

## Marmara Denizi'nde son buzul döneminden günümüze deniz seviyesi değişimleri

**K. Kadir ERİŞ\*, Namık ÇAĞATAY**

*İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Yersistem Bilimi Programı, 34469, Ayazağa, İstanbul*

### Özet

*Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profil ve karotlarda yapılan ayrıntılı stratigrafik ve kronolojik çalışmalar Son Buzul Maksimum (Late Glacial Maximum) döneminden günümüze deniz seviyesi değişimlerini ortaya çıkarmaya yardımcı olmuştur. Bu dönem süresince Marmara Denizi'nde çökelen birimler -105 m su derinliğine kadar yüzeyleyen uyumsuz yüzey üzerinde çökelmiştir. Sismik profillerde yapılan stratigrafik çalışmalarda 7 farklı sismik birim ayırtlanmış ve bu birimleri ayıran 7 sismik yansıma yüzeyi belirlenmiştir. Sismik profillerde ayırtlanan birimlerin yaşları ve fasiyesleri karotlardan alınan <sup>14</sup>C yaşları ile saptanmıştır. Sismik profillerde ayırtlanan en yaşlı çökel birimi Birim-S2 olarak tanımlanmıştır. Bu birim Holosen (G.Ö. 12 bin yıl öncesi) öncesinde Marmara Denizi'nde başlayan transgresyon sonucunda vadi-dolgusu fasiyesinde gelişmiştir. Bu transgresyon ile göl seviyesi yükselerek -81 m'ye ulaştığı Birim-S2'yi üzerleyen sismik yansıma yüzeyi üzerinde gelişen taraça düzlüklerinin varlığından anlaşılmaktadır. Birim-S2'yi uyumsuzlukla üzerleyen Birim-S1f kanal-bank kenarı çökelleri olarak yorumlanmıştır. Holosen içerisinde Karadeniz'den Marmara Denizi'ne G.Ö. 12 000-10 600 yılları arasında su akışı sonucu İstanbul Boğazı paleo-kanalı içerisinde bu çökeller oluşmuştur. Ayırtlanan Birim-S1d ve S1c'nin tabanlarını oluşturan sismik yansıma yüzeyleri -71 m ve -63 m'lerde gelişen kıyı aşındırma düzlüklerini temsil etmektedir. Holosen başı olan G.Ö. 12 bin yılında deniz seviyesinin yükselmeye başlamasının ardından bu durağan deniz seviyesi dönemleri G.Ö. 10 600 ve 9800 yıllarında gelişmiştir. Sismik birimlerden Birim-S1f'in eğimli klinoform tabakalar içermesi bu birimin delta çökeli olduğunu göstermektedir. Delta çökellerinde bu çalışma kapsamında yapılan sismik stratigrafik ve kronolojik çalışmalara göre G.Ö. 6400 ile 3200 yılları arasında çökeldiği tespit edilmiştir. Bu çökellere ait yapılan kalınlık haritası ve foresetlerin eğim yönleri bu deltanın Kurbağalidere Nehri'nden geliştiğini göstermektedir.*

**Anahtar Kelimeler:** *Marmara Denizi, karot stratigrafisi, sismik stratigrafi, deniz seviyesi, delta, sapropel.*

\*Yazışmaların yapılacağı yazar: K.Kadir Eriş, tel: 0212-2856301, email:keris@itu.edu.tr

Bu makale, birinci yazar tarafından İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İklim ve deniz bilimleri Anabilimdalı, Yer Sistem Bilimi programında tamamlanmış olan 'Marmara Denizi'nde Orta Pleyistosen'den günümüze deniz seviyesi değişimleri' adlı doktora tezinden hazırlanmıştır. Makale metni 20.07.2007 tarihinde dergiye ulaştırılmış, 11.09.2007 tarihinde basım kararı alınmıştır. Makale ile ilgili tartışmalar 31.04.2009 tarihine kadar dergiye gönderilmelidir.

## Sealevel changes in the Sea of Marmara since the last glacial maximum

### Extended abstract

High-resolution reflection seismic profiles and core analyses of sedimentary sequence near the Sea of Marmara (SoM) entrance to the Strait of İstanbul (SoI, Bosphorus) provide detailed record of sealevel changes since the Late Glacial Maximum (LGM). The sequence is deposited over the LGM erosional surface at a maximum depth of -105 m. It includes seven seismic units that can be confidently correlated with <sup>14</sup>C-dated (uncalibrated) sedimentary units in the cores. Unit-S1f consists of conformable beds constituting a ridge-like feature in the middle of the main channel and dipping in opposite directions. We interpret this unit as a levee deposited in the main paleo-strait's channel. The lowermost 175 cm part of Core MD-2750 represents the upper part of the levee deposit (Unit-S1f), which comprises silty and sandy beds with marine molluscan shells. This unit is differentiated from the overlying other units by its relatively coarse-grained nature. Unit-S1f represents levee deposits of the paleo-SoI channel that was deposited by a Black Sea outflow during 12000-10 600 yr BP. The levee unit is overlaid by Unit-S1e over erosional surface E, which corresponds to the onset of the early Holocene Sapropel (Çağatay et al., 2000) as indicated by high Corg values (>1.5 wt%) and its stratigraphic position in Core MD-2750. This sapropelic layer was previously dated 10 600-6400 yr BP by Çağatay et al. (2000). Its onset age is consistent with the <sup>14</sup>C ages of 10 950 yr BP and 10 450 yr BP obtained below and above truncation surface E, therefore, age of the reflector E can be estimated as 10 600 yr BP. The reflection surfaces at the base of Unit-S1d and S1c correspond to wave-cut terraces at -71 and -63 m, respectively, and are estimated to be 10 600 and 9800 yr BP.

The seismic Unit-S1b comprises deltaic sediments that were deposited during 6400-3200 yr BP. Isopach map and foreset directions of the deltaic unit indicate that the delta was sourced from Kurbağalidere River. Contrary to the interpretations of Hiscott et al. (2002) and Gökaşan et al. (2005) that this deposit formed during the course of a rapid sealevel rise, our dating places its growth after sealevel had nearly reached its modern level about 6500 yr BP.

As mapped out in plan view the outline of the topsets and foresets of Unit-S1b coincides well with the same deposit mapped by Gökaşan et al. (2005). We propose the following sequence of events leading to the delta formation. According to global sealevel curves (e.g. Fairbanks, 1989), the rate of sealevel rise decreased after 6500 yr BP. This decrease combined with an increase in sediment supply during mid-Holocene climatic optimum resulted in the deltaic progradational sedimentation on the shelf of southern entrance of SoM to SoI. This conclusion is in agreement with the fact that the mid Holocene is a well known period for widespread delta development (Stanley and Hait, 2000).

The change from the progradational stage to the aggradational stage of delta development at 4700 yr BP is marked by a relatively rapid rise of sealevel as indicated by climbing delta foreset-topset transition. The onset of aggradational period also coincides with establishment of the present dual-flow regime (Çağatay et al., 2000) with the Mediterranean under-current in the SoI, forming a northward sediment drift. The delta deposition was terminated when increased base level due to further global sealevel rise combined with a probable decrease in sediment input by the Kurbağalidere River at 3200 yr BP. This date is supported by the correlation with the age of the late Holocene Sapropel layer and by a <sup>14</sup>C age of 4400 yr BP in Core TSU03-13 below the eroded uppermost topset bed. The Kurbağalidere River, with a present day annual water and sediment discharges of 80 m<sup>3</sup> and 60 000 tons (EİE, 1993) draining a 180 m high ground southeast of the SoI, is large enough to form such a delta having about 290 x 10<sup>6</sup> tons of sediment.

In this study, we present detailed seismic stratigraphic analysis of high resolution shallow seismic lines crossing an area near the southern entrance of SoI, together with the core stratigraphy. Our main objectives are to discuss the chronostratigraphic evolution of the Holocene sediments including delta formation in the paleo-SoI channel, and shed light on the water exchange problem between the Marmara and the Black Seas during the Holocene (last 12 000 years).

**Keywords:** Marmara Sea, core stratigraphy, seismic stratigraphy, sealevel changes, delta, sapropel.

## **Giriş**

Karadeniz ve Akdeniz gibi farklı su kimyasına sahip iki komşu deniz arasında geçiş gösteren Marmara Denizi, 210 km uzunluğunda ve 75 km genişliğindedir. Marmara Denizi, komşu denizlere, bugünkü eşik derinlikleri sırası ile 65 m ve 35 m olan Çanakkale ve İstanbul Boğazları ile bağlanmıştır (Şekil 1). Morfolojisi, güneyde nispeten geniş ve kuzeyde dar olan şelf ile bunlar arasında yaklaşık 1275 m derinliğe varan üç çukurluktan oluşmuştur (Şekil 1). Marmara Denizi'nde Şelfin dış sınırı yaklaşık 100 m su derinliğinde bulunur.

Marmara Denizi'nde Neouxine çökellerin varlığı Son Buzul Maksimum döneminde (Last Glacial Maximum; LGM) Marmara Denizi'nin Akdeniz ile ilişkisinin kesildiği ve gölsel bir ortama dönüştüğünü göstermektedir (Çağatay vd., 2000). Buzul döneminin bitiminin hemen ardından dünya deniz seviyesinde yaşanan artışın sonucunda Akdeniz suları Marmara Denizi'ni G.Ö. 12 000 yılında (günümüzden önce <sup>14</sup>C yılı) istila etmiştir (Çağatay vd., 2000; Sperling vd., 2003). Marmara Denizi'nin Akdeniz ile olan bu ilk bağlantısından itibaren su seviyesi dünya deniz seviyesindeki artışa paralel olarak artmıştır. 'Younger Dryas' (G.Ö. 11-10 bin yılları) döneminde deniz seviyesinin -65 m'de durağan kaldığı Marmara Denizi şelf alanlarında yaygın olarak gözlenen eski kıyı çizgisi ve taraça seviyelerinin varlığından anlaşılmaktadır (Çağatay vd., 2003). Sperling vd. (2003)'nin verilerine göre 'Younger Dryas' döneminden önce deniz suyu sıcaklığı ve tuzluluğunda ani bir düşüş ve bu dönemin sonlarında tekrar bir yükselişin başladığı belirlenmiştir. Holosen'de Marmara Denizi seviyesinin G.Ö. 8400 yılında (<sup>14</sup>C yılı) İstanbul Boğazı eşik derinliğine ulaşmasının ardından Akdeniz suları Karadeniz'e akmaya başlamıştır (Major vd., 2002; Ryan vd., 2003).

Bu çalışma kapsamında Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profiller ve gravite karotlarında stratigrafik ve kronolojik çalışmalar yapılmıştır. Bu sayede İstanbul Boğazı girişinde çökelen Holosen yaşlı sedimanlar farklı fasiyes ve litolojilerden oluşan birimlere ayrılmıştır.

Bu çalışmanın amacı Holosen süresince Marmara Denizi'nde biriken farklı çökel birimlerinin çökeltme ortamlarını ortaya çıkarmak ve bunu etkileyen deniz seviyesi değişimlerini saptamaktır.

## **Materyal ve yöntem**

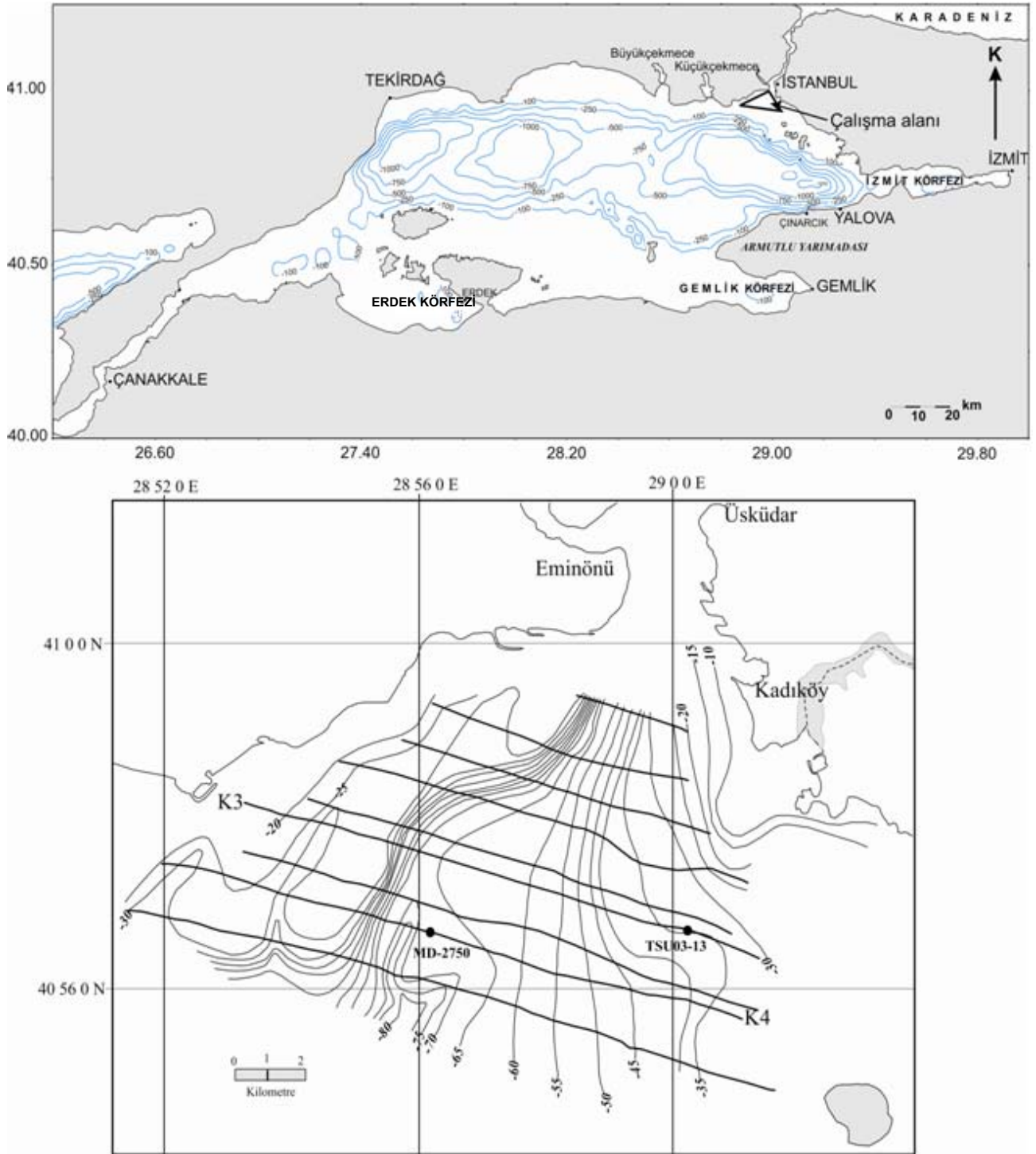
Bu çalışmada kullanılan yüksek çözünürlüklü sığ sismik profiller Deniz Kuvvetleri Oşinografi ve Hidrografi Dairesinin (SHOD) 1993 ve 1997 yıllarında Çubuklu gemisiyle alınmıştır (Şekil 1). Gravite karotları ise MTA Sismik-1 ve Marion Dufresne araştırma gemileri ile 2003 ve 2004 yıllarında alınmıştır.

TSU03-13 karotu (40° 57' 20/ 29° 00' 09) İstanbul Boğazı girişinde yer alan K3 nolu sismik profil üzerinden ve 37 m su derinliğinden; MD-2750 karotu (40° 56' 70/ 28° 56' 15) ise K4 sığ sismik profili üzerinde ve 68 m su derinliğinden alınmıştır (Şekil 1). Kronolojik çalışmalar için gravite karotlarından alınan numuneler yıkanıp içerisinde fosil kavruları AMS <sup>14</sup>C yöntemi ile yaşlandırılmıştır. Karotlardan alınan Fosil kavkı numunelerinden radyokarbon yaş analizleri Arizona Üniversitesi (Lab.No: A-13668) ve Woodshole NOSAMS araştırma ünitesinde (Lab. No: OS-50130, OS-50131, OS-53538) yaptırılmıştır. Bu çalışma kapsamında saptanan <sup>14</sup>C yaşlar rezervuar yaşa göre düzeltilmemiş ve kalibre edilmemiştir. Karotlarda yapılan organik karbon analizi Walkey-Balke metodu kullanılarak yapılmıştır (Gaudette vd., 1974).

## **Sismik ve karot stratigrafisi**

Bu çalışmada incelenen sismik profillerde deniz tabanı da dahil yedi sismik yansıma yüzeyi ve bunlar arasında kalan yedi farklı sismik çökel birimi ayırtlanmıştır (Şekil 2). Sismik profillerde ayırtlanan sismik yansıma yüzeylerinin Son Buzul Maksimum döneminden (LGM) günümüze kadar olan zamanı kapsadığı karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar ile belirlenmiştir.

Birim-S2 İstanbul Boğazı girişinde boğazın paleo-kanalı içerisinde kanal-dolgusu fasiyesinde çökelmiştir (Şekil 3 ve 4). Birim-S2 sismik profillerde G sismik yansıma yüzeyi ile aşınmalı



Şekil 1. Marmara Denizi batimetrisi üzerinde (üstte) çalışma alanı ve İstanbul Boğazı girişinde çalışılan sismik profil ve karotların yerleri (altta). Batimetri haritalarında derinlikler metre cinsindedir

olarak üzerlenmektedir (Şekil 2). Bu transgresif çökeller kanalın doğusuna doğru şelf üzerinde eski kıyı çökellerine geçmektedir (Şekil 3). Birim-S2 sismik profillerde üste doğru kendisini uyumsuz olarak üzerleyen Birim S1f'e geçmektedir (Şekil 2). Birim-S1f boğazın paleo-

kanalı içerisinde oldukça kalın ve şelf üzerinde ise giderek incelmektedir (Şekil 3 ve 4).

Birim-S1f paleo-kanal içerisinde zıt yönlere eğimli, birbirlerine uyumlu çökelmiş eğimli tabakalardan oluşmaktadır. Bu çökeller gösterdiği

geometrik tabaka özelliklerinden kanal-bank kenarı (levee) çökelleri olarak yorumlanmıştır.

Sismik Birimler	Sismik Yansımalar özellikleri	Paleo-boğaz kanalı	Şelf
BİRİM-S1a		Paralel tabakalı çamur yaygısı	Paralel tabakalı çamur yaygısı
BİRİM-S1b		Paralel tabakalı çamur yaygısı	Delta Çökelleri
BİRİM-S1c		Paralel tabakalı çamur yaygısı	Paralel tabakalı çamur yaygısı
BİRİM-S1d		Paralel tabakalı çamur yaygısı	Kıyı yüzü çökelleri
BİRİM-S1e		Paralel tabakalı çamur yaygısı	Kıyı yüzü çökelleri
BİRİM-S1f		Kanal bank kenarı çökelleri	Kıyı yüzü çökelleri
BİRİM-S2		Transgresif vadi dolgusu	Çökmezlik

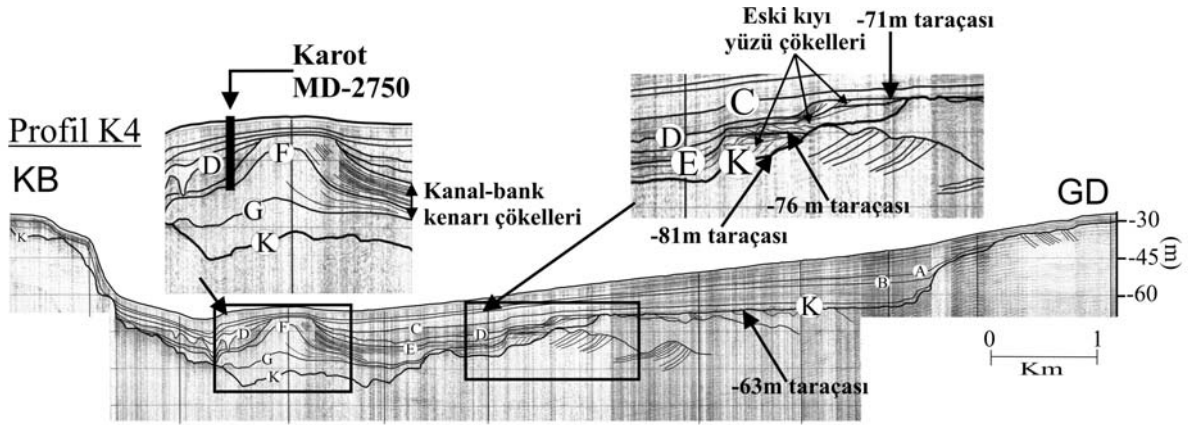
Şekil 2. Sismik profillerde ayırtılan çökelt birimleri ve bunların fasiyes özellikleri

MD-2750 karotunun son 175 cm'lik kısmında bu çökelleri temsil eden denizel fosil kavkılı siltli ve kumlu çökeller gözlenmektedir (Şekil 5). Bu çökeller (Birim-S1f) üste doğru diğer birimlerden iri taneli bir litolojiye sahip olmasıyla ayırt edilebilmektedir. Sismik profillerde Birim-S1f'i uyumsuz olarak E sismik yansımaya yüzeyi üzerlemektedir (Şekil 2). MD-2750 karotunda yapılan organik karbon analizinde, karotta E sismik yansımaya yüzeyine karşılık gelen litostratigrafik yüzey yüksek organik karbon miktarı ile (>1.5 wt %) temsil edilen sapropel çökelinin başlangıcına karşılık gelmektedir (Şekil 5).

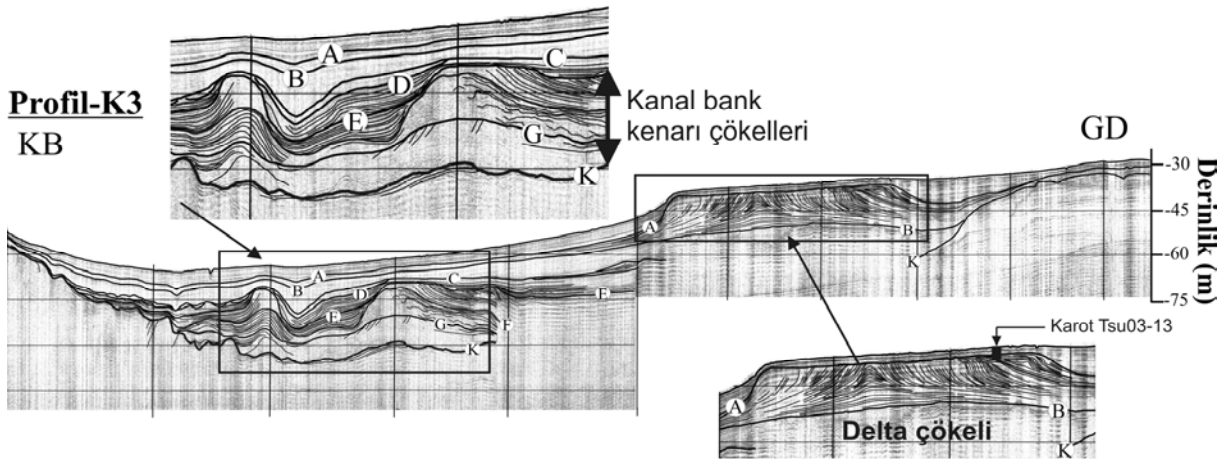
Sismik profillerde Birim-S1f üstte uyumsuz olarak Birim-S1e tarafından üzerlenmektedir (Şekil 2). Birim-S1e sismik profillerde devamlı ve güçlü iç sismik yansımaya yüzeylerinin oluşturduğu tabakalanmalar sunan çamur

yaygısından oluşmaktadır (Şekil 3 ve 4). MD-2750 karotunda bu çökeller denizel fosil kavkılı ile homojen ve ince paralel ve çapraz laminasyonlar içermektedir (Şekil 5). Sismik profillerde Birim-S1e üste doğru Birim-S1d tarafından D sismik yansımaya yüzeyi ile uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2). Bu iki birimi ayıran D sismik yansımaya yüzeyi paleo-kanalın doğusunda -63 m'de gelişen kıyı aşındırma düzlüğünü temsil ettiğinden, bu yüzeyin gelişimi bu derinlikteki eski kıyının gelişimi ile eş yaşıdır. Marmara Denizi'nde -63 m'deki eski kıyının Fairbanks (1989)'e ait global deniz seviyesi eğrisine göre G.Ö. 10 000 yılında ( $^{14}\text{C}$  yaşı) oluşması gerekmektedir (Şekil 6). Aynı sismik yansımaya yüzeyinin Aksu ve diğerleri (2002) tarafından güney Marmara Şelfi'nde yapılan çalışmada G.Ö. 9800 yılında ( $^{14}\text{C}$  yaşı) geliştiği saptanmıştır. Birim-S1e'yi alttan ve üstten üzerleyen sismik yansımaya yüzeylerine ait saptanan yaş verilerinden bu birimin 10 600 ile 9800 yılları ( $^{14}\text{C}$  yaşı) arasında çökeldiği saptanabilmektedir (Şekil 6). Sismik profillerde Birim-S1e'yi uyumlu olarak üzerleyen Birim-S1d paralel sismik yansımaya yüzeylerinden oluşan tabakalanmalar sunmaktadır (Şekil 2). Bu çökellerin genelde paleo-kanal içerisinde çamur yaygısı şeklinde geliştiği gözlenmektedir. Birim-S1d'nin paleo-kanalın doğusunda D ve C sismik yansımaya yüzeyleri arasında -63 m eski kıyısına ait çökellere geçtiği gözlenmektedir (Şekil 3 ve 4). MD-2750 karotunda Birim-S1d'ye ait çökeller ince paralel ve çapraz laminalı, denizel fosil kavkılı killi siltten oluşmaktadır (Şekil 5). Bu karotta yapılan organik karbon analizine göre Birim-S1d ve Birim-S1c'nin Erken Holosen Sapropel'inin üst bölümlerine karşılık geldiği belirlenmiştir.

Bu sapropel seviyesi Marmara Denizi'nde Erken Holosen Sapropel seviyesi olup, bu çökellerin  $^{14}\text{C}$  yaş tayini ile G.Ö. 10 600 ile 6400 yılları arasında çökeldiği saptanmıştır (Çağatay vd., 2000). Birim-S1f ile bu birimi üzerleyen Birim-S1e'nin sınırını oluşturan E sismik yansımaya yüzeyinin hemen altından ve üzerinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşları G.Ö. 10 950 ve 10 450 yıllarını verdiğinden bu yansımaya yüzeyinin Erken Holosen Sapropeli başlangıcı olan G.Ö. 10 600 yılı yaşında olduğu anlaşılmaktadır. Çalışma



Şekil 3. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde MD-2750 karotunun üzerinde yer aldığı K4 sığ-sismik profilinin sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtılan istif sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir



Şekil 4. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde TSU03-13 karotunun üzerinde yer aldığı K3 sığ-sismik profilinin sismik stratigrafik yorumlaması. Sismik profilde ayırtılan istif sınırı karakterindeki sismik yansıma yüzeyleri A'dan K'ya kadar değişen harf sembolleri ile adlandırılmıştır. Profildeki derinlik metre cinsinden verilmiştir

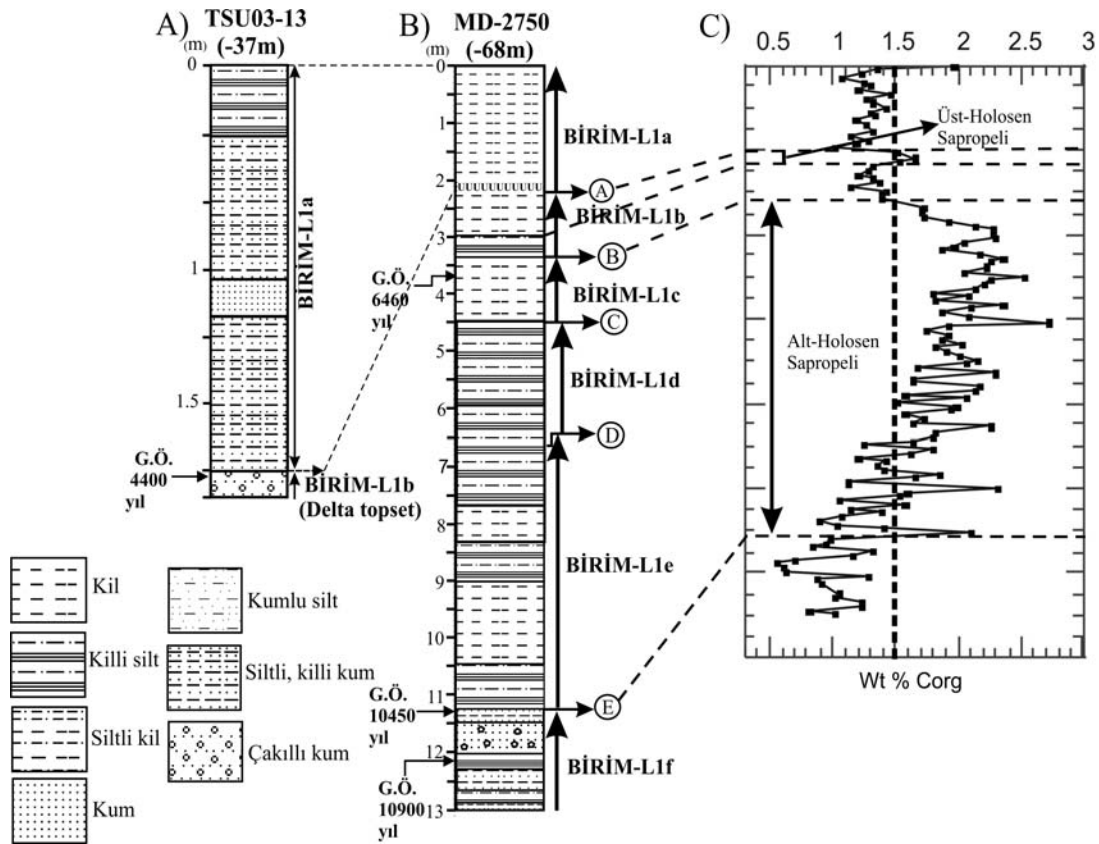
alanının doğusunda E sismik yansıma yüzeyi -71 m'de gözlenen kıyı aşındırma düzlüğünü temsil etmektedir (Şekil 3). Bu çalışma kapsamında MD-2750 karotunda yapılan kronostratigrafik çalışmalar ile birimlere ait saptanan bu yaşlar ışığında Birim-S1f'in G.Ö. 12 000 ile 10 600 yılları (<sup>14</sup>C yaşı) arasında oluştuğu belirlenmiştir. Sismik profillerde ayırtılan Birim-S1c, C sismik yansıma yüzeyi üzerinde Birim-S1d'yi uyumlu olarak üzerlemektedir (Şekil 2). Birim-S1c'nin sismik profillerde daha yaşlı bütün birimleri örten

çamur yaygısı şeklinde geliştiği gözlenmektedir (Şekil 3 ve 4). MD-2750 karotunda Birim-S1c denizel kavrılı siltli kilden oluşmaktadır (Şekil 5). Birim-S1c üstten B sismik yansıma yüzeyi tarafından üzerlenmektedir (Şekil 2). Bu yüzeye karşılık gelen litostratigrafik yüzey organik karbon analizine göre Erken Holosen Sapropel seviyesinin bitimini temsil etmektedir. Çağatay ve diğerleri (2000)'nin Marmara Denizi'nde yaptığı çalışmalarda Erken Holosen Sapropeli'nin bitimi G.Ö. 6400 yılı (<sup>14</sup>C yaşı) olarak saptanmıştır. Bu tarih karotta Birim-

S1c'nin en üst seviyesinden alınan  $^{14}\text{C}$  yaşı olan G.Ö. 6460 yılı ile doğrulanmaktadır. Sismik profillerde ayırtılan Birim-S1d ve Birim-S1c'nin, karotta  $^{14}\text{C}$  yaşlar ile belirlenen stratigrafik ilişkilerden G.Ö. 9800 ile 6400 yılları ( $^{14}\text{C}$  yaşı) arasında çökelediği saptanmıştır (Şekil 6).

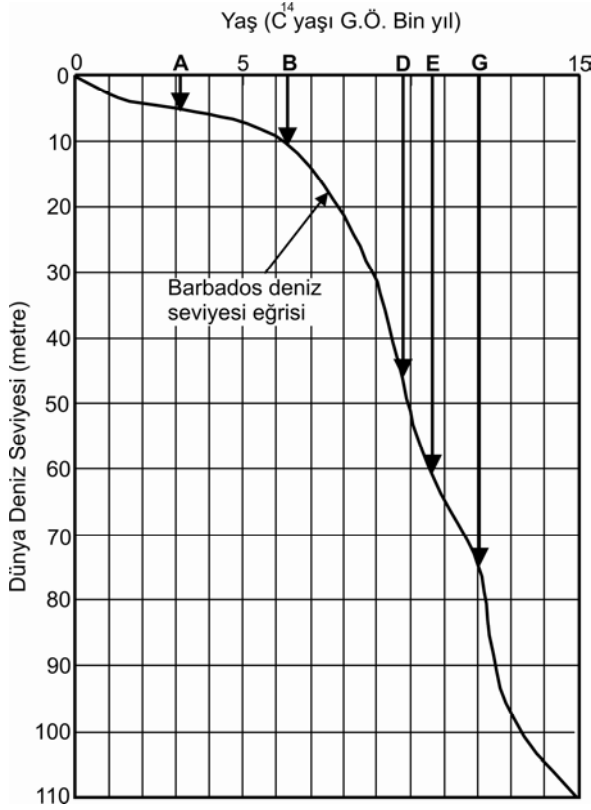
İstanbul Boğazı girişinde yer alan sismik profillerde gözlenen delta çökelleri şelf kenarında eğimli tabakalardan oluşan delta önü ve bunları üzerleyen yatay tabakalı delta düzlüğü çökellerinden oluşmaktadır. Delta çökellerinin MD-2750 karotunda açık deniz tarafındaki eşleniği altta denizel kavkılı killi silt; üste doğru ise siltli kile geçtiği gözlenmektedir. Delta biriminin üst sınırını oluşturan A sismik yansıma yüzeyinin MD-2750 karotundaki karşılığı olan litostratigrafik sınırın karotta yapılan organik karbon profilinde Geç Holosen Sapropel seviyesinin bitimine karşılık geldiği gözlenmektedir. Sismik profillerde Birim-S1c üstte Birim-S1b

tarafından uyumlu olarak üzerlenmektedir (Şekil 2). Birim-S1b'ye ait çökeller İstanbul Boğazı paleo-kanalının doğusunda şelf kenarında oldukça güçlü iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşan eğimli, klinoform tabakalar sunmaktadırlar. Bu geometrik özelliklerden Birim-S1b'nin delta çökelleri olduğu anlaşılmaktadır. oblik tabakalanmalar sunmaktadır (Şekil 4). Marmara Denizi'nde Çağatay ve diğerlerinin (1999) yaptığı çalışmada bu sapropel biriminin G.Ö. 3200 yılında sonlandığı belirlenmiştir. Buna göre delta çökeli de bu tarihte sonlanmış olmalıdır. Karotlarda  $^{14}\text{C}$  yaşları ve organik karbon profili kullanılarak elde edilen kronolojiden Birim-S1b'nin G.Ö. 6400 ile 3200 yılları arasında çökelediği anlaşılmaktadır. Delta çökellerine ait kalınlık haritasında bu çökellerin Kurbağalıdere Nehri ağzına yakın kalınlığının 22 m'ye vardığı gözlenmektedir (Şekil 7). Delta çökellerini kısmen uyumsuz üzerleyen Birim-S1a sismik profillerde birbirlerine uyumlu ve orta



Şekil 5. MD-2750 ve TSU03-13 karotlarının litostratigrafisi ve MD-2750 karotu boyunca organik karbon dağılımı





Şekil 6. Fairbanks (1989)'a ait dünya deniz seviyesi eğrisi. Harfler (A-G) sismik yansıma yüzeylerini temsil etmektedir

zayıflıkta iç sismik yansıma yüzeylerinden oluşan tabakalanmalar göstermektedir (Şekil 2). Birim-S1a şelf üzerinde TSU03-13 karotunda alt seviyelerde denizel fosil parçalı ince çakıllı kum ile ara katkılı denizel fosil kavkılı kumlu siltten, üste doğru ise denizel fosil kavkılı killi siltten oluşmaktadır (Şekil 5). Aynı birim paleo-kanal içerisinde MD-2750 karotunda daha ince taneli nadir deniz kavkılı kil ile temsil edilmektedir.

## Tartışma

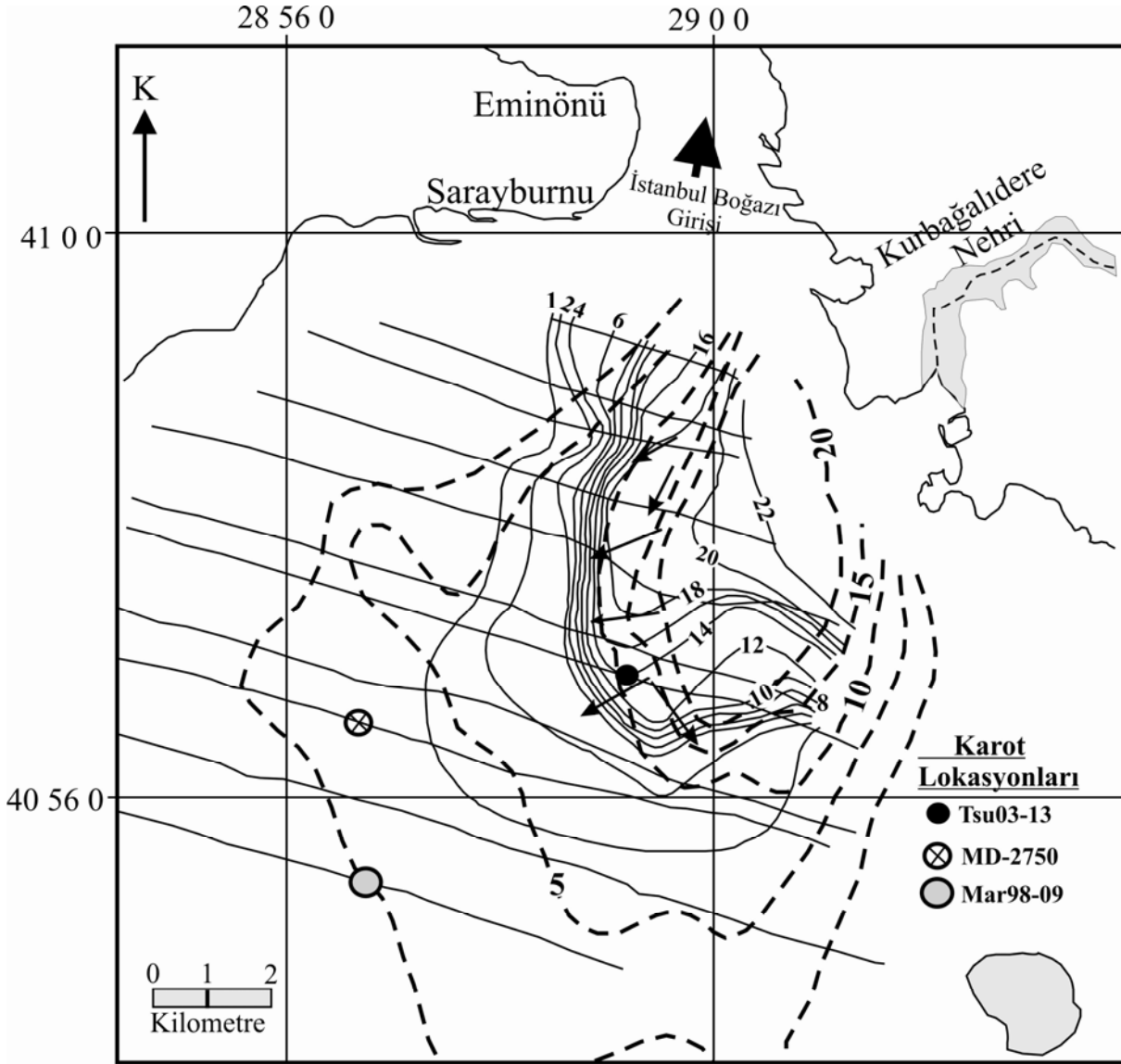
### Marmara Denizi'nde deniz seviyesi değişimleri

Sismik profillerde ayırtılan en yaşlı sedimenter birim olan Birim-S2, K sismik yansıma yüzeyi üzerinde çökelmekte ve üzerlediği çökelleri aşındırdığından uyumsuz karakterde geliştiği anlaşılmaktadır. İstanbul Boğazı girişinde yer alan karotlarda yapılan kronolojik çalışmalara göre bu uyumsuzluk

yüzeyi Son Buzul Maksimum dönemi (LGM) süresince Marmara Denizi'nin en düşük su seviyesinde geliştiği saptanmıştır. K sismik yansıma yüzeyinin profillerde 105 m su derinliğine kadar yüzeylemesi Marmara Denizi'nin su seviyesinin bu derinliğe kadar gerilediğini göstermektedir. Sismik profillerde K sismik yansıma yüzeyi üzerinde belirlenen en yaşlı çökel istifli olan Birim-S2, özellikle İstanbul Boğazı'nın Marmara Denizi girişindeki paleo-vadisini içerisinde çökelmektedir. Bu birim Son Buzul Maksimum döneminden (LGM) buzullar arası döneme geçerken Marmara Denizi'nde göl seviyesinin yükselmesi sonucunda İstanbul Boğazı girişinde boğazın paleo-vadisini dolduran çökeller olarak yorumlanmıştır. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişindeki sismik profillerde Holosen başlangıcı G sismik yansıma yüzeyi ile temsil olunmaktadır (Şekil 2). Birim-S2 ile Birim-S1f arasındaki sınırı oluşturan bu uyumsuzluk yüzeyi üzerinde İstanbul Boğazı girişinin özellikle doğu şelfinde -81 m'de gözlenen eski kıyıya ait aşınma düzlemi Marmara Denizi'nde daha önce farklı araştırmacılar tarafından belirlenen -85 m eski kıyısına ait taraçalar ile eş zamanlı ancak farklı su derinliğinde gözlenmektedir.

Marmara Denizi'nde farklı araştırmacıların karotlarda yaptıkları kronolojik çalışmalar -85 m eski kıyı çizgisinin yaklaşık G.Ö. 12 000 yılında oluştuğunu göstermektedir (Çağatay vd., 2003; Polonia vd., 2004). Bu dönemde gerçekleşen bir durağan göl seviyesinin Marmara Denizi'nin farklı şelf alanlarında -85 m'de taraça düzlüklerinin oluşmasına yol açtığı anlaşılmaktadır. Sismik profillerde ayırtılan Holosen yaşlı birimlerden en yaşlı olanı Birim-S1f'e ait kanal-bank kenarı çökellerinin şelfin doğusuna doğru kendisi ile eş zamanlı oluşmuş kıyı yüzü çökellerine geçtiği gözlenmektedir (Şekil 3). Bu çökeller -81 m taraçasını oluşturan durağan su seviyesi döneminden sonra başlayan transgresyon sonucunda gölün kıyısının kara tarafına gerilemesiyle gelişmiştir. Böylece G.Ö. 12 000 yıl sonrasında Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişinde boğazın uzantısındaki paleo-kanal içerisinde kanal-bank kenarı fasiyesinde çökelleme ile eş zamanlı bir





Şekil 7. Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan delta çökellerine ait bu çalışmada yapılan kalınlık haritası ile Hiscott vd. (2002)'ne ait kalınlık haritasının karşılaştırılması. Kalınlıklar metre cinsinden verilmiştir

transgresyonun varlığı görülmektedir. Kanal-bank kenarı çökelleri muhtemelen Karadeniz'in İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi'ne akması ile gerçekleşmiş olmalıdır. Böyle bir akıntının verisi özellikle Major ve diğerleri (2002)'lerinin Karadeniz'den alınan karotlar üzerinde yaptıkları gözlemlere dayanmaktadır. Buna göre Karadeniz'in 'Younger Dryas' döneminde (G.Ö. 11 000-10 000 yılları) su seviyesinin yükselerek Marmara Denizi'ne aktığı öne sürülmüştür. E sismik yansıma yüzeyinin temsil ettiği -71 m eski kıyısının gelişimi, Birim-S2'nin çökeli sonlandıktan hemen sonra bir regresyonun varlığını göstermektedir. Sismik profillerde Birim-S1'e

ait kanal-bank kenarı çökellerinin tepesi kısımlarının E sismik yansıma yüzeyi tarafından yontulması -71 m'de gelişen eski kıyının oluşumundan önce ve Birim-S2'nin çökeli sonlandıktan sonra gerçekleşen bir regresyon sonucunda oluşmuştur. Birim-S1'i uyumsuz olarak üzerleyen Birim-S1e kanal içerisinde yaygın çökelleri olarak gözlenirken şelfin özellikle doğusuna doğru kıyı yüzü çökellerine geçmesi, -71 m durağan deniz seviyesi döneminden sonra gelişen transgresyon ile kıyının gerilediğini göstermektedir. Transgresif çökelen Birim-S1e'yi D sismik yansıma yüzeyi uyumsuz olarak üzerlediğinden bu yüzeyin -71 m aşınma düzlüğünü üzerleyen kıyı yüzü

çökellerini aşındırdığı gözlenmektedir. Bu aşınmanın Birim-S1d'nin çökmesinden önce K sismik yansıma yüzeyi üzerinde -63 m'de oldukça geniş bir aşınma düzlüğünün oluşumu sırasında meydana geldiği anlaşılmaktadır. Bu zamanda -63 m'de durağan deniz seviyesinin ardından devam eden transgresyon sonucunda Birim-S1d kanal içerisinde yaygın fasiyesinde gelişirken, şelfin doğusunda transgresyon ile kıyının gerilediğini gösteren kıyı yüzü çökelleri meydana gelmiştir (Şekil 3).

Birim-S1c'yi uyumlu olarak üzerleyen Birim-S1b'ye ait tabakaların gözlenen geometrik özelliklerinden delta çökeli oldukları anlaşılmaktadır. Marmara Denizi'nde farklı araştırmacıların da incelediği bu delta çökellerinin kökeni Marmara Denizi'nin paleoşinografisi açısından oldukça önemlidir. Hiscott ve diğerleri (2002) ile Aksu ve diğerleri (2002)'ne göre, İstanbul Boğazı yolu ile G.Ö. 10 000 yıl önce Marmara Denizi'ne akmaya başlayan Karadeniz suları G.Ö. 10 000-9000 yılları arasında İstanbul Boğazı girişinde delta oluşumunu sağlamıştır. Bu çalışmada yapılan delta çökellerine ait kalınlık haritası Hiscott ve diğerleri (2002) tarafından ortaya konulan kalınlık haritasıyla karşılaştırıldığında delta yayılımında önemli bir farklılık gözlenmektedir (Şekil 7). Bu çalışmada hazırlanan kalınlık haritasında delta lobunun en kalın gözlendiği (22 m) Kurbağalıdere Nehri ağzından güneybatıya doğru yayıldığı gözlenmektedir. Delta klinoformlarının (foresetlerinin) vektörel bileşke yönleri genelde GD ve GB'dır. Kalınlık haritasındaki delta lobunun geometrisi ve fohset bileşke yönleri bu deltanın açıkça Kurbağalıdere Nehri'nden kaynaklandığını göstermektedir. Deltanın oluşumuna yol açan sebepleri açıklamak gerekirse en önemli etken deniz seviyesi değişimi olmalıdır. Dünya deniz seviyesi eğrilerinde yaklaşık G.Ö. 6500 yılında deniz seviyesi yükselmesinde bir düşüş olduğu bilinmektedir (Fairbanks, 1989; Şekil 6). Bu çalışma kapsamında MD-2750 karotunda yapılan kronolojik çalışmalar sonucunda Birim-S1b çökeli sırasında sedimantasyon hızının arttığı saptanmıştır. Deniz seviyesi artışındaki azalma ile birlikte karadan çökel geliminin iklimsel olarak artması deltaik çökelenin

başlamasını sağlamıştır. Kurbağalıdere Nehri'nden gelen kırıntı miktarının deniz seviyesindeki artış miktarına göre düşük kalması delta oluşumunu sona erdirmiştir.

## Sonuç

Marmara Denizi İstanbul Boğazı girişinde yeralan sismik profil ve karotlarda yapılan sismik stratigrafik ve kronostratigrafik çalışmalar sonucunda Son Buzul Maksimum (LGM) döneminden günümüze deniz seviyesi değişimleri saptanmıştır. İstanbul Boğazı girişinde sismik profillerde ayırtılan yedi farklı sediment birim Son Buzul Maksimum (LGM) dönemini temsil eden uyumsuzluk yüzeyini üzerlemektedir. Bu birimlerin çökme dönemleri karotlarda yapılan <sup>14</sup>C yaşlandırma analizleri ile tayin edilmiştir. Sismik profillerde İstanbul Boğazı paleo-kanalının Marmara Denizi girişindeki uzantısında gözlenen en yaşlı çökel birimi Birim-S2 olup Son Buzul Maksimum dönemi sonrası transgresif çökelmeyi temsil etmektedir. Marmara Denizi'nde Son Buzul Maksimum döneminin ardından artan dünya deniz seviyesine bağlı olarak Akdeniz suları G.Ö. 12 000 yılında Çanakkale Boğazı eşik seviyesine ulaşmış ve Marmara Denizi'ne akmaya başlamıştır (Çağatay vd., 2000). Holosen başlangıcı İstanbul Boğazı girişinde Birim-S1f'e ait çökellerin oluşması ile temsil olunur. Holosen başında su seviyesinin -83 m'de durağan hale geldiği sismik profillerde bu derinlikte gözlenen kıyı aşındırma düzlüklerinin varlığından anlaşılmaktadır. Birim-S1f'e ait çökellerin paleo-kanal içerisinde kanal-bank kenarı fasiyesinde gözlenmeleri Karadeniz'in Marmara Denizi'ne G.Ö. 12 000-10 600 yılları arasında aktığını göstermektedir. Kanal-bank kenarı çökelinin bitiminden hemen sonra yaşanan regresyon ile -65 m'lerdeki deniz seviyesi -71 m'ye gerilemiş ve bu seviyede durağan deniz seviyesi yaşanmıştır.

Holosen içerisinde 'Younger Dryas' döneminden sonra deniz seviyesinin -63 m'ye tekrar yükseldiği sismik profillerde gözlenen kıyı aşındırma düzlüklerinin varlığından anlaşılmaktadır. Holosen ortalarında deniz

seviyesi artış hızındaki azalma ve karadan sediman gelimindeki artışın sonucunda İstanbul Boğazı girişi doğusunda delta çökelleri gelişmiştir. Sismik profillerde bu çökelleri temsil eden birime ait yapılan kalınlık haritası ve foreset eğimleri bu deltanın Kurbağalıdere Nehri'nden kaynaklandığını göstermektedir. Bu çalışma kapsamında incelenen karotlarda yapılan kronolojik çalışmalar ile bu deltanın G.Ö. 6400 ile 3200 yılları arasında oluştuğu saptanmıştır.

## **Kaynaklar**

- Aksu, A.E., Hiscott, R.N. Kaminski, M.A., Yaşar, D. (2002). Last glacial-Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea. *Marine Geology*, **190**, 119-149.
- Çağatay, M.N. Algan, O. Sakıncı, M. Eastoe, C. Egesel, L. Balkıs, N. Ongan, D. ve Caner, H. (1999). A late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara shelf and its palaeoceanographic significance. *Quaternary Geology Reviews*, **18**, 531-540.
- Çağatay, M.N, Görür, N., Algan, A, Eastoe, C.J., Tchapylyga, A., Ongan, D., Kuhn, T, Kuşcu, İ. (2000). Late Glacial-Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea. *Marine Geology*, **167**, 191-206.
- Çağatay, M.N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, M.-H, Capotondi, L., McHugh, C, Emre, Ö., Eriş, K. (2003). Sea level changes and depositional environments in the İzmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. *Marine Geology*, **202**, 159-173.
- EİE, (1993). Sediment data and sediment transport amount for surface water in Turkey. Türkiye Elektrik İşleri Etüd Dairesi Genel Müdürlüğü, Ankara, *EIE Publications*, No.68.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, **342**, 637-642.
- Gaudette, H., Flight, W., Tones, L. ve Folger, D. (1974). An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 249-253.
- Göktaşan, E., Algan, O., Tur, H., Meriç, E., Türker, A., Şimşek, M. (2005). Delta formation at the southern entrance of Istanbul Strait (Marmara sea, Turkey): a new interpretation based on high-resolution seismic stratigraphy. *Geo-Marine Letters*, **25**, 370-377.
- Hiscott, R. N. Aksu, A. E., D. Kaminski, M. A., Mudie, P. J. Kostylev, V. E. MacDonald, J. C.I., leri F.I. ve Lord ,A. R. (2002). Deltas south of the Bosphorus Strait record persistent Black Sea outflow to the Marmara Sea since ~10 ka, *Marine Geology*, **190**, 95-118.
- Major, C., Ryan, W. Lericolais, G. ve Hajdas, I. (2002). Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition, *Marine Geology*, **190**, 19-34.
- Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Çağatay, N., Capatondi, L., Cormier, M.H., Görür, N., McHugh, C., Seeber, L. (2004). Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 411-426.
- Ryan, W.B.F., C. Major., Lericolais, G. and S.L., Goldstein. (2003). Catastrophic Flooding Of the Black Sea. *Annual Review Earth Planetary Science*, **31**, 525-554.
- Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, Ch., Emesi, K.C., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M. (2003). Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1?. Evidence from the Marmara Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **190**, 9-21.
- Stanley, D.J. ve Blanpied, C. (1980). Late Quaternary water exchange between the eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, **285**, 537-541.