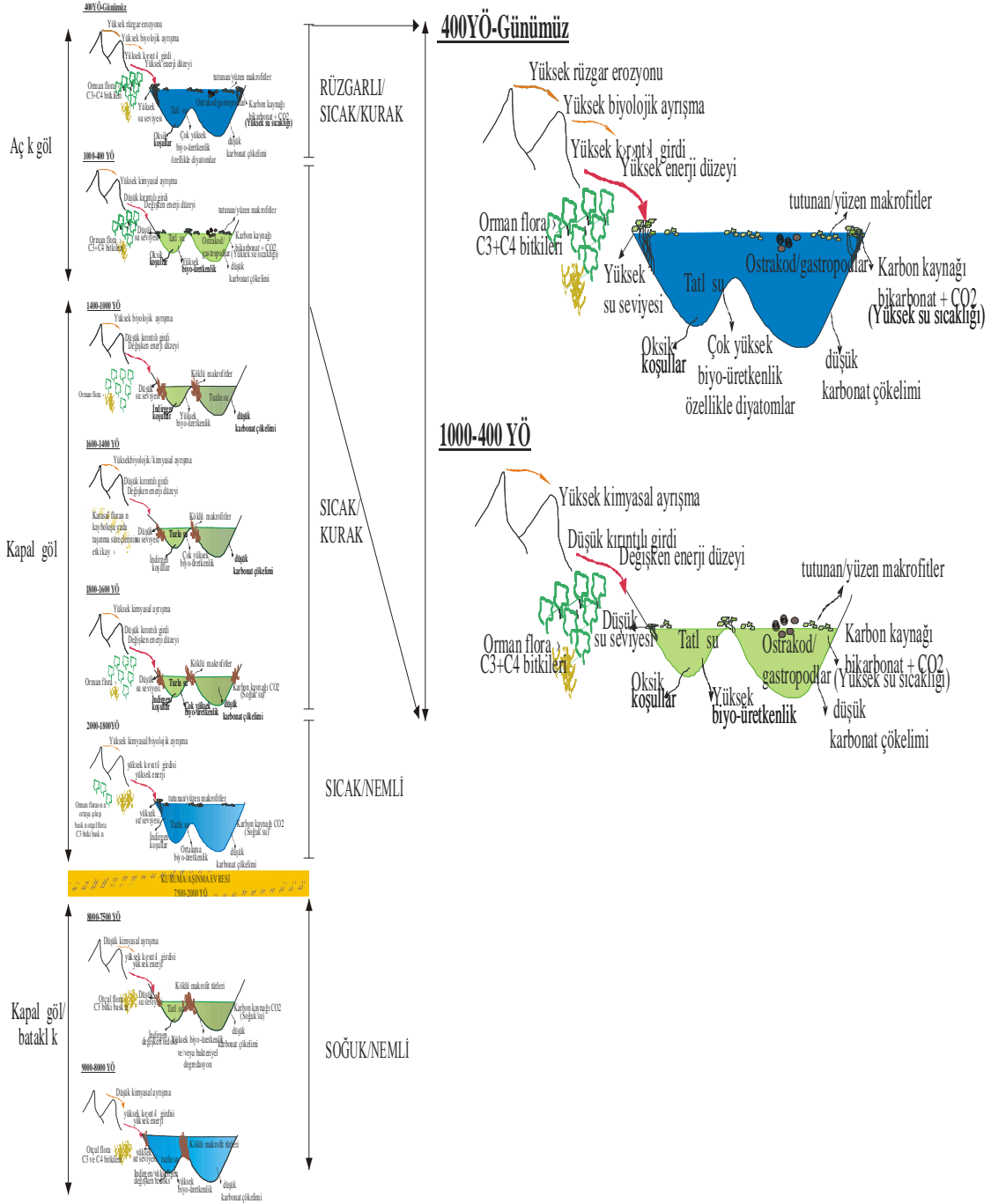
Bunun yanı sıra, biyojeokimyasal süreçlerin çökellerdeki lipid işaretçiler yoluyla incelenmesi, göl çökelleri açs ndan yeni ve gelişmeye açık bir konudur. Farklı organik madde fraksiyon ve bileşenlerinin (bu çalışmada incelenen *n*-alkanlar dışındaki) -örneğin algelere ait olduğu bilinen dinosterollerin- özel izotop bileşimlerinin incelenmesi çökelme ortam na ait süreçlerin daha iyi kavranmas açısından katkı sağlayabilir.



Şekil 5.2. Göl ve çevresinin Paleo-ekolojik evrim modeli



**HİDROLOJİ ORTAMSAL VE EKOLOJİK ÖZELLİKLER İKLİM**



(Şekil 5.2 - Devam)

## KAYNAKLAR

ALGEO, T.J., MAYNARD, J.B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.* 206, 289–318

ALGEO, T.J., 2004. Can marine anoxic events draw down the traceelement inventory of seawater? *Geology* 32, 1057–1060.

ALPAN, T., 1977, Salihli-Sart altm aramaları, MTA, Rap., (yayınlanmamış), Ankara.

APPLEBY, P.G., AND OLDFIELD, F., 1978, The calculation of  $^{210}\text{Pb}$  dates assuming a constant rate of supply of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment. *Catena*, 5:1-8.

APPLEBY, P.G., AND OLDFIELD, F., 1992, Application of  $^{210}\text{Pb}$  to sedimentation studies. In vanovich, M and R.S.Harmon (eds.) *Uranium-series disequilibrium: Application to Earth , Marine and Environmental sciences*. Oxford University Press, Oxford: 731-778.

ARIZTEGUI, D., FARRIMOND, P., MCKENZIE, J. A., 1996. Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry* 24, 453–461.

ARIZTEGUI, D., CHONDROGIANNI, C., LAMI, A., GUILIZZONI, P., LAFARGUE, E., 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *Journal of Paleolimnology* 26(3), 283–292.

ARPAT, E, VE BINGÖL, E., 1969, Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: *MTA Derg.*, 73, 1-10

ATTAWAY, D. H., HAUG, P., PARKER, P. L., 1971. Sterols in five coastal spermatophytes. *Lipid* 6, 687–691.

BAGANDER, L.V., 1976, Sediment description: In: Dybern BI, Ackefors H, Elmgren R (eds) *Recommendations on methods for marine biological studies in the Baltic Sea*. Baltic Mar Biol, Publ 1 Stocholm, 35-50.

BAILEY, G.W, 1991, Organic carbon flux and development of oxygen deficiency on the northern Benguela continental shelf south of  $22^{\circ}\text{S}$ : spatial and temporal variability. In: Tyson RV, Pearson TH (eds) *Modern and ancient continental shelf anoxia*. *Geol Soc. Spec Publ.*, v.58, p. 171-183.

- BARBÉ, A., GRIMALT, J.O., PUEYO, J.J., and ALBAIGÉS, J., 1990, Characterization of model evaporitic environments through the study of lipid components. In: Durand, B. and Béhar, F. (eds): Advances in organic geochemistry 1989, *Org. Geochem.*, v. 16, p. 815-828.
- BARNES, M. A., BARNES, W. C., 1978. Organic compounds in lake sediments. In: Lerman, A. (ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, Berlin, 127–152.
- BARRETT, S. M., VOLKMAN, J. K., DUNSTAN, G. A., LEROI, J.-M., 1995. Sterols of 14 species of marine diatoms (Bacillariophyta). *Journal of Phycology* 31, 360–369.
- BERNER, 1981, A new geochemical classification of sedimentary environments *J. Sedim. Petrol*, v. 51, p. 359-365.
- BELZILE, N., TESSIER, A., 1990. Interactions between arsenic and iron hydroxides in lacustrine sediments. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 54, 103–109.
- BINGÖL E., DELALOYE, M VE ATAMAN, G., 1982, Granitic Intrusions in Western Anatolia: A contribution to the Geodynamic Study of This Area, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75 (2) 437-446.
- BOON, J. J., RIJPSTRA, R. I. C., DE LANGE, F., DE LEEUW, J. W., YOSHIOKA, M., SHIMIZU, Y., 1979. Black Sea sterol - a molecular fossil for dinoflagellate blooms. *Nature* 277, 125–127.
- BOUTTON, T. W., 1991, Stable carbon isotope ratios of natural materials: II. Atmospheric, terrestrial, marine and fresh water environments. In *Carbon Isotope Techniques*, eds. D.C. Coleman and B. Fry, pp. 173-185. Academic Press, San Diego.
- BOZKURT, E., 2002. Discussion on Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey by Seyitoğlu, G., Çeemen, I , Tekeli, O. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 159, 105– 109.
- BOZKURT, E., 2003. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodin. Acta.*, 16, 61–81.
- BOZKURT, E. ve ROJAY, B., 2005. Episodic, two-stage Neogene extension and short-term intervening compression in Western Turkey: field evidence from the Kiraz Basin and Bozdağ Horst. *Geodinamica Acta*, 18/3-4, 299–316
- BRIDGLAND D.R.AND MADDY, D., 2002, Global correlation of long Quaternary fluvial sequences: a review of baseline knowledge an possible methods and criteria for establishing a database, *Neth. J. Geosci.*, 81, 265-281.
- BRINCAT, D., YAMADA, K., ISHIWATARI, R., UEMURA, H., NARAOKA, H., 2000. Molecular-isotopic stratigraphy of n-alkanes in Lake Baikal Holocene and glacial age sediments. *Organic Geochemistry* 31, 287–294.

- BLUMER, M., GUILLARD, R.R.L., CHASE, T., 1971. Hydrocarbons of marine plankton. *Marine Biology* 8, 183–189.
- CALVERT, S. E., NIELSEN, B. AND FORTUGNE, M.R., 1992, Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern mediterranean sapropels, *Nature* 359, 223-225.
- CALVERT, S.E., 1987, Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. In: Brooks, J. And Fleet, A.J. (eds): *Marine petroleum source rocks*, p. 137-151.
- CAPLAN, M.L., BUSTIN, R.M., 1999. Devonian–Carboniferous Hangenberg mass extinction event, widespread organic-rich mudrocks and anoxia: causes and consequences. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 149, 187–207.
- CHESTER, R., 2000. *Marine Geochemistry*. Blackwell, London. 506 pp.
- CLARK, R. C., BLUMER, M., 1967. Distribution of n-paraffins in marine organisms and sediment. *Limnology and Oceanography* 12, 79–87.
- COLLISTER, J. W., RIELEY, G., STERN, B., EGLINTON, G., FRY, B., 1994. Compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms. *Organic Geochemistry* 21, 619–627.
- CRANWELL, P. A., 1973a. Branched-chain and cyclopropanoid acids in a recent sediment. *Chemical Geology* 11, 307–313.
- CRANWELL, P. A., 1973b. Chain length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. *Freshwater Biology* 3, 259–265.
- CRANWELL, P. A., 1976. Decomposition of aquatic biota and sediment formation: lipid components of 2 blue-green algal species and of detritus resulting from microbial attack. *Freshwater Biology* 6, 481–488.
- CRANWELL, P. A., 1982. Lipids of aquatic sediments and sedimenting particulates. *Prog. Lipid Res.* 21, 271–308.
- CRANWELL, P. A., 1984. Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. *Organic Geochemistry* 7, 25–37.
- DEWEY, J.F. VE ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84 - 92.
- DEWEY, 1988, Extensional Collapse of Orogens, *Tectonics*, 7, 1123-39.
- DORA, O. Ö., 1982, Menderes Masifisi Paneli: TJK Yayın . Ankara.

- DYPVIK H. and HARRIS, N.B., 2001, Geochemical Facies Anrlysis Of Fine Grained Siliciclastics Using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios, *Chemical Geology* 181 (1-4), 131-146.
- EGERAN, N., 1945, Türkiye’de yeni yap lan jeolojik ve tektonik etütlerin Alp Tektonik bilgileri üzerindeki tamamlayıc tesirleri: *MTA Mec.* 34, Ankara.
- EGLINTON, G., HAMILTON, R. J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156, 1322.
- EICHELBERGER, J.C., 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*, 275, 21-27.
- EMRE, T., 1995, Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri’nin jeotektoniği: KTÜF 30. Yıl Sempozyumu, Trabzon.
- EMRE, T., 1996, Gediz Grabeni’nin Tektonik Evrimi: *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 2, 1-18.
- EMRE, Ö. ve BARKA, A., 2000, Gediz grabeni –Ege denizi arasının (İzmir yöresi) aktif fayları, Batı Anadolu’nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), bildiriler Kitab , 131-132, İzmir.
- ERCAN, T., DITQEL, A., METIN, S., TURKECAN, A. AND GINAY, A., 1978. Uşak yoresindeki Neojen havzalar mm jeolojisi. (Geology of the Neogene basins in Uşak region.) *Bull. Geol. Sot. Turkey*, 21: 97- 106.
- ERCAN, T., DINÇEL, A., METIN, S., TÜRKECAN, A. VE GÜNAY, E., 1978. Uşak yöresindeki Neojen havzalar n jeolojisi. *TJK Büll.*, c.21, 97-106.
- ERCAN, T., T.RKECAN, A., VE G.NAY, E., 1984. Bodrum yarımada ndaki magmatik kayalar n petrolojisi ve kökensel yorumu. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 27, 85-98.
- ERDOĞAN, B., GÜNGÖR, T., 1992, Menderes Masifi Kuzey Kanad n n Stratigrafisi ve Tektonik Evrimi: *TPJD Bülteni-C.4/I-Aral k*, 9-34
- ESPİTALÍÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUÍ, F., LEPLAT, P., PAAUULET, J., BOUTEFEU, A., 1977, Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d’évolution. *Rev. Inst. Fr. Pét.* v. 32, p. 23-42.
- EYSSSEN, H. J., PARMENTIER, G. C., COMPERNOLLE, F. C., DE PAUW, G., PIESSENS-DEUFF, M., 1973. Biodegradation of sterols by Eubacterium ATCC 21, 408–Nova species. *European Journal of Biochemistry* 36, 411–421.
- FICKEN, K. J., BARBER, K. E., EGLINTON, G., 1998a. Lipid biomarker,  $\delta^{13}C$  and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millenia. *Organic Geochemistry* 28, 217–237.

FICKEN, K. J., STREET-PARROT, F. A., PERROTT, R. A., SWAIN, D. L., OLAGO, D. O., EGLINTON, G., 1998b. Glacial/interglacial variations in carbon cycling revealed by molecular and isotope stratigraphy of Lake Nkunga, Mt. Kenya, East Africa. *Organic Geochemistry* 29, 1701–1719.

FICKEN, K. J., LI, B., SWAIN, D. L., EGLINTON, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry* 31, 745–749.

FICKEN, K. J., WOOLLER, M. J., SWAIN, D. L., STREET-PERROTT, F. A., EGLINTON, G., 2002. Reconstruction of a subalpine grass-dominated ecosystem, Lake Rutundu, Mount Kenya: a novel multi-proxy approach. *Paleo* 177, 137–149.

FICKEN, K.J., LI, B., SWAIN, D.L., EGLINTON, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry* 31, 745–749.

FILLEY, T. R., FREEMAN, K. H., BIANCHI, T. S., BASKARAN, M., COLARUSSO, L. A., HATCHER, P. G., 2001. An isotopic biogeochemical assessment of shifts in organic matter input to Holocene sediments from Mud Lake, Florida. *Organic Geochemistry* 32, 1153–1167.

FLEED A.J. and BRODES J., 1987, Introduction. In: Brooks J., Fleed A.J., Marine petroleum source rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, v. 26, p. 1-14.

FOGEL, M.L. and CIFUENTES, L.A., 1993, *Isotope fractionation during primary production*. In *Organic Geochemistry*, eds. M.H Engel and S.A. Macko, 73-98, Plenum Press, New York.

FONTUGNE, M.R. and CALVERT, S.E., 1992, Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean: Monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO<sub>2</sub> levels, *Paleoceanography*, 7, 1-20.

FRANZEN, J.L. and MICHAELIS, W., 1988, (eds), *Der eozäne Messelsee – Eocene Lake Messel*. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 107, 452.

FROELICH, P.N., KLINKHAMMER, G.P., BENDER, M.L., LUEDTKE, N.A., HEATH, G.R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B., MAYNARD, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pemagic sediments of the eastern Equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1075–1090.

FUJI, N., 1992. Palynological investigation of Core 323-PC1 from Lake Baikal, southeastern Siberia. In: Horie, S., Toyoda, K. (eds.), *International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate Newsletter*, 6. 103–115.

GARRELS, R.M., and PERRY, E.A., 1974, Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time. In *The Sea*, 5 (ed. E. D. Goldberg) Wiley, 569-655.

GELPI, E., ORO, J., SCHNEIDER, H. J., BENNETT, E., 1968. Olefins of high molecular weight in two microscopic algae. *Science* 161, 700–702.

GOAD, L. J., 1981. Sterol biosynthesis and metabolism in marine invertebrates. *Pure and Applied Chemistry*, 51, 837–852.

GOLTERMAN, 1975, *Physiological Limnology*, Elsevier, Amsterdam, 489.

GRACIANSKY, P., CH., D. E, 1967, Existence d'une nappe ophiolithique a l'extremite occidentale de la chaine sud-anatolienne; relations entre les autres unites charries et avec les terrains autochtones (Turquie): C.R. Acad. Sci., Paris. D., 264, 2876-2879.

HAKANSON and JONSON, 1983, *Principles of Lake Sedimentology*, 316.

HAKYEMEZ H.Y, ERKAL, T., GÖKTAŞ F.,1999, Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey, *Quaternary Science Reviews*, 18 549-554

HANS, F., GARCHING ve SATIR, M., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey. Rubidium/Stronsium and Oxygen isotope study. *Geol. Rund.* 75 (3), I.703-714. Stuttgart.

HARRIS, N.B.M., KELLEY, S., OKAY, A.I., 1994, Post-Collision Magmatism and Tectonics in Northwest Anatolia. *Contrib., Mineral. Petr.* 117, 241-252.

HARVEY, H. R., EGLINTON, G., O'HARA, S. C. M., CORNER, E. D. S., 1987. Biotransformation and assimilation of dietary lipids by Calanus feeding on a dinoflagellate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 3031–3040.

HAUG, G.H., GÜNTER, D., PETERSON, D.M., SIGMAN, K.A., HUGHEN, B. AESCHLIMANN, CLIMATE and the collapse of Maya Civilization, *Science*, 299, 1731-1735.

HAYWARD, 1984, Miocene Clastic Sedimentation Related to the Emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, Sw Turkey. In Dixon, J.E. And Robertson, A.H.F (Eds) *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, The Geological Society, London, Special Publications, 17, 287-300.

HEDGES, J. I., CLARK, W. A., QUAY, P. D., RICHEY, J. E., DEVOL, A. H., SANTOS, U. D. M., 1986. Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.* 31, 717–738.

HETZEL, R., RING, U., AKAL, C. and TROESCH, M., 1995. Miocene NNE directed extensional unroofing in the Menderes Massif. Southwestern Turkey. *J. Geol. Soc. London.* 152, 639-654.

HETZEL, R., REISCHMANN, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geol. Mag.* 133, 565– 572.

HOLTON, R. W., BLECKER, H. H., ONORE, M., 1964. Effect of growth temperature on the fatty acid composition of blue-green algae. *Phytochemistry* 3, 595–602.

HOLTON, R. W., BLECKER, H. H., STEVENS, T. S., 1968. Fatty acids in blue-green algae: Possible relation to phylogenetic position. *Science* 160, 545–547.

HORSFIELD, B., CURRY, D. J., BOHACS, K., LITTKE, R., RULLKÖTTNER, J., SCHENK, H. J., RADKE, M., SCHAEFER, R. G., CARROLL, A. R., ISAKSEN, G., WITTE, E. G., 1994. Organic geochemistry of freshwater and alkaline lacustrine sediments in the Gree River Formation of the Washakie Basin, Wyoming, U.S.A. In: *Advances in Organic Geochemistry*, 22, 415–440.

HUANG and MEINSCHEN 1979 HUANG, W.-Y., MEINSCHEN, W. G., 1979. Sterols as ecological indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 739–745.

HUANG, W.-Y., MEINSCHEN, W. G., 1976. Sterols as source indicators of organic materials in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 323–330.

HUC, A.Y., 1988a, Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. In: Mattavelli, L. And Novelli, L.,(eds): *Advances in organic geochemistry, Org. Geochem.*, 13, 263-272.

HUERTA-DIAZ, M.A., MORSE, J.W., 1990. A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. *Mar. Chem.* 29, 119–144.

ISHIWATARI, R., UZAKI, M., YAMADA, K., OGURA, K., 1992. Organic matter records of environmental changes in Lake Baikal sediments. 1: carbon isotopes, organic carbon and nitrogen. In: Horie, S., Toyoda, K. (eds.), *International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate Newsletter*, 6. 80–88.

JANKOWSKI, B., 1981, Die Geschichte der Sedimentation in Nördlinger Ries und Randecker Maar. *Boch. Geol. Geotechn. Arb.*, 6, 1-315.

JACKSON, J., MCKENZIE, D.P., 1988. Rates of active deformation in the Aegean Sea and surrounding regions. *Basin Res.* 1, 121– 128.

JIMENEZ-ESPEJO, FJ, MARTINEZ-RUIZ, F, SAKAMOTO, T., IJIMA, K., GALLEGO-TORRES, D., HARADA, N., 2007, Paleoenvironmental changes in the western Mediterranean since the last glacial maximum: High resolution multiproxy record from the Algero–Balearic basin, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 292–306.

JONES, B., MANNING, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 114, 111–129.

KABATA-PENDIAS A. and PENDIAS H. 1992. *Trace Elements in Soils and Plants*. CRC Press, London, 356 pp.

KARACIK, Z., YILMAZ, Y., (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcano-plutonic complex of the Ezine are, northwestern Anatolia. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 85 (1-4), 251-264

KARAMANDERESI, İ. H., 1971, Turgutlu-Salihli aras Gediz Nehri güneyi jeolojisi, hidrojeoloji, jeotermik enerji etüdü: *MTA Der.Rap.No:4684* (yayımlanmamış).

KARAMAMDERESI, İ., YILMZAER, S., YILDIRIM, T., YAKABAĞ, A., ÇİÇEKLI, K., GEVREK, A., DEMİR, A., YILDIRIM, N., 1995, Manisa-Salihli-Alaşehir arası Gediz Vadisi jeotermal enerji araştırmaları etüt ve sondaj raporu, 180.

KAVAK, K.S., 2005, Determination of Paleotectonic and Neotectonic Features around the Menderes Massif and the Gediz Graben (western Turkey) using Landsat TM Image, *International Journal of Remote Sensing*, 26, 1, 59-78.

KAWAMURA, K., ISHIWATARI, R., YAMAZAKI, M., 1980. Identification of polyunsaturated fatty acids in surface lacustrine sediments. *Chem. Geol.* 28, 31–39.

KAWAMURA, K., ISHIWATARI, R., 1985. Distribution of lipid-class compounds in bottom sediments of freshwater lakes with different trophic status, in Japan. *Chemical Geology* 51, 123–133.

KEELEY, J. E., SANDQUIST, D. R., 1992. Carbon: freshwater plants. *Plant, Cell and Environment*, 15, 1021–1035.

KILLOPS, S. D., KILLOPS, V. J., 1993. An Introduction to Organic Geochemistry. Longmann Scientific & Technical, Essex, England.

KISSEL, C. and LAJ, C. 1988, *Paleomagnetik Rotations and Continental Deformation*. Kluwer.

KOLATTUKUDY, P. E., CROTEAU, R., BUCKNER, J. S., 1976. Biochemistry of plant waxes. In: Kolattukudy, P. E. (ed.), *Chemistry and Biochemistry of Natural Waxes*. Elsevier, Amsterdam, *The Netherlands*, 289–347.

KOLATTUKUDY, P., 1980. Cutin, suberin and waxes. In: Stumpf, P. (ed.), *The Biochemistry of Plants, volume Lipids: Structure and Function*. Academic Press, New York, 571–645.

KOYAMA, M., KAWASHIMA, M., TAKAMATSU, T and HORIE, S., 1985, Vertical distribution profiles of Mn, As, Na and Hf as possible indicators for paleo-water depth in the 1400 meter long core drilled from Lake Biwa. *Proc.Jap. Acad.*, 61, 407-410.

LE PICHON, X. and ANGELIER, J., 1979, The Hellenic arc and trech system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, 60, 1-42.

- LE PICHON, X, and ANGELIER, J., 1981, The Aegean sea: *Philosophical Transactions of Royal Society, London, Ser. A*, 300, 357 - 372.
- LEWAN, M.D., MAYNARD, J.B., 1982. Factors controlling the enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2547–2560.
- LEWAN, M.D., 1984, Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 48, 2231-2238.
- LITTKE, R., 1993, Deposition, Diagenesis and Weathering of Organic Matter- Rich *Sediments*, 193 p.
- LUCCHINI, F., DINELLI, E. and CALANCI, N., 2003, Chemostratigraphy of Lago Albano sediments (Central Italy): geochemical evidence of palaeoenvironmental changes in late Quaternary, *Journal of Paleolimnology*, 29: 109–122, 2003.
- LYONS, T.W., WERNE, J.P., HOLLANDER, D.J., MURRAY, R.W., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela. *Chem. Geol.* 195, 131–157.
- MADDY, D., DEMIR, T., BRIDGLAND, D., VELDKAMP, A., STEMERDINK, C., VAN DER SCHRIEK, T., WESTAWAY, R., 2005. An obliquity-controlled Early Pleistocene river terrace record from western Turkey. *Quaternary Research*, 63, 339–346.
- MATSUMOTO, G., TORII, T., HANYA, T., 1982. High abundance of algal 24-ethylcholesterol in Antarctic lake sediment. *Nature*, 299, 52–54.
- MCKENZIE, D., YILMAZ, Y., 1991, Deformation and volcanism in Western Turkey and the Aegean. *Bulletin of Technical University, İstanbul*, 44 (1/2), 344-373.
- MCKENZIE, D.P., 1972, Active tectonics the mediterranean region: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109- 185.
- HUANG, W.-Y., MEINSCHEN, W.G., 1979. Sterols as ecological indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 739–745.
- MEINSCHEN, W. G., KENNY, G. S., 1957. Analyses of a chromatographic fraction of organic extracts of soils. *Analytical Chemistry* 29, 1153–1161.
- MEYERS, P. A., EADIE, B. J., 1993. Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. *Organic Geochemistry* 20, 47–56.
- MEYERS, P. A., ISHIWATARI, R., 1993a. Lacustrine organic geochemistry-an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* 20, 867–900.

MEYERS, P. A., ISHIWATARI, R., 1993b. Organic Geochemistry, chapter 8: The Early Diagenesis of Organic Matter in Lacustrine Sediments. Plenum Press, New York, 185–209.

MEYERS, P. A., 1990. Impacts of regional Late Quaternary climate changes on the deposition of sedimentary organic matter in Walker Lake, Nevada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 78, 229–240.

MEYERS, P. A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289–302.

MEYERS, P.A., DUNHAM, K.W. and RAU, G.H., 1986, Organic geochemical character of opal rich sediments in light dark cycles near the Pliocene-Pleistocene boundary in Deep Sea Drilling Project Site 532, Walvis Ridge. *Paleoceanography*, 1, 567-575.

MEYERS, P. A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* 27, 213–250.

MEYERS, P.A., LALLIER-VERGÉ, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21, 345–372.

MEYERS, P. A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289.

MOOK vd., W.G., BOMMERSON, J.C., and STABERMAN W., H., 2004, Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*, 22, 169-176.

MORFORD, J.L., EMERSON, S.R., BRECKEL, E.J., KIM, S.H., 2005. Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5021–5032.

NAMEROFF, T.J., CALVERT, S.E., MURRAY, J.W., 2004. Glacial–interglacial variability in the eastern tropical North Pacific oxygen minimum zone recorded by redox-sensitive trace metals. *Paleoceanography* 19, PA1010. doi:10.1029/2003PA000912.

NARCISI B. 2001. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications of the Late-Quaternary sediment record of Vico volcanic lake (central Italy). *J. Quat. Sci.*, 16, 245–255.

NICHOLS, P. D., VOLKMAN, J. K., PALMISANO, A. C., SMITH, G. A., WHITE, D. C., 1988. Occurrence of an isoprenoid C<sub>25</sub> diunsaturated alkene and high neutral lipid content in antarctic sea-ice diatom communities. *J. Phycol.* 24, 90–96.

NISHIMOTO, S., 1974. A Chemotaxonomic Study of n-Alkanes in Aquatic Plants. *J. Scr. Hiroshima Univ., Ser. A* 38, 159–163.

- NISHIMURA, M., KOYAMA, T., 1976. Stenols and stannols in lake sediments and diatoms. *Chemical Geology*, 17, 229–239.
- NISHIMURA, M., KOYAMA, T., 1977. The occurrence of stanols in various living organisms and the behavior of sterols in contemporary sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 379–385.
- NOTT, C. J., XIE, S., AVSEJS, L. A., MADDY, D., CHAMBERS, F. M., EVERSHED, R. P., 2000. n- Alkane distributions in ombrotrophic mires as indicators of vegetation change related to climatic variation. *Organic Geochemistry*, 31, 231–235.
- OGURA, K., MACHIHARA, T., TAKADA, H., 1990. Diagenesis of biomarkers in Biwa lake sediments over 1 million years. *Organic Geochemistry*, 16, 805–813.
- OKAY ve TÜYSÜZ, 1999, Tethyan stures of northern Turkey. In: *Duradnd B., Jolivet G., Horvoth F., Serrane M (eds) The Mediterranean basins: Tertrary extension within the Alpine orogen*, Geol. Soc. Lond.Spec.Publ., 156, 475-515.
- PEARSON E., J., FARRIMOND, P., JUGGINS, S., Lipid geochemistry of lake sediments from semi-arid Spain: Relationships with source inputs and environmental factors, *Organic Geochemistry*, 38, 1169–1195
- PETERS, K.E., SWEENEY, R.E., KAPLAN, I.R., 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology and Oceanography*, 23, 598–604.
- PETERSON, B.J., HOWARTH, R.W., 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*, 32, 1195–1213.
- PRYCE, R. J., 1971. The occurence of bound, water-soluble squalene, 4,4-dimethyl sterols and sterols in leaves of *Kalanchoe blossfeldiana*. *Phytochemistry*, 10, 1303–1307.
- PURVIS, M., ROBERTSON, A.H.F., 2004, A pulsed extention model for the Neogene-Recent E-W-trending Alaşehir Graben and the NE-SW-trending Selendi and Gördes Basins; western Turkey, *Tektonophysics*, 391, 171-201.
- RACKI, G., RACKA, M., MATYJA, H., DEVELEESCHOUWER, X., 2001, The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach, *Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Paaleoecol*, 181, 251-297.
- RADKE, M., WILLSCH, H., WELTE, D. H., 1980. Preparative hydrocarbon group determination by automated medium pressure liquid chromatography. *Anal. Chem.* 52, 406–411.

RAU, G. H., ARTHUR, M.A and DEAN, W.F., 1987, 15N/14N variations in Cretaceous Atlantic sedimentary sequences: Implications for past changes in marine nitrogen biogeochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 269-279.

REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G. AND BUCK, C.E., 2004: IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, **46**: 1029-1058.

RENAULT, C., 1998. *Ecología de Los Monegros. Instituto de Estudios Altoaragoneses & Centro de Desarrollo de Monegros*, Huesca, Spain.

REPETA, D.J., 1993. A high-resolution historical record of Holocene anoxygenic primary production in the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 4337–4342.

RIBOULLEAU, A., BAUDIN, F., DECONINCK, J.-F., DERENNE, S., LARGEAU, C., TRIBOVILLARD, N., 2003. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales (Volga Basin, Russia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 197, 171–197.

RIELEY, G., COLLIER, R. J., JONES, D. M., EGLINTON, G., 1991. The biogeochemistry of Ellesmere Lake, U.K. - I: source correlation of leaf wax inputs into the sedimentary lipid record. *Organic Geochemistry* 17, 901–912.

RIMMER, S.M., THOMPSON, J.A., GOODNIGHT, S.A., ROBL, T.L., 2004. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 215, 125–154.

RIMMER, S.M., 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chem. Geol.* 206, 373–391.

RIQUIER, L., TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., JOACHIMSKI, M.M., RACKI, G., DEVLEESCHOUWER, X., EL ALBANI, A., RIBOULLEAU, A., 2005. Productivity and bottom water redox conditions at the Frasnian–Famennian boundary on both sides of the Eovariscan Belt: constraints from trace-element geochemistry. In: Over, D.J., Morrow, J.R., Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian and Permian–Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. Elsevier Pub. Co., 199–224.

ROBERTSON A. H. F., 200, Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, In: Bozkurt, E., Winchester, bJ.A and Piper, J.D., (edb) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 43-82.

ROBINSON, N., CRANWELL, P. A., FINLAY, B. J., EGLINTON, G., 1984a. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Organic Geochemistry*, 6, 143–152.

ROBINSON, N., EGLINTON, G., BRASSELL, S. C., 1984b. Dinoflagellate origin for sedimentary 4-methylsteroids and 5-(H)-stanols. *Nature* 308, 439–441.

ROBINSON C., SHIMMIELD G.B. and CREER K.M. 1993. Geochemistry of Lago Grande di Monticchio, S. Italy. In: Negendank J.F.K. and Zolitschka B. (eds), Palaeolimnology of european Maar Lakes. *Lecture notes in Earth Sciences* 49., 317–332.

ROLICH, 1969, *Eutrophication: causes, consequences, correctives*. Natl. Acad Sci, Washington, 661.

RONTANI, J.F., BEKER, B., VOLKMAN, J.K., 2004. Long-chain alkenones and related compounds in the benthic haptophyte *Chrysotila lamellosa* Anand HAP 17. *Phytochemistry* 65, 117–126.

SAGEMAN, B.B., MURPHY, A.E., WERNE, J.P., VER STRAETEN, C.A., HOLLANDER, D.J., LYONS, T.W, 2003. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian Basin. *Chem. Geol.* 195, 229–273.

SCHMITZ, B., CHARISI, S.D., THOMPSON, E.I., SPEIJER, R.P., 1997. Barium, SiO<sub>2</sub> (excess), and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as proxies of biological productivity in the Middle East during the Palaeocene and the latest Palaeocene benthic extinction event. *Terra Nova* 9, 95–99.

SCHULTE, S., 1997. *Erhaltung und frühe Diagenese von organischem Material in Sedimenten vom pakistanischen Kontinentalrand*. Ph.D. thesis, Carl von Ossietzky University at Oldenburg.

SCHWARK, L., ZINK, K., LECHTERBECK, J., 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30, 463–466.

SEYİTOĞLU, G., 1997, Late Cenozoic tektono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins: A contribution to the discussion on the development of the east-west and North trending basins in western Anatolia, *Geological Magazine*, 134, 163-175.

SEYİTOĞLU, G., 1997. Late Cenozoic tectono-sedimentary development of the Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east–west and north trending basins in western Turkey. *Geological Magazine* 134, 163–175.

SEYİTOĞLU, G. AND SCOTT, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128: 155-166.

SEYİTOĞLU, G., SCOTT, B.C., 1992. The age of the Bu'yu'k-Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag.* 129, 239– 242.

SEYİTOĞLU, G., CEMEN, I., TEKELİ, O., 2000. Extensional folding in the AlaYehir (Gediz) Graben, western Turkey. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 157.

SEYİTOĞLU, G., TEKELİ, O., CEMEN, I., ŞEN, S., İYİK, V., 2002. The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the AlaYehir graben, western Turkey. *Geol. Mag.* 139, 15– 26.

SHIMMIELD, G.B., PEDERSEN, T.F., 1990. The geochemistry of reactive trace metals and halogenes in hemipelagic continental margin sediments. *Aquat. Sci.* 3, 255–279.

SIEBOLD VE BERGER, 1982, *The Sea Floor An Introduction To Marine Geology*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 288p.

SEIBOLD, E., BERGER, W.H., 1993. *The Sea Floor, An Introduction to Marine Geology, 2nd edition*. Springer Verlag. 356 pp.

STUIVER, M., and H.A. POLACH. 1977. Discussion: Reporting of 14C data. *Radiocarbon* 19(3):355-63.

SYERS, J.K., HARRIS, R.F and ARMSTORNG, D.E., 1973, Phosphate chemistry in lake sediments, *J Environ. Qual.*, 2, 1-14.

SAROĞLU, F., EMRE, Ö., BORAY, A., 1987, Türkiye'nin diri faylar ve deprensellikleri. MTA Der. Rap. No:8174 (yay nlanmamış).

ŞENGÖR, A.M.C., SATIR, M., AKKFK, R., 1984. 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., GÖRÜR, N., SARIOĞLU, F., 1985. Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication*, 37, 227–264.

ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics* 75, 181–241.

ŞENGÖR, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. ( Factors governing the neotectonic evolution of the Aegean.) In: Erol and V. Oygür (Editors), Batı Anadolunun genç tektoniği ve volkanizması paneli. 1982 Meet. Geol. Sot. Turkey.

ŞENGÖR, A.M.C, 1993, Some Current Problems on the Tectonic Evolution of the Mediterranean During the Caionozoic. In: Boschi, E., Mantovani, E., Morelli, A. (Eds.) Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region Kluwer, Dordrect, 1-51.

ŞENGÖR, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward, M.P.,

Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics Geological Society Special Publication No: 28*, Geological Society, London, pp. 575–589.

SHAW, T. J., GEISKES, Ö.M. AND JAHNKE, R.A., 1990, Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 1233-1246.

TAKEMURA, K., MARUI, A., HORIE, S., 1992. Comments on the core sample 323-PC1 of Lake Baikal from the sedimentological viewpoint. In: Horie, S., Toyoda, K. (eds.), *International Project on Paleolimnology and Late Cenozoic Climate Newsletter*, 6, 72–79.

TALBOT, M. R., LIVINGSTONE, D. A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 70, 121–137.

TALBOT, M.R., JOHANNESSEN, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 23–37.

TALBOT, M. R., LAERDAL, T., 2000. The late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter. *Journal of Paleolimnology*, 23, 141–164.

TENZER, G. E., MEYERS, P. A., KNOOP, P. A., 1997. Sources and distribution of organic and carbonate carbon in surface sediments of Pyramid Lake, Nevada. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 887–893.

THOMAS R.L., MELQ, A.L.W., LEWIS CFM., 1972, The distribution of mercury in the sediment of Lake Ontario. *Can J. Earth Sci*, 9, 636-651.

TISSOT, B. P., WELTE, D. H., 1984. *Petroleum Formation and Occurrence*, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany.

TOURTELOT, H.A., 1979, Black shale – its deposition and diagenesis. *Clays Clay Minerals*, 27, 313-321.

TOYODA, K., 1993, Geochemical history of ancient Lake Biwa in Japan-chemical indicators of sedimentary paleo-environments in a drilled core, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 101, 169-184.

TOYODA, K. ve SHINOZUKA, Y., 2004, Validation of arsenic as a proxy for lake-level change during the past 40.000 years in Lake Biwa, Japan, *Quaternary International*, 123-125, 51-61.

TRIBOVILLARD, N., DESPRAIRIES, A., LALLIER-VERGÈS, E., MOUREAU, N., RAMDANI, A., RAMANAMPISOA, L., 1994. Geochemical study of organic-rich

cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (G.B.): productivity vs. anoxia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 108, 165–181.

TRIBOVILLARD, N., CAULET, J.-P., VERGNAUD-GRAZZINI, C., MOUREAU, N., TREMBLAY, P., 1996. Geochemical study of a glacial–interglacial transition in the upwelling influenced Somalia margin, N-W Indian Ocean: an unexpected lack of organic matter accumulation. *Mar. Geol.* 133, 157–182.

TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., DEVLEESCHOUWER, X., RACKI, G., RIBOULLEAU, A., 2004a. Deep-water anoxia over the Frasnian–Famennian boundary (La Serre, France): a tectonically-induced oceanic anoxic event? *Terra Nova* 16, 288–295.

TRIBOVILLARD, N., RIBOULLEAU, A., LYONS, T., BAUDIN, F., 2004b. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized organic matter of marine origin as recorded by various Mesozoic formations. *Chem. Geol.* 213, 385–401.

TRIBOVILLARD, N., RAMDANI, A., TRENTESAUX, A., 2005. Controls on organic accumulation in Late Jurassic shales of northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry. In: Harris, N. (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM Spec. Public., 82, 145–164.

TRIBOVILLARD, N., ALGEO, T.J., LYONS, T., RIBOULLEAU, A., 2006 Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update, *Chemical Geology* 232 (2006) 12–32.

TYSON, R.V. and PEARSON, T.H., 1991,(eds), Modern and ancient continental shelf anoxia. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 58, 470.

UĞUREL, Ç., 1996, *Salihli-Köprübaşı (Manisa) dolayının jeolojisi*, İstanbul Üniversitesi Bitirme Tezi.

ÜNAL, A., VE HAVUR, E., 1970, Alaşehir-Salihli bölgesinin jeotermik enerji yönünden detay jeoloji etüdü: MTA Rap. No:4678 (yayınlanmamış).

VISO, A.-C., PESANDO, D., BERNARD, P., MARTY, J.-C., 1993. Lipid components of the Mediterranean seagrass *Posidonia Oceanica*. *Phytochemistry*, 34, 381–387.

VOLKMAN, J. K., 1986. A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Organic Geochemistry* 9, 455–465.

VOLKMAN, J. K., KEARNEY, P., JEFFREY, S. W., 1990. A new source of 4-methyl sterols and 5-(H)stanols in sediments: prymnesiophyte microalgae of the genus *Pavlova*, *Organic Geochemistry* 15, 489–497.

VOLKMAN, J. K., BARRETT, S. M., DUNSTAN, G. A., JEFFREY, S. W., 1993. Geochemical significance of the occurrence of dinosterol and other 4-methyl sterols in a marine diatom, *Organic Geochemistry*, 20, 7–15.

- VOLKMAN, J. K., BARRETT, S. M., BLACKBURN, S. I., 1999. Eustigmatophyte microalgae are potential sources of C<sub>29</sub> sterols, C<sub>22</sub>–C<sub>28</sub> n-alcohols and C<sub>28</sub>–C<sub>32</sub>n-alkyl diols in freshwater environments. *Organic Geochemistry*, 30, 307–318.
- VOLKMAN, J. K., MAXWELL, J. R., 1986. Acyclic isoprenoids as biological markers. In: Johns, R. B. (ed.), *Biological Markers in the sedimentary record*, Elsevier, New York, 1–42.
- VOLLENWIEDER, 1968, Scientific Fundamentals of the Eutrophication of Lakes and Flowing Waters, with Particular Reference to Nitrogen And Phosphorus as Factors in Eutrophication. Rep Oecd Das/Sci/68.27, Paris, 192 Pp.
- WARD, J.H. Jr, 1963, Hierarchical grouping to optimize an objective function, *Journal of the American Statistical Association*, 58, 236-244.
- WEETE, J. D., 1976. Algal and fungal waxes. In: Kolattukudy, P. E. (ed.), *Chemistry and Biochemistry of Natural Waxes*. Elsevier, Amsterdam, 349–418.
- WEETE, J., 1976. Sterols of the fungi: distribution and biosynthesis. *Phytochemistry*, 12, 1843–1864.
- WELTE, D.H., HORSFIELD, B., and BAKER, D.R., 1997, *Petroleum and Basin Evolution*, 535p.
- WERNE, J.P., LYONS, T.W., HOLLANDER, D.J., FORMOLO, M.J., SINNINGHE DAMSTÉ, J.S., 2003. Reduced sulfur in euxinic sediments of the Cariaco Basin: sulfur isotope constraints on organic sulfur formation. *Chem. Geol.*, 195, 159–179.
- WESTAWAY, R., PRINGLE, M., YURTMEN, S., DEMIR, T., BRIDGLAND, D., ROWBOTHAM, G., MADDY, D., 2004. Pliocene and Quaternary regional uplift in western Turkey: the Gediz river terrace staircase and the volcanism at Kula. *Tectonophysics*, 391, 121–169.
- WESTAWAY, R., GUILLOU, H., YURTMEN S., BECK, A., BRIDGLAND, D., DEMIR, T., SCAILLET S., ROWBOTHAM, G., 2006, Late Cenozoic uplift of western Turkey: Improved dating of the Kula Quaternary volcanic field and numerical modelling of the Gediz River terrace staircase, *Global and Planetary Change*, 51 (2006) 131–171
- WETZAL, 1975, *Limnology*. Saunders, Philadelphia, 743 p.
- WILKES, H., RAMRATH, A., NEGENDANK, J. F. W., 1999. Organic geochemical evidence for environmental changes since 34,000 yrs BP from Lago di Mezzano, central Italy. *Journal of Paleolimnology*, 22, 349–365.
- WILLSCH, H., CLEGG, H., HORSFIELD, B., RADKE, M., WILKES, H., 1997. Liquid chromatographic separation of sediment, rock and coal extracts and crude oils into compound classes. *Analytical Chemistry* 69, 20, 4203–4209.

YILDIRIM, S., 2004, 2004-Yılı Manisa İl Çevre Durum Raporu, 582.

YILMAZ, Y., GENÇ, Ş., GÜRER, F., BOZCU, M., YILMAZ, K., KARACIK, Z., ALTUNKAYNAK, Ş., ELMAS, A., 2000, When did the western Anatolian grabens begin develop. The Geological Society of London 2000.

YILMAZ ve POLAT, 1998, Geology and Evolution of the Tharace Volcanic, Turkey, *Acta Volcanologica* 10, 2, 293-303.

YILMAZ, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: A.M.C. Şengör (Editor). *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*. Kluwer Academic Publishers, pp. 159- 189.

YILMAZ, 1997, Geology of Western Anatolia, In active Tectohics of Northwestern Anatolia- The Marmara Poly-Project, edited by C. Schindler and M. Pfister, VDF, ETH Zurich, pp 30-50.

YOUNGBLOOD, W. W., BLUMER, M., 1973. Alkanes and alkenes in marine benthic algae. *Marine Biology*, 21, 163–172.

## ÖZGEÇMİŞ

1977 tarihinde İstanbul'da doğdu. İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden 2000 yılında mezun oldu ve aynı tarihte aynı üniversitenin Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans Programına kaydoldu. 2001 yılı Temmuz ayında İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı'na Araştırma Görevlisi olarak atandı. 2003 yılında "*Himmetoğlu (Göynük-Bolu) Yöresindeki Kömür-Bitümlü Şist Birlikteliğinin Paleokojik Nedenleri*" başlıklı Yüksek Lisans Tezini tamamlayarak mezun oldu. Aynı yıl aynı anabilim dalında Doktora eğitimine başladı. Doktorasını DAAD (Alman Akademik Değişim Servisi) ve EAOG (Avrupa Organik Jeokimya Derneği)'den aldığı burslarla toplam 7 ay süreyle GFZ-Potsdam Araştırma Merkezi (Almanya)'nde buldu.

## EKLER

EK1a.GPR hesaplamalarında kullanılan farklı ortamlara ait sabitler.

Farklı ortamlara ait yansımaya sabiti değerleri:

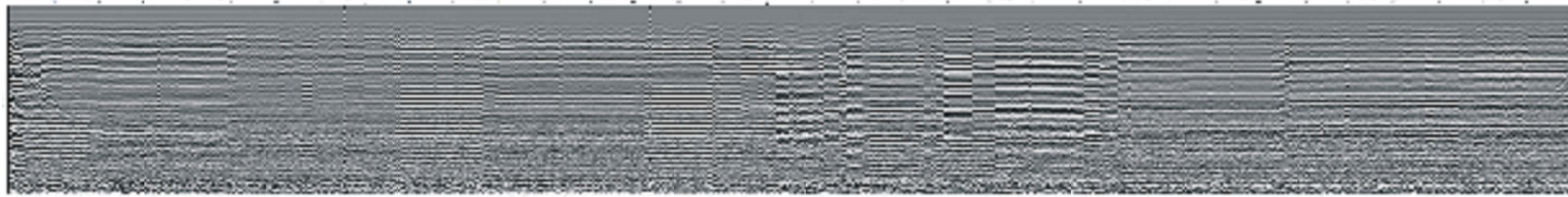
<i>1.ortam</i>	<i>2.ortam</i>	<i>Yansımaya sabiti</i>
Su ( $k_1=80$ )	Yitya ( $k_2=50$ )	0.12
Yitya ( $k_1=50$ )	Sulu çökel ( $k_2=25$ )	0.17
Su ( $k_1=80$ )	Sulu çökel ( $k_2=25$ )	0.28
Sulu çökel ( $k_1=25$ )	Kaya ( $k_2=8$ )	0.28
Su ( $k_1=80$ )	Kaya ( $k_2=8$ )	0.52
Buz ( $k_1=3.2$ )	Su ( $k_2=80$ )	-0.67

Farklı malzemeler için dielektrik sabitleri

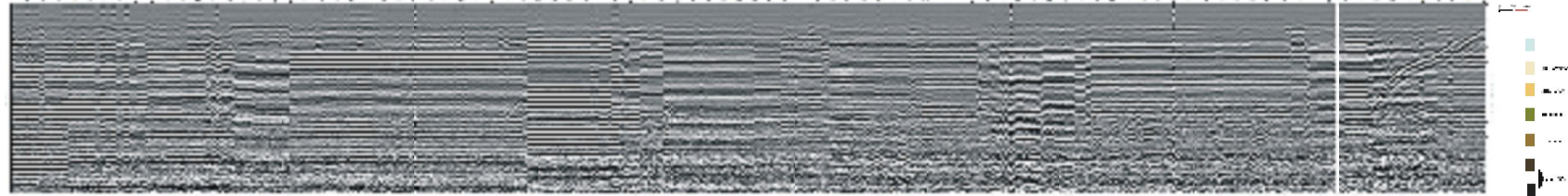
<i>Malzeme</i>	<i>Dielektrik sabiti (k)</i>	<i>DC elektriksel İletkenlik DC(mSm<sup>-1</sup>)</i>	<i>Tipik hız V(mns<sup>-1</sup>)</i>	<i>İnceltme α(dBm<sup>-1</sup>)</i>
Hava	1	0	0.3	0
Tatlı su				

EK1b.GPR profilleri boyunca elde edilmiş radagramlar

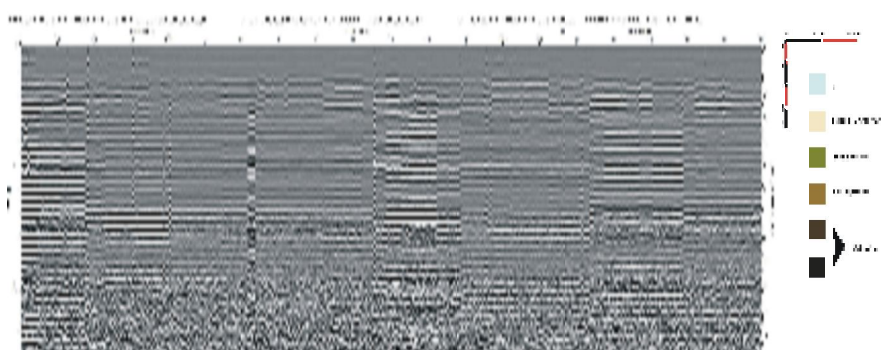
PRF-1



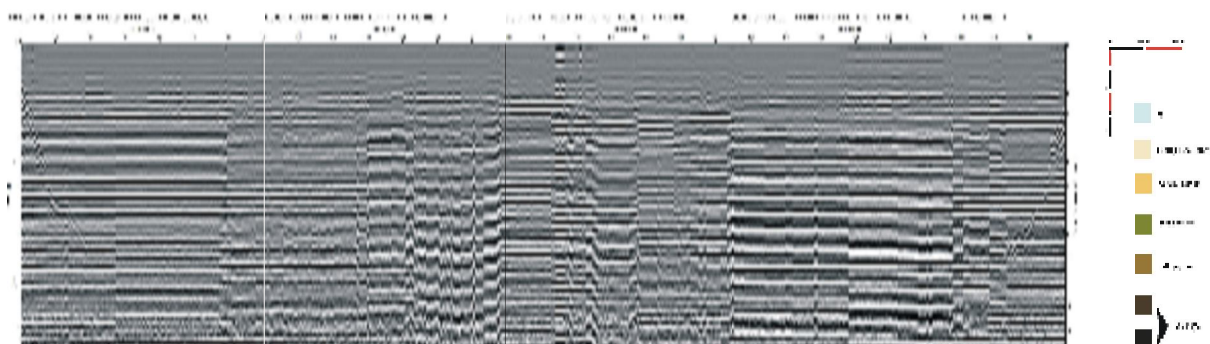
PRF-2



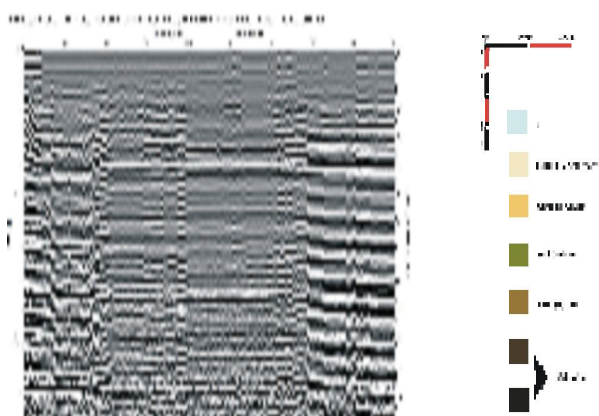
## PRF-3



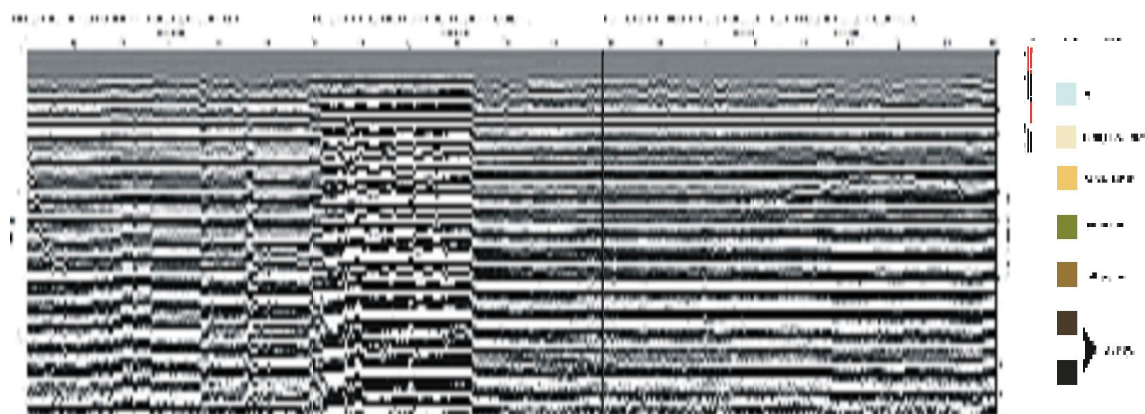
## PRF-5



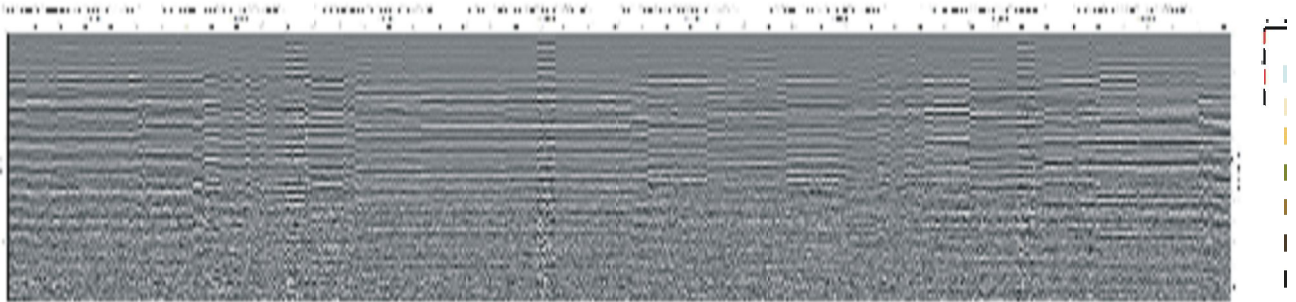
PRF-6



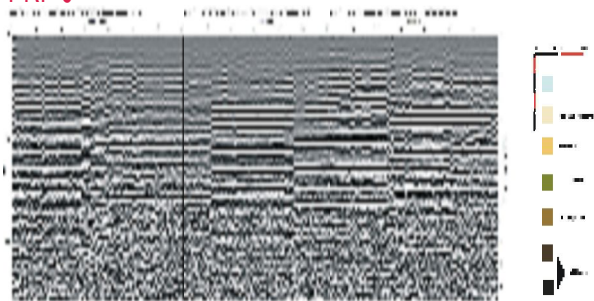
PRF-7



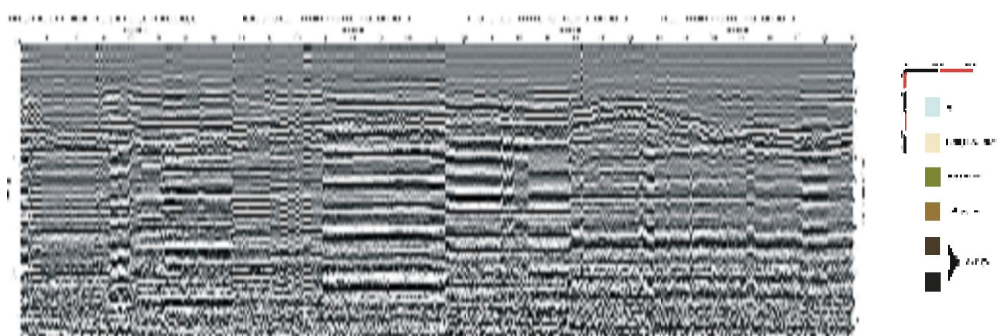
PRF-8



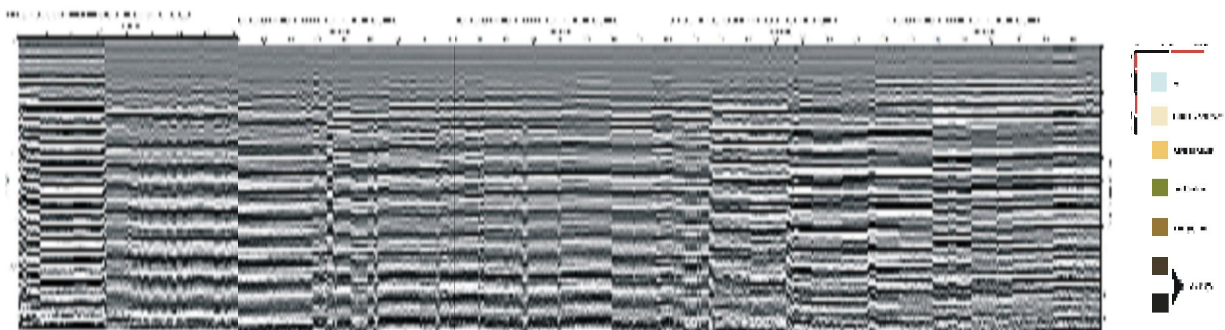
PRF-9



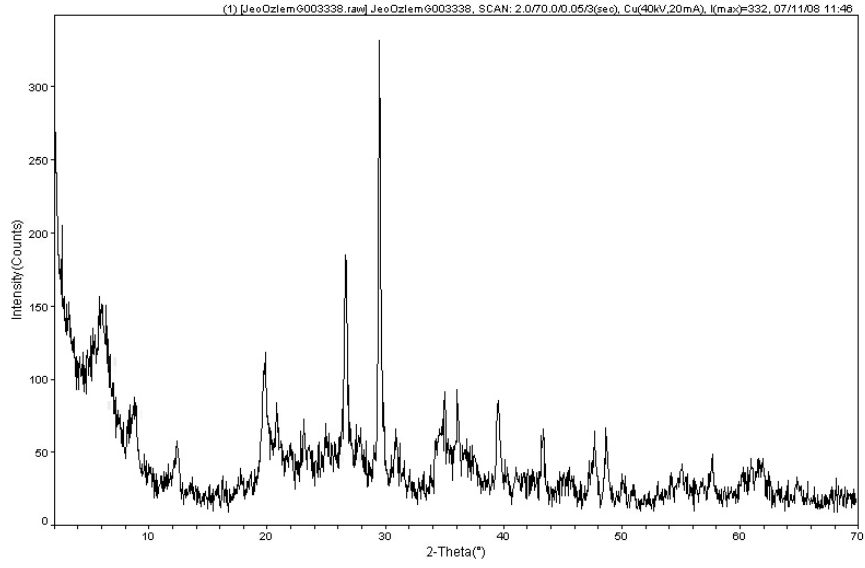
PRF-10



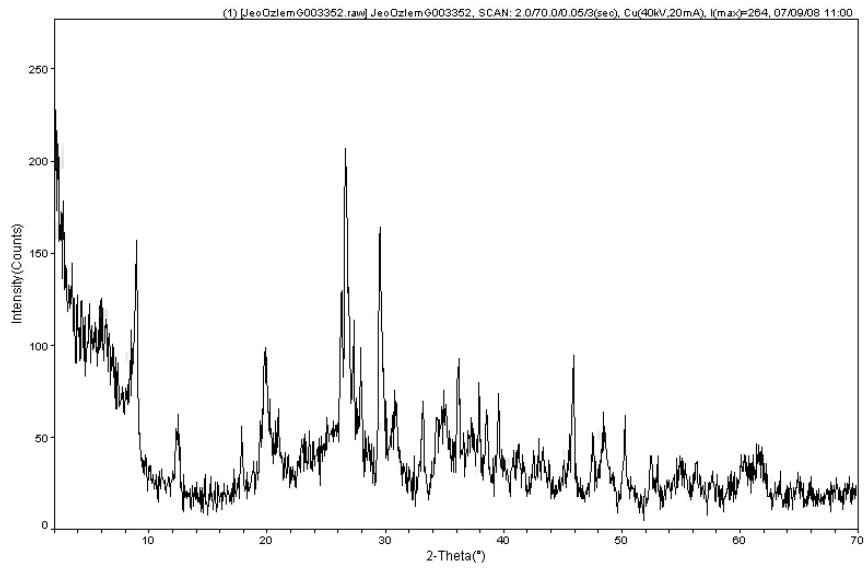
PRF-11



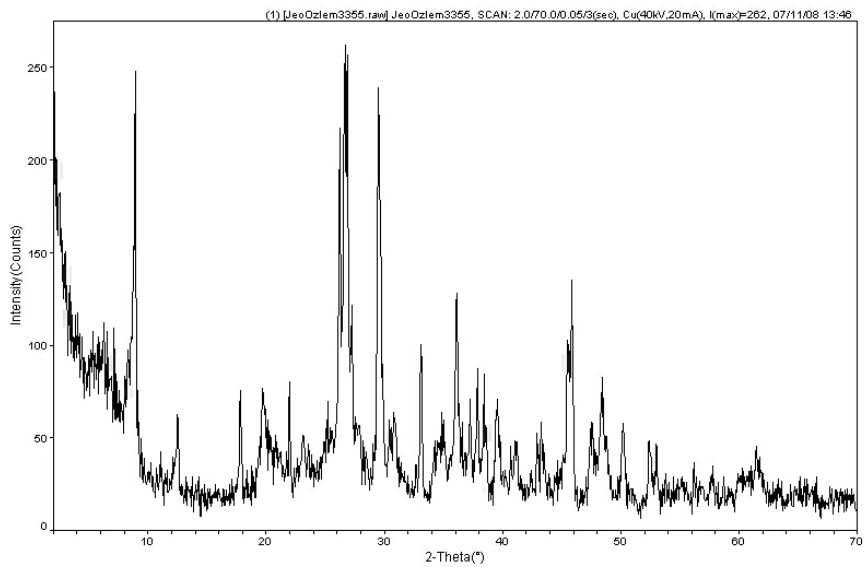
EK2.Örneklere ait XRD kayıtları



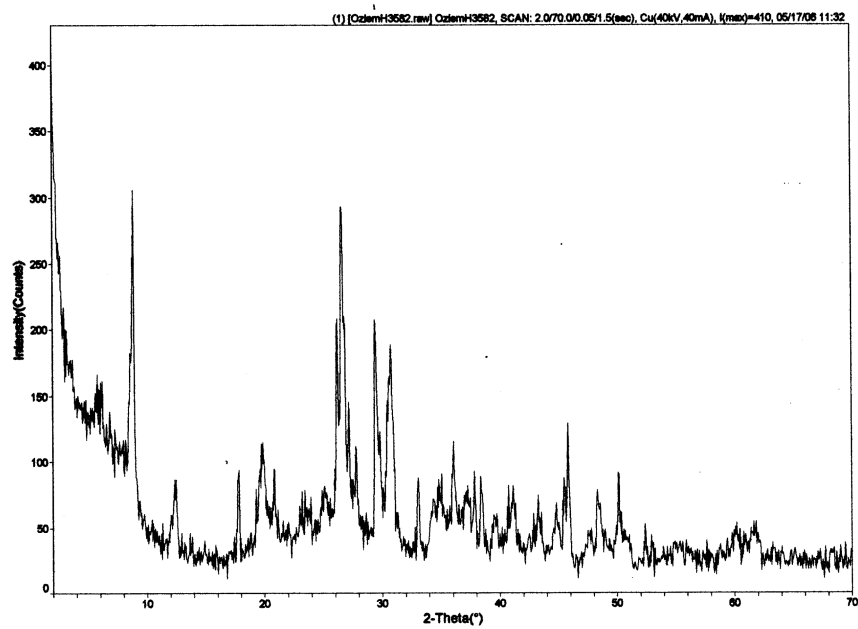
H3-1 (G003338)



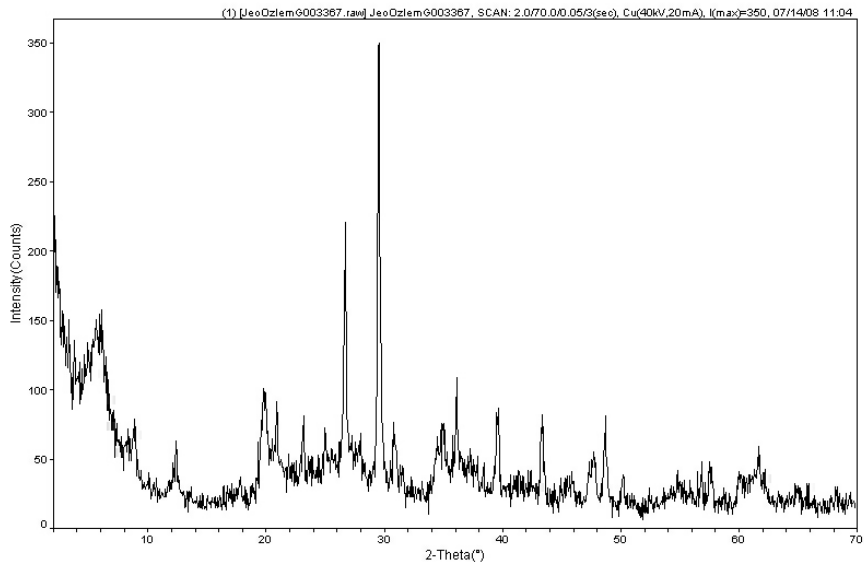
H3-95 (G003352)



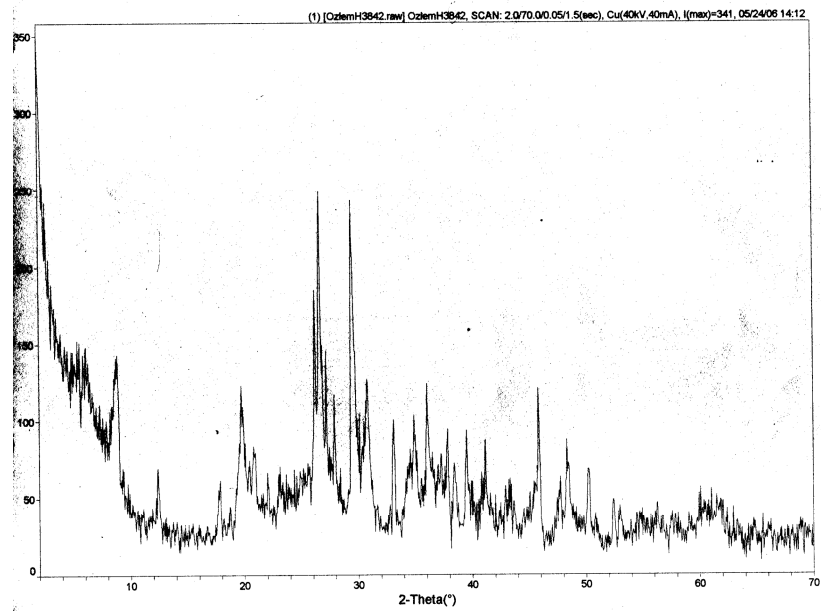
H3-107(G003355)



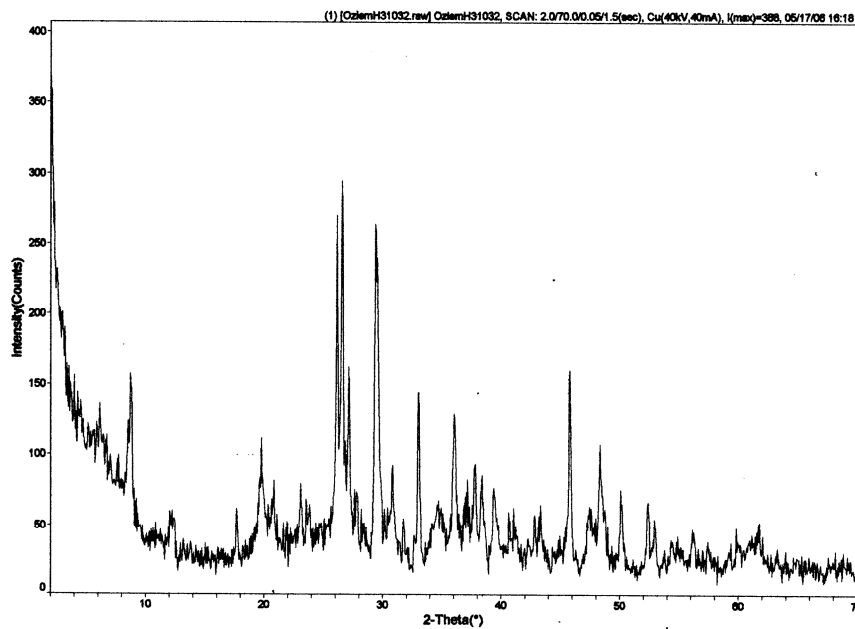
H3-58 (G003347)



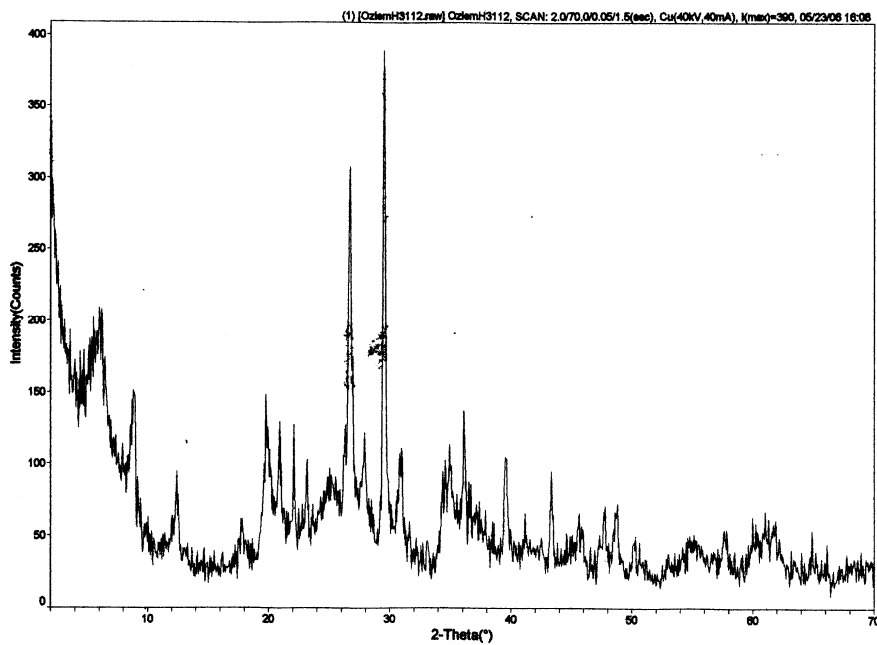
H-67(G005767)



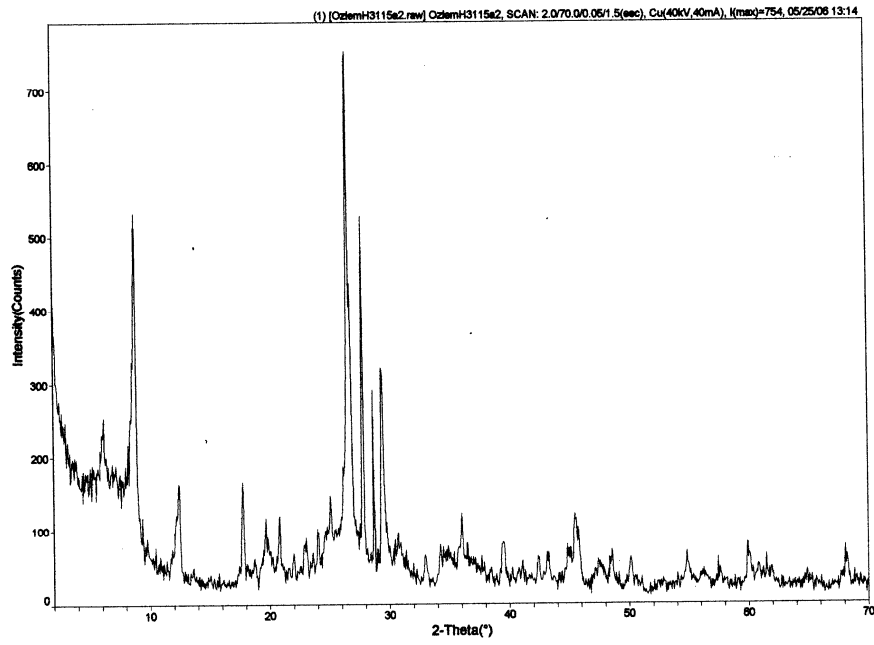
H3-84 (G003351)



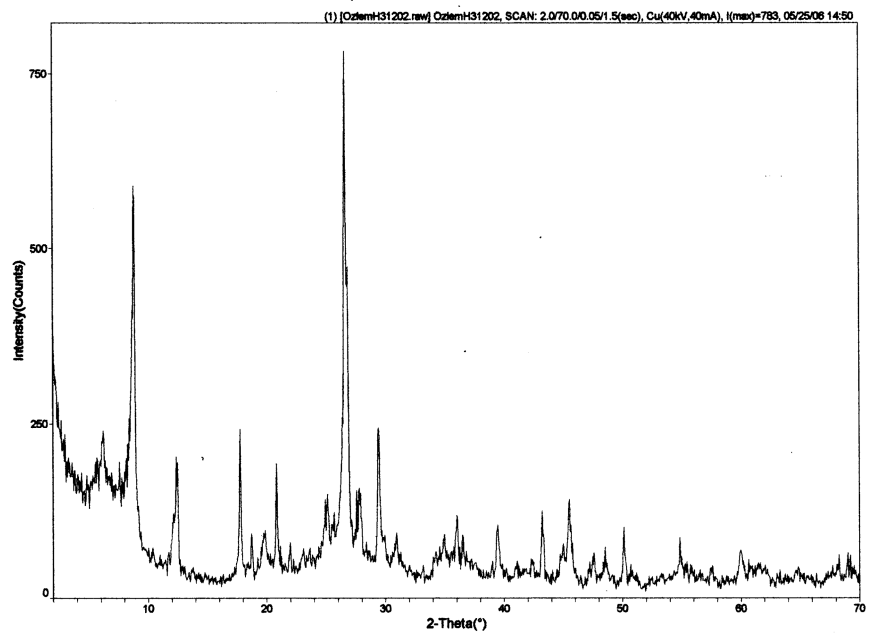
H3-103 (G003354)



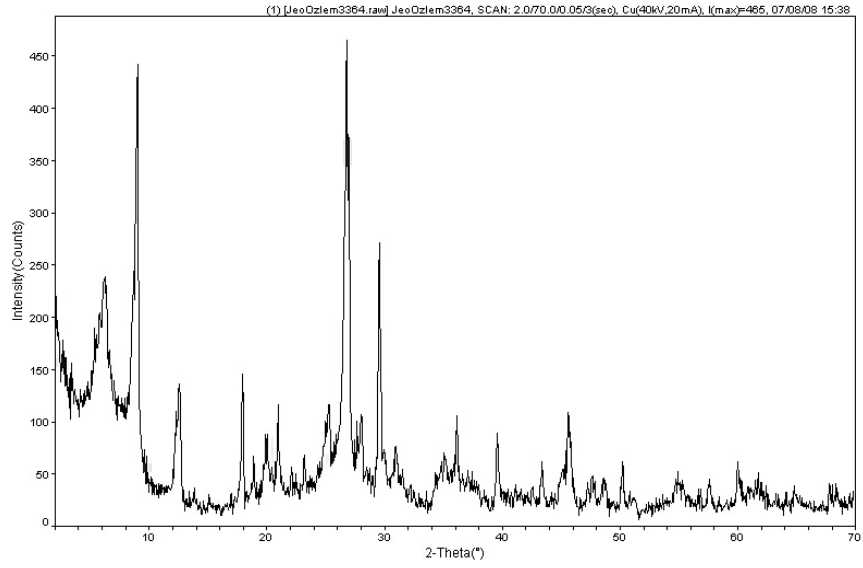
H3-112 (G003357)



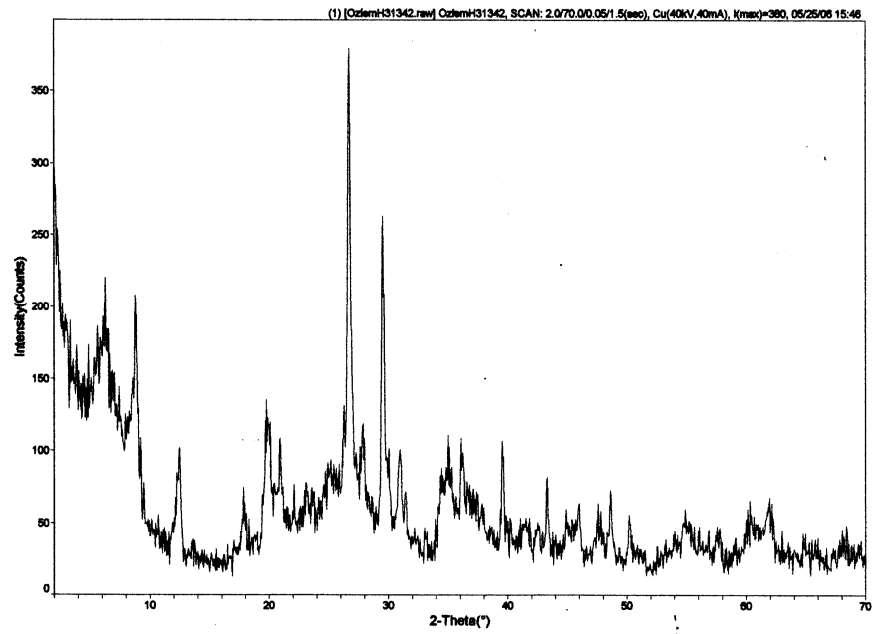
H5-115



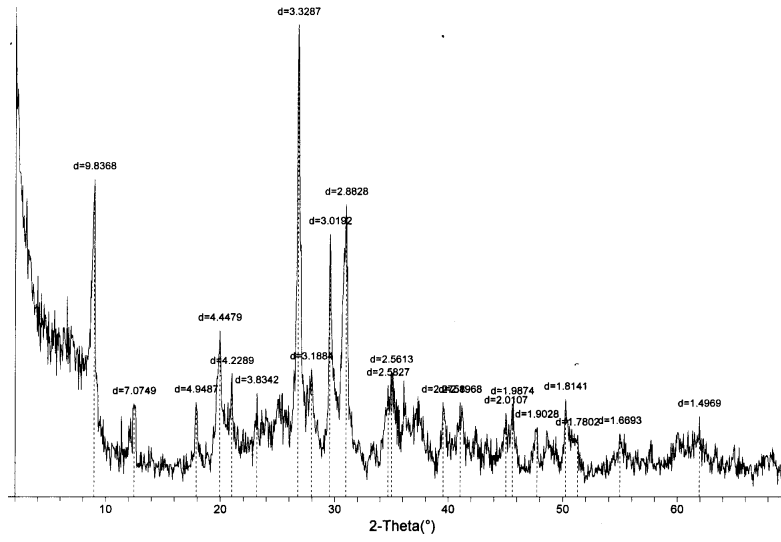
H3-120 (G003361)



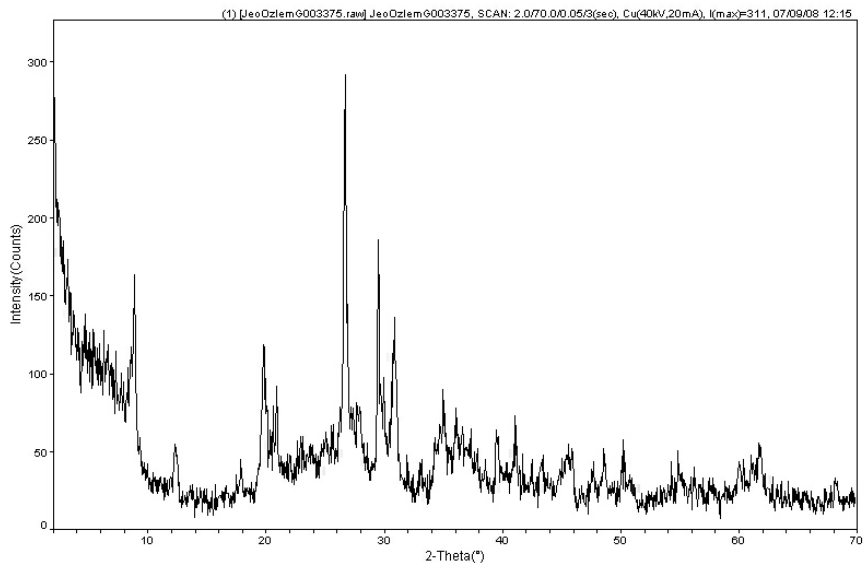
H3-131



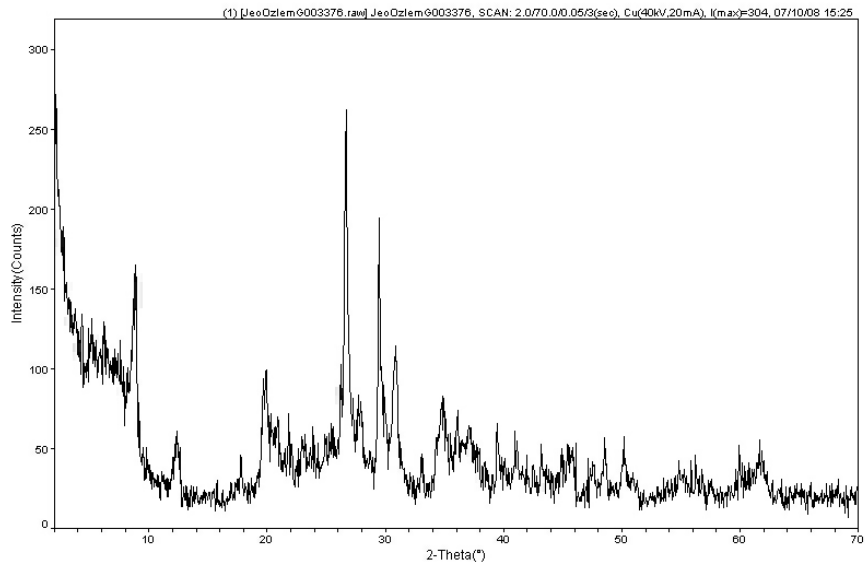
H3-134 (G003366)



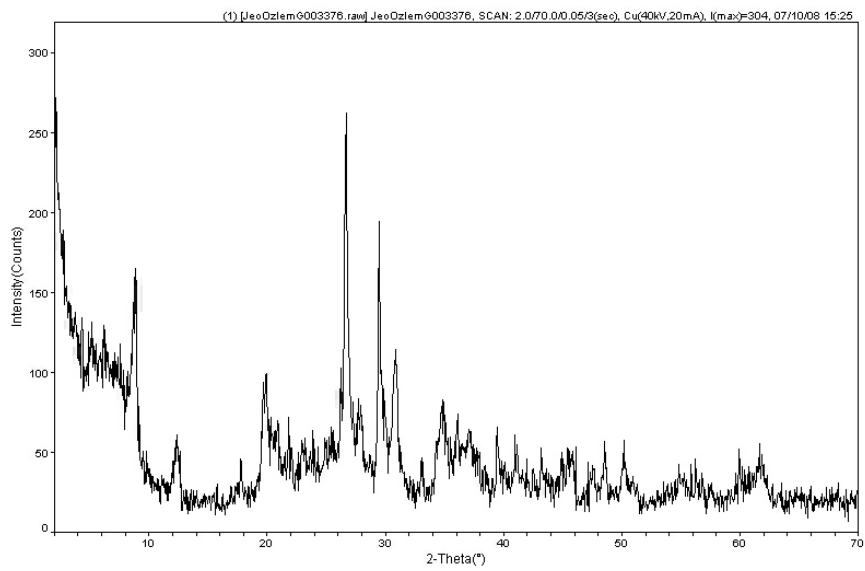
H5-30 (G003373)



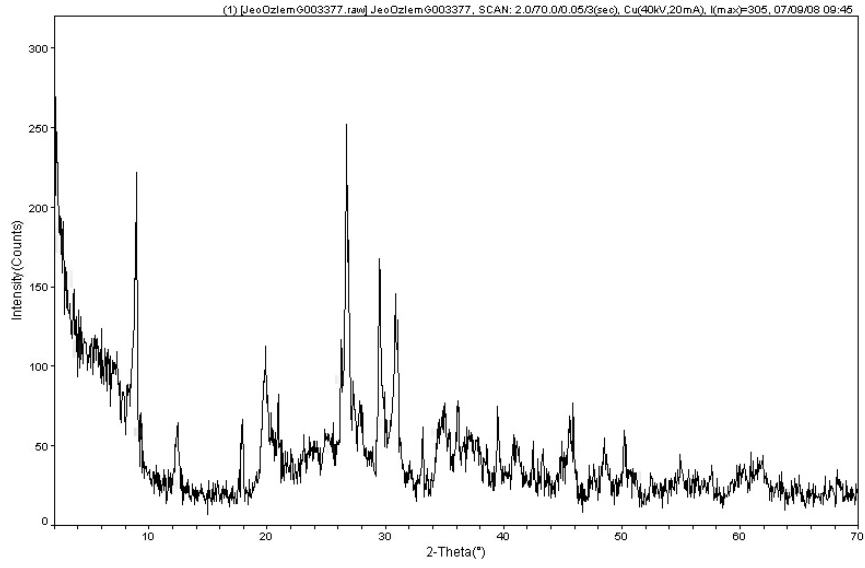
G003375



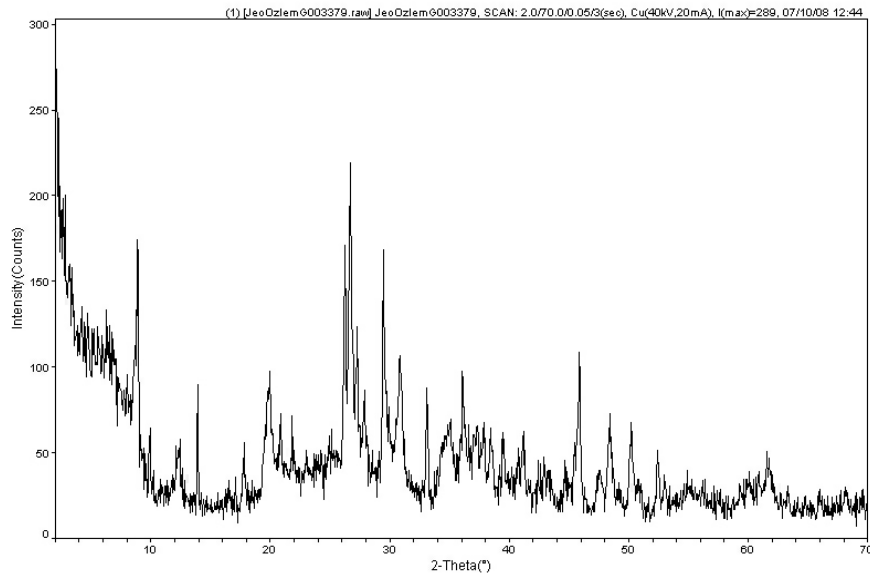
G003376



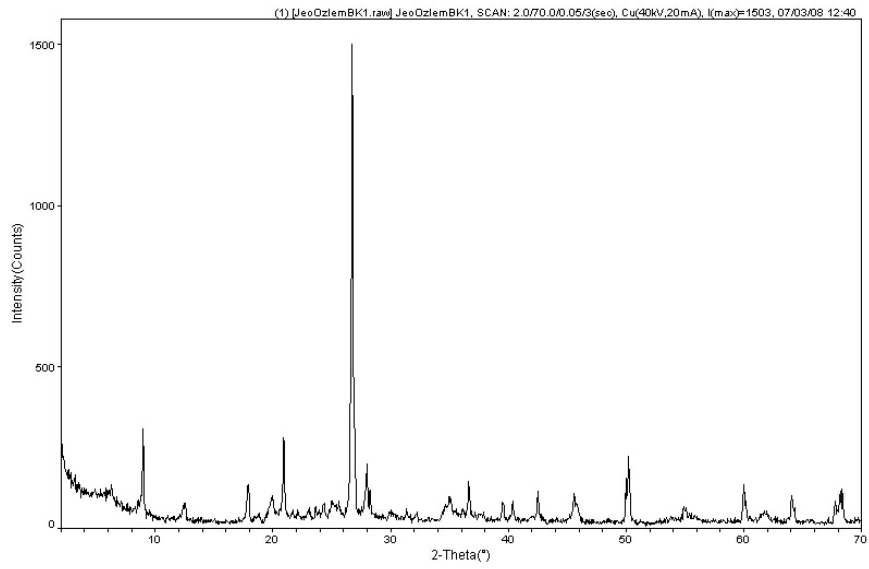
G003377



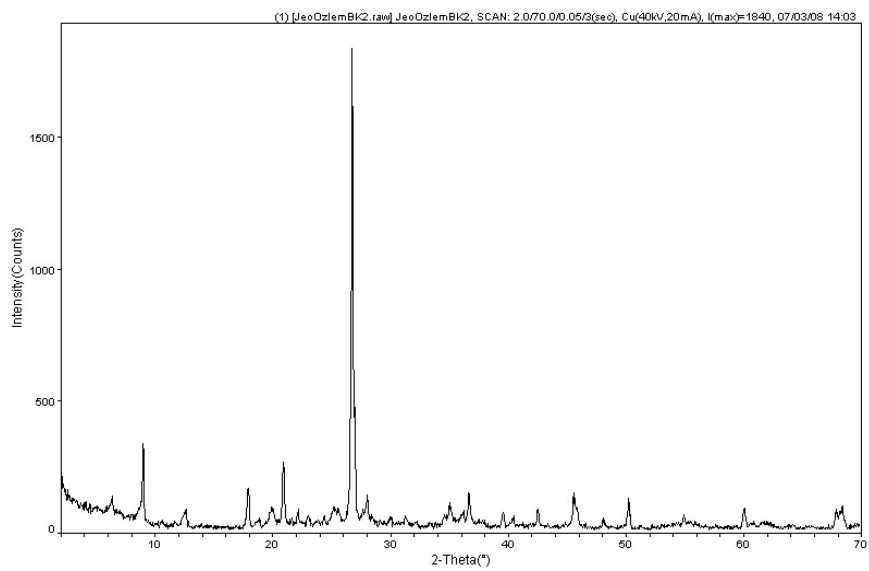
G003378



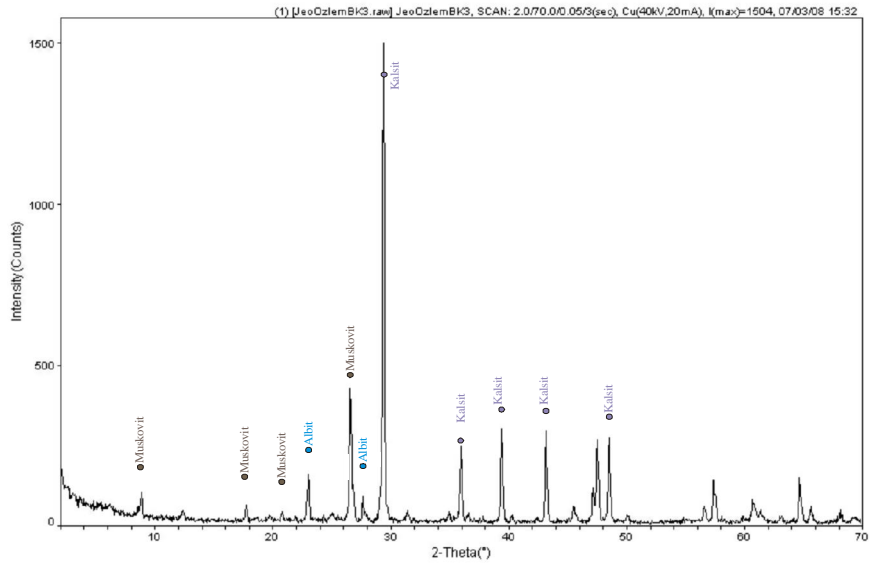
G003379



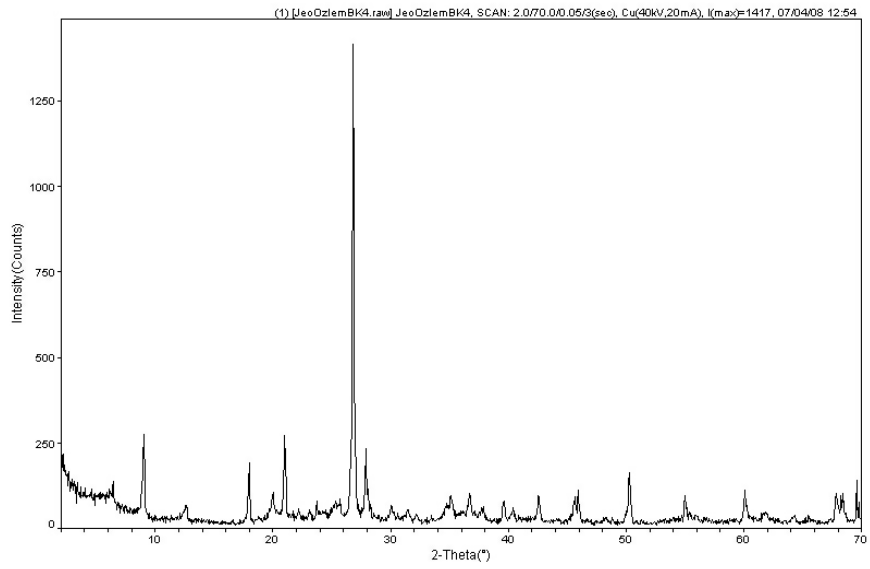
BK1



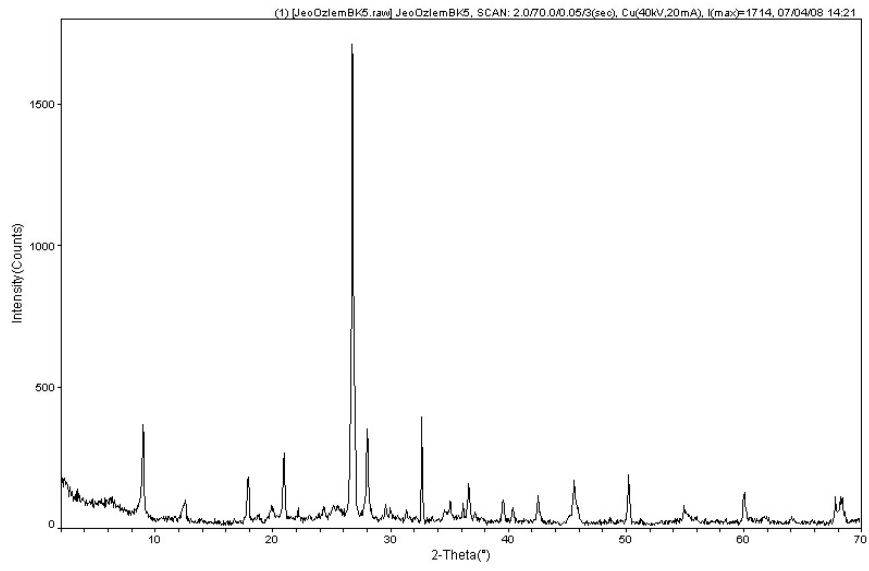
BK2



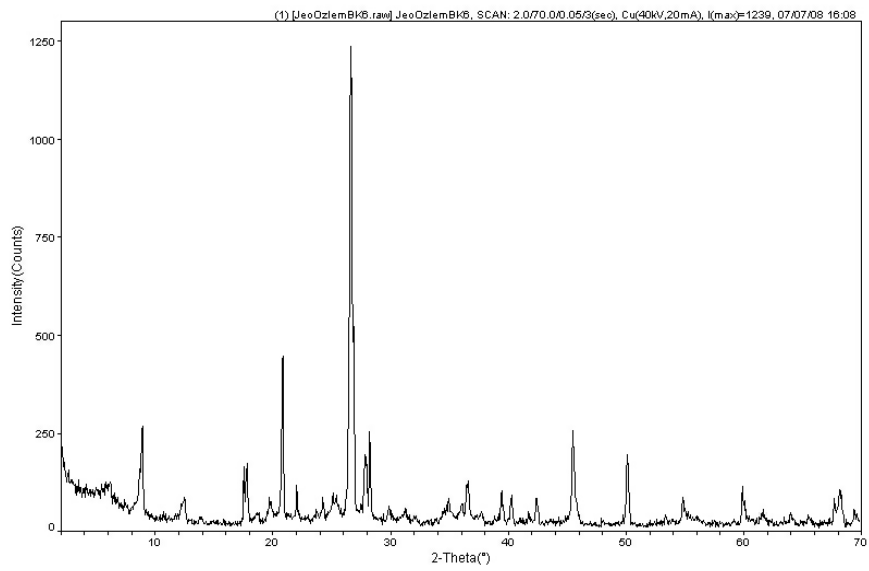
BK3



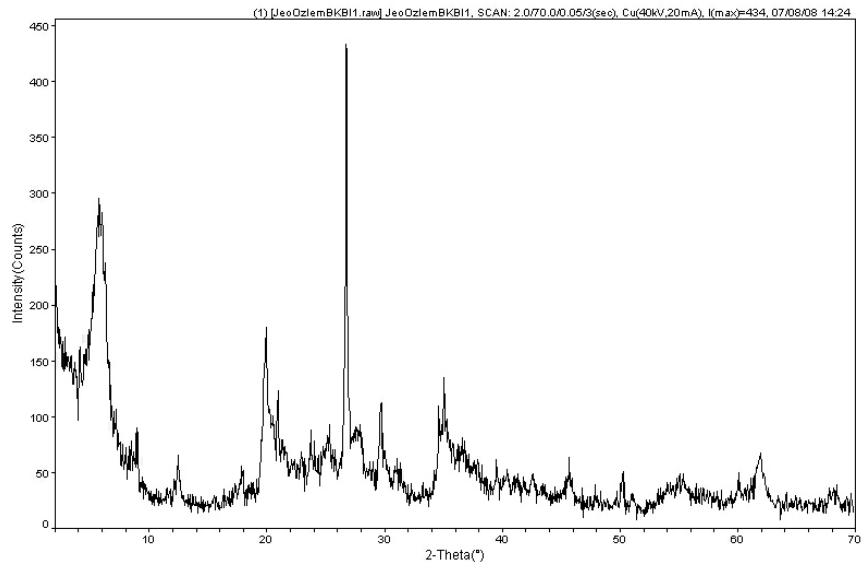
BK4



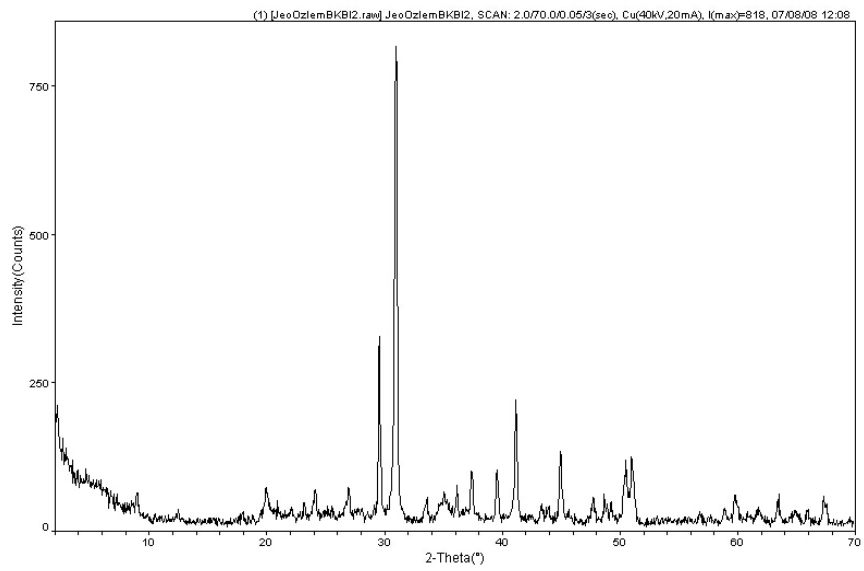
BK5



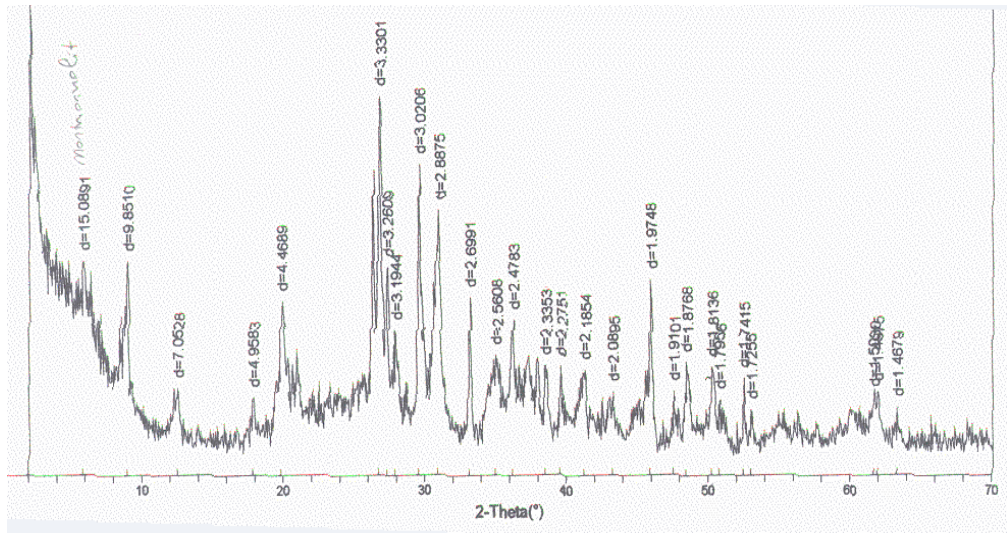
BK6



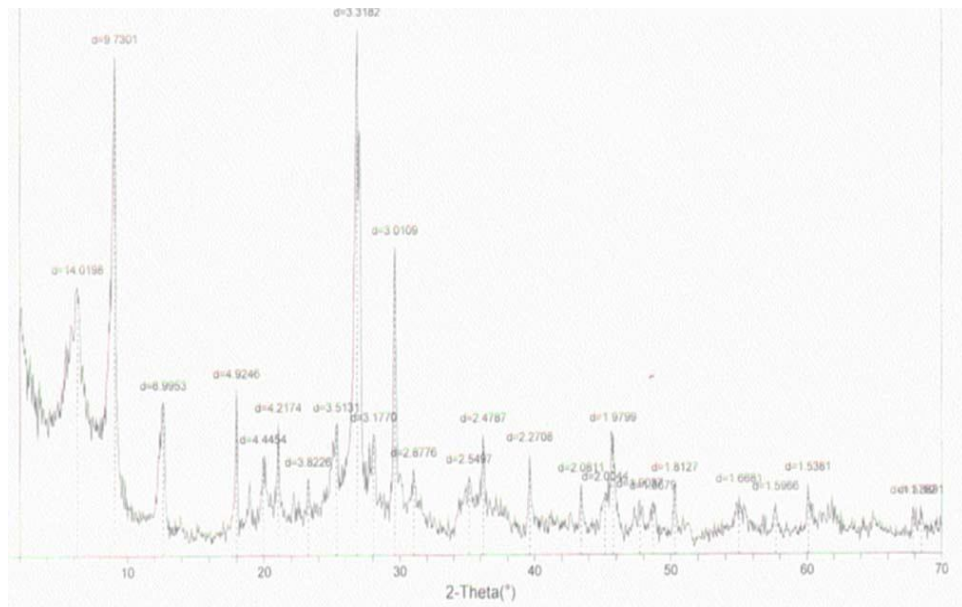
BKBL1



BKBL2



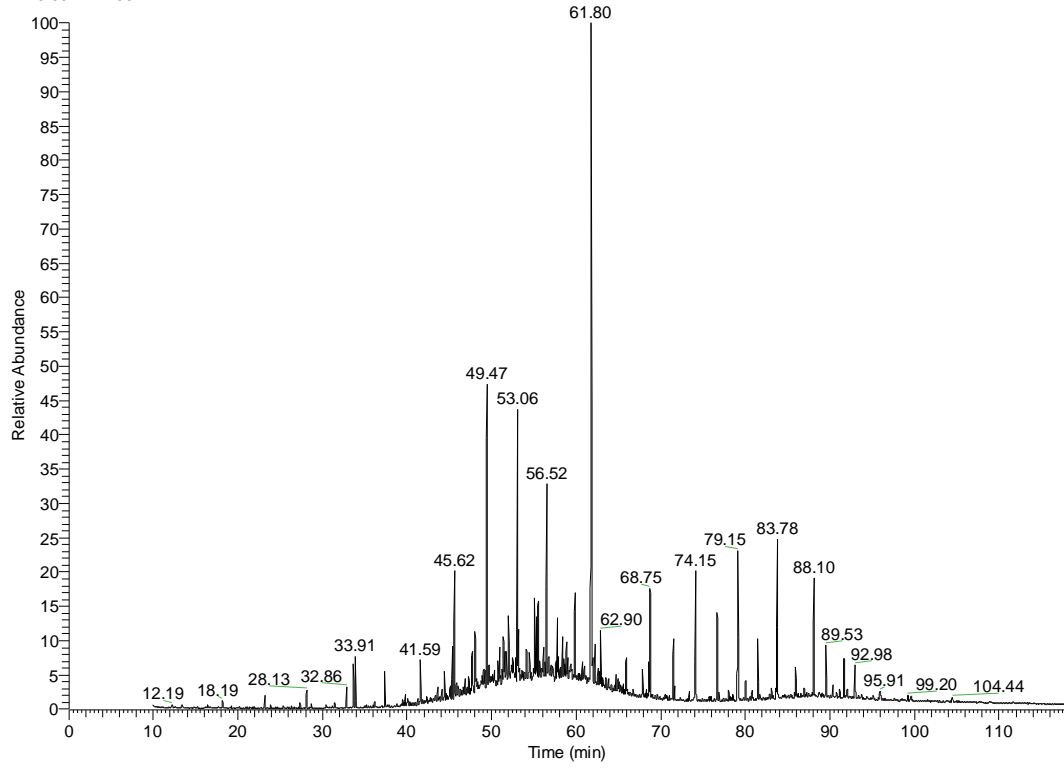
K2-1 (G003290)



H3-63 (G003348)

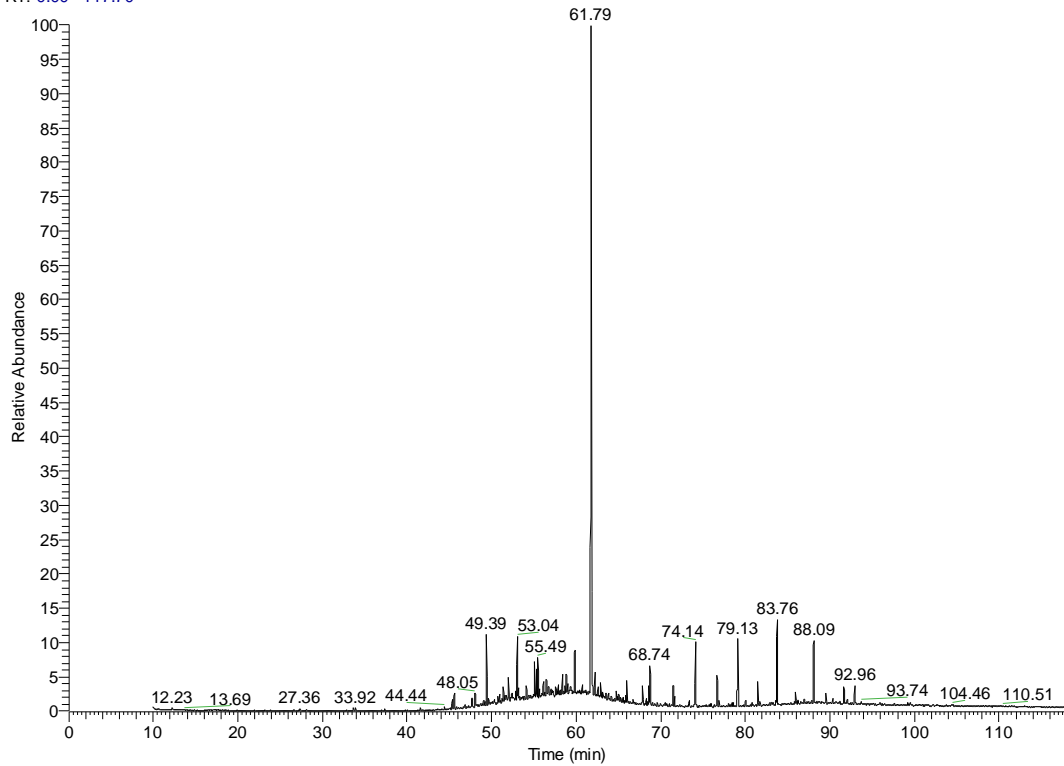
EK3.A. Alifatik fraksiyona ait GC-MS kromatogramlar .

RT: 0.00 - 117.69



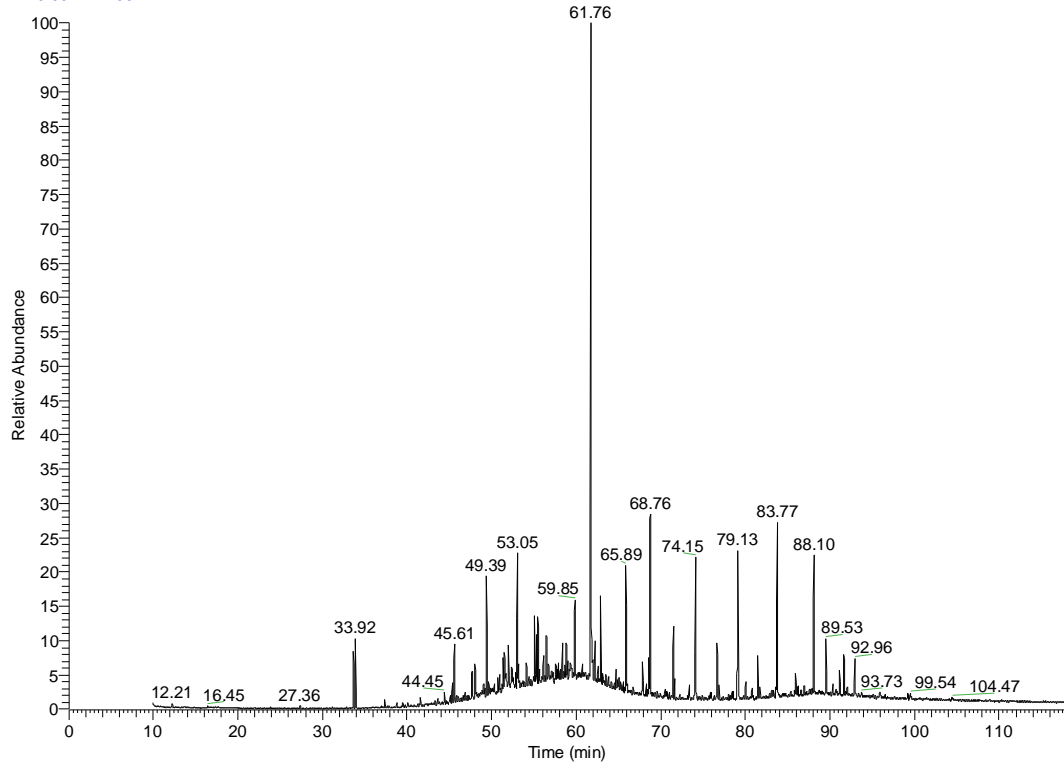
NL:  
7.31E7  
TIC F: MS  
G003290-1

RT: 0.00 - 117.70



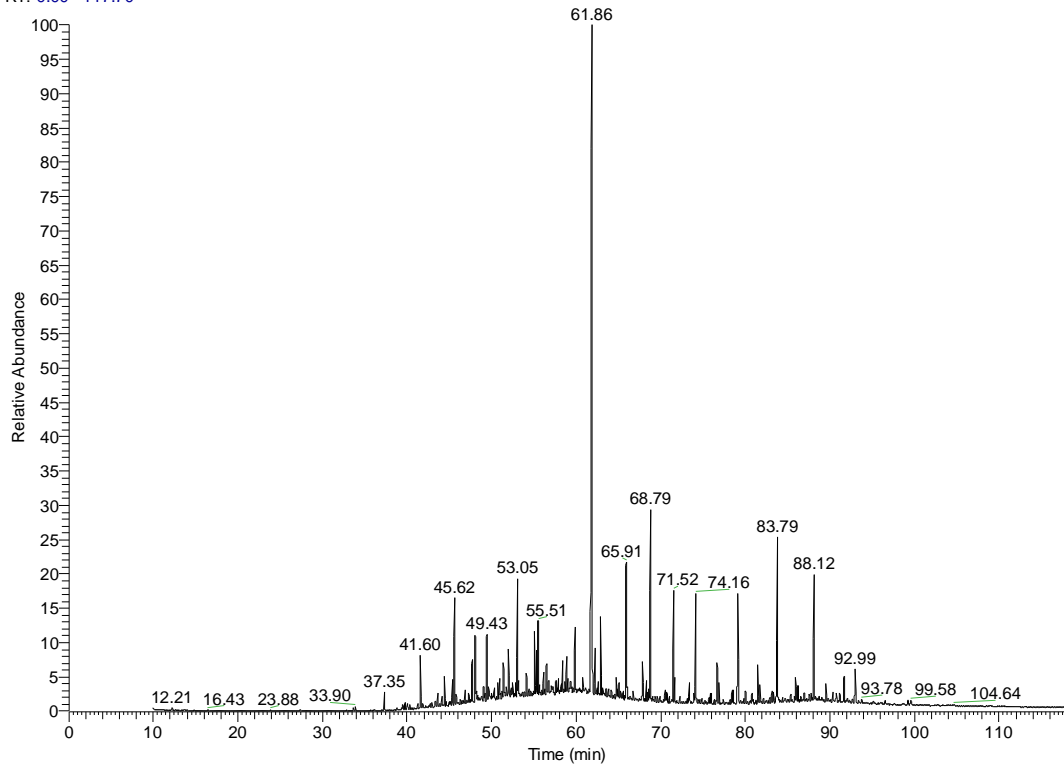
NL:  
6.41E7  
TIC F: MS  
G003296-1

RT: 0.00 - 117.69



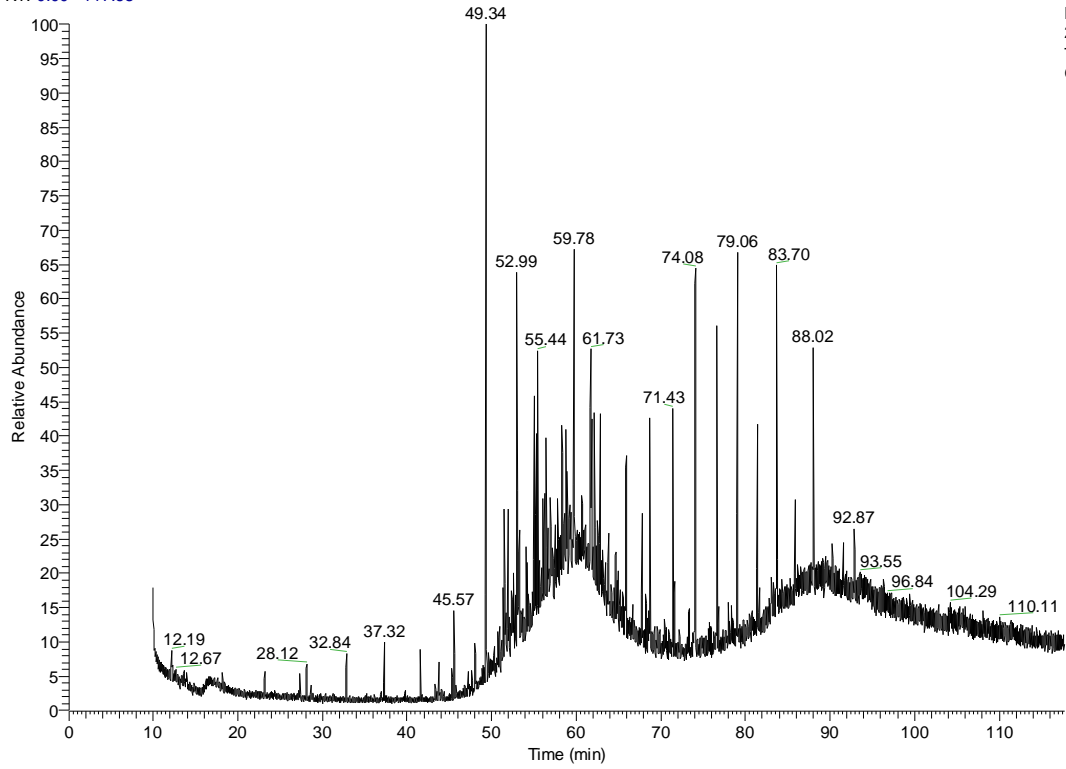
NL:  
4.23E7  
TIC F: MS  
G003338-1

RT: 0.00 - 117.70



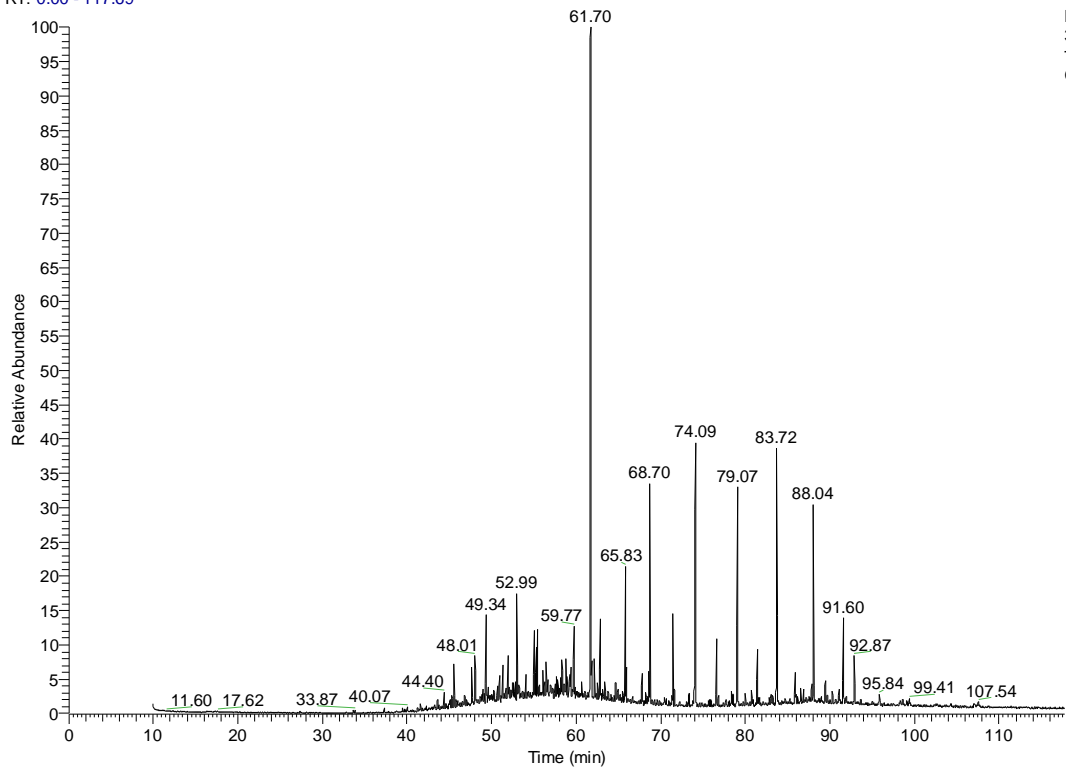
NL:  
9.56E7  
TIC F: MS  
G003340-1

RT: 0.00 - 117.68



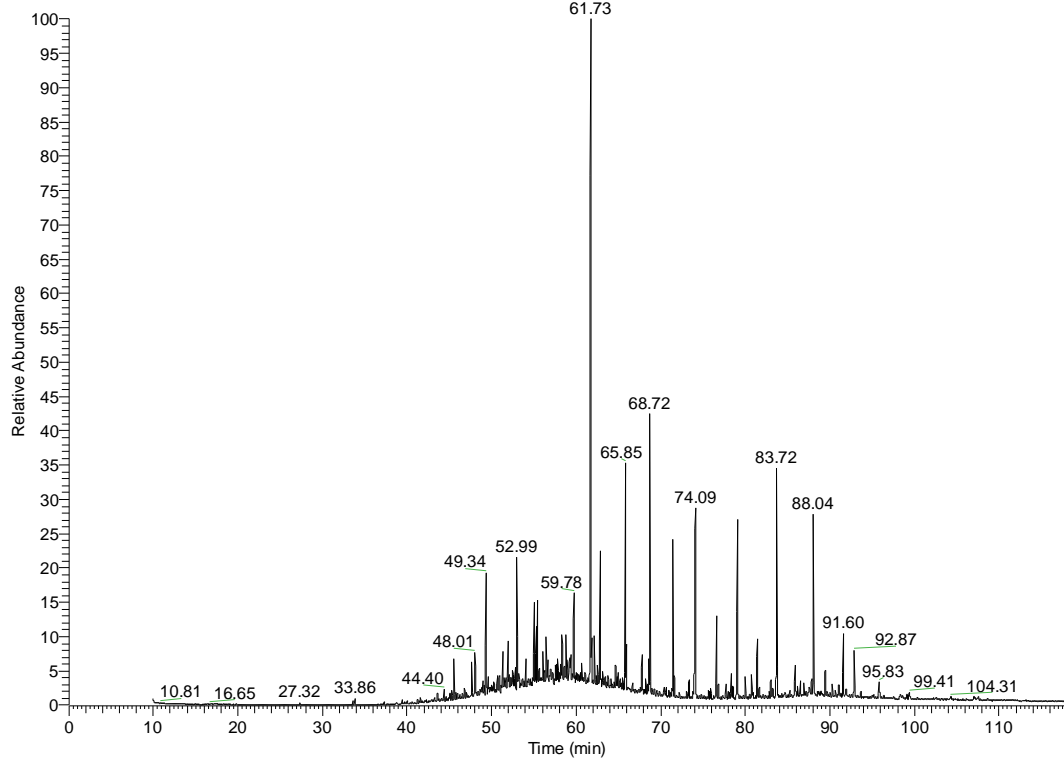
NL:  
2.61E6  
TIC F: MS  
G003342-1

RT: 0.00 - 117.69



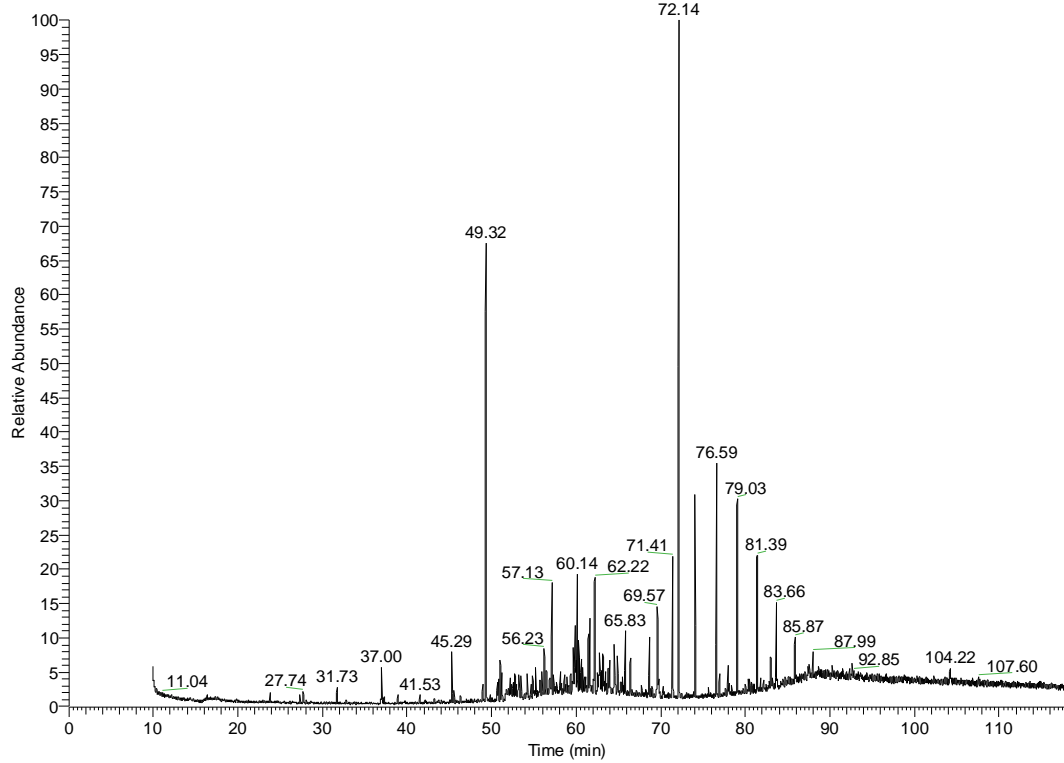
NL:  
3.15E7  
TIC F: MS  
G003344-1

RT: 0.00 - 117.70



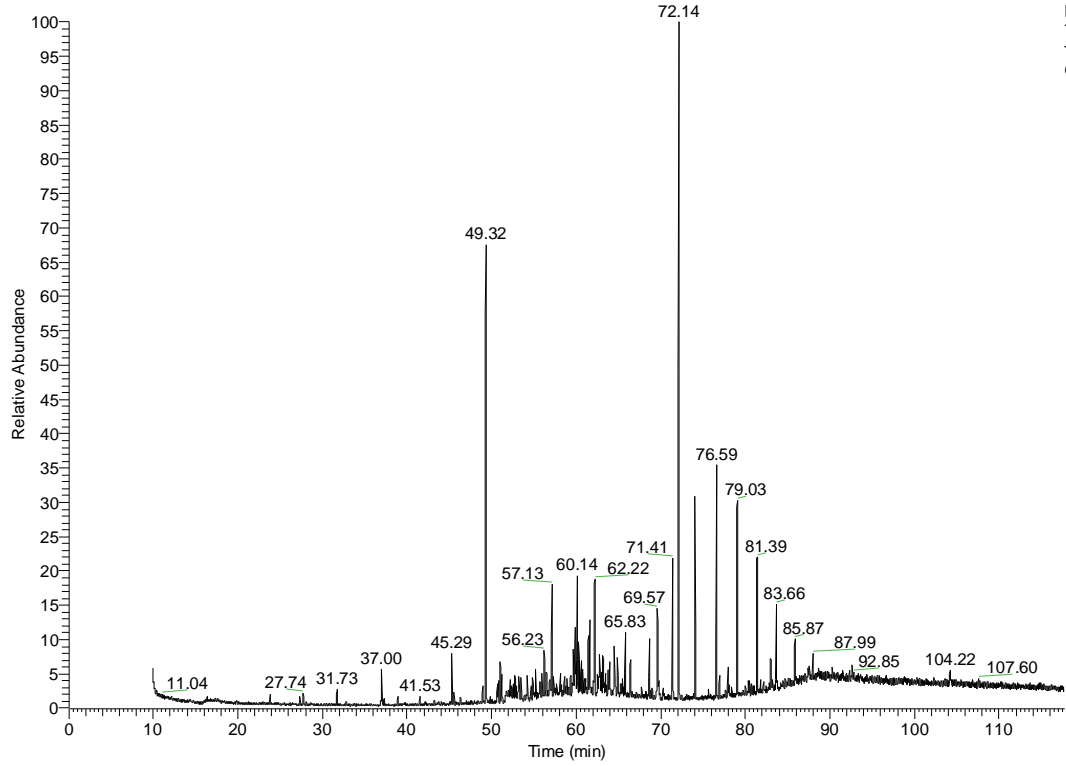
NL:  
4.69E7  
TIC F: MS  
G003345-1

RT: 0.00 - 117.68



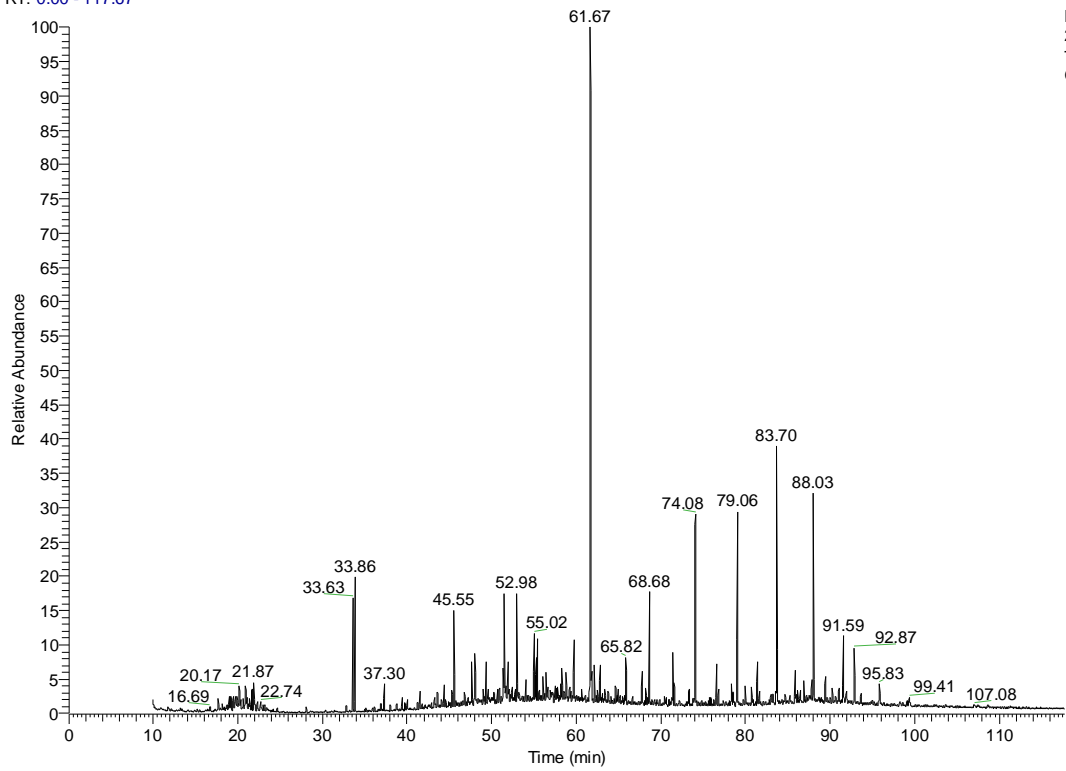
NL:  
7.42E6  
TIC F: MS  
G003346-1

RT: 0.00 - 117.68



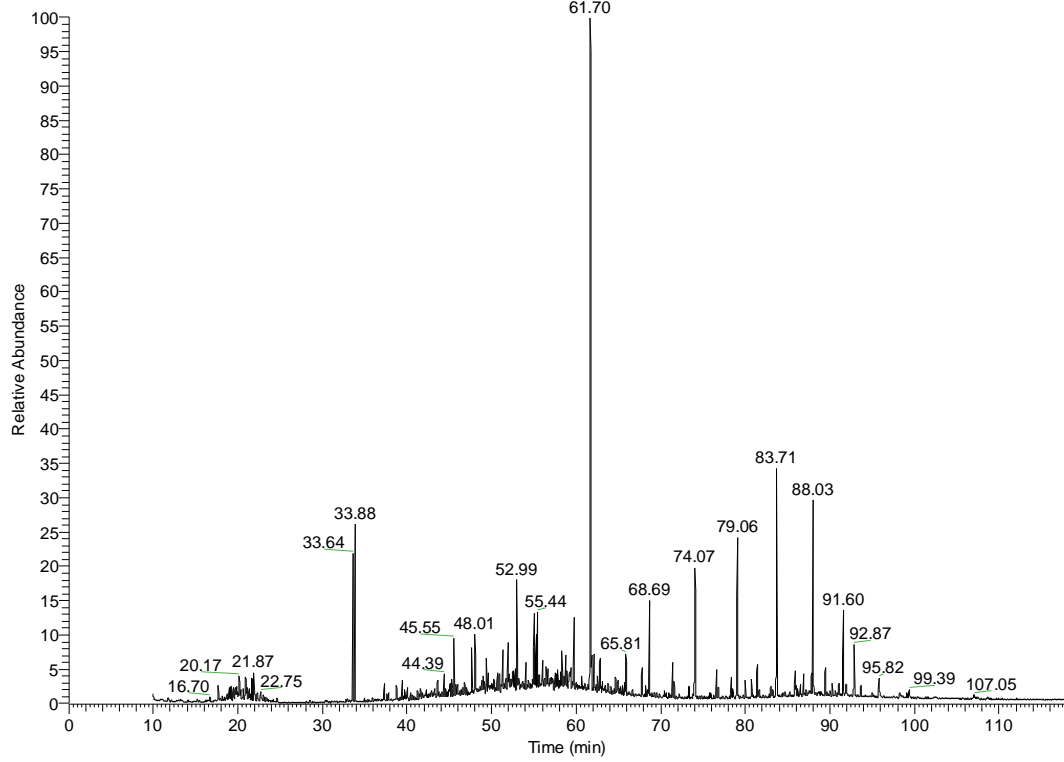
NL:  
7.42E6  
TIC F: MS  
G003346-1

RT: 0.00 - 117.67



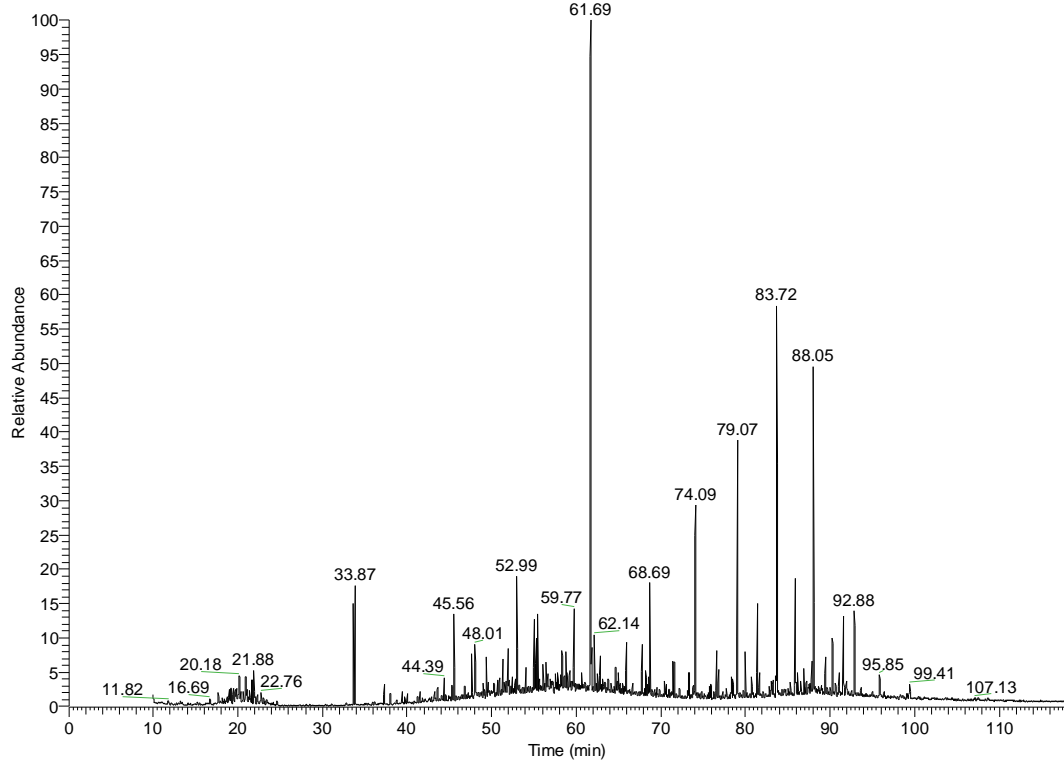
NL:  
2.66E7  
TIC F: MS  
G003348-1

RT: 0.00 - 117.70



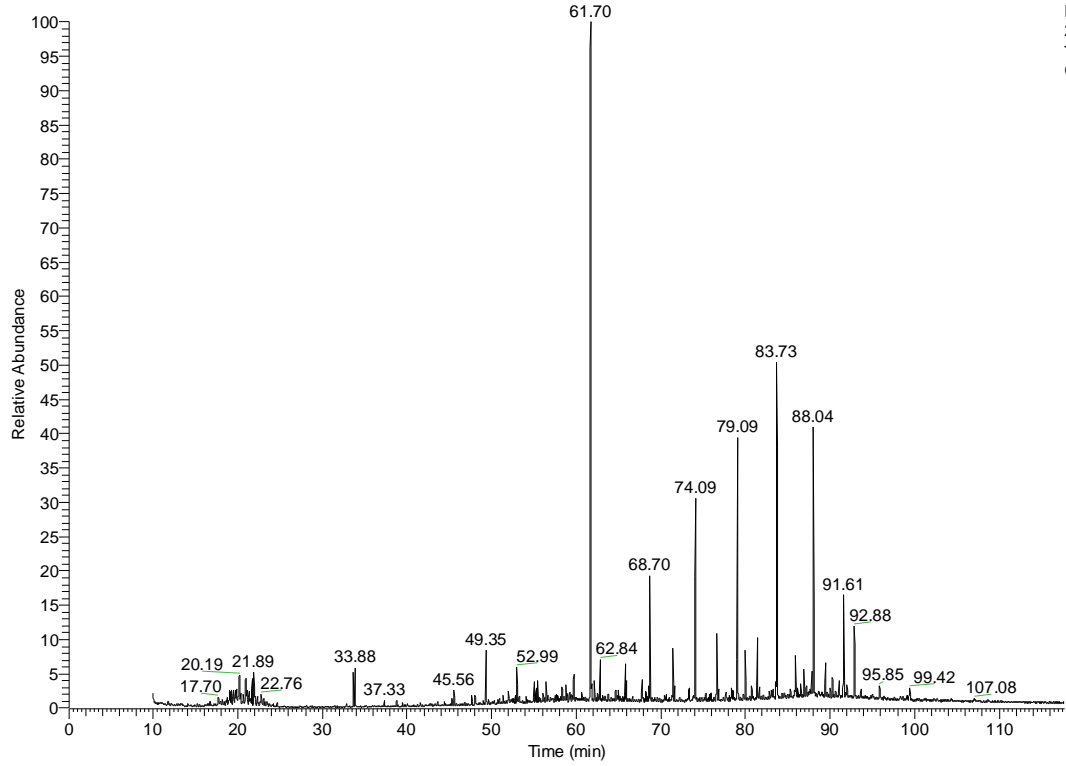
NL:  
3.21E7  
TIC F: MS  
G003349-1

RT: 0.00 - 117.68



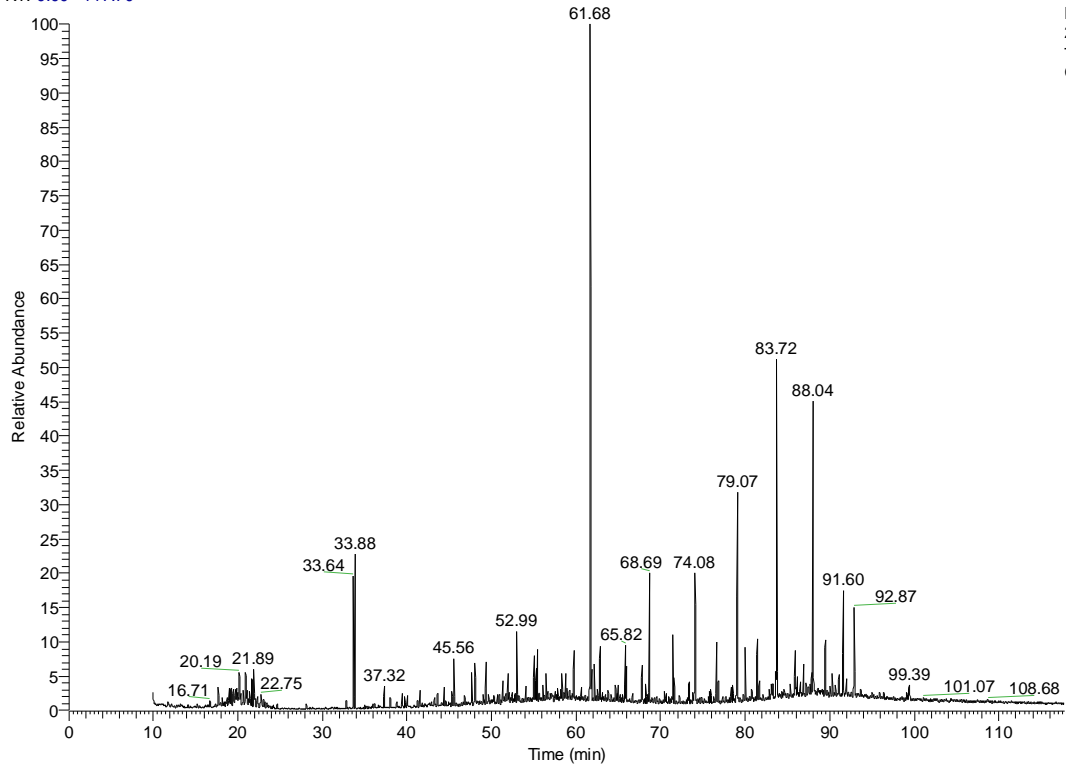
NL:  
2.84E7  
TIC F: MS  
G003350-1

RT: 0.00 - 117.68



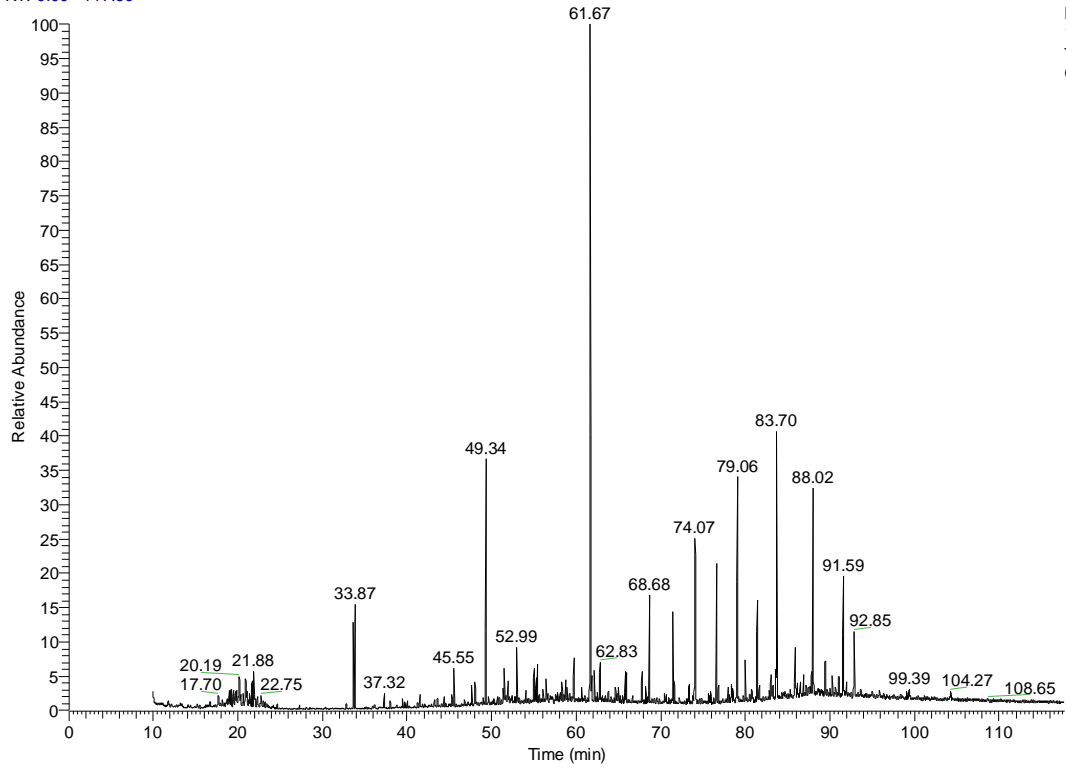
NL:  
2.35E7  
TIC F: MS  
G003351-1

RT: 0.00 - 117.70



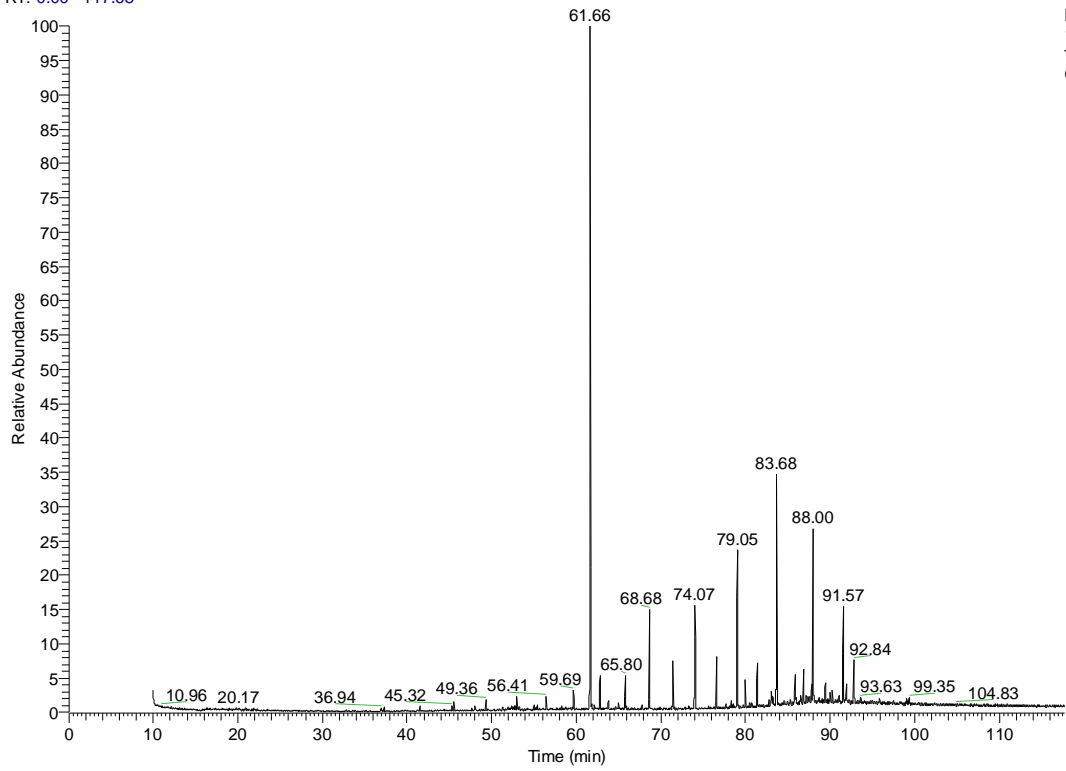
NL:  
2.17E7  
TIC F: MS  
G003352-1

RT: 0.00 - 117.69



NL:  
1.71E7  
TIC F: MS  
G003353-1

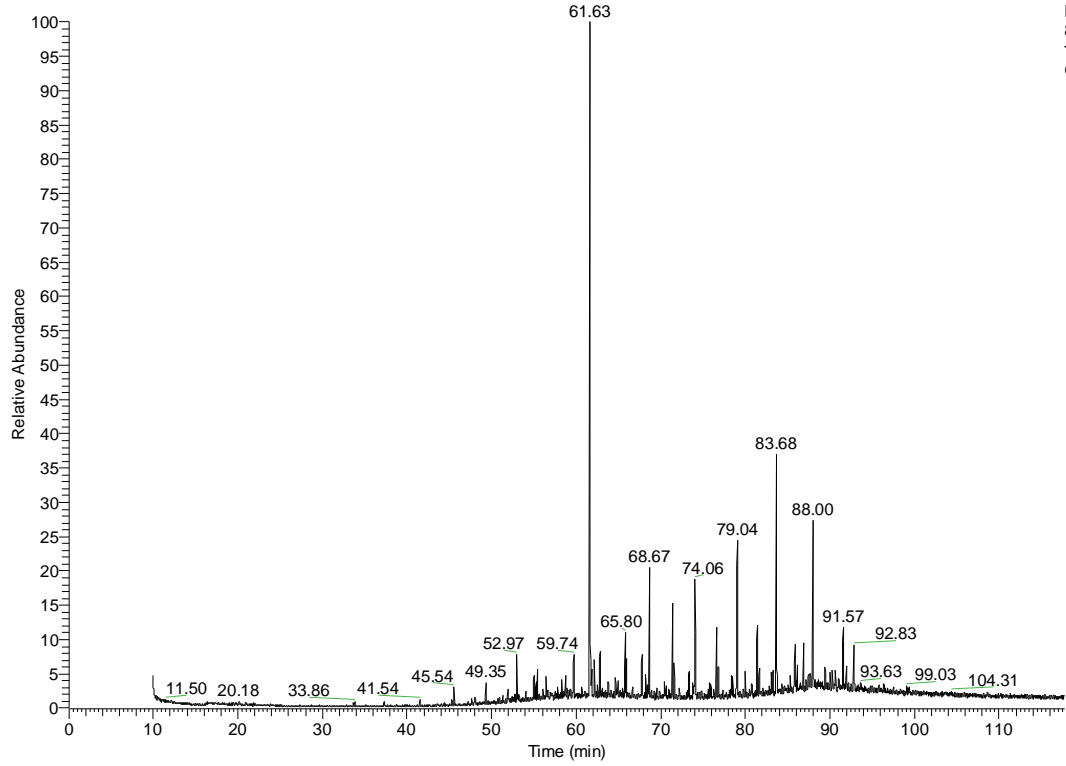
RT: 0.00 - 117.68



NL:  
1.45E7  
TIC F: MS  
G003354-1

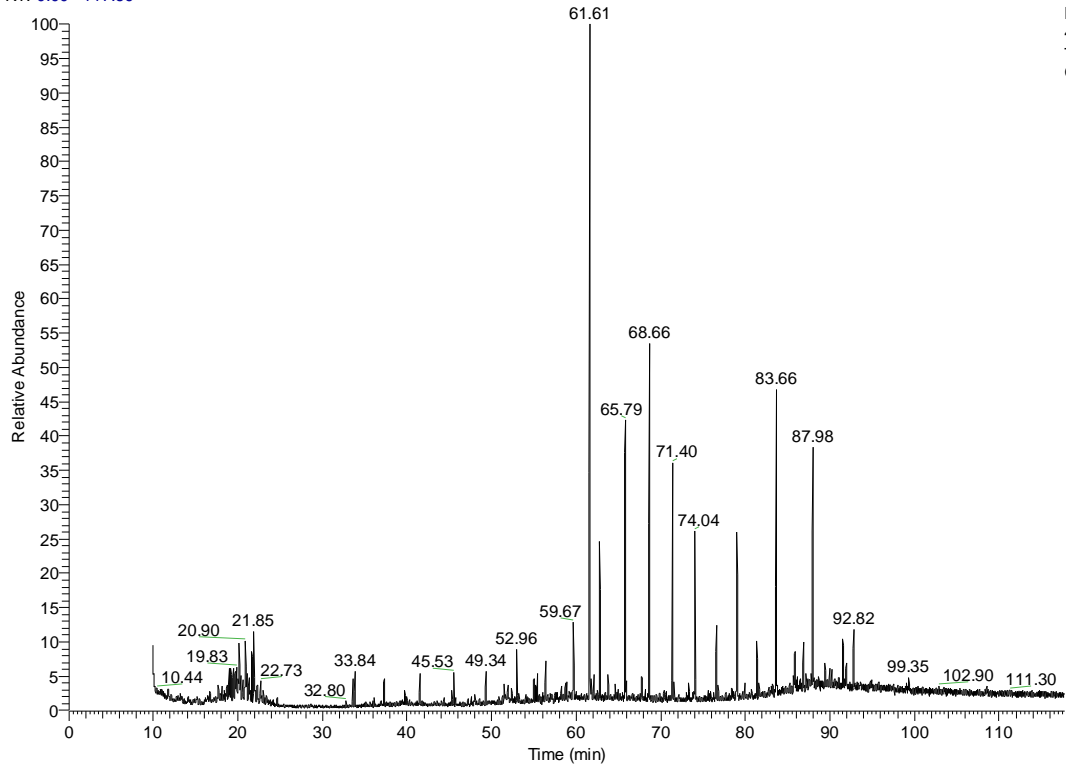
XXX

RT: 0.00 - 117.68



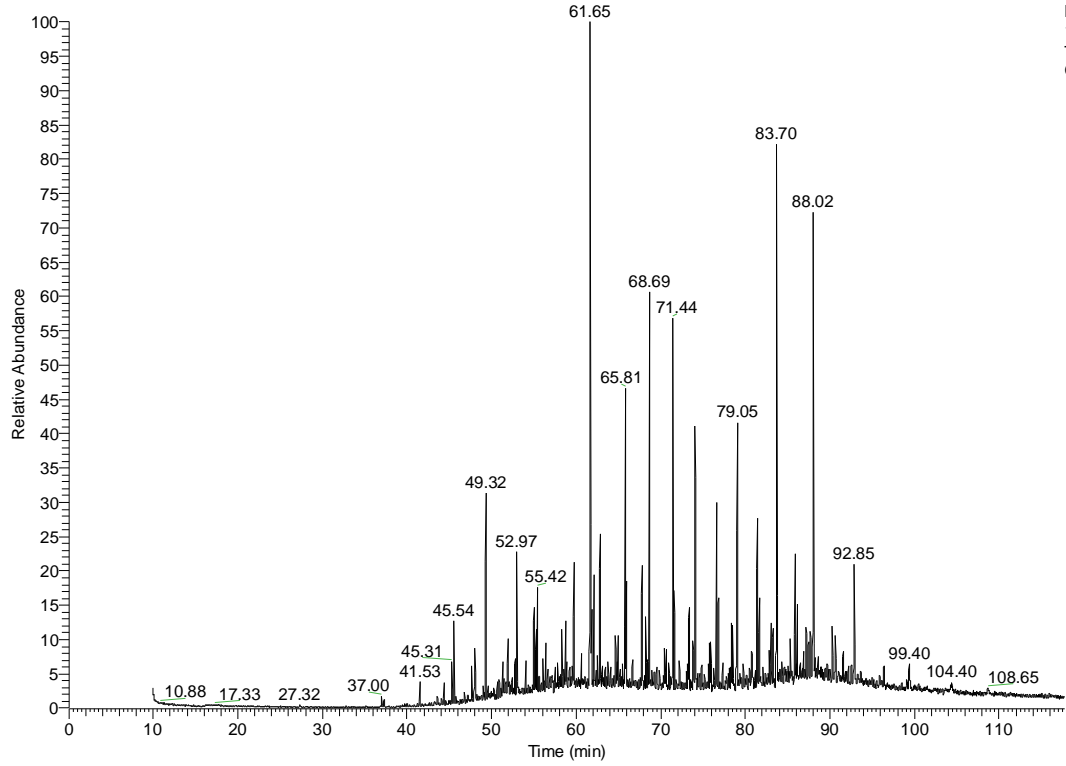
NL:  
8.20E6  
TIC F: MS  
G003355-1

RT: 0.00 - 117.69



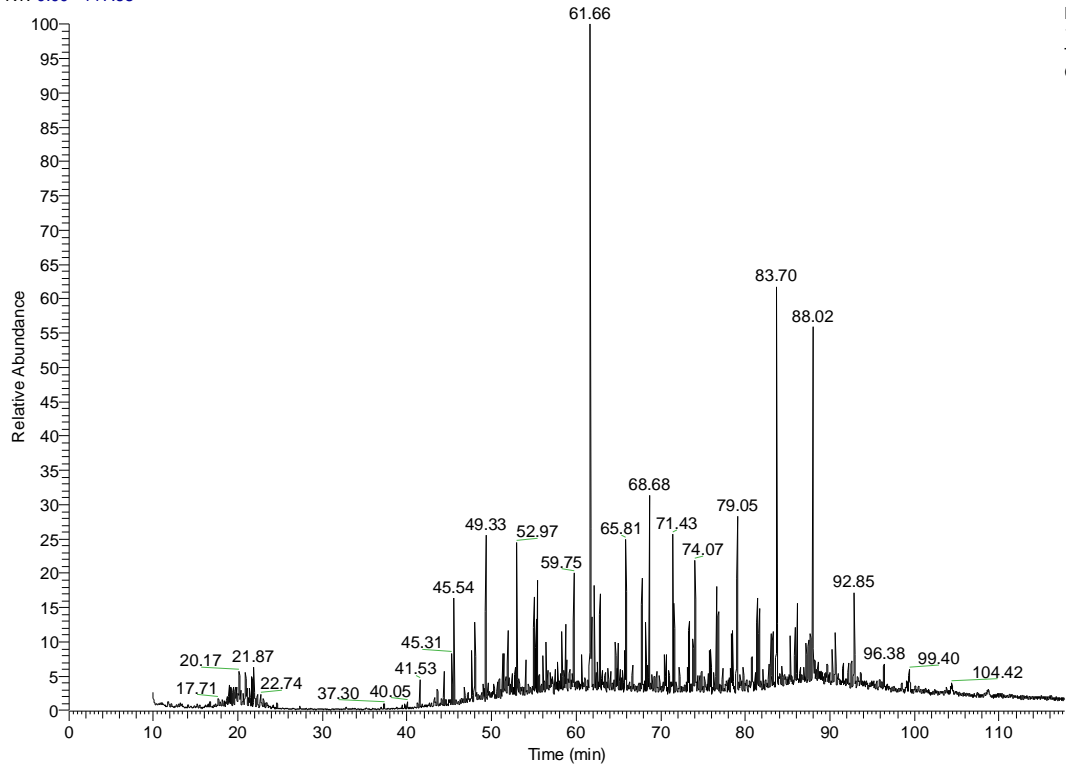
NL:  
4.56E6  
TIC F: MS  
G003357-1

RT: 0.00 - 117.68



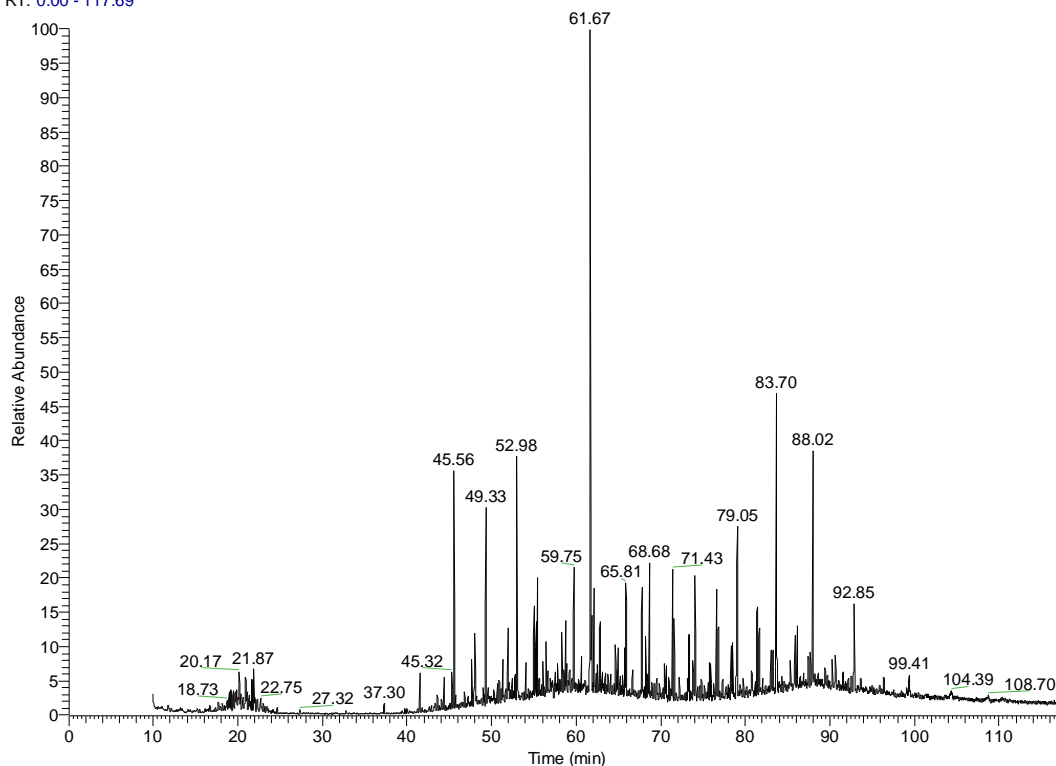
NL:  
1.32E7  
TIC F: MS  
G003359-1

RT: 0.00 - 117.68



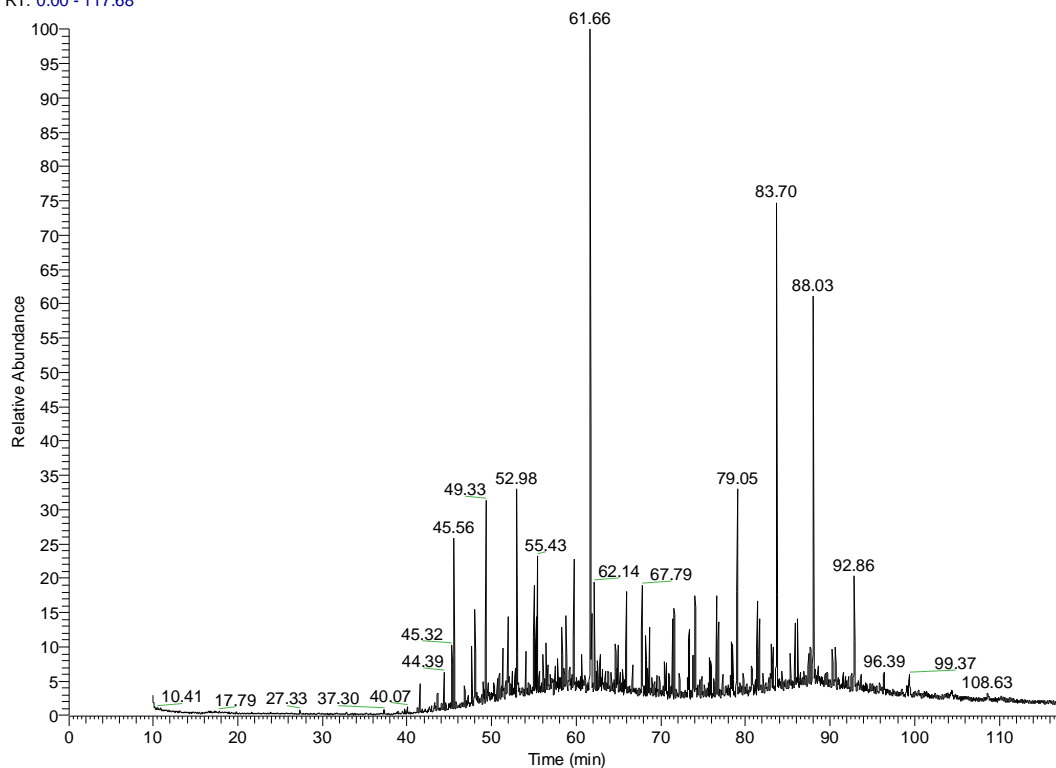
NL:  
1.53E7  
TIC F: MS  
G003361-1

RT: 0.00 - 117.69



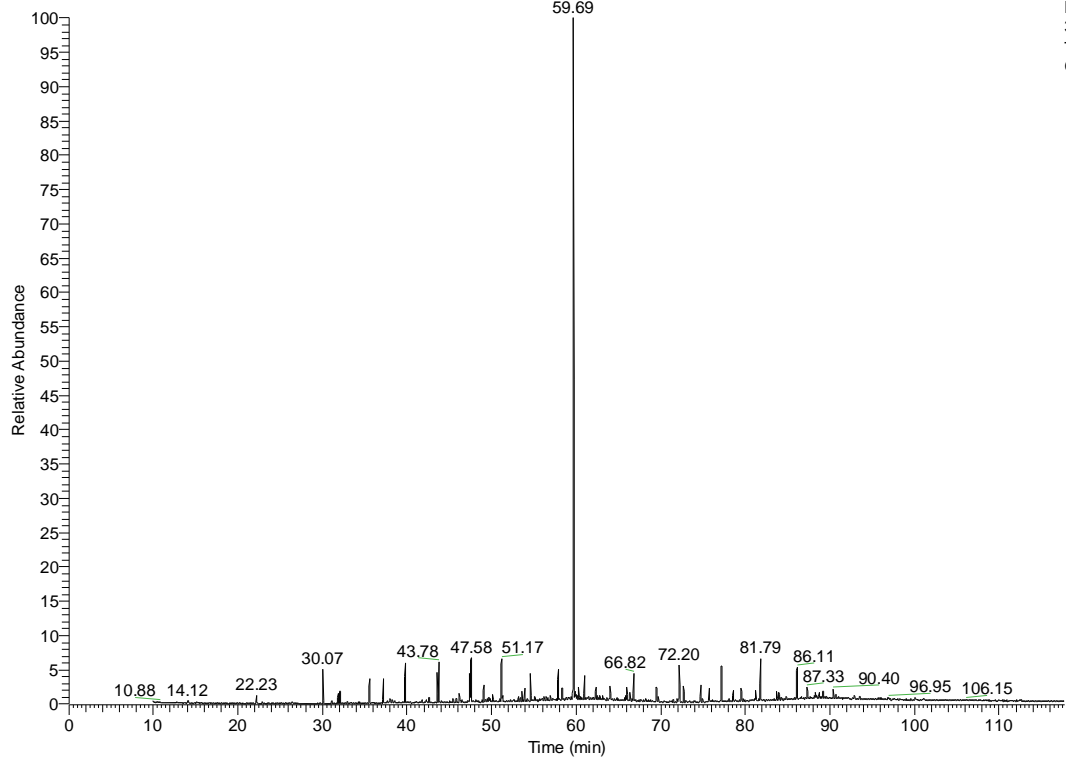
NL:  
1.50E7  
TIC F: MS  
G003364-1

RT: 0.00 - 117.68



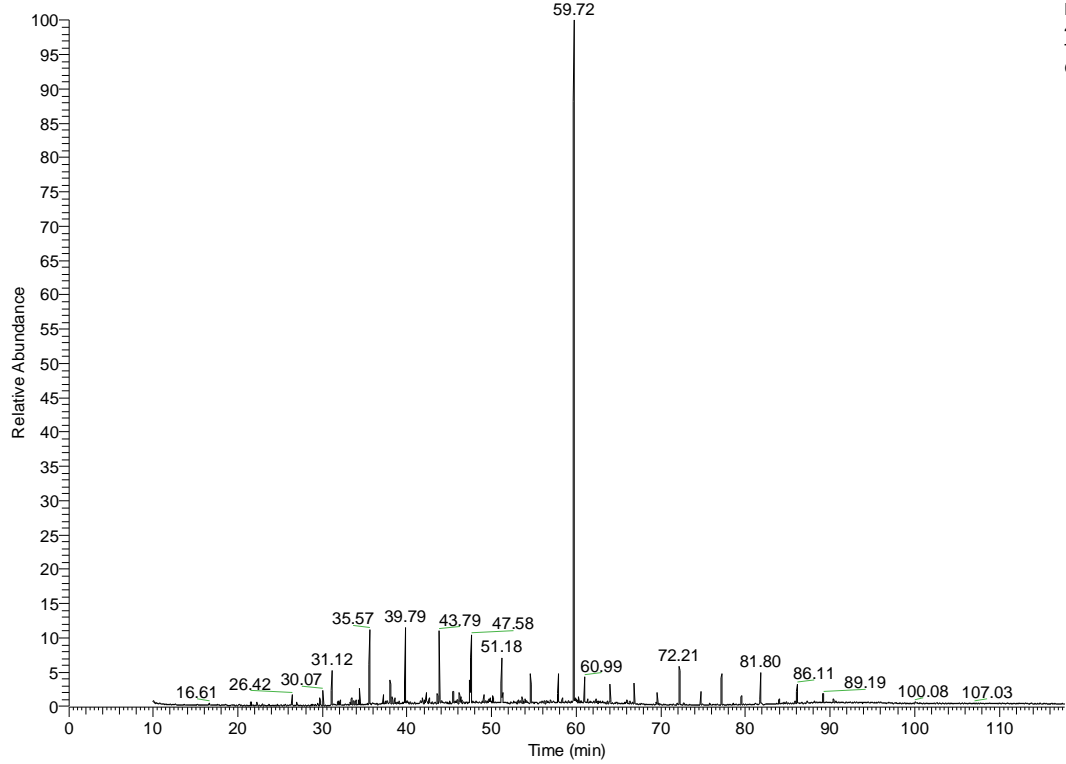
NL:  
1.29E7  
TIC F: MS  
G003366-1

RT: 0.00 - 117.69



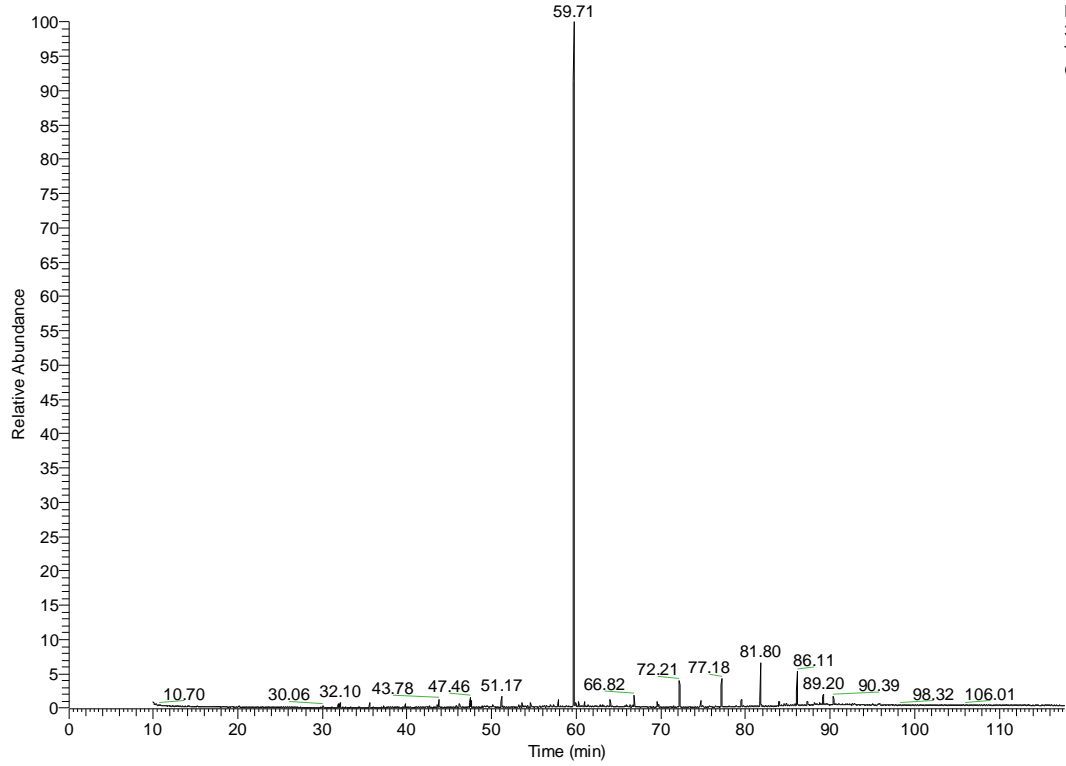
NL:  
3.49E7  
TIC F: MS  
G003367-1

RT: 0.00 - 117.68



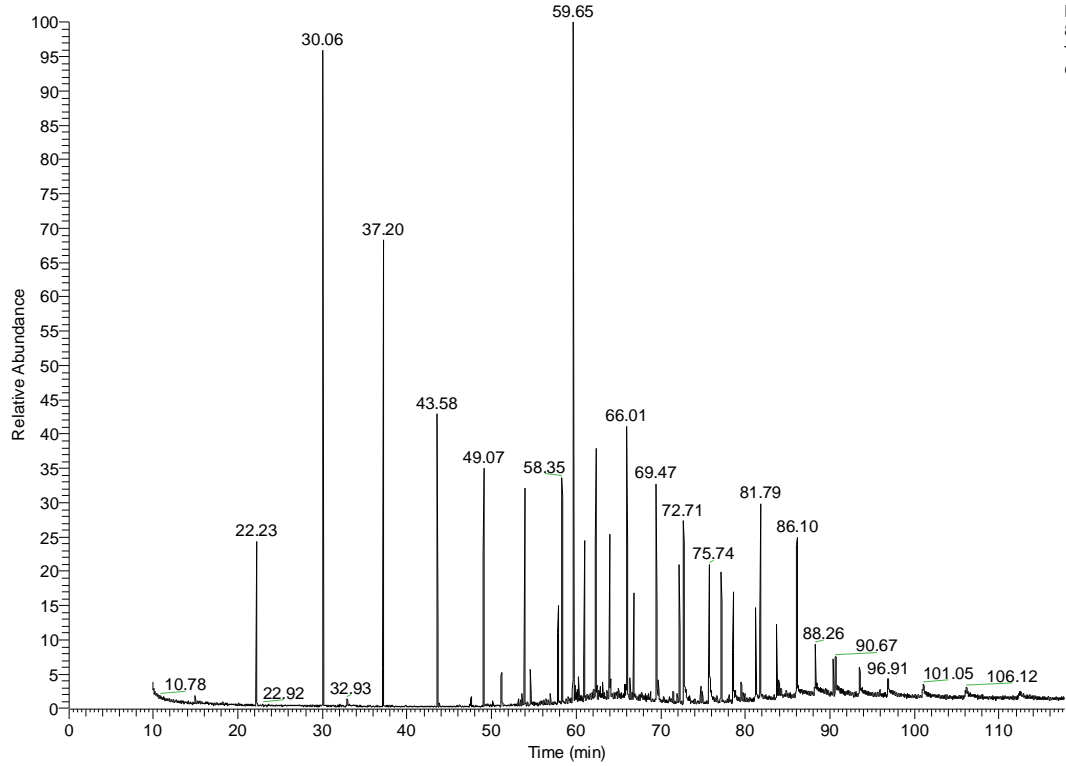
NL:  
4.12E7  
TIC F: MS  
G003369-1

RT: 0.00 - 117.67



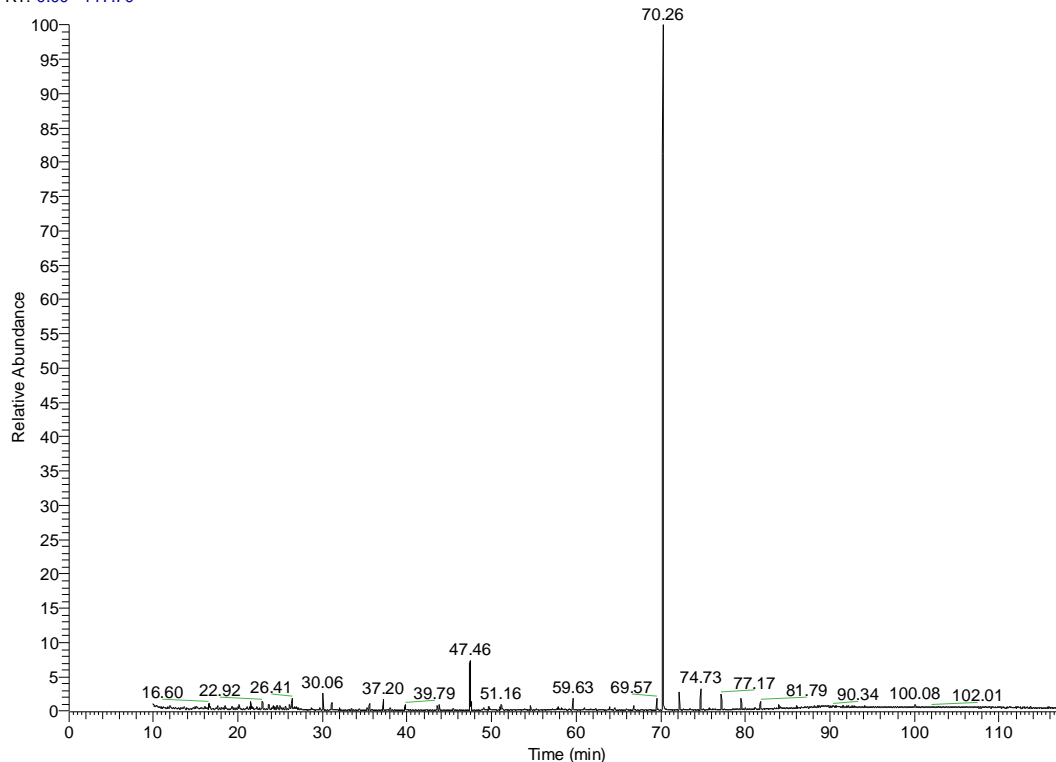
NL:  
3.52E7  
TIC F: MS  
G003370-1

RT: 0.00 - 117.69



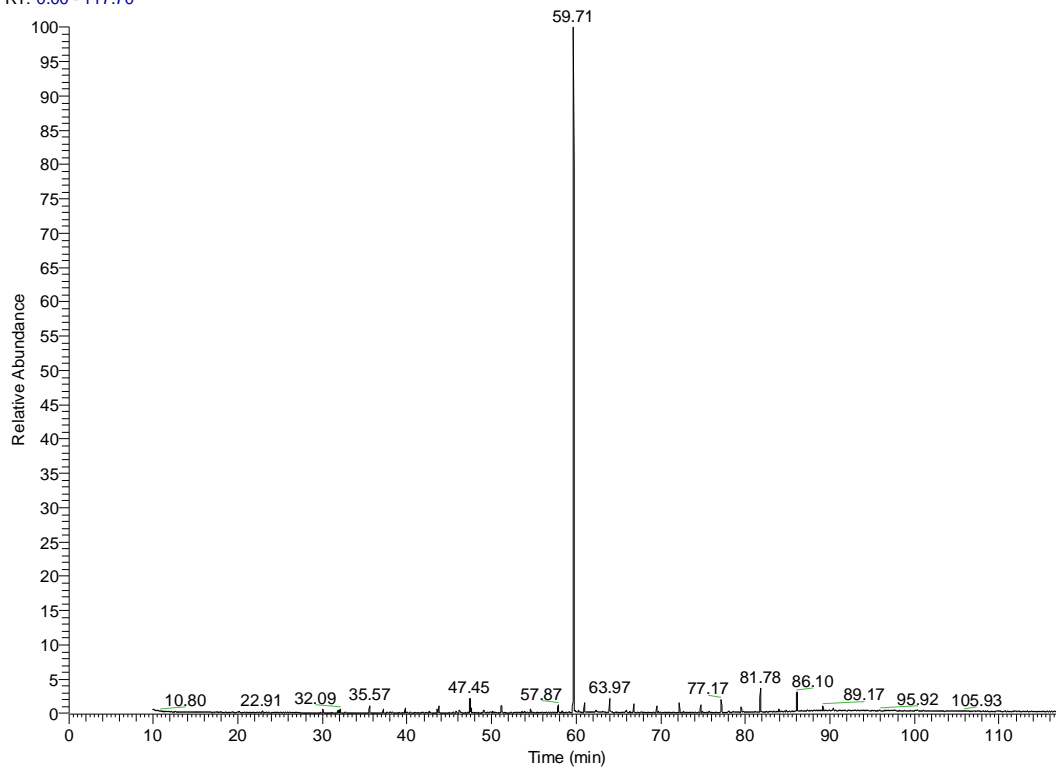
NL:  
8.86E6  
TIC F: MS  
G003371-1

RT: 0.00 - 117.70



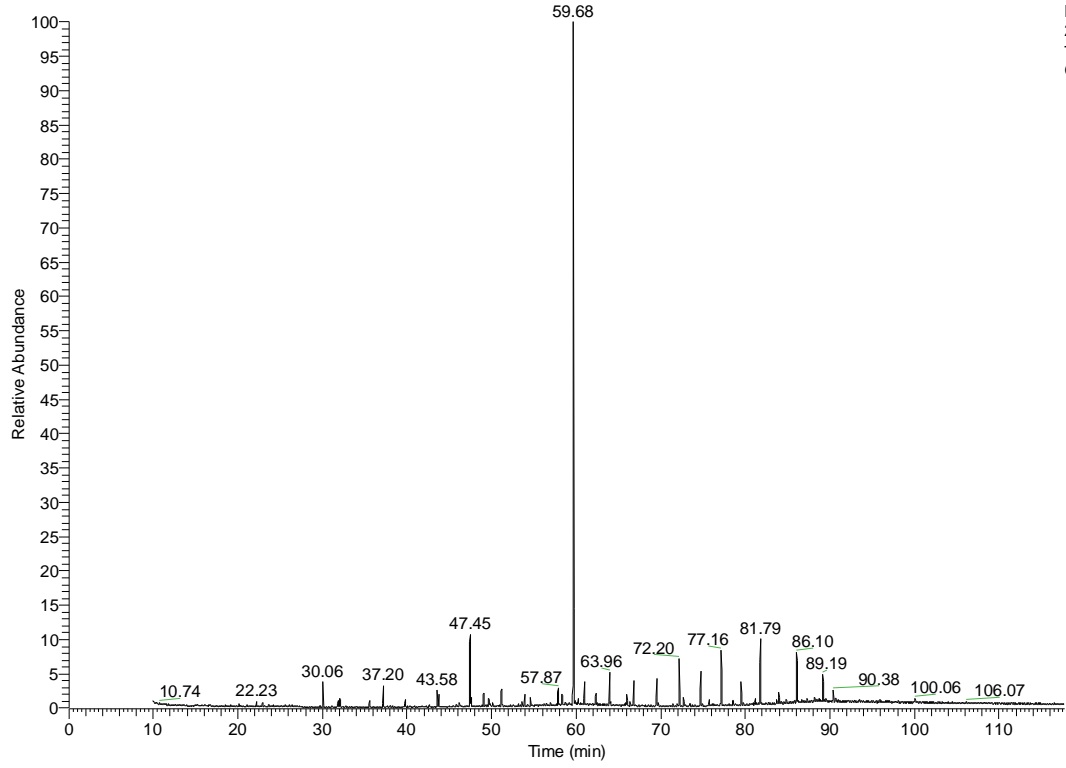
NL:  
2.53E7  
TIC F: MS  
G003372-1

RT: 0.00 - 117.70



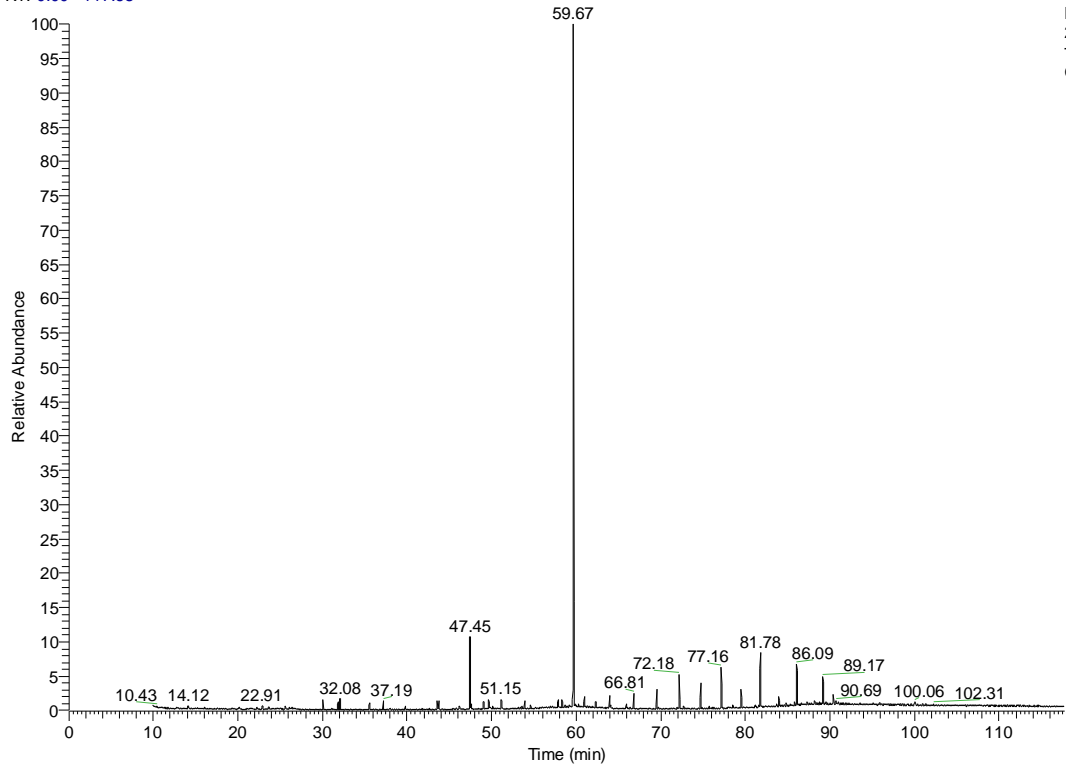
NL:  
3.81E7  
TIC F: MS  
G003373-1

RT: 0.00 - 117.69



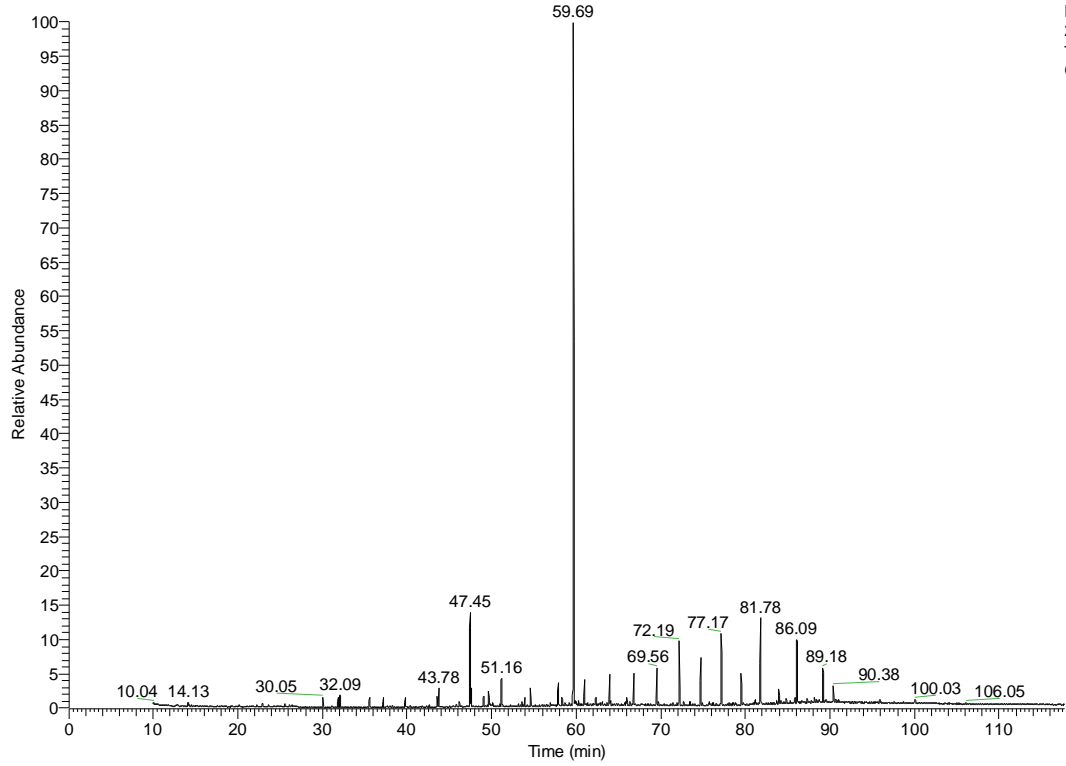
NL:  
2.17E7  
TIC F: MS  
G003374-1

RT: 0.00 - 117.68



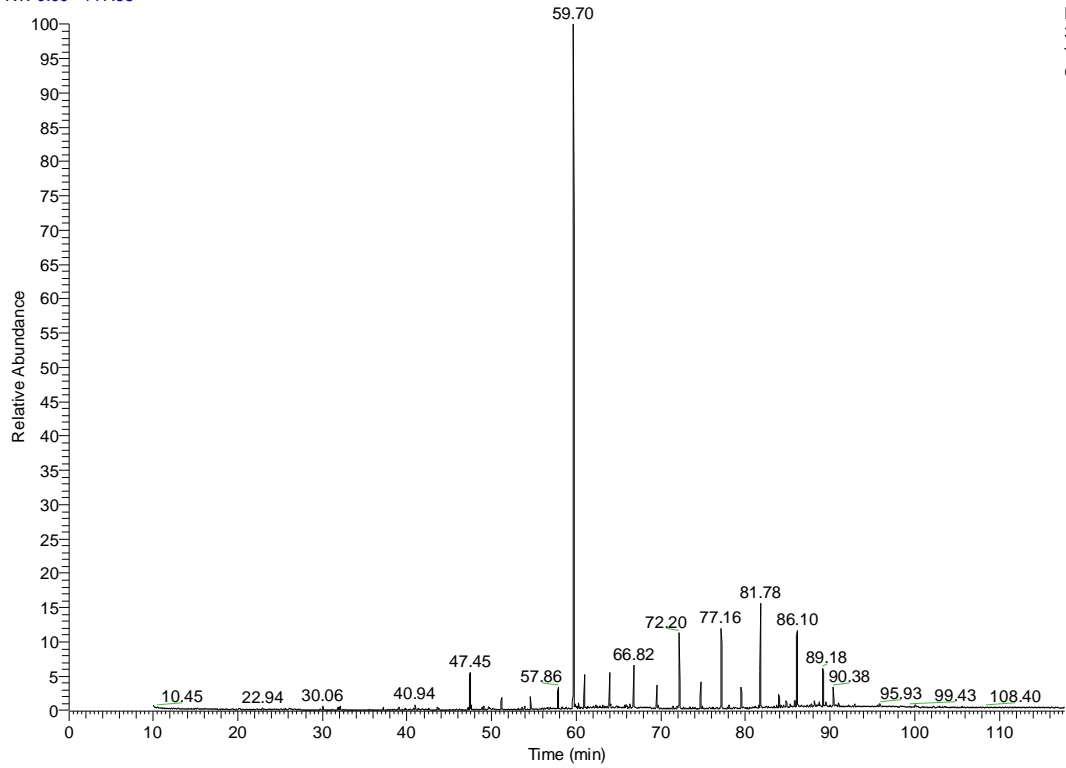
NL:  
2.19E7  
TIC F: MS  
G003375-1

RT: 0.00 - 117.68



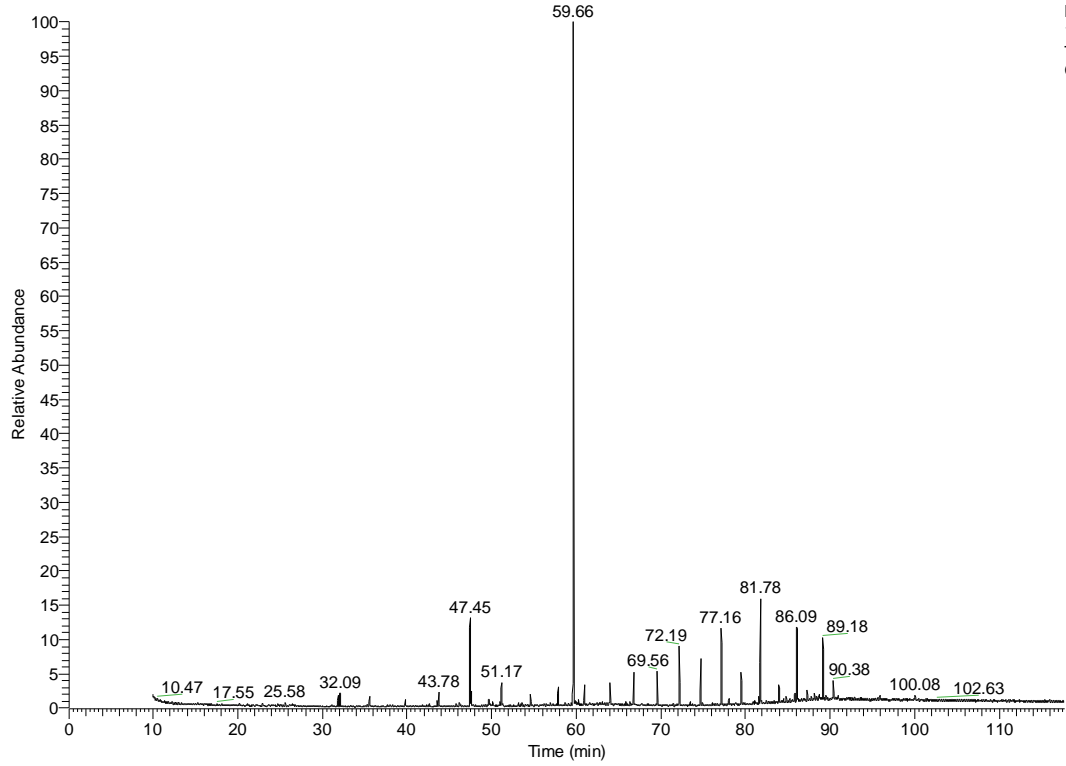
NL:  
2.93E7  
TIC F: MS  
G003376-1

RT: 0.00 - 117.68



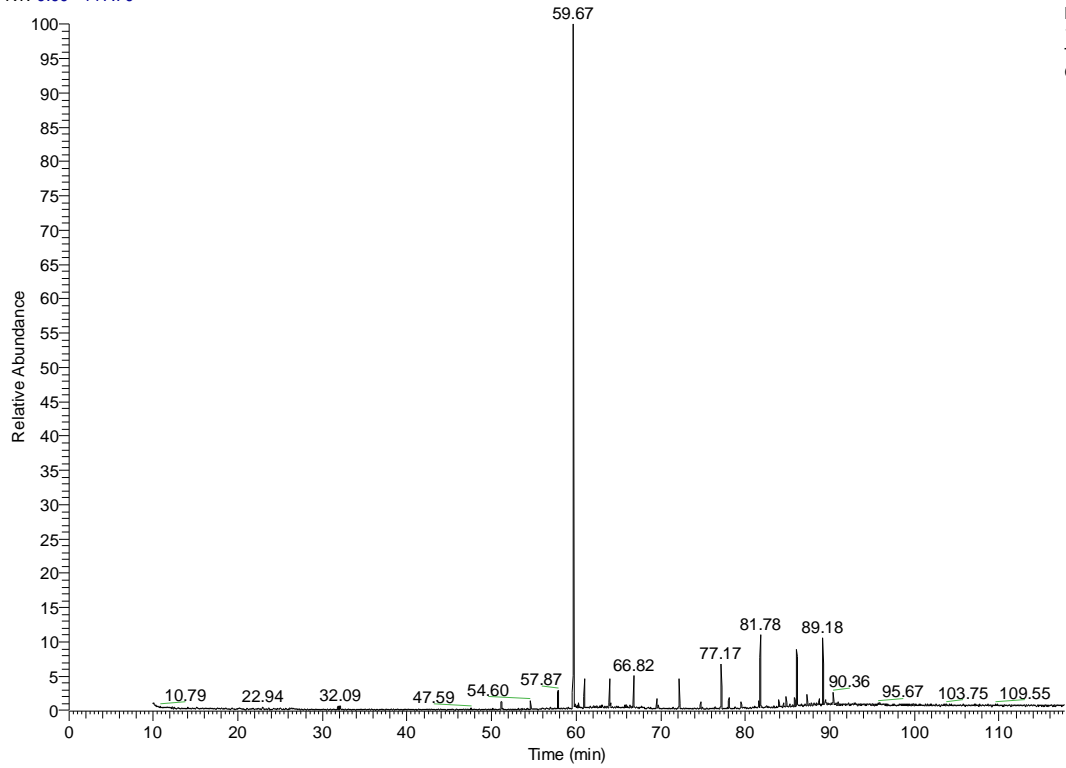
NL:  
3.64E7  
TIC F: MS  
G003377-1

RT: 0.00 - 117.68



NL:  
1.38E7  
TIC F: MS  
G003378-1

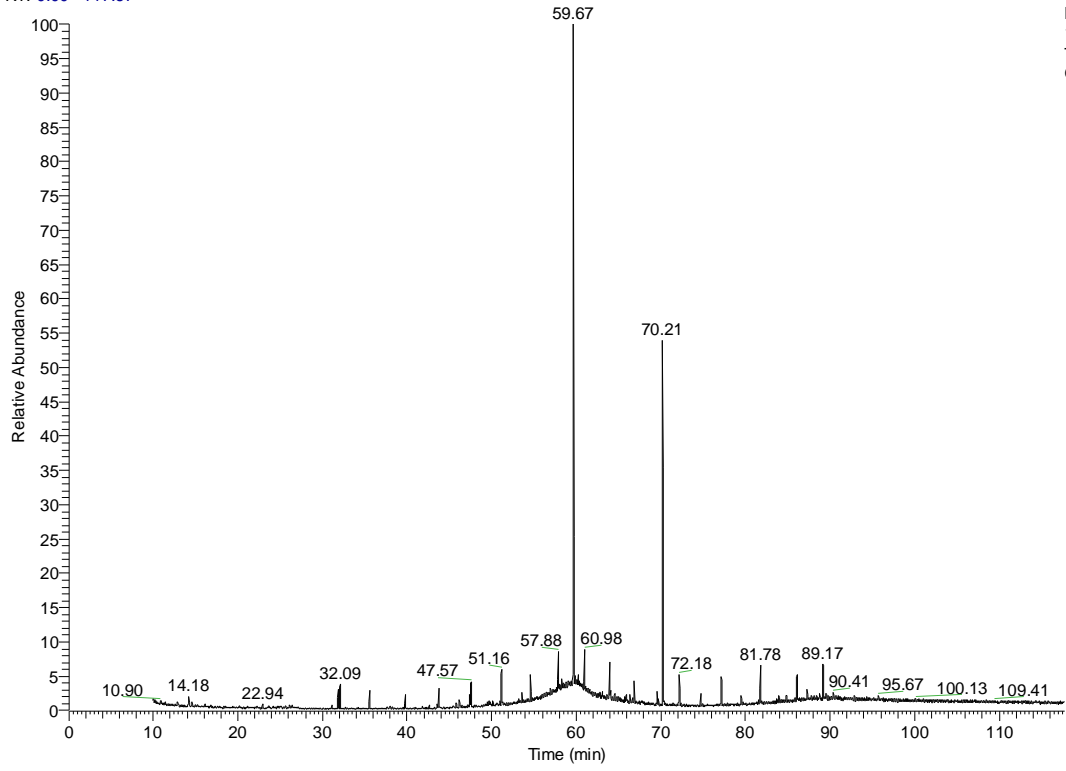
RT: 0.00 - 117.70



NL:  
1.61E7  
TIC F: MS  
G003379-1

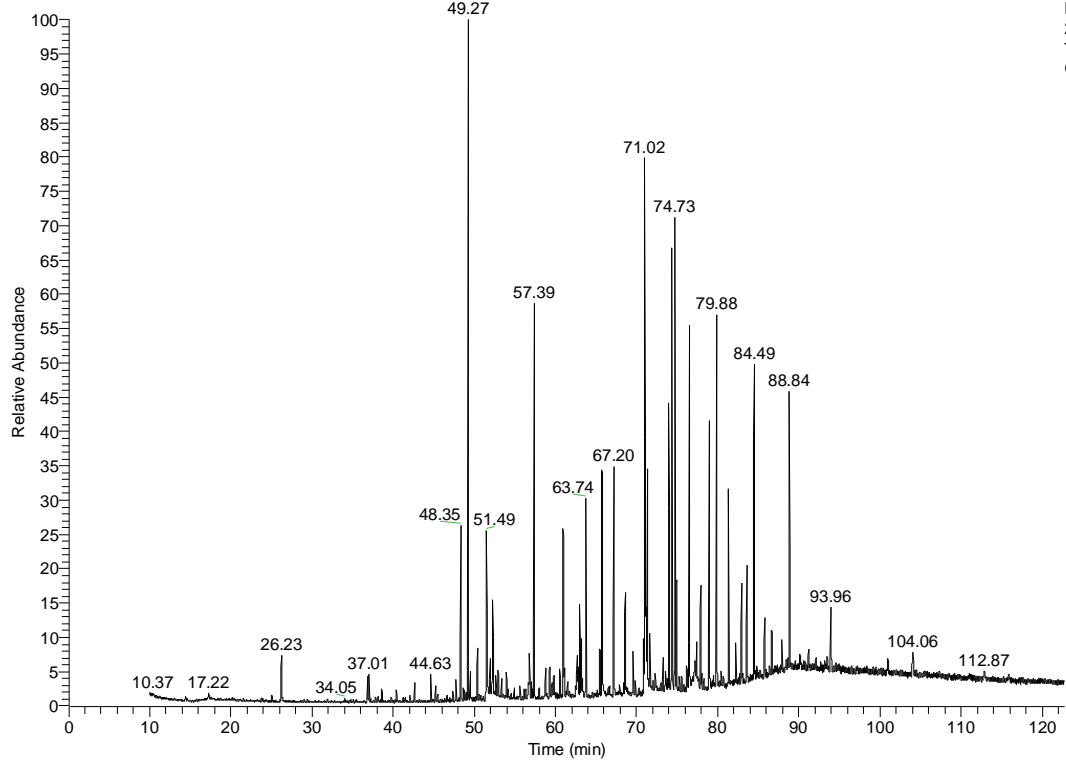
RT: 0.00 - 117.67

NL:  
1.19E7  
TIC F: MS  
G003380-1

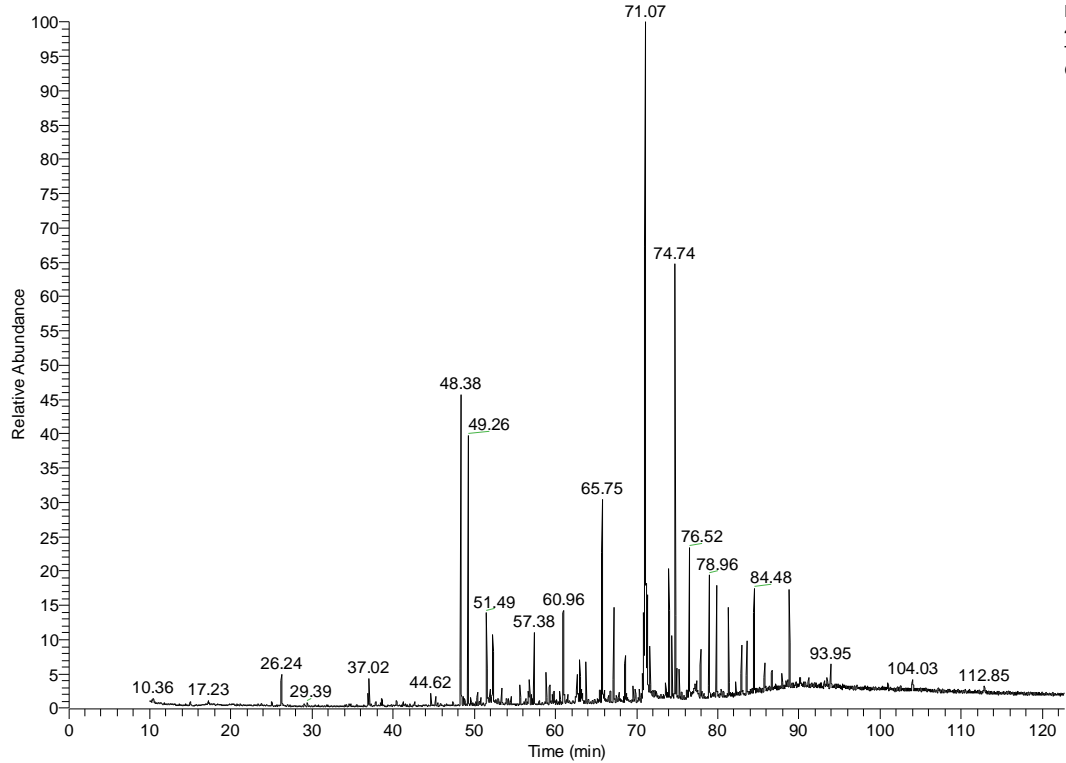


EK3.B. Yağ Asiti Fraksiyonuna ait GC-MS kromatogramlar .

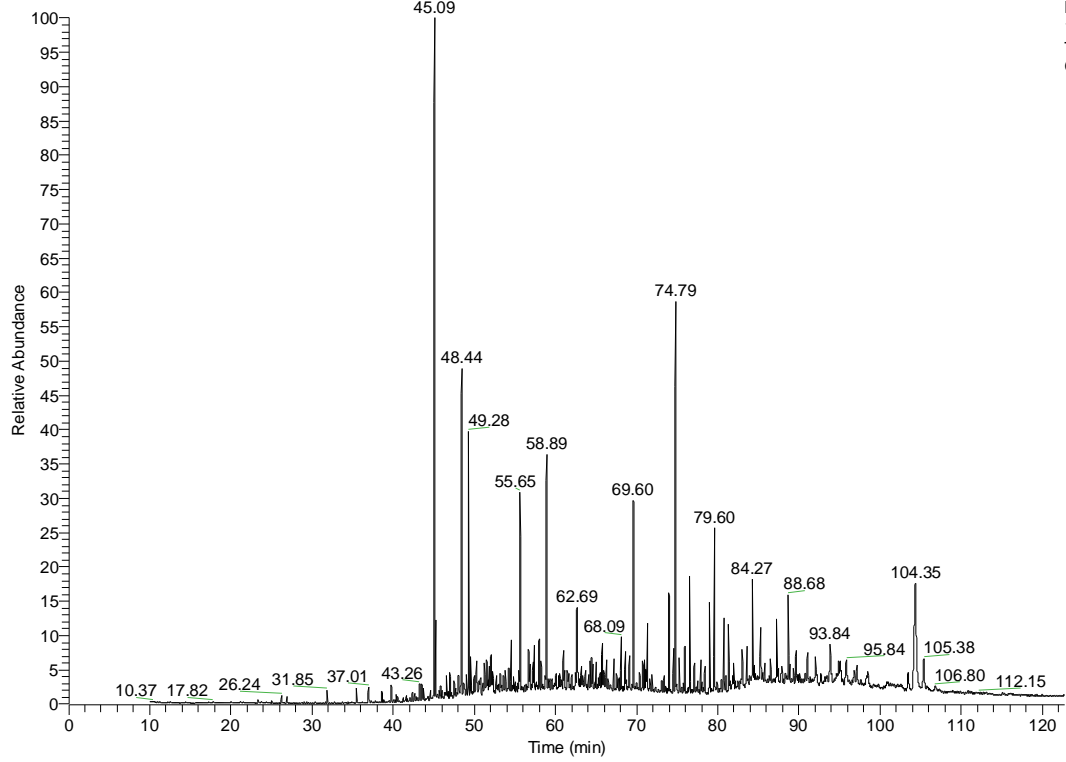
RT: 0.00 - 122.71



RT: 0.00 - 122.69

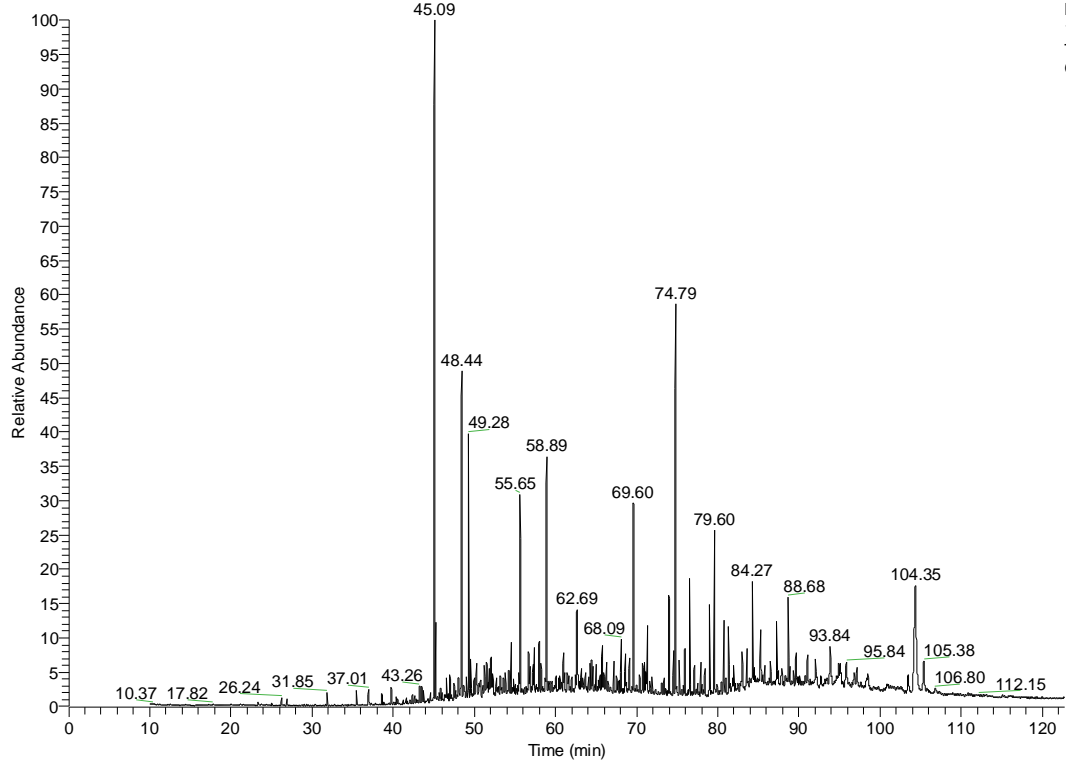


RT: 0.00 - 122.68



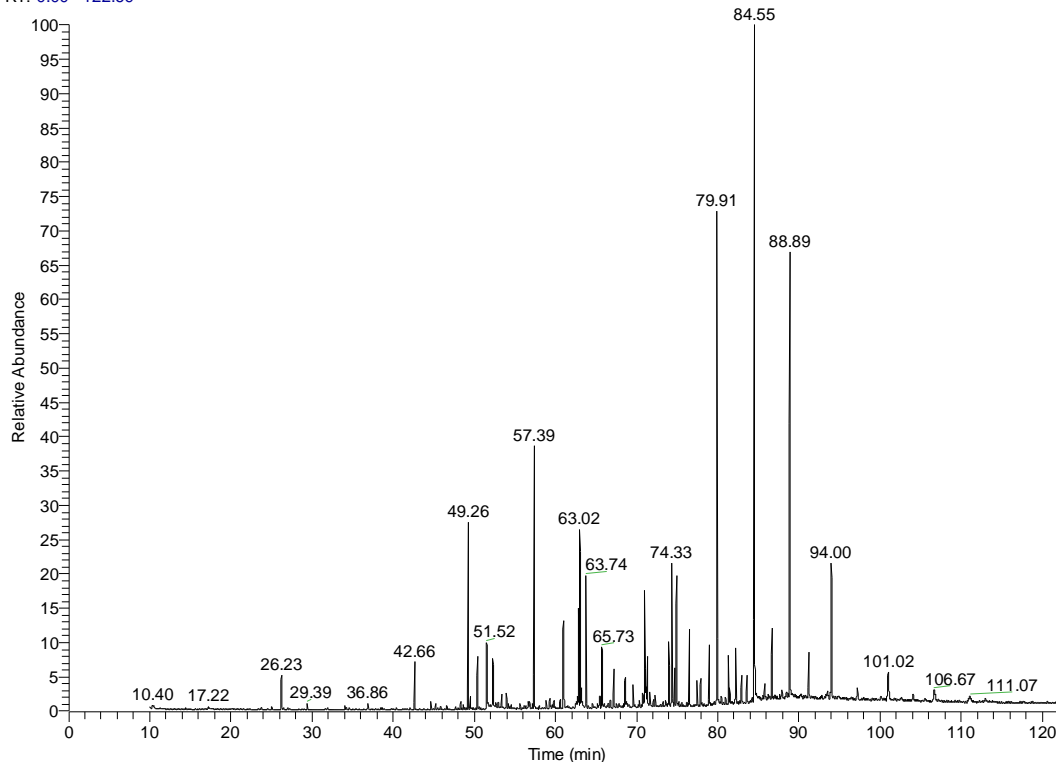
NL:  
1.19E8  
TIC F: MS  
G003340-8

RT: 0.00 - 122.68



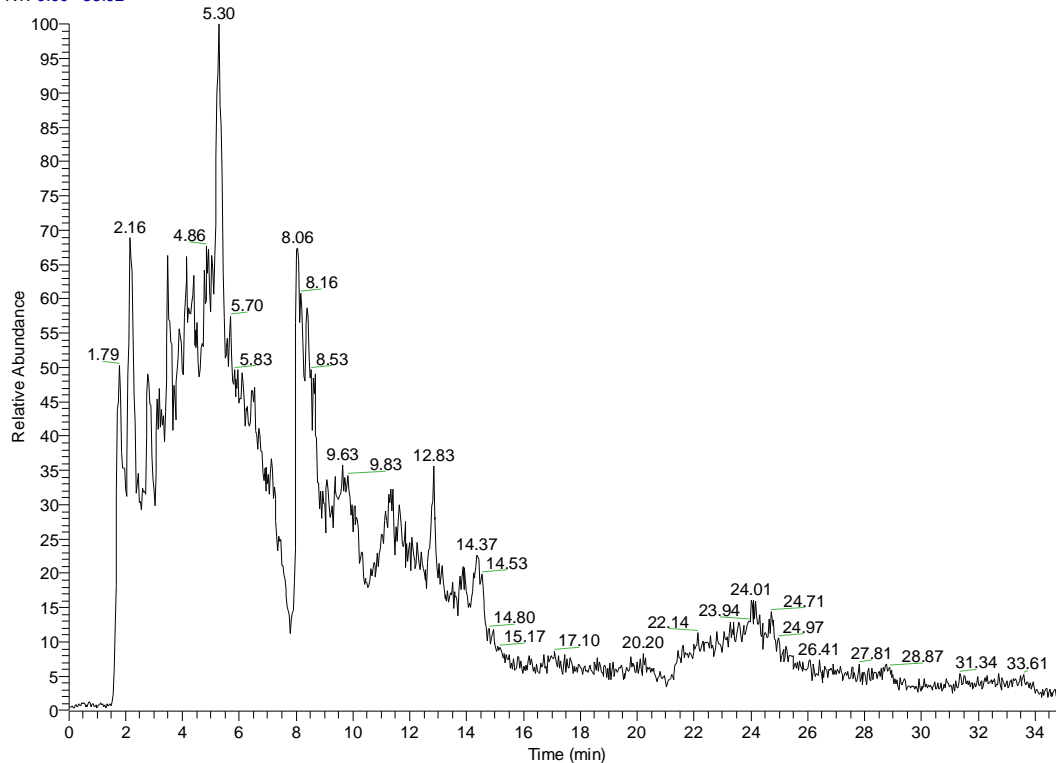
NL:  
1.19E8  
TIC F: MS  
G003340-8

RT: 0.00 - 122.69



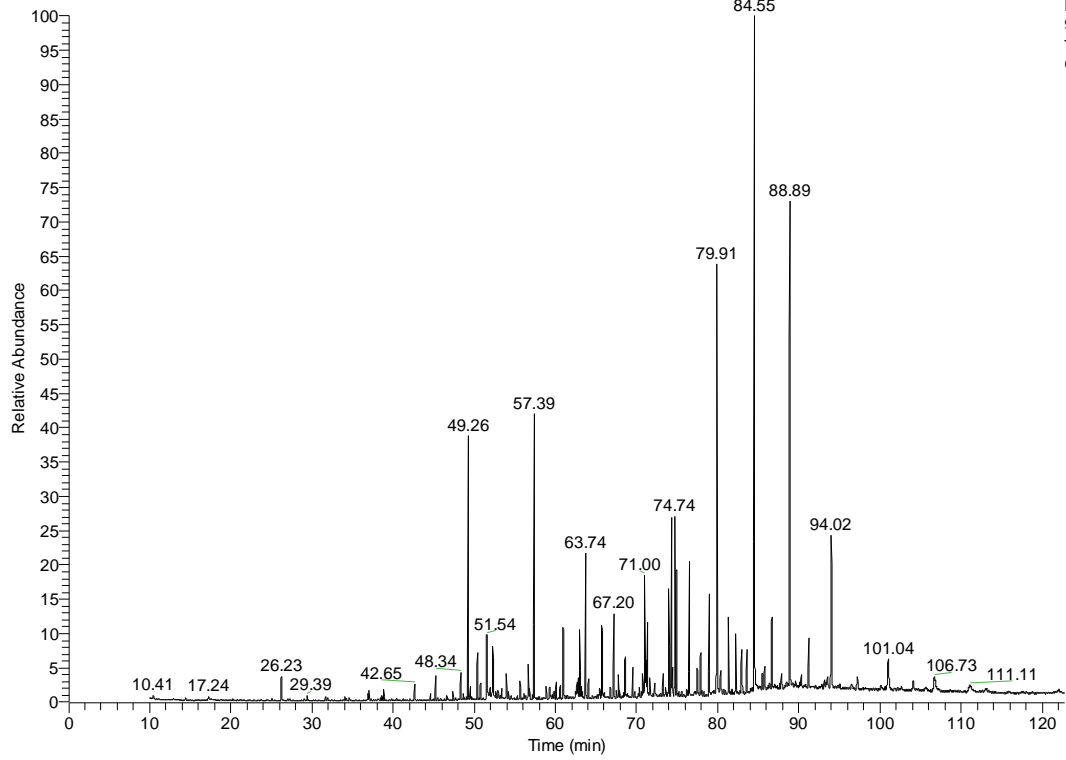
NL:  
9.08E7  
TIC F: MS  
G003344-8

RT: 0.00 - 35.02



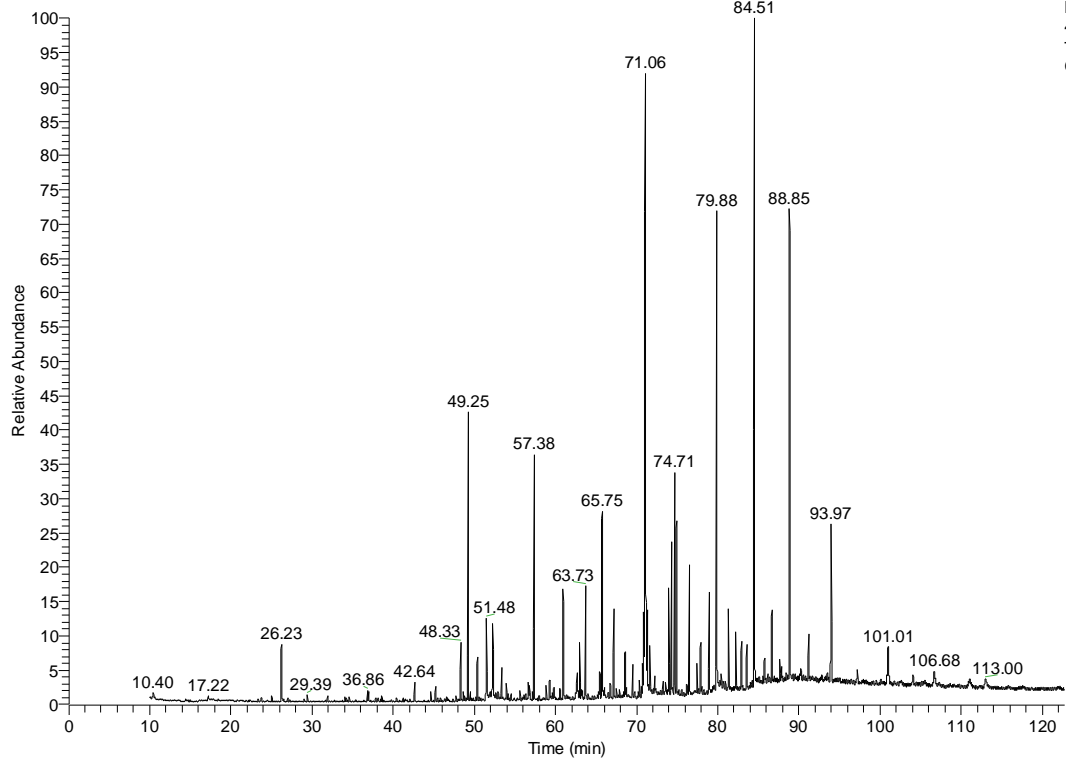
NL:  
1.09E6  
TIC F: MS  
G003344\_5  
-1scan

RT: 0.00 - 122.71



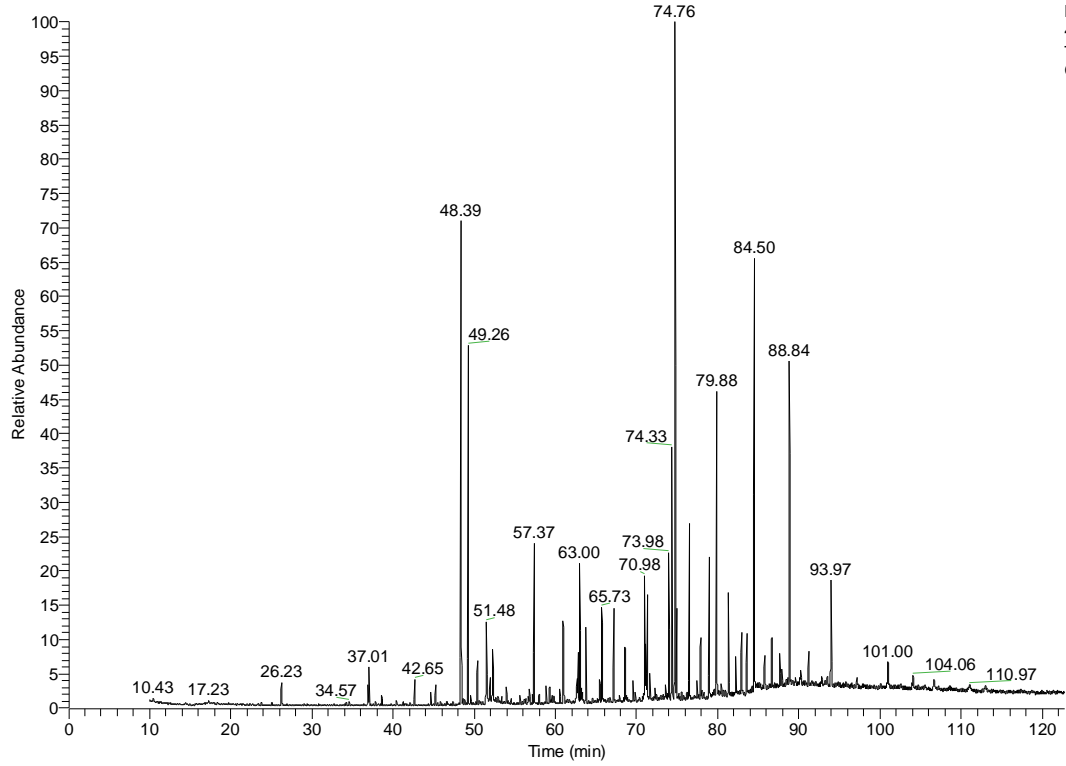
NL:  
9.45E7  
TIC F: MS  
G003345-8

RT: 0.00 - 122.69



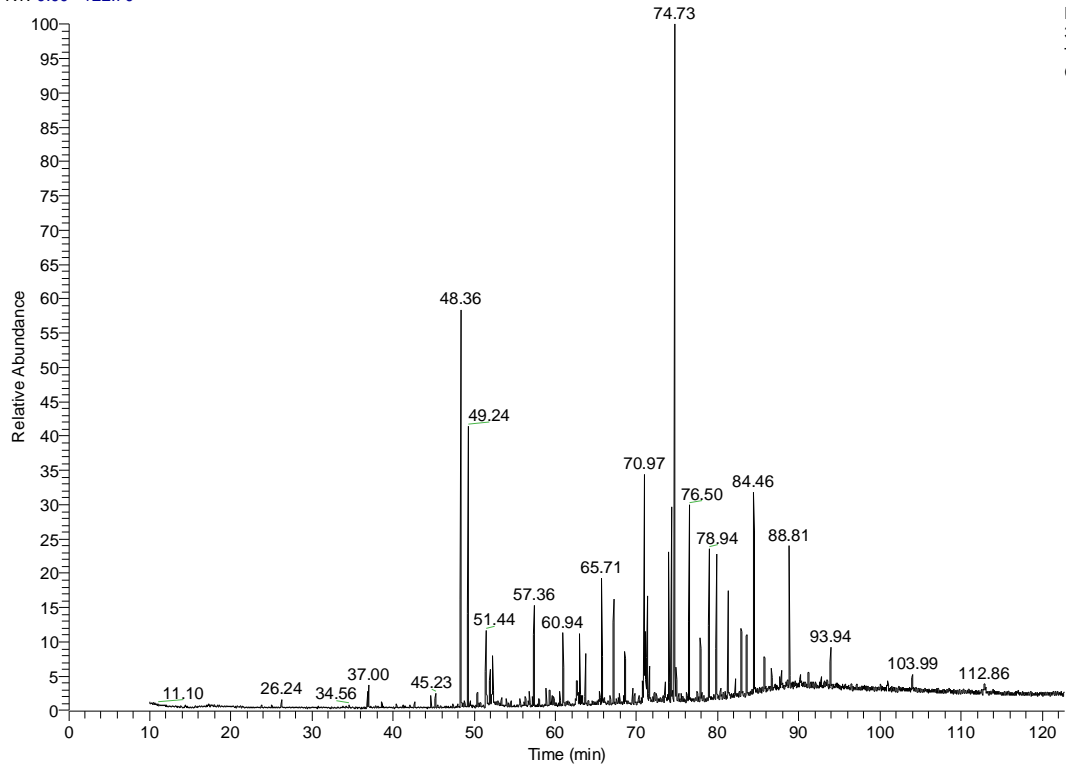
NL:  
4.91E7  
TIC F: MS  
G003346-8

RT: 0.00 - 122.70



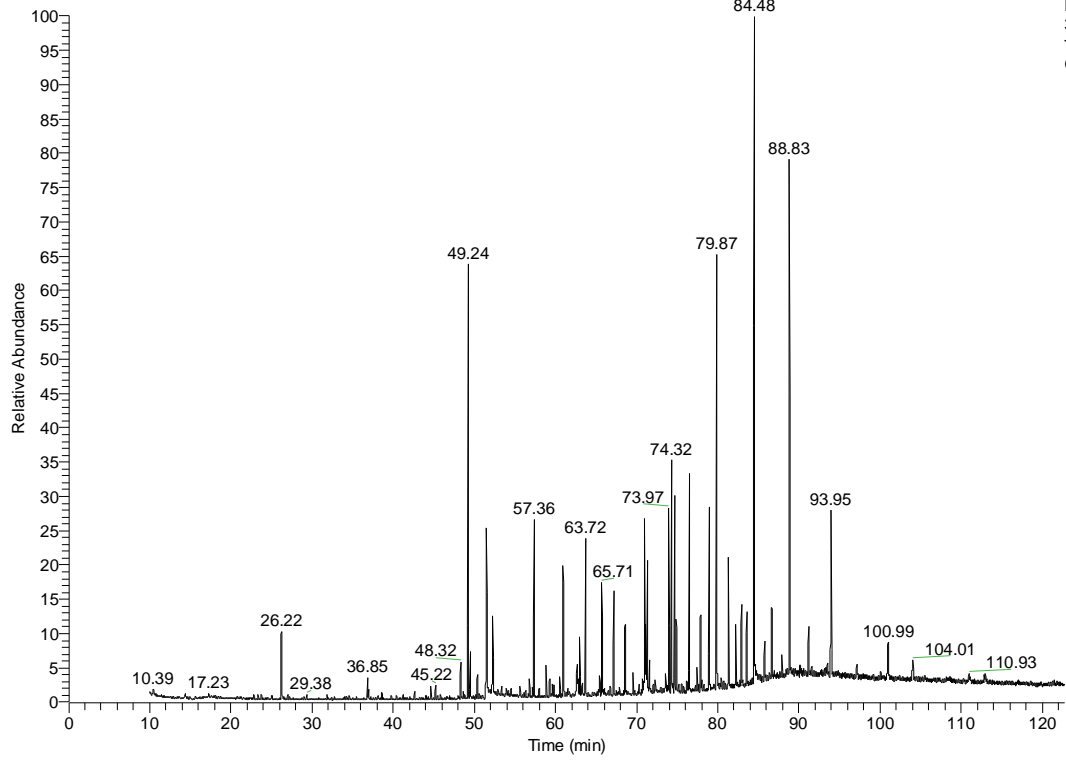
NL:  
4.71E7  
TIC F: MS  
G003347-8

RT: 0.00 - 122.70



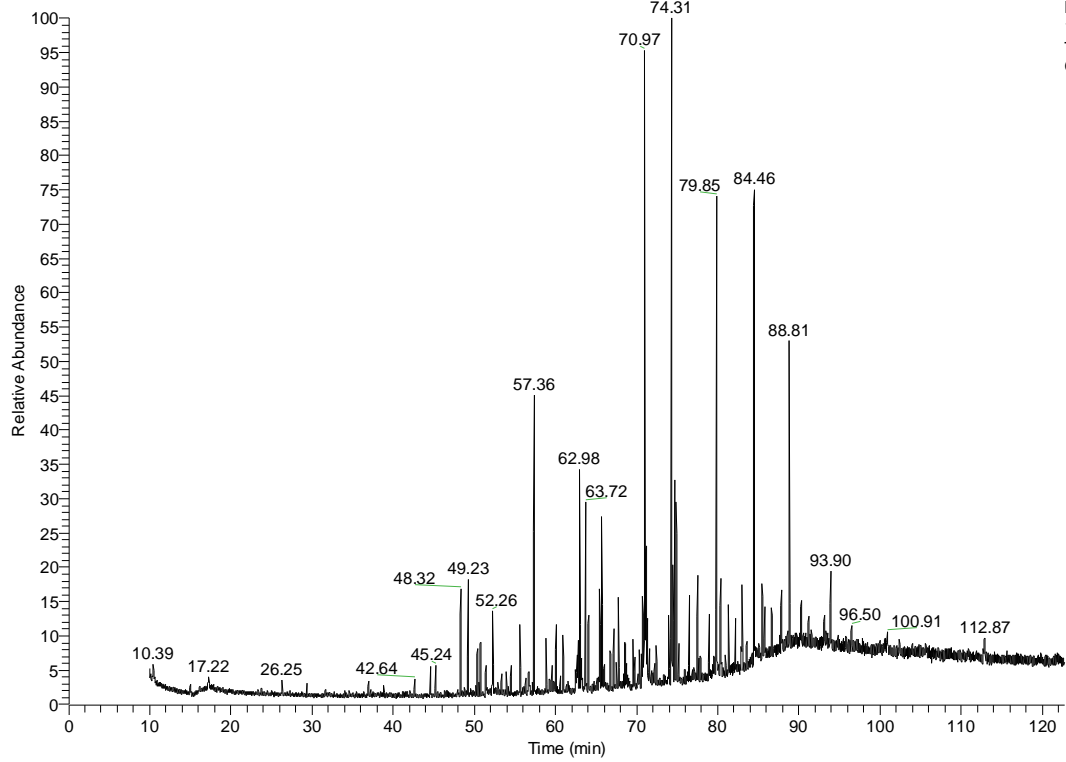
NL:  
3.30E7  
TIC F: MS  
G003348-8

RT: 0.00 - 122.68



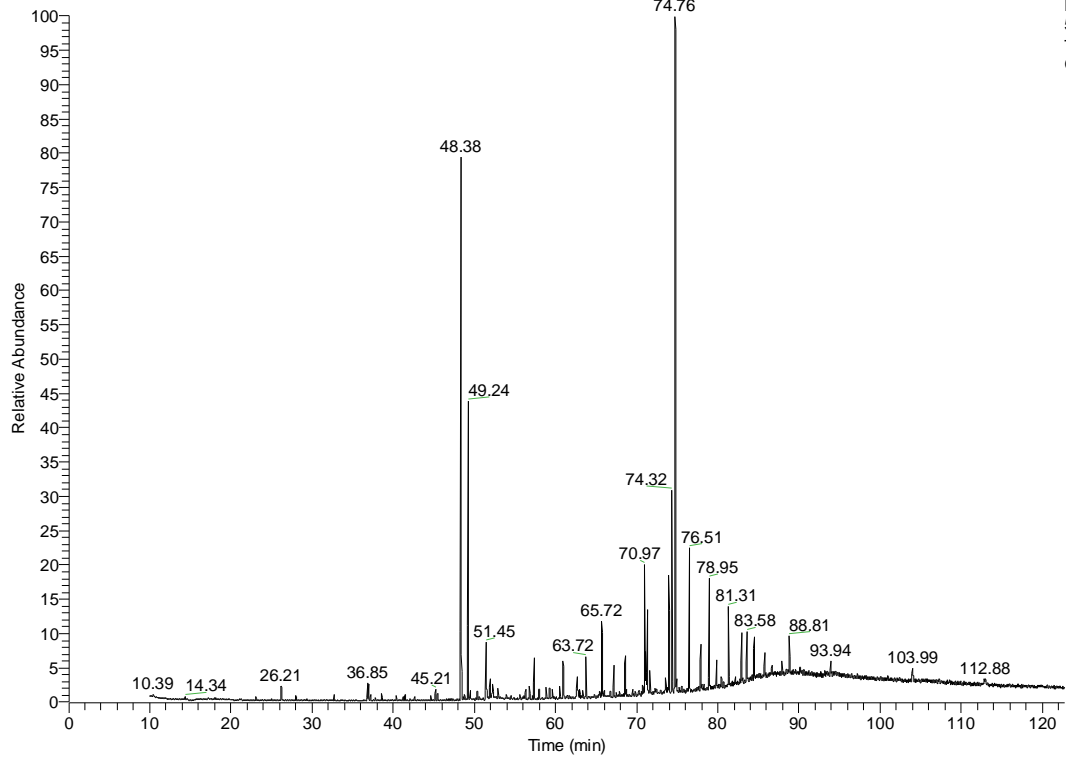
NL:  
3.20E7  
TIC F: MS  
G003349-8

RT: 0.00 - 122.68



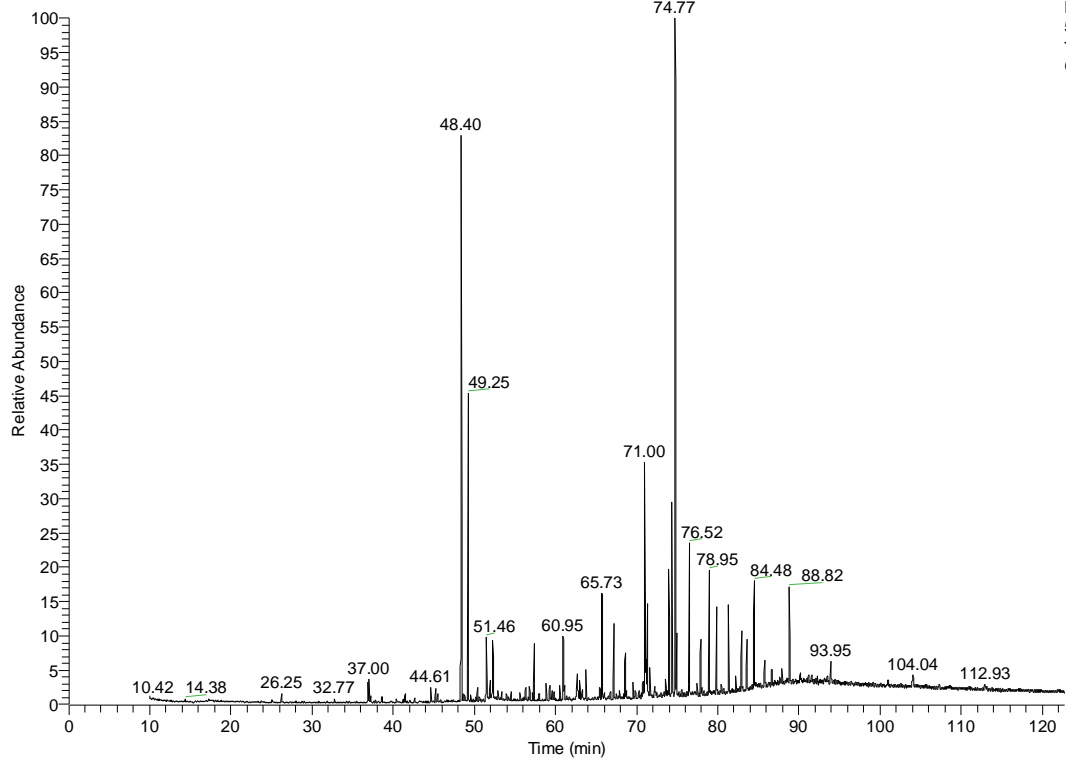
NL:  
1.14E7  
TIC F: MS  
G003350-8

RT: 0.00 - 122.67



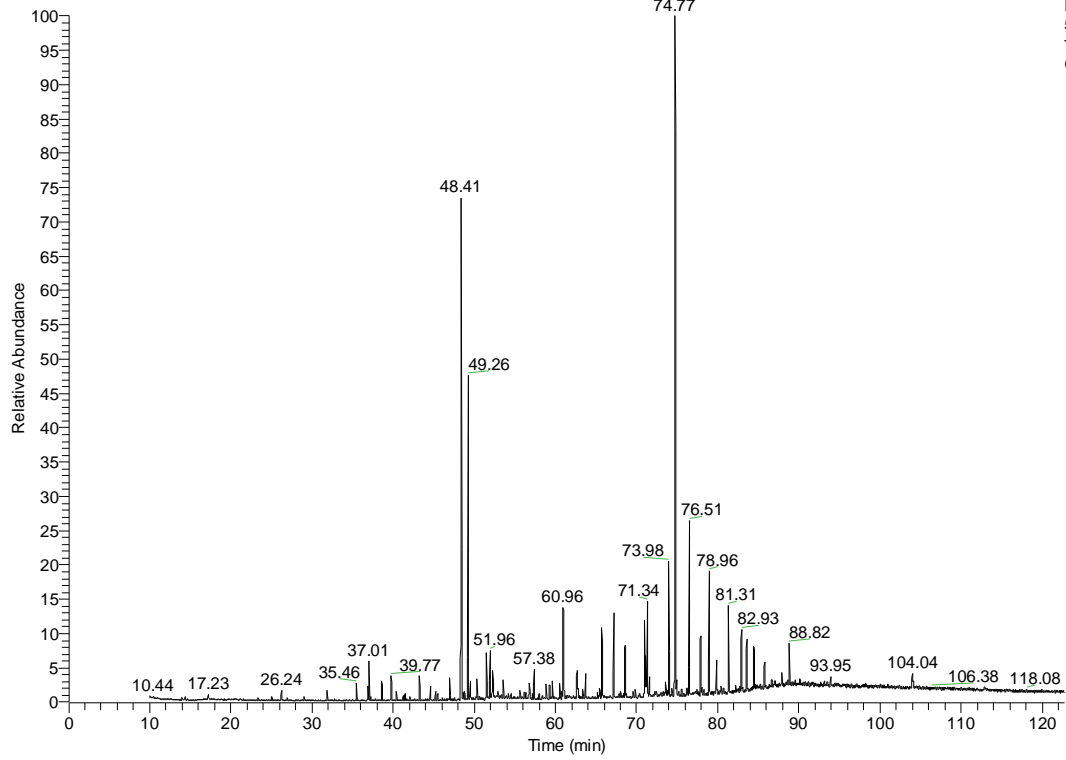
NL:  
5.32E7  
TIC F: MS  
G003352-8

RT: 0.00 - 122.69



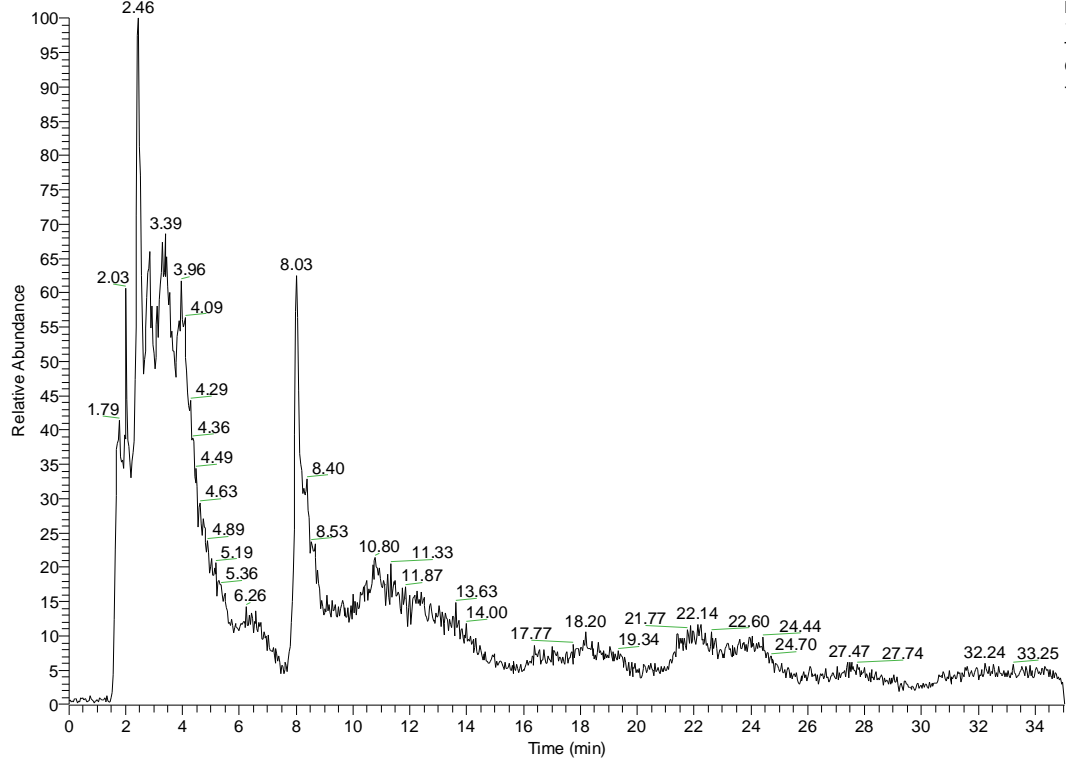
NL:  
5.08E7  
TIC F: MS  
G003353-8

RT: 0.00 - 122.70



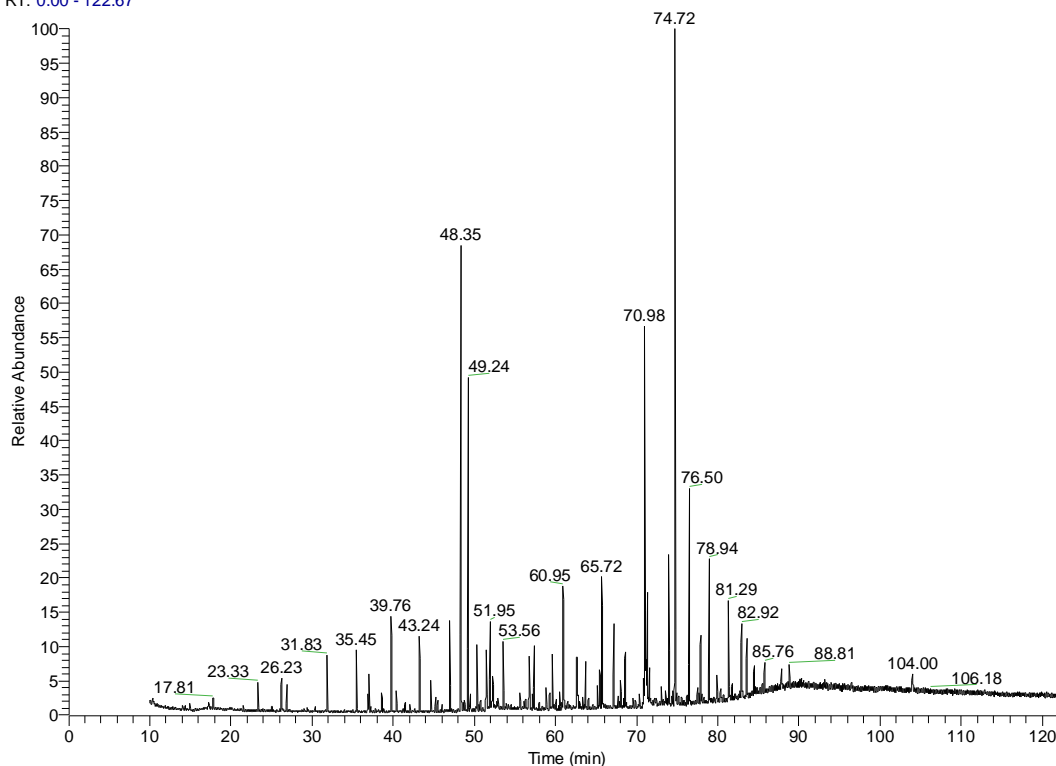
NL:  
5.72E7  
TIC F: MS  
G003354-8

RT: 0.00 - 35.02



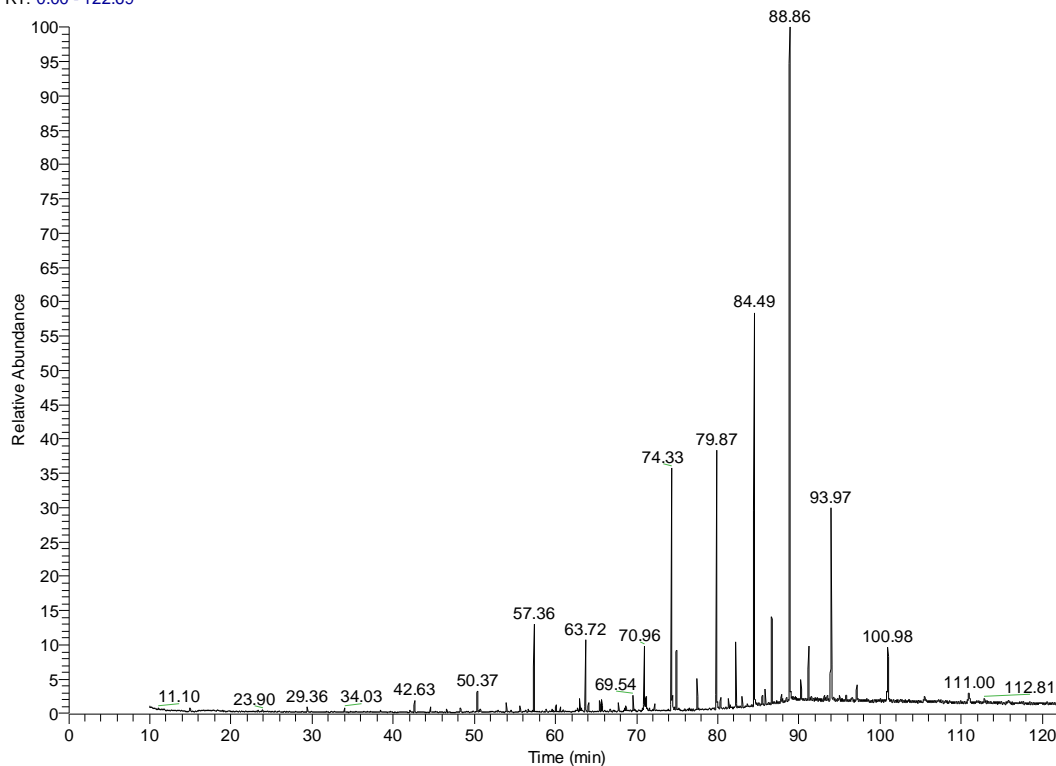
NL:  
1.14E6  
TIC F: MS  
G003354\_5  
-1scan

RT: 0.00 - 122.67



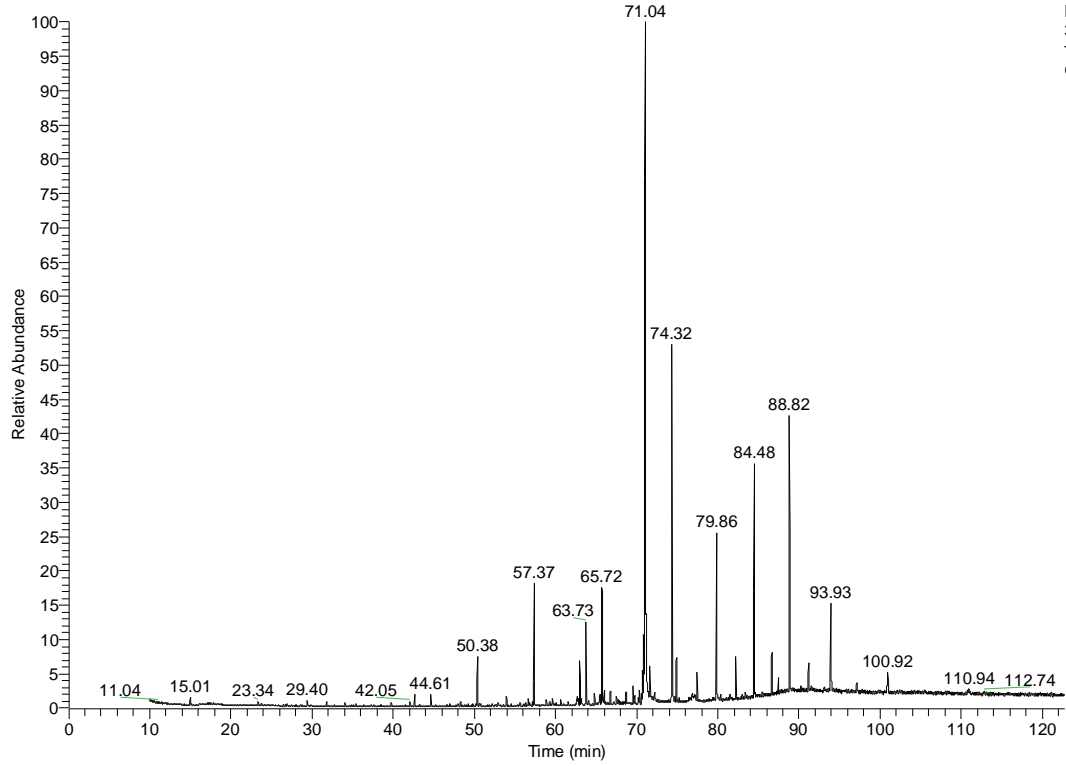
NL:  
2.64E7  
TIC F: MS  
G003355-8

RT: 0.00 - 122.69



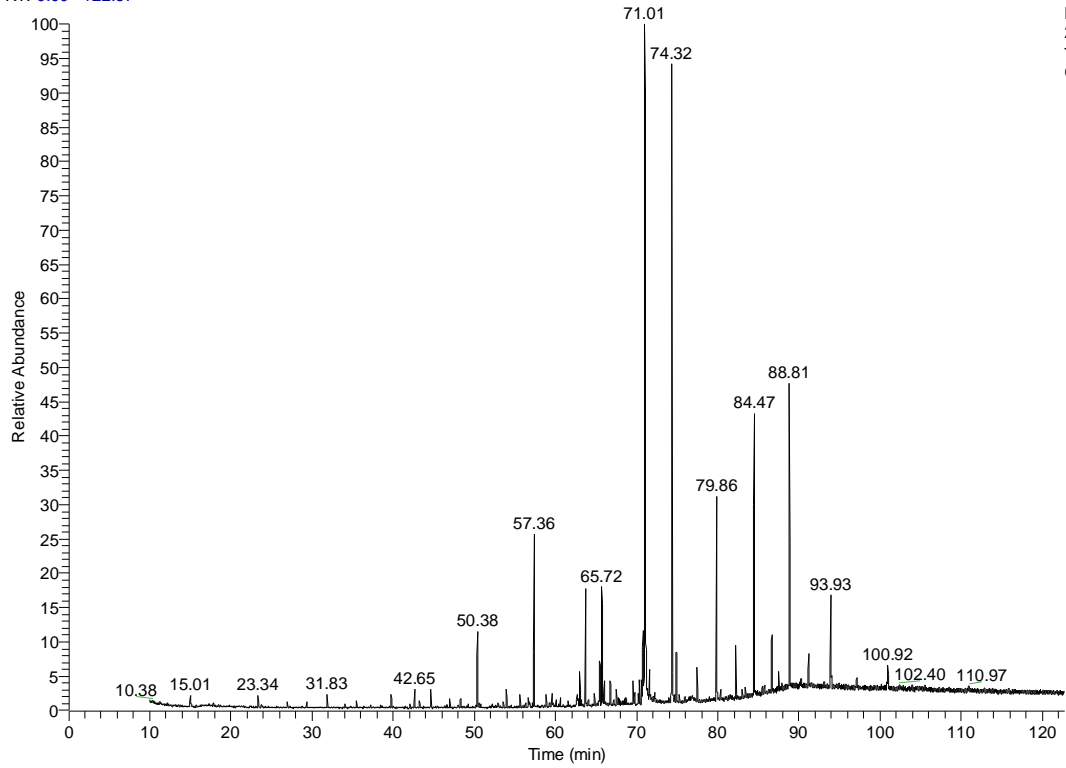
NL:  
4.91E7  
TIC F: MS  
G003357-8

RT: 0.00 - 122.67



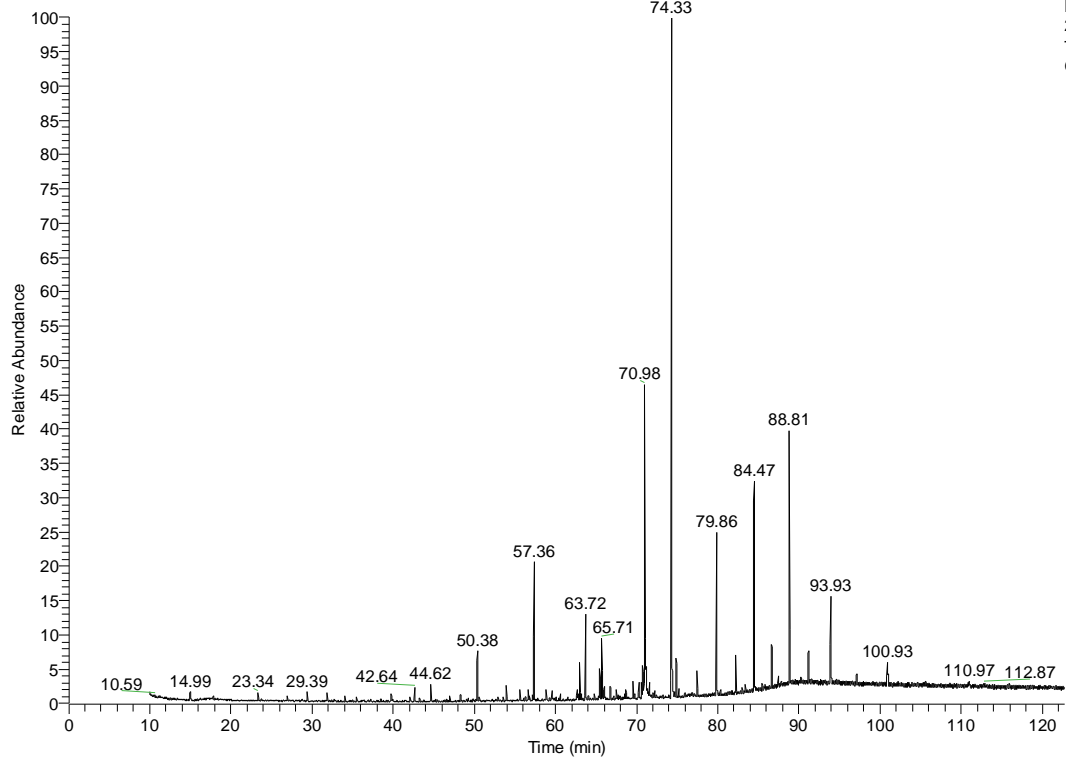
NL:  
3.47E7  
TIC F: MS  
G003359-8

RT: 0.00 - 122.67



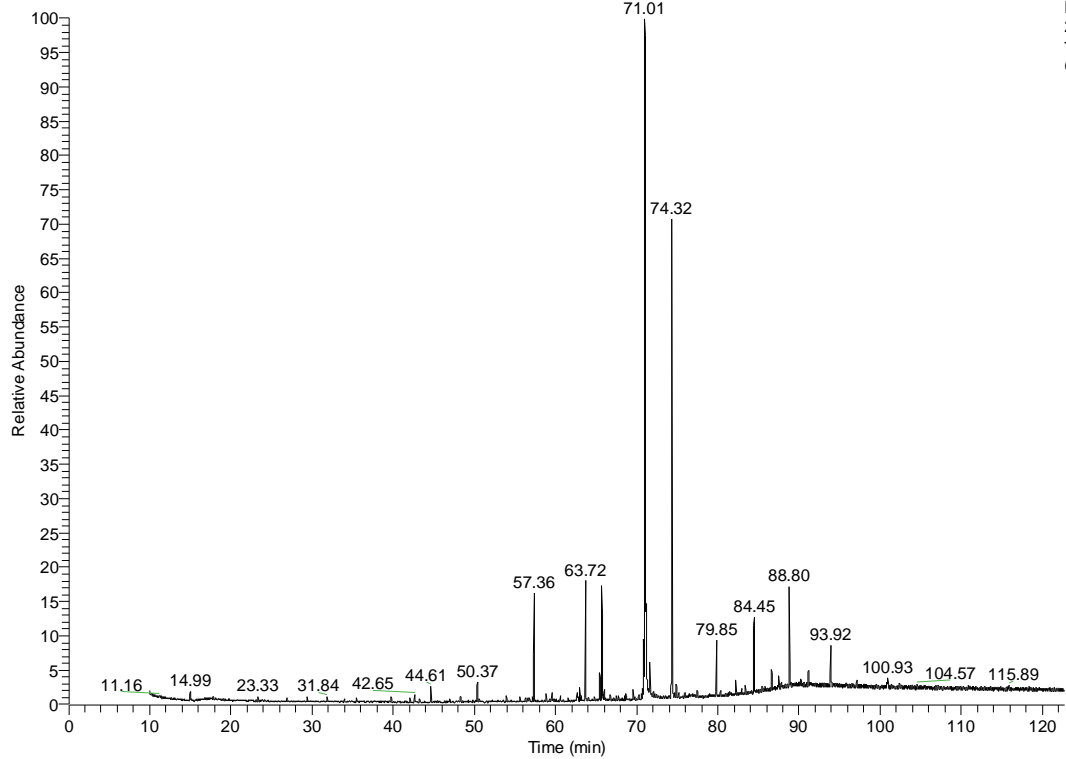
NL:  
2.50E7  
TIC F: MS  
G003361-8

RT: 0.00 - 122.69



NL:  
2.64E7  
TIC F: MS  
G003364-8

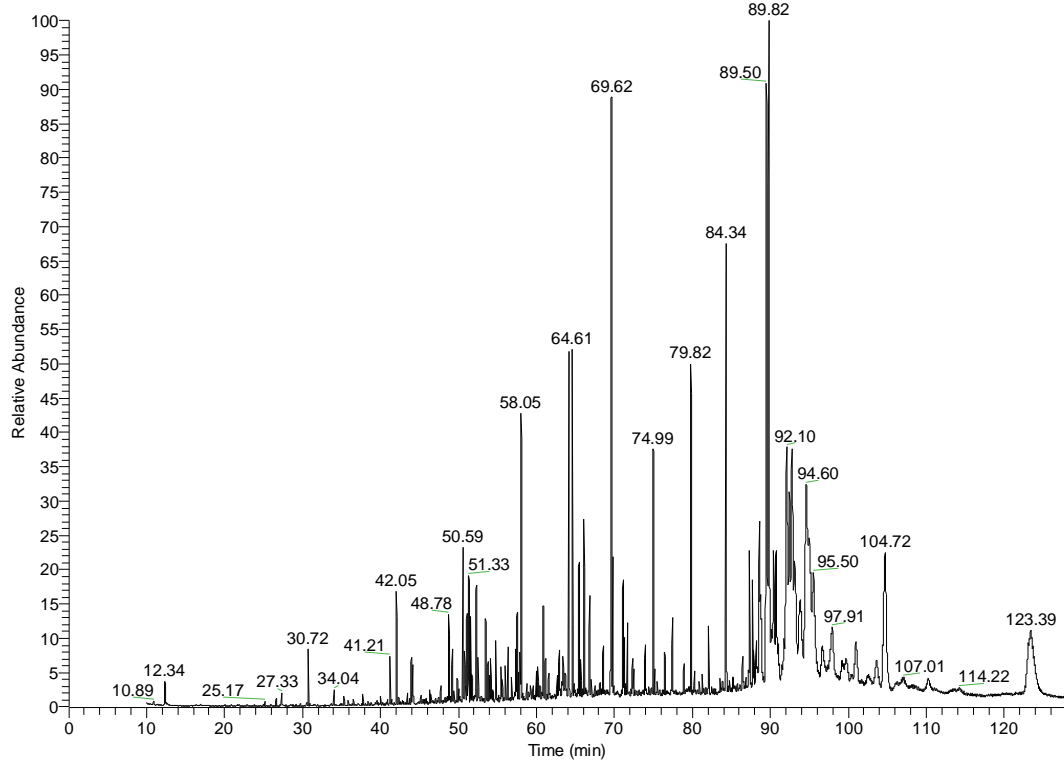
RT: 0.00 - 122.67



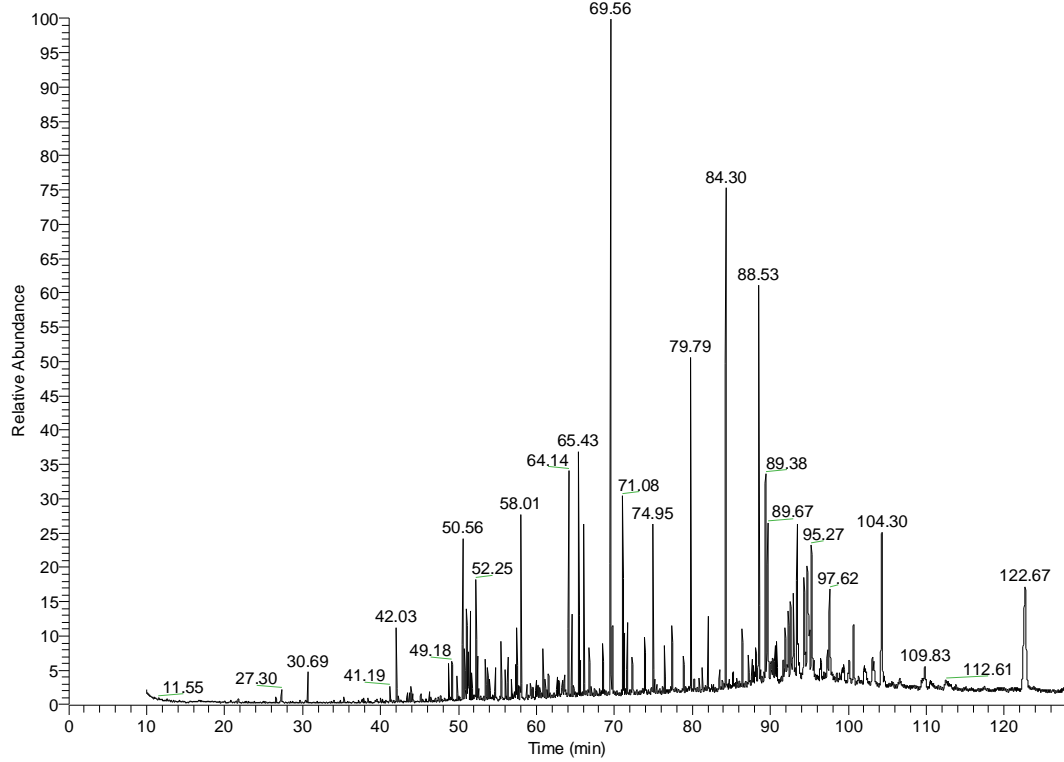
NL:  
2.73E7  
TIC F: MS  
G003366-8

EK3.C. Alkol fraksiyonuna ait GC-MS kromatogramlar .

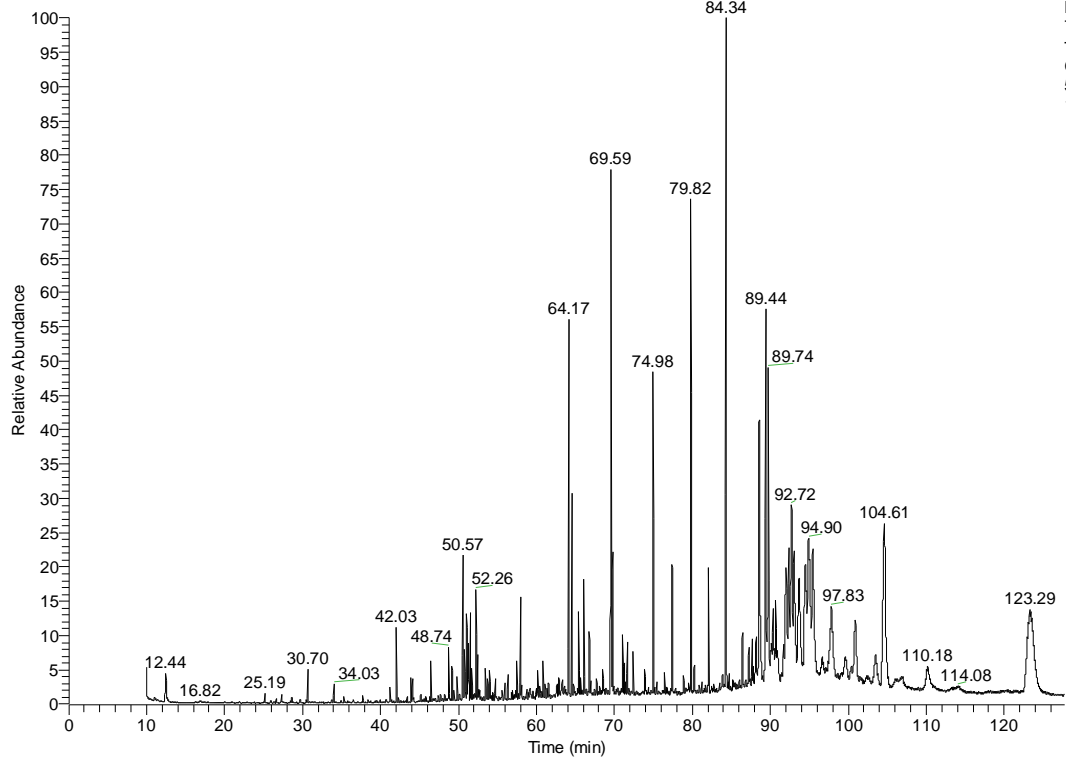
RT: 0.00 - 127.68



RT: 0.00 - 127.68

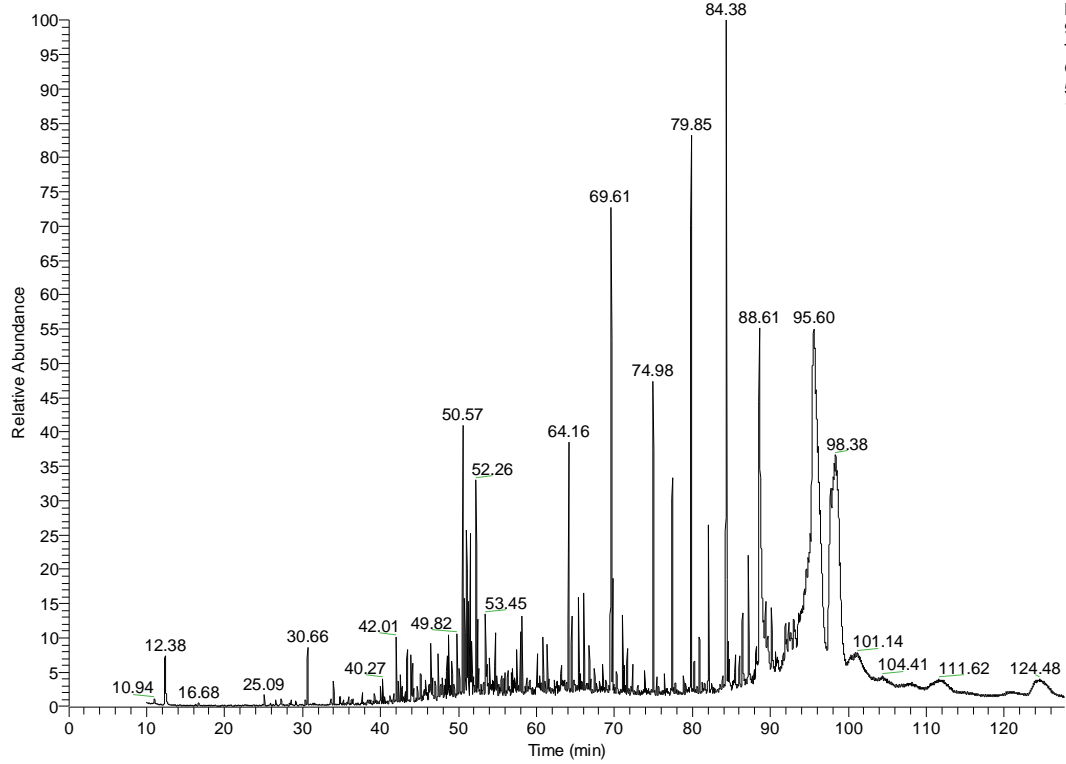


RT: 0.00 - 127.68



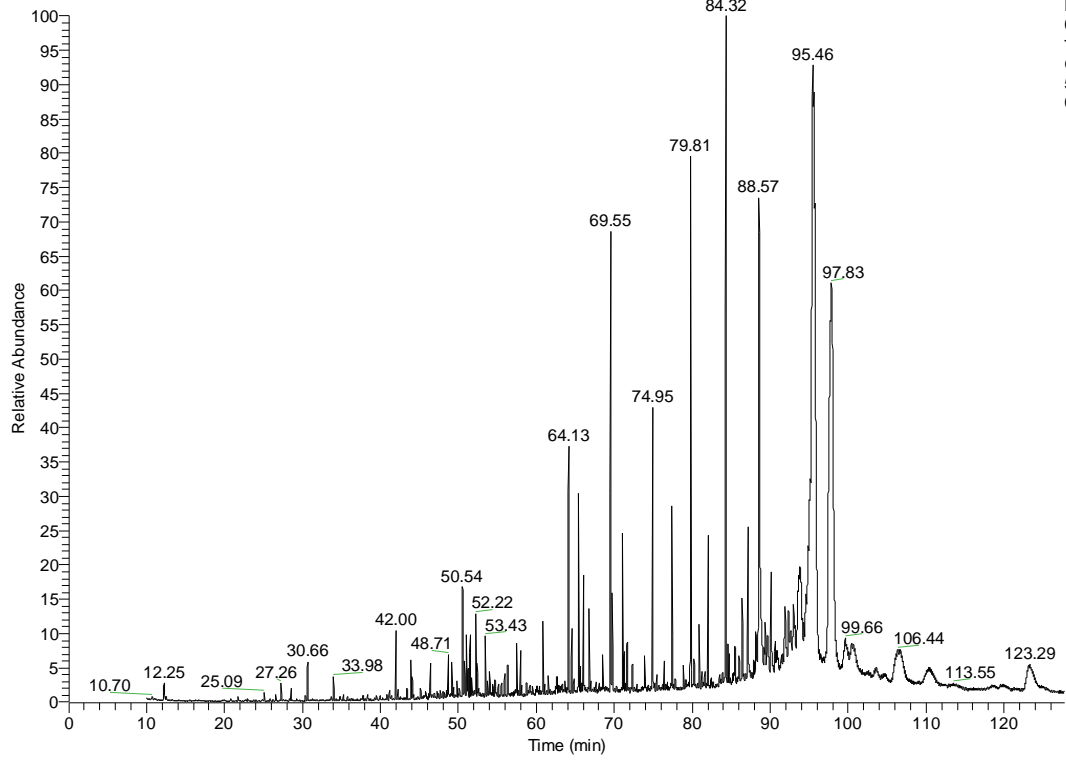
NL:  
7.38E7  
TIC F: MS  
G003338-  
5\_0609220  
11814

RT: 0.00 - 127.68



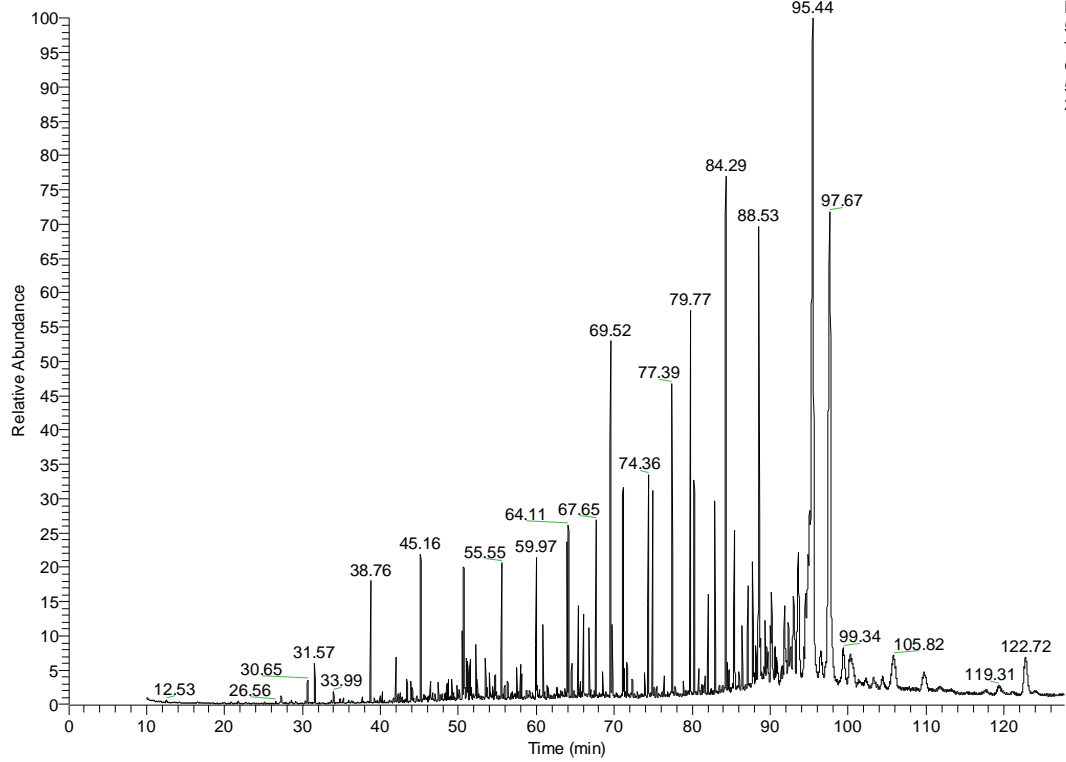
NL:  
9.64E7  
TIC F: MS  
G003346-  
5\_0609222  
15359

RT: 0.00 - 127.69



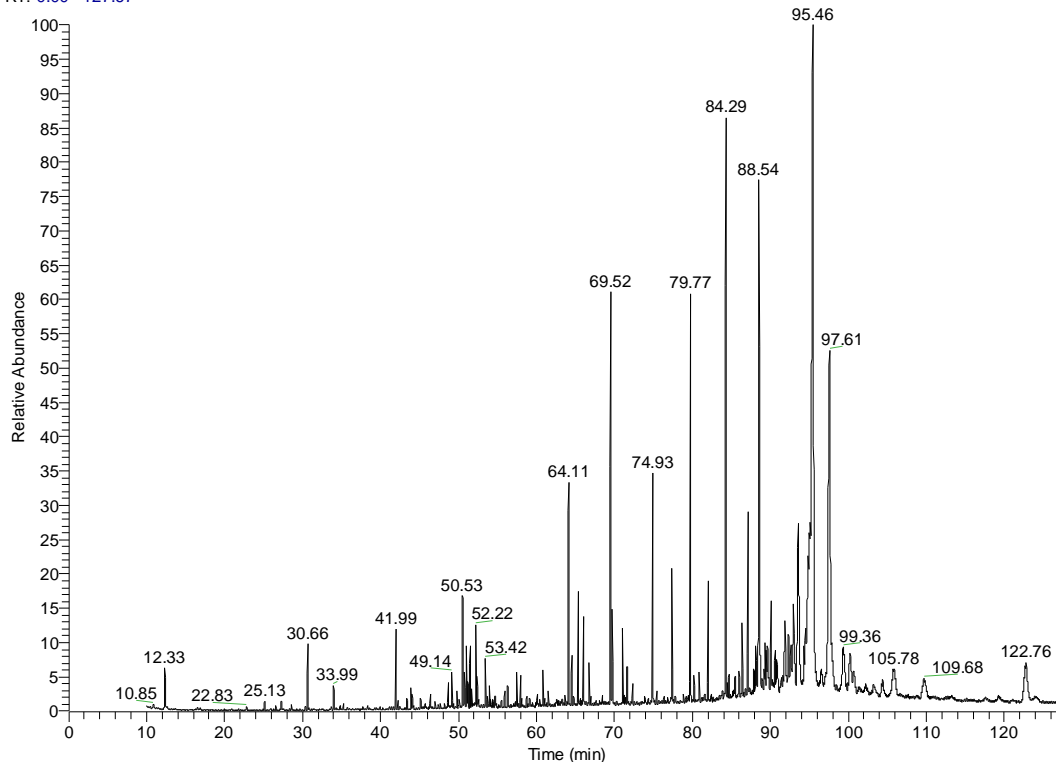
NL:  
6.33E7  
TIC F: MS  
G003347-  
5\_0609230  
01130

RT: 0.00 - 127.69



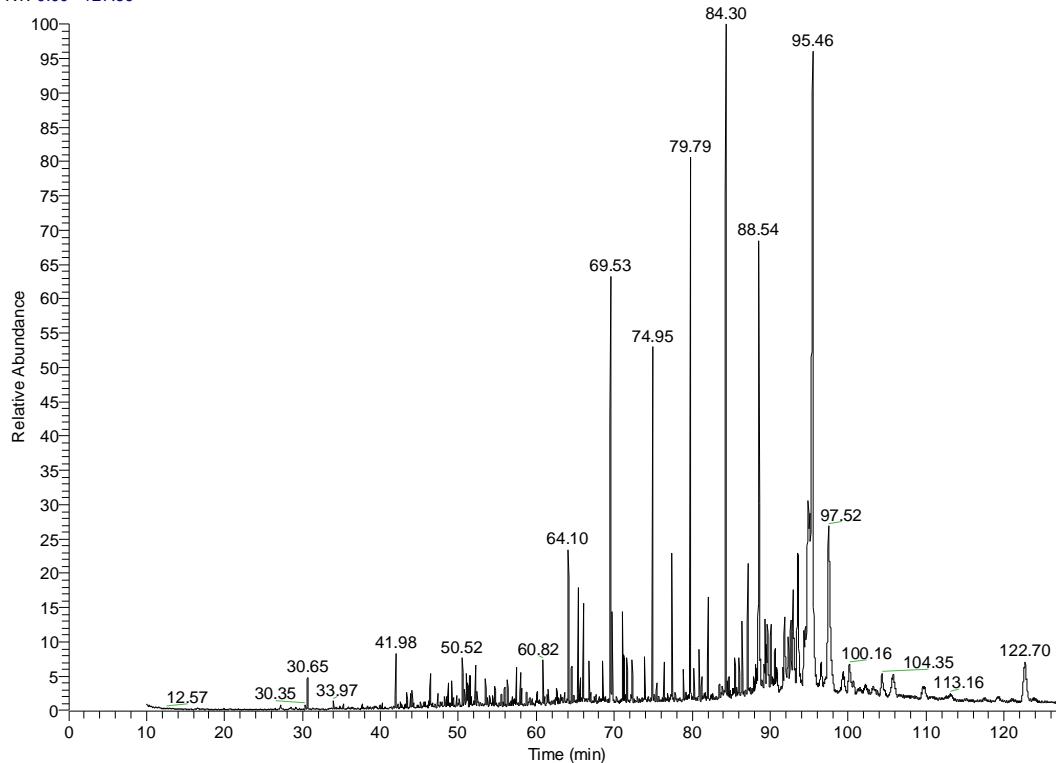
NL:  
5.53E7  
TIC F: MS  
G003348-  
5\_0609230  
22900

RT: 0.00 - 127.67



NL:  
5.47E7  
TIC F: MS  
G003349-  
5\_0609230  
44626

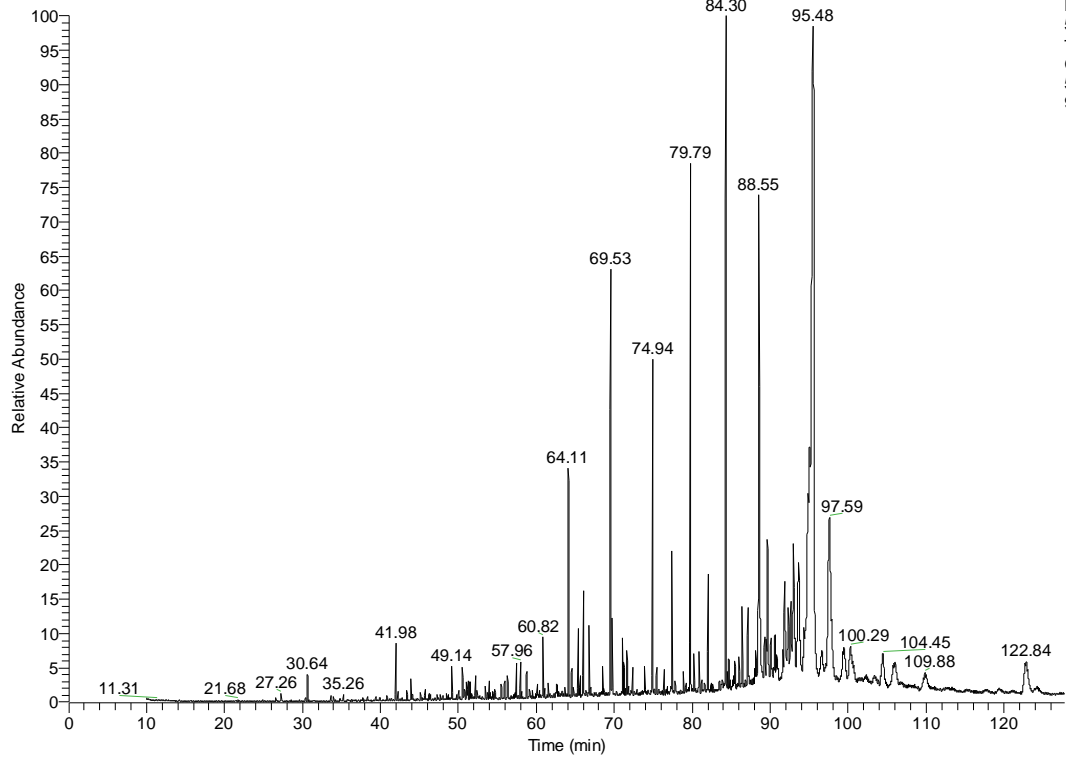
RT: 0.00 - 127.69



NL:  
5.52E7  
TIC F: MS  
G003350-  
5\_0609230  
70346

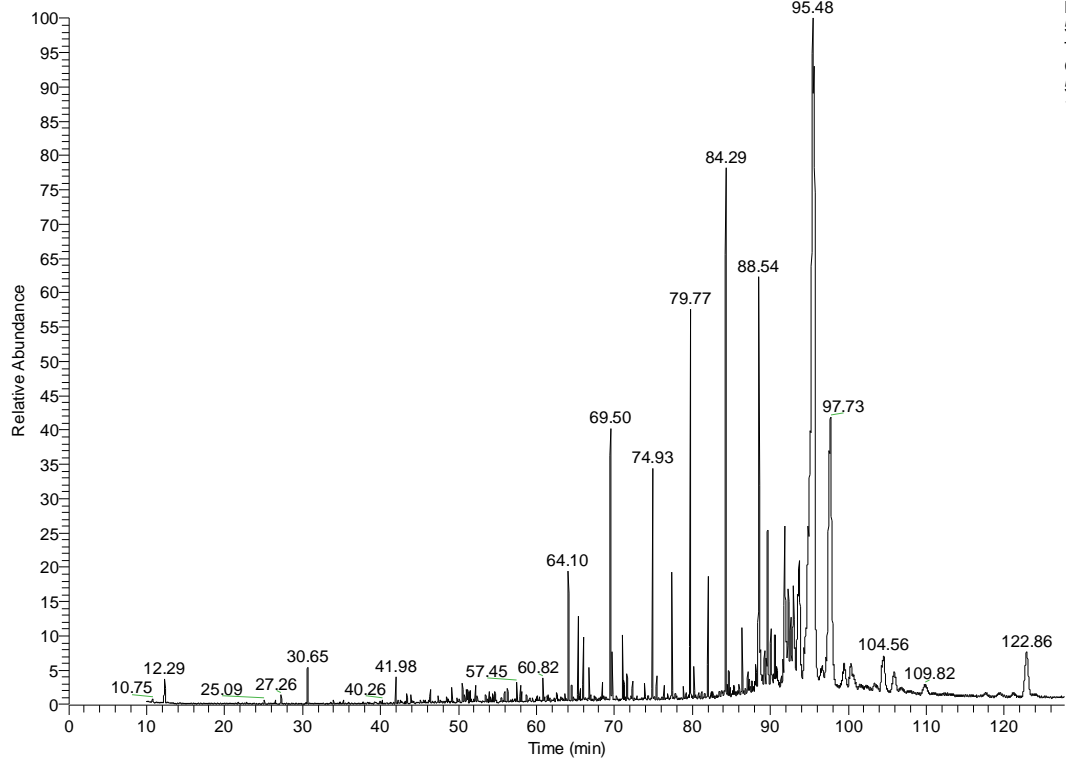
iv

RT: 0.00 - 127.69



NL:  
5.52E7  
TIC F: MS  
G003351-  
5\_0609230  
92106

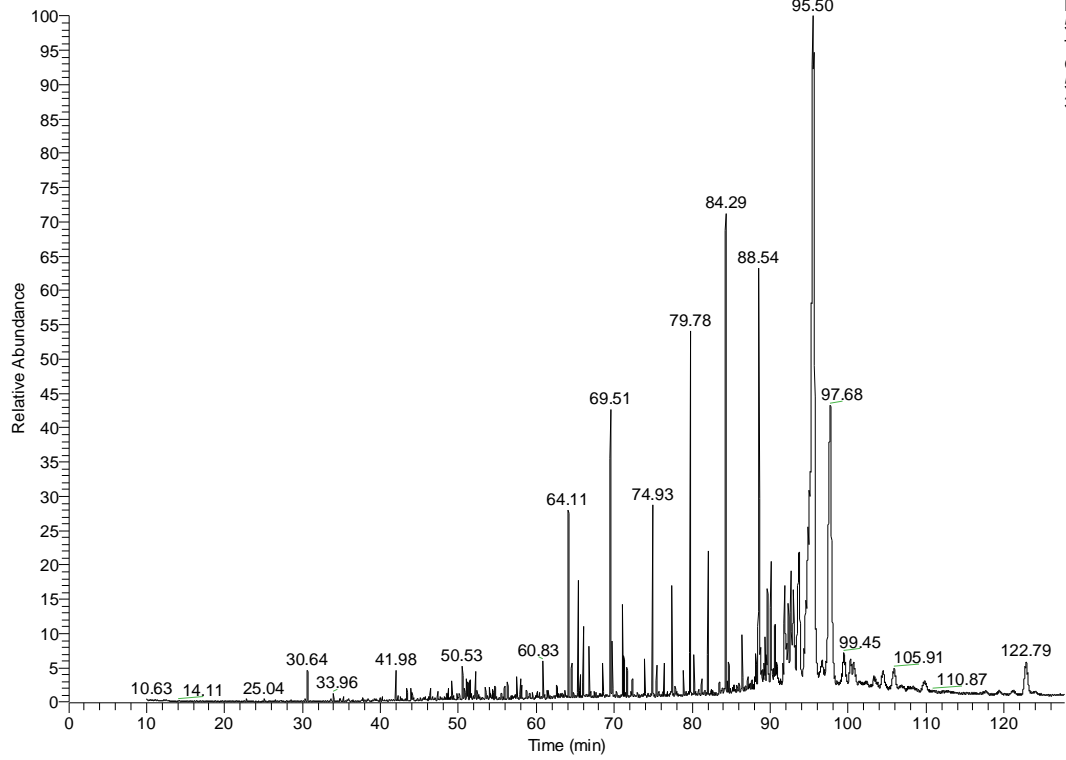
RT: 0.00 - 127.69



NL:  
5.91E7  
TIC F: MS  
G003352-  
5\_0609231  
13823

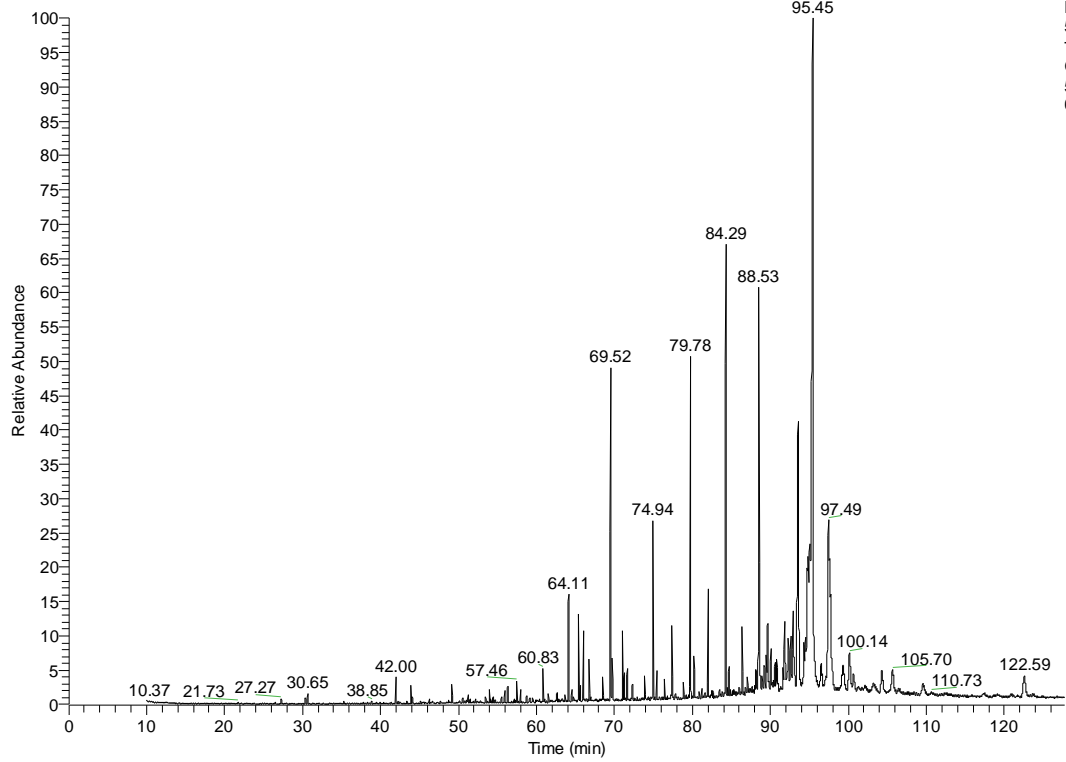
lvi

RT: 0.00 - 127.70



NL:  
5.67E7  
TIC F: MS  
G003353-  
5\_0609231  
35545

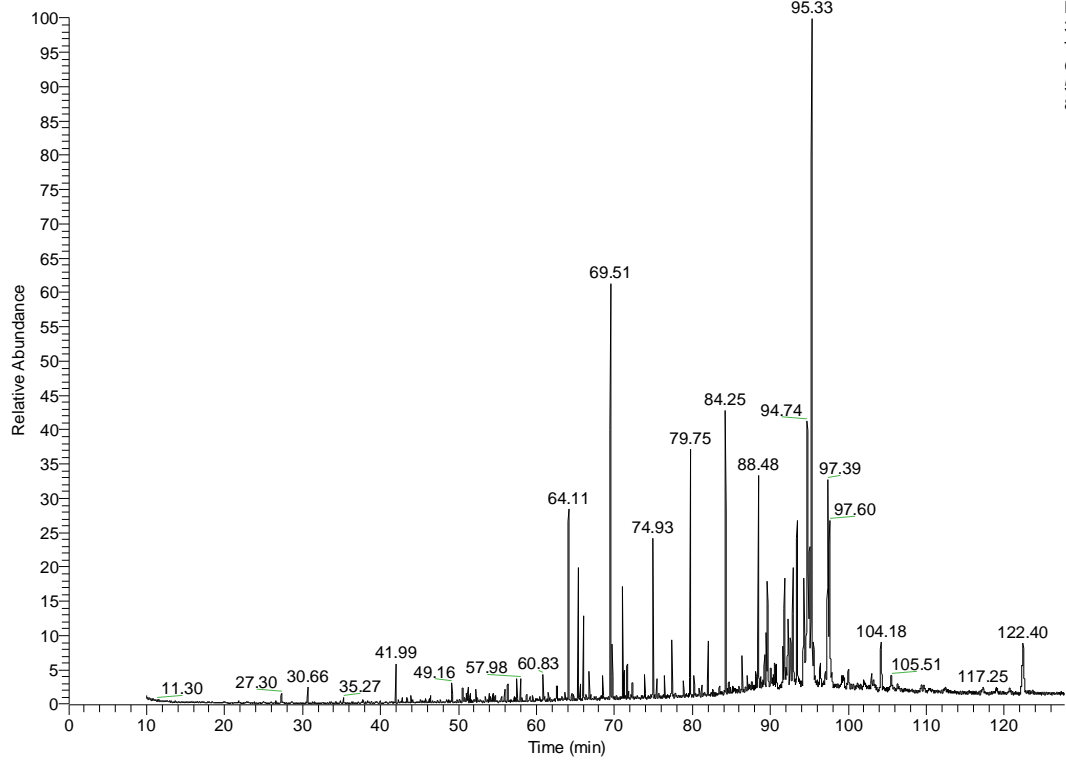
RT: 0.00 - 127.68



NL:  
5.18E7  
TIC F: MS  
G003354-  
5\_0609231  
61315

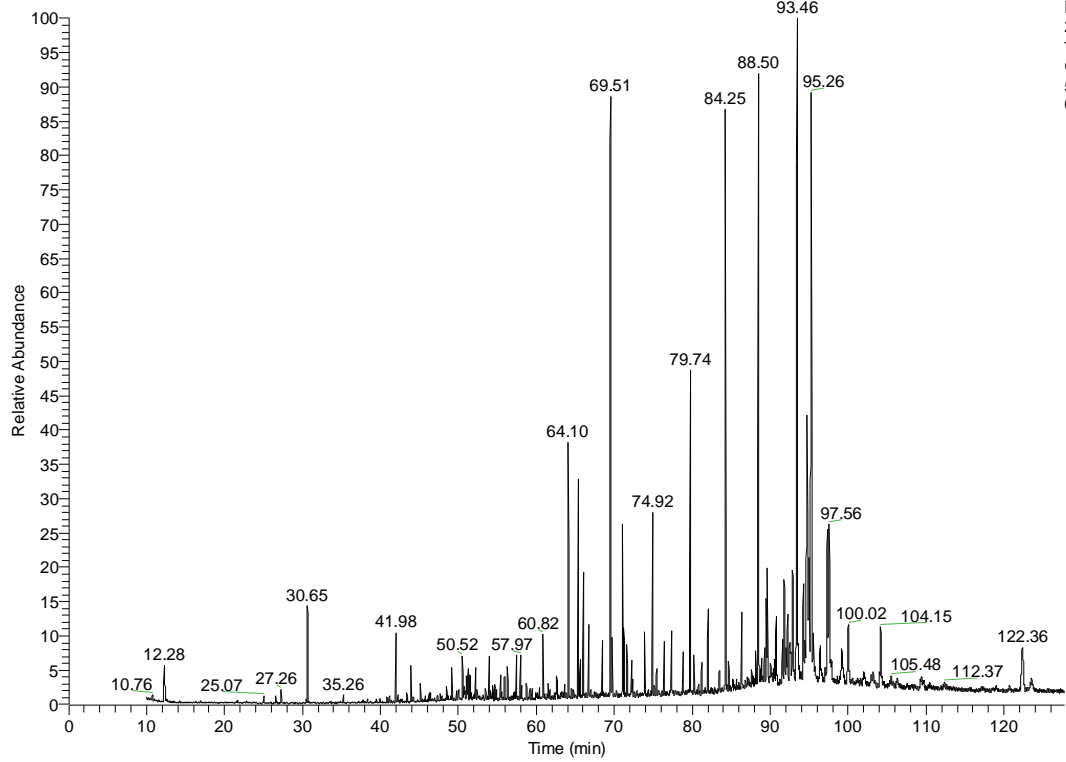
Ivii

RT: 0.00 - 127.68



NL:  
3.15E7  
TIC F: MS  
G003355-  
5\_0609231  
83057

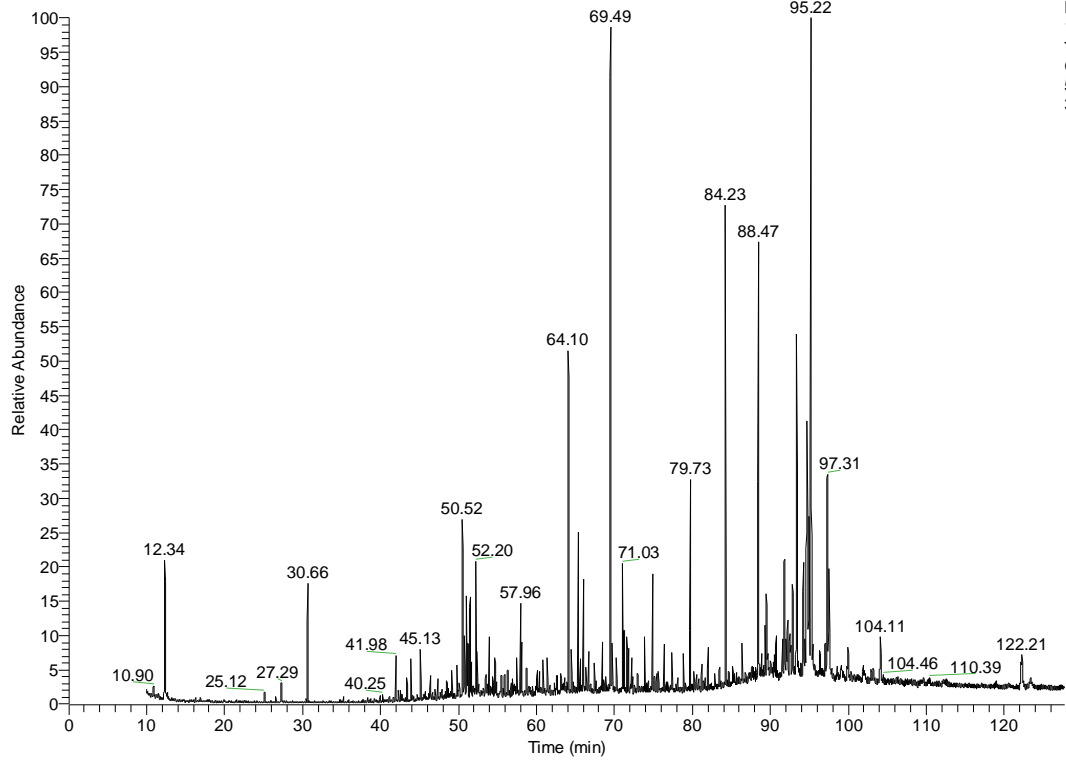
RT: 0.00 - 127.70



NL:  
2.46E7  
TIC F: MS  
G003357-  
5\_0609232  
04841

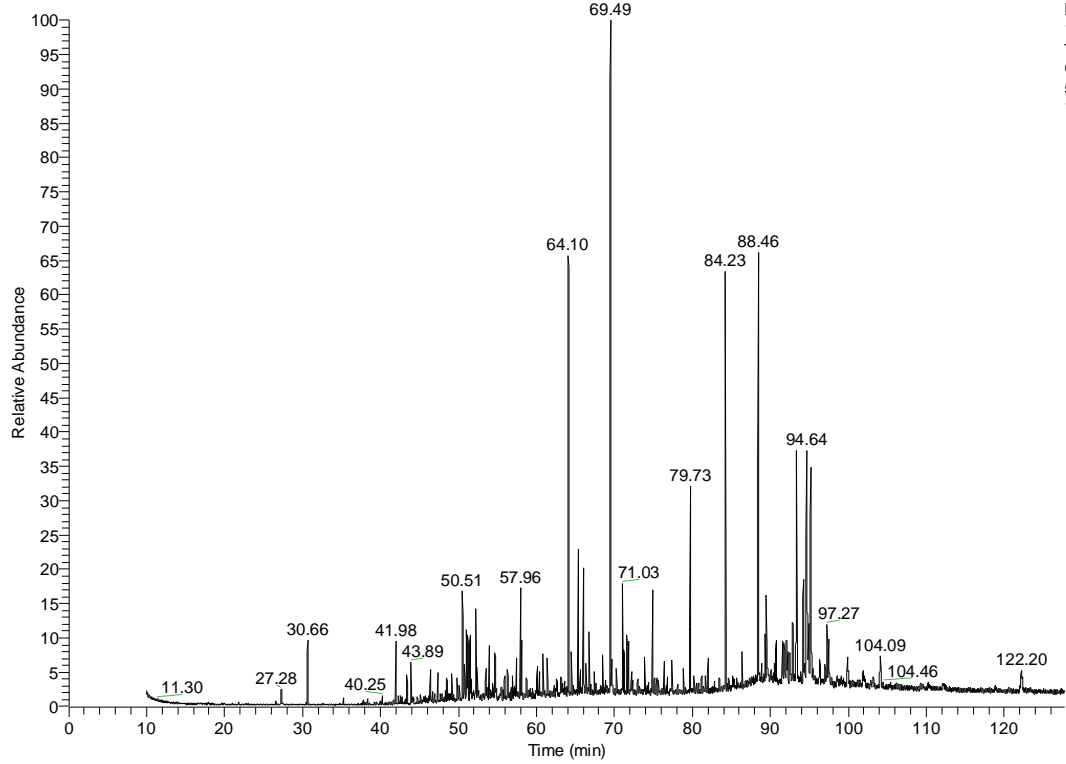
Iviii

RT: 0.00 - 127.67



NL:  
1.74E7  
TIC F: MS  
G003359-  
5\_0609232  
30617

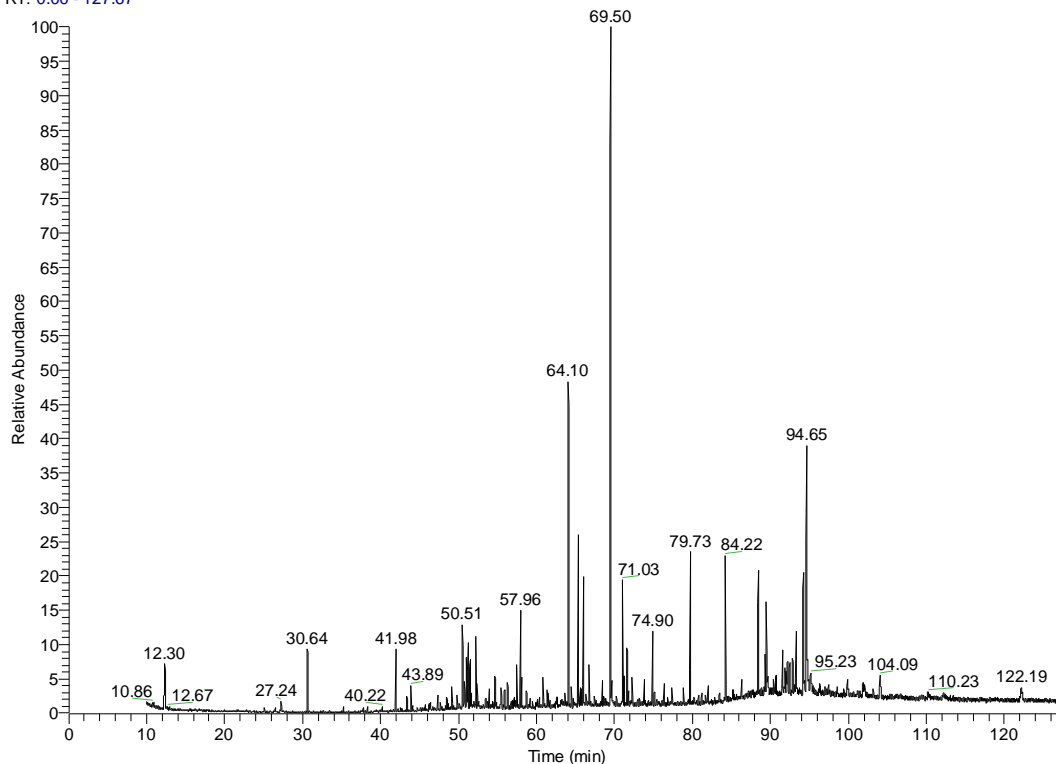
RT: 0.00 - 127.67



NL:  
1.82E7  
TIC F: MS  
G003361-  
5\_0609240  
12342

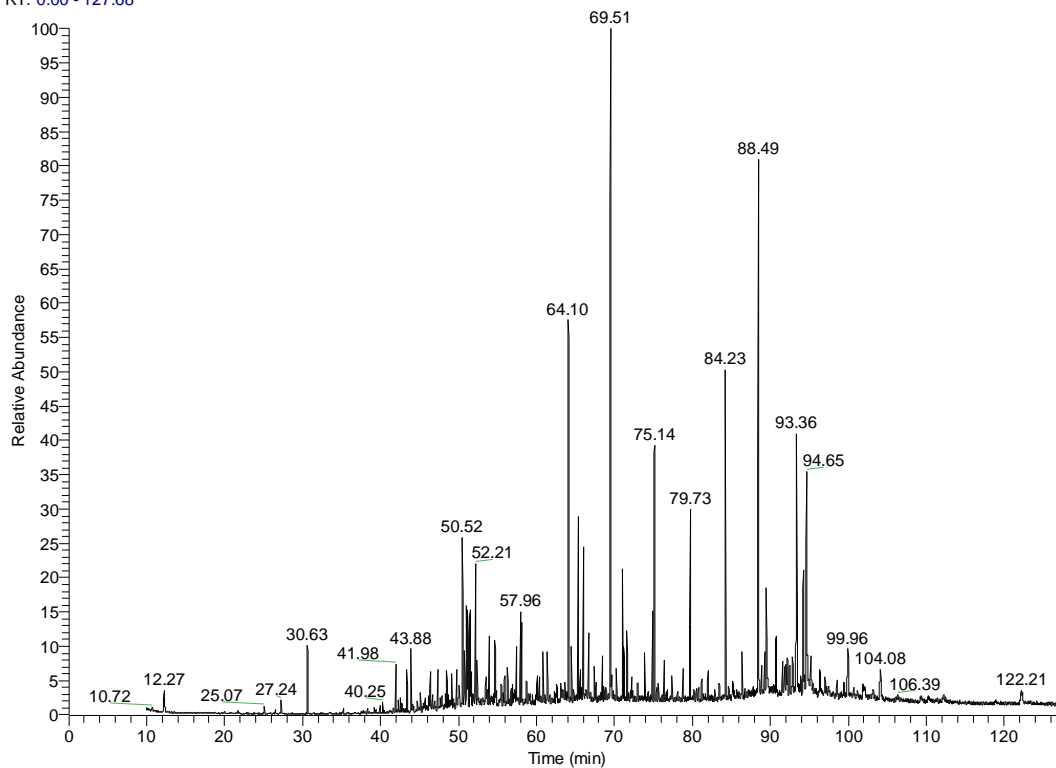
lix

RT: 0.00 - 127.67



NL:  
1.85E7  
TIC F: MS  
G003364-  
5\_0609240  
34108

RT: 0.00 - 127.68



NL:  
2.39E7  
TIC F: MS  
G003366-  
5\_0609240  
55831