

## İzmit Körfezi'nin Sığ Sismik Verilerle Sismik Stratigrafik İncelenmesi

Hatice KARAKILÇIK\*<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Çukurova Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

Geliş tarihi: 13.06.2016

Kabul tarihi: 23.11.2016

### Öz

Uniboom sığ sismik yöntem kullanarak İzmit Körfezi'nden sığ sismik kayıtlar elde edilmiştir. Kayıtların toplam uzunluğu ortalama 300 km'dir. Sismik ve batimetrik verilerin dışında, mevcut alan jeoloji bilgisi bu çalışmanın yorumlanmasında bir temel oluşturmuştur. Sismik kesitlerin her biri kendi içlerinde birbirleri ile ilişkili yapısal ve stratigrafik anlamda yorumlanmıştır. Bunun sonucu olarak da sismik stratigrafik birimler ve faylar sismik kesitlerde belirlenmişlerdir. İnceleme sahasından elde edilen sismik verilerin yorumlanmasında sismik stratigrafik metod kullanarak üstten alta doğru güncel sediman birimler, son buzul dönemine ait aşınma yüzeyi ve akustik temel üzerinde görülen bu periyot'tan önce oluşmuş eski sedimanlar tanımlanmışlardır. Yaşlıdan gence doğru 4 farklı tip sismik stratigrafik birim örneğin 1, 2, 3 ve 4 no'lu birimler sismik kesitlerde belirlenmiştir. Holosen öncesi birimlerle (2 no'lu birim) Holosen transgresyonu (Flandriyan transgresyonu) sırasında çökelen güncel birimleri (3, 4) ayırt edilmiştir. Sekans kalınlıklarının 5 ile 43 ms (milisaniye) arasında değiştiği tespit edilmiştir. Sismik kesitlerde tespit edilen 'Uyumsuzluk Yüzeyi', yüksek yansıma amplitüdü (genlikli), dalgalı yapı göstermektedir ve genç sedimanların bu yüzeye yaslanarak sonlandıkları belirlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Sığ sismik, İzmit Körfezi, Sismik stratigrafisi, Deniz seviyesi değişimleri

### Seismic Stratigraphical Investigation of Izmit Gulf with Shallow Seismic Data

#### Abstract

By using Uniboom system, 45 lines of shallow seismic records were obtained in Gulf of Izmit. Total length of the lines is approximately 300 km. Apart from the seismic and bathymetric data, available field geology knowledge was formed a basis for interpretations in this study. Each of the seismic sections in itself be associated with each other have been interpreted stratigraphic and structural sense. As a result, the seismic stratigraphic units and faults have been determined in the seismic sections. By interpretation of seismic data obtained from the field of investigation using seismic stratigraphic method, the following units have been defined from top the bottom; recent sediments, truncation surface belongs to last glacial periods and older sediments formed earlier to this period seen on acoustic basement. From old to young a

---

\* Sorumlu yazar (Corresponding author): Hatice KARAKILÇIK, [hkilcik@cu.edu.tr](mailto:hkilcik@cu.edu.tr)

total of 4 different type seismic stratigraphic unit such as 1, 2, 3 and 4 have been identified in the seismic sections. During the Holocene transgression (Flandrian transgression) deposited to date units (3, 4) with pre-Holocene unit (2) are distinguished. Sequence thickness varies between 5 and 45 miliseconds. Unconformity surface, which is determined in the seismic sections, shows high reflection amplitude, undulating structures in all sections and the younger sediments are seen terminating by leaning on this surface.

**Keywords:** Shallow seismic, Izmit Gulf, Seismic stratigraphy, Sea level change

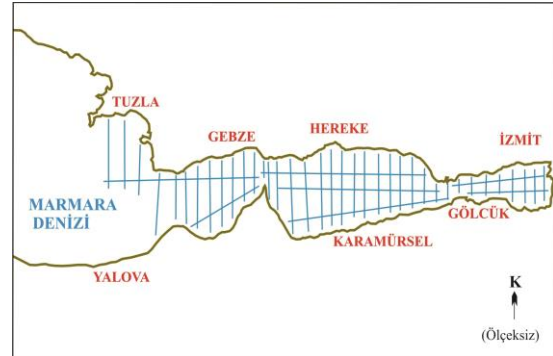
## 1. GİRİŞ

İzmit Körfezi, Marmara Denizi'nin doğusunda Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) egemen olduğu aktif fayların etkisinde olan bölgede yer almaktadır. İzmit Körfezi yaklaşık 50 km uzunluklu ve 1,5-10 km arası genişlikte olup, doğu yönde daralır ve 3 bölümden oluşur. Marmara Denizi'nin doğu yönde ki uzantısı olan ve KAF Zonu sisteminde biçimlendirilmiş, D-B yönlü bir grabendir.

Yerkürenin gerek kara-kıta kesimleri ve gerekse deniz okyanus kesimleri, jeolojik zamanlar boyunca, birçok oluşum-gelişim ve değişim süreçleri geçirirken; günümüzde görülen deniz yüzeyi seviyesinin de, çok çeşitli nedenlere bağlı olarak, alçalma, yükselme dönemlerini içeren, salınımlar gösterdiği bilinmektedir. İnceleme alanında ki deniz jeolojisi-jeofiziği çalışmasının ana amacı, İzmit Körfezi'nin denizel sığ sismik veriler yardımıyla değerlendirilmesi ve bölgenin geç Kuvaterner döneminde ki sismik stratigrafisinin belirlenmesidir. Bu çalışmada bölgede daha önce yapılan bazı jeolojik, jeomorfolojik çalışmalardan yararlanılmıştır. İnceleme alanını oluşturan İzmit Körfezi'ne ait tek kanallı analog sığ sismik veriler Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığından (SHOD) sağlanmıştır. Bu çalışmada sismik veriler Seyir Hidrografi ve Oşinografi dairesi Başkanlığına ait Çubuklu gemisi teknik elamanlarınca alınmış olup, sismik yansıma verilerinin alınmasında UNIBOOM sismik yansıma sistemleri kullanılmıştır.

Bu çalışmada, İzmit Körfezi ve çevresinin jeolojik, yapısal ve sismolojik verilerinin sığ sismik

verilerle ilişkilendirilerek değerlendirilmesi amaçlanmıştır. Bunun içinde İzmit Körfezi'nde alınmış olan K-G doğrultulu 37, D-B doğrultulu 7 sığ sismik profil (Şekil 1) oluşan yaklaşık 300 km uzunluğunda ki sismik profiller sismik stratigrafik yorumlanma yöntemi ile değerlendirilmiştir. Bölgenin dip altı sismik stratigrafik yorumlanması yapılarak, körfezin çökel ortam koşullarının belirlenmesi (birikim ve aşınım), Holosen ya da Flandriyen transgresyonu ile başlayan sediman kalınlıklarının tespiti, bölgenin batimetri haritasının yorumu ve son olarak da yüzeye yakın gaz birikimleri varsa ortaya çıkarılması hedeflenmiştir. Yüzeye yakın olası faylar sismik kesitlerde belirlenerek bölgenin tektonik özellikleri araştırılmıştır.



Şekil 1. İzmit Körfezi'nden elde edilen tek kanallı sığ sismik profillerin lokasyon haritası

## 2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

### 2.1. Deniz Seviyesi Değişimlerinin Nedenleri

Jeolojik devirler boyunca dünya denizlerinin seviyesi birçok salınımlara maruz kalmışlardır.

Çeşitli araştırmacılar, deniz seviyesinde ki bu salınımların nedenlerini, östatik, isostatik ve jeoidal olarak, üç geniş gruba ayırmışlardır [1-6].

Östatik etki, Denizleri oluşturan su kütesinin miktarında ki değişimlerden kaynaklanan ve global ölçekte olan deniz seviyesi rejimine östasi (eustasy) adı verilmektedir [7]. Suess (1885), 20nci yüzyılın başlarında “Eustasy” terimini “deniz seviyesinin yerküre bazında ki değişimleri” olarak tarif etmiştir [8]. Bu görüşten kaynaklanarak kıyı çizgisinin transgresyonu'nun ve regresyonu'nun östasi'den kaynaklandığı kabul edilmiştir. Östatik nedenlerden kaynaklanan deniz seviyesi değişimleri global ölçekte etkili olmaktadır. Glasiyel östatik değişimler buzulların alanında ve hacminde ki değişikliklerden kaynaklanmaktadır. Buzul dönemlerde okyanuslardan buharlaşan suların büyük bir kısmının karalar üzerinde buzula dönüşmesi sonucu deniz seviyesi düşmüştür. Örneğin son buzul (glasiyel) maksimumunda (18000 yıl öncesi) deniz seviyesinin 100-130 m düştüğü çeşitli araştırmacılar tarafından açıklanmıştır [9]. Buzullar arası dönemlerde ise eriyen buzulların denize su olarak dönmesi sonucu deniz seviyesi yükselmiştir. Örneğin; Antartika ve Grönland da ki buzul kütlelerinin erimesiyle deniz seviyesininin 70 m yükseleceği öne sürülmüştür [10].

Tektonizmaya bağlı östatik değişimler okyanus havzalarının tektonizma sonucu şekil/hacim değişikliğinden kaynaklanmaktadır. Örneğin deniz tabanı yayılması (sea floor spreading) ile okyanus havzalarının kapasitelerinin gelecek 100 yılda %6 oranında artacağı öne sürülmüştür [10]. Tektonik, iklim koşullarıyla birlikte, çökecek sedimanların miktarını ve tipini kontrol etmektedir. Dolayısıyla tektonik, stratigrafiyi kontrol eden temel fonksiyondur. Her bir tektonik işlev, zaman içinde ki yeri, devamlılığı ve bölgesel yayılımı vasıtasıyla tanımlanabilmektedir. Sedimantasyona bağlı östatik değişimler okyanus havzalarında ki sediman birikiminden kaynaklanmaktadır. Tektonik ve östasi arasında ki ilişkiden kaynaklanan ve kara üzerinde ki bir noktaya göre olan deniz seviyesinde ki alçalma veya yükselmelere deniz seviyesininin göreceli değişmesi

(Relative change of sea level, RSL) ‘RSL’ adı verilmektedir [10].

İzostatik etkenlerden kaynaklanan deniz seviyesi değişimleri daha çok bölgesel olarak etkili olmakta olup iki farklı alt gruba ayrılmaktadır. Buzul izostatik değişimler buzul dönemlerde yerkabuğu üzerinde buzul tabakalarının oluşması, buzullar arası dönemlerde ise bu tabakalarının erimesi bu gibi bölgelerde izostatik hareketler neden olmuştur. Bu izostatik hareketler sonucu deniz seviyesinde salınımlar meydana gelmiştir. Örneğin İskandinavya ve Kanada da, buzulların kalkmasından bu yana geçen 20-25 bin yıl süre içersin de bu alanlar birkaç yüz metre kadar yükselmişlerdir [10]. Dolayısı ile deniz seviyesi karaya nazaran göreceli olarak, aynı miktarda, düşmüştür. Jeoidal nedenlerden kaynaklanan deniz seviyesi değişimleri de bölgesel olarak etkili olmaktadır. Esas olarak arzın yer çekim ivmesinin değişmesinden kaynaklanmaktadır. Özellikle yüksek enlemlerde yer alan buzul kütlelerinin erimesi veya oluşması, arzın rotasyonel hareketinde ve kütle dağılımında değişimlere neden olmakta olup bu ise serbest deniz yüzeyini temsil eden jeoid yüzeyinde amplitüdüleri birkaç metre civarında olan dalgalanmalara neden olmaktadır [10].

Ediger ve Ergin [11]'in, İzmit Körfezi'nden farklı noktalarından elde ettikleri sondaj verilerine göre, körfezde yapılan sedimentolojik-paleontolojik incelemelerinde iki adet kaba kırıntılı istifin, çamur katmanları ile ardalanmalı olarak gelişmiş olduğunu belirlemişlerdir. Düşük enerjili ortamı işaret eden çamur katmanları içerisinde ki organizmalar körfezin, Akdeniz ve Karadeniz kökenli sular tarafından devamlı olarak etkilenmiş olduğunu ortaya koymaktadır [12-13]. Kaba taneli çökeller ise, bölgede ki deniz düzeyi değişimleri, tektonik etkenler ve bunlara bağlı olarak sediment getiriminde ki değişimlerin varlığını işaret etmektedir.

## 2.2. Çalışma Alanının Jeolojisi ve Sismotektoniği

Neotektonik dönemle birlikte Arabistan levhası ile Anadolu levhası arasında bir çarpışma



17 Ağustos 1999 tarihinde merkezi İzmit kentinin yaklaşık 12 km güneydoğusunda Gölcük ilçesi civarında olan  $M_w=7,4$  olan büyük bir deprem meydana gelmiştir. Bu deprem sırasında, Düzce'nin güneybatısından Marmara denizinde Yalova'nın kuzeybatısına kadar yaklaşık uzunluğu 120 kilometreyi aşan bir kırık oluşmuştur. Deprem odak çözümü incelendiğinde depremin sağ yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde geliştiği gözlenmektedir. Bu çözüm de KAFZ'nun genel karakteristiğine uymaktadır.

17 Ağustos 1999 Marmara (İzmit) depremi ardından yapılan yeni çalışmalar, Marmara Denizi'nde KAFZ'na ait yeni bir kırığın, daha önce ki çalışmaların aksine [27] İzmit Körfezi ile Ganos Dağları arasında Marmara Denizi'ni yaklaşık D-B istikametinde kat ettiği belirlenmiştir [28].

Bilindiği gibi KAF sismolojik-sismotektonik özellikleri iyi bilinen dünyanın en önemli doğrultu atımlı faylarından birisidir ve Türkiye'nin en önemli tektonik unsurlarından birisini oluşturmaktadır. İçerisinde birçok fay parçasını (segment) barındırdığı için de bir zon özelliği taşımaktadır ve KAFZ olarak adlandırılmaktadır. KAFZ, 1939 Erzincan Depremi sonrasında bilimsel açıdan ilk tanımlanması yapılmıştır ve sağ yönlü doğrultu atımlı fay olarak nitelendirilmiştir. KAFZ üzerinde 2 sismik boşluk tanımlanmıştır. Bu sismik boşluklardan bir tanesi KAFZ'nun doğu kısmında  $42-43^\circ$  D boylamları arasında, batı kısmında ise  $30^\circ$  D boylamı arası arasında kalan bölgedir. 17 Ağustos 1999 Depremi'nin boylamı  $29.95^\circ$  D olup, sismik boşluk olarak tanımlanan alan kırılmıştır [29].

İzmit Körfezi'nin sismik verileri körfezin yapısal özellikleriyle uyumlu bir örnek sergilemektedir. Mikro-depremler körfezin çevresinde yoğunlaşmaktadır. Özellikle güney kıyılarda ki mikro-depremler kuzeye nispeten sayıca daha fazladır. Ayrıca, körfezi ikiye bölen İzmit'ten Marmara'ya uzanan yaklaşık D-B yönünde bir çizgi boyunca mikro-depremler gözlenmektedir. Körfezin çöküntü alanlarında mikro-deprem sayısında ki önemli sayıda bir azalma ise dikkat çekicidir. İzmit Körfezi'nde tarihsel ve aletsel

dönemde gözlenen orta ve büyük ölçekli depremler, mikro depremlerden farklı olarak, körfezin yapısını oluşturan doğrultu atımlı faylar boyunca yoğunlaşmış görüntüsü vermektedir.

### 3. MATERYAL VE METOT

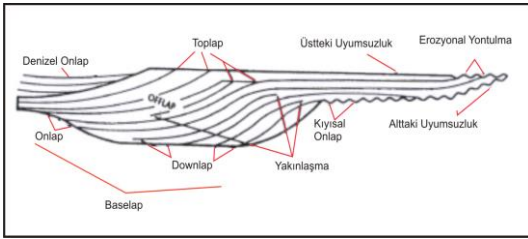
Veri toplama çalışmaları SHOD'e ait 'Çubuklu Gemisi' ile yürütülmüştür. Veri toplama sırasında geminin rotasının ve istenilen anda mevkisinin saptanmasında 'Decca Triisponder' sistemi kullanılmıştır. Bu çalışmada dip altına ait tabakaların belirlenmesinde Uniboom sığ sismik sistemi (Model-230) kullanılmış olup, bu sistemin bazı teknik özellikleri aşağıda sıralanmıştır.

Enerji Seviyesi: 300 Ws (J)  
Kayıt Uzunluğu: Maksimum 200 ms  
Trigger Rate:  $3*100$  ms  
Sabit Kazanç: 60 dB civarında  
Frekans Bandı: 400 Hz-14 kHz  
Süzgeç Tipi: Low-cut 1000 Hz (Kayıt kalitesine göre ayarlandı)

Sismik verilerin toplanması esnasında gemi hızı 4-4,5 mil/saat olarak ayarlanmıştır.

Bu çalışmaya ait yüksek ayırmalı sismik yansıma kayıtlarının yorumlanmasında 'Sismik Stratigrafik' yöntem uygulanmıştır. Bu yöntem, sismik yansıma kesitlerinden yararlanılarak jeolojik bilgilerin stratigrafi kullanımı ile elde edilmesi ilkesine dayanmaktadır. Genelde sismik yansımalar, tabaka yüzeyleri veya uyumsuzluklar boyunca oluşan yeterince güçlü akustik empedans ( $\text{hız} \times \text{yoğunluk}$ ) farklılıklarından kaynaklanmaktadır [6]. Dolayısı ile yansımalar çökellerin ve çökel ortamların belirleyicisidirler. Sismik kesitler kullanılarak litofasiyes, paleobatimetre, paleocoğrafya, şelf kenarı ve diğerleri gibi birçok stratigrafi değişkeninin çeşitli amaçlı haritalamaları ve korelasyonları yapılabilmektedir. Sismik stratigrafik yorumlamada ilk aşama, seri (sequence) analizi olup, çökel serilerinin ayırt edilmesidir [30]. Çökel serileri, uyumsuzluk yüzeyleri ve/veya bunların korele edilebilen uyumlu yüzeyleri ile sınırlandırılmışlardır [31].

Çökel serileri içerisinde ki sismik yansımaların bu yüzeylerde sona ermeleri, çökel serilerinin belirlenmesinde kullanılmaktadırlar. Yansımaların, alt ve üst yüzeylerinde ki sona erme durumlarına göre kullanılan terimler Şekil 3'te gösterilmiştir. Sismik stratigrafik yorumlamada ikinci aşama olan 'fasiyes analizi' çökel serileri içerisinde ki farklı sismik yansımaların belirlenmesidir [31]. Sismik stratigrafik yorumlamanın en son aşaması da çökel serileri ile deniz seviyesi değişimlerinin korele edilmesidir. Sismik stratigrafide çökel serilerin sınırlarının, genel olarak, deniz seviyesinde ki alçalma-yükselme hareketleriyle ilgili olduğu kabul edilmektedir [32]. Deniz seviyesinde meydana gelen salınımların bilinmesi ile de, çökel serisinin hangi yaşta olabileceği hakkında yorum yapma imkanı doğmaktadır.



Şekil 3. Temel tabaka bitme şekilleri ve adlamaları [30]

İzmit Körfezi'nde, sismik verilerin elde edilmesinde kullanılan 'Uniboom Sistemi' çok geniş bir kullanım alanına sahiptir. Sismik kesitlerde ortalama sismik dalga yayılım hızı; deniz suyu için 1500 m/s, sedimanter kayalar için 1700 m/s dir.

#### 4. ARAŞTIRMA BULGULARI

##### 4.1. İzmit Körfezi'nin Batimetrik Özellikleri

Genişliği 1800 m (Tütünçiftlik ve Yüzbaşılar, Gölcük arası) ile 9800 m (Hereke ve Karamürsel arası) arasında değişen İzmit Körfezi, en doğuda ki İzmit havzasından ayrı olarak, biri Hersek burnunun batısında, diğeri ise doğusunda ki fay kontrollü iki derin deniz çukurundan oluşmaktadır (Şekil 4). Hersek burnunun doğusunda ki Karamürsel havzası yaklaşık olarak 18 km uzunluğunda 10 km genişliğindedir. Doğuda ki

çukurluğun en derin yeri Ulaşlı açıklarında 204 metre'dir [33]. Güney kesimi kuzeyine göre daha eğimlidir. Batıda ki Çınarcık havzası ise Marmara Denizi'nin en büyük havzasıdır. Bu çukurluklar Pliyosen'de oluşan sismik aktivitenin denetiminde gelişmişlerdir [34-35].



Şekil 4. İzmit Körfezi'nin batimetrik haritası, Eşderinlik çizgileri 10 metre'de birdir ([33 ve 35]'den değiştirilerek alınmıştır)

Körfez tabanı boyunca güney yamaçlar genelde kuzey yamaçlardan daha diktir (Şekil 4). Güney yamaçların eğimi 10-150 m derinlikler arasında tekdüze/değişmez iken, kuzey yamaçlar, özellikle Hereke açıklarında 125 m derinliğe dek tatlı eğimli, ancak 125-200 m derinlikler arasında dik dalımlıdır. Orta çöküntü alanının güney bölümü 0-50 m derinlikler arasında dik, 50-125 m derinlikler arasında ise daha düşük eğimler sergiler. Tatlı dalımlı yamaçlar Körfez doğu bölümü için de geçerli bir olgudur [36].

Körfez kıyıları 1-4 km arasında değişen sahil düzlükleriyle çevrelenmiştir. Sahil düzlükleri kuzey ve güneye gidildikçe yükselti kazanırlar. Körfezin Marmara Denizi'nden İzmit'e kadar uzanan kuzey kıyıları genelde yüksek kıyılarıdır. Bununla birlikte, dar alanlarda biriken yamaç molozuyla alçak kıyıları oluşmuştur. Körfezin güney kıyıları ise batıda Sarısu Deresi, Kılıç Dere ve Çay Dere, ortada Yalak Dere ve doğuda Kavaklı Dere, Hisar Dere ve Batak Dere'nin oluşturduğu deltalarla çevrelenmiştir. Körfez'in morfolojik yapısında önemli rol oynayan Yalakdere ve Laledere deltaları körfezin güney kıyısında yer almaktadır. Deltalar körfezin içine kadar kamalar halinde ilerler [37]. Sismik kesitlerde de bu yapılar tespit edilmiştir. Taban topoğrafyası göz önüne alındığında iki ana depresyon alanının varlığı görülmektedir. İzmit Grabeni olarak adlandırılan bu çukurlar, Pliyosen'den beri aktif olan faylar tarafından şekillendirilmiştir [38].

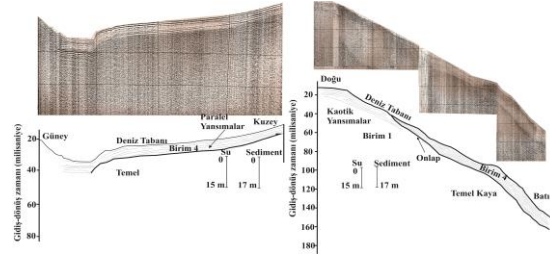


## 4.2. Dip Altı Sismik Stratigrafisi

Bu çalışmada körfez içerisinde elde edilmiş olan 44 adet sığ sismik profiller değerlendirilmiştir. İnceleme alanına ait sığ sismik veriler üzerinde yapılan yorumlamalarla hazırlanan kesitlerin sismo-stratigrafik analizleri ve değerlendirilmesi sonucunda Holosen dönemine ait (Geç Kuvaterner) birimler belirlenerek çökdikleri devrelere ilişkin yorumlar yapılmıştır. Sismik kesitlerde stratigrafik açıdan üstten alta doğru, güncel çökeller, son buzul dönemine ait aşınım yüzeyi ve bu dönem öncesi körfezde var olan istifin tamamını temsil eden daha eski çökeller ayırt edilmiştir.

Dip altı sığ sismik kesitlerinde, çalışma sahası içinde ki akustik temel (1) üzerinde üç farklı depolanma istifleri (2, 3 ve 4) belirlenmiştir. Sismik kesitlerde '1' olarak isimlendirilen akustik temel muhtemelen taban kayayı temsil etmektedir. 1 üzerinde yaşlıdan gence doğru sırasıyla 2, 3 ve 4 no'lu birimler çökelmiştir. Holosen öncesi birimlerle (2 no'lu birim) Holosen transgresyonu (Flandriyan transgresyonu) sırasında çökelen güncel birimleri (3, 4) ayırt edilmiştir (Şekil 5-9). Sismik kesitlerde, birimler içerisinde farklı uyumsuzluk yüzeyleri tespit edilmiştir (Şekil 7 ve 9). Bölgenin aktif tektoniğinin bu uyumsuzluk yüzeylerinin oluşmasında belirleyici unsur olduğu düşünülmektedir.

Deniz tabanı tekrarlı yansımaları (Multiple), su derinliğinin az olması nedeni ile bazı kesimlerde sorun yaratsa da genelde bu çalışmanın yapıldığı derin kesimlerde sorun olmamıştır (Şekil 6). Sismik kayıtların değerlendirilmesi sonucu araştırma sahasında normal faylar tespit edilmiştir (Şekil 6-9). Marmara Denizinde ki bölgesel ölçekli faylar genellikle doğu-batı gidişlidir. Kıyıya dik ve paralel olan sismik kesitlerde bu faylar tespit edilmiştir. Sismik kesitlerde görülen topoğrafik değişimlerin büyük bir bölümü, akıntıların aşındırma zonları ile birlikte; deniz düzeyi değişimlerinin durağan (Stillstand) dönemlerinde ki kıyı aşınmalarının izleri olarak değerlendirilebilir.



**Şekil 5.** Paralel ve kaotik yansıma şekilleri (Sismik stratigrafik birim 4 tüm kesitlerde tespit edilmiştir. Sol tarafta ki sismik kesit kıyıya dik, sağ tarafta ki sismik kesit ise kıyıya paralel bir kesittir)

17 Ağustos 1999 Gölcük depremi sonucunda, Sapanca-Gölcük segmanının uzantısı olarak İzmit Körfezi'ne Baş İskele mevkiinde giren Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Seymen, Kavaklı, Gölcük ve Değirmendere bölgelerinde kıyasal çökmelere neden olmuştur. Doğu ve orta basenleri gevşeyen bükümlerle aşan fay, Hersek deltası doğusunda ki çukurun ortasından geçerken tipik bir negatif çiçek yapısına dönüşmüştür. Bu çukurluğun kuzey ve güneyinde bulunan ve derinde gömülü ana faya açılı normal faylar, gevşeyen büküm karakterini sürdürerek bu havzayı şekillendirmiştir. Fay bu lokaliteden sonra Hersek deltasının az dayanımlı yüzey örtüsünü parçalamadan, altında ki suya doymuş çamurları geçerek, Tuzla Burnu önlerine kadar uzanmıştır. KAF'nın İzmit Körfezi içinde gevşeyen bükümlerden oluşan tek bir fay olduğu söylenmektedir [35].

### 4.2.1. Akustik Temel

Akustik temel (1), yorumu yapılan sismik kayıtlarda (Şekil 5-8) genellikle karmaşık yansıma şekilleriyle ayırt edilmiştir. Ancak bazı kayıtlarda (Şekiller) dalgalı yansıma şekilleri göstermesi bu serinin kıvrımlanma hareketlerine maruz kaldığını ifade etmektedir. Akustik temel, kara jeolojisi ile korele edildiğinde Triyas yaşında ki kırıntılı kayalardan oluştuğu düşünülmektedir. Faylarla kesilmiş olan akustik temelin üst yüzeyi engebeli bir yapı arz etmektedir (Şekil 6-9). Sismik yansıma kesitlerinde temel kaya birimlerinin nadiren eğimli bir yapıya sahip oldukları görülmektedir. Fakat bu yapı içerisinde yerel ve süresiz, dalgalı kıvrımlı kesimler de vardır. Çalışma alanında ki K-G

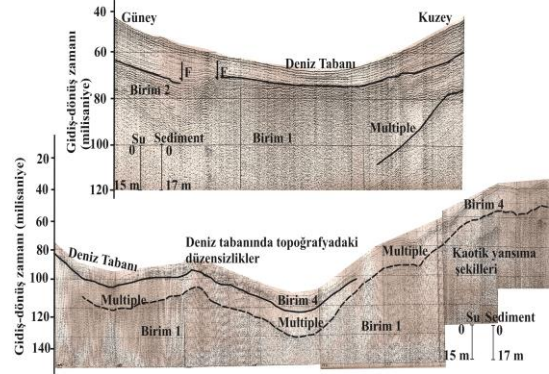
doğrultulu, kıyıya dik hatlarda iyi gözlenen kıvrımların eksenleri yaklaşık D-B doğrultusunda uzanmaktadır.

#### 4.2.2. Sismik Stratigrafik Birim 4

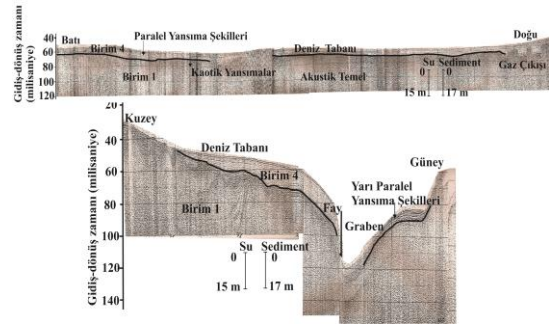
Sismik Stratigrafik birim 4'ün üst sınırı tüm sismik kayıtlarda deniz tabanını temsil etmektedir (Şekil 5-9). Çalışma sahasının en genç birimi olup güncel depolanmayı temsil etmektedir. Sismik kayıtlarda paralel yansıma şekilleri ile karakterize edilmektedir. Bu istif içerisinde ki yansıma yüzeyleri genelde istifin üst kısımlarında geniş aralıklı ve birbirine paralel olarak izlenmektedir. Hemen hemen tüm sismik kesitlerde devamlılığı iyi ve yer yer büyük amplitüdü yansıma şekillerini içermektedir. Refleksiyon devamlılığının iyi olması çökelen tabakaların devamlı olduğunu, geniş alanlara yayıldığını ve muhtemelen aynı bir ortamın ürünü olduğunu belirtmektedir. Büyük amplitüdlere ise göreceli olarak iri taneli malzemeleri ifade etmektedirler [39]. Çökel seri 4 aynı zamanda faylanma hareketlerine maruz kalmıştır (Şekil 6-9). Bu faylar aktif fay olarak adlandırılabilir. Şekil 5'de sağ tarafta ki sismik kesit, doğu-batı doğrultusunda uzanan kıyıya paralel ve grabeni çapraz olarak kesen bir sismik profildir. Güncel sedimentleri oluşturan refleksiyonlar, paralel ve dalgalı yansıma şekillerinden oluşmaktadır. Deniz tabanında fayların varlığı net bir şekilde görülmektedir. Bu faylar güncel sedimentler içerisinde olduğu için aktif faylardır.

#### 4.2.3. Sismik Stratigrafik Birim 3

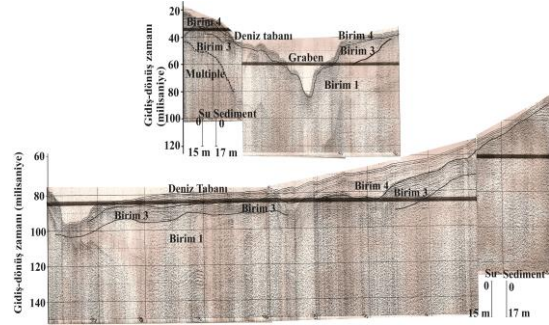
Bu sismik stratigrafik birim akustik temel üzerinde yer alan 2 no'lu çökel serisinin üzerinde yer almaktadır (Şekil 7-9). Bu seri az paralel yansıma, paralel ve kaotik yansıma şekilleriyle tanımlanmaktadır. Bu tip refleksiyon şekilleri genelde şelf/platformlarında görülmektedir [31]. Çökel serisi 3 Flandriyen transgresyonunun ilk evresine ait bir birim olarak ayırt edilmiştir. Sismik kesitlerden, bu serinin yer yer faylanma hareketlerine maruz kaldığı görülmüştür (Şekil 7-9).



**Şekil 6.** Deniz tabanında dalgalanmalar ve güncel birimleri kesen aktif faylar tespit edilmiştir. Altta ki sismik kesit içerisinde ardışık yansımalar (Multiple) görülmektedir



**Şekil 7.** Üstte ki sismik kesitte kesitin doğusunda gaz çıkışları görülmektedir. Alta ki sismik kesitte ise grabenin her iki yamacında da deniz tabanını etkileyen faylar tespit edilmiştir



**Şekil 8.** Üstte ki sismik kesit güney-kuzey yönlü ve 4 km uzunluğunda olan bir sismik kesittir



Şekil 8 ve 9'da yer alan 3 no'lu birim kıyı başlangıcında ki dış görünümü ile mercek şeklindedir. Çökel seri 3'ün üst sınırında erozyonel yontulmalar görülmektedir. Alt sınırında ise karaya doğru aşma (Onlap) görülmektedir. Kıyasal 'onlap' çökellerini karakterize eden yansıma paketleri çoğunlukla paralel/yarı paralel ve açılan yansımalarla belirgindir. Sonuç olarak, kıyasal 'onlap'ler deniz seviyesinin göreceli yükselmesi sırasında ve aşındırılmış şelf üzerinde gelişen kıyı yakını su altı-su üstü ortam ve ilgili birimlerden oluştuğu söylenebilir. Bu seri dış görünüş itibarıyla genelde yaygı-örtü (sheet-drape) türü sismik birim görünümü sergilemektedir.

Bu tür birimler düzenli olarak çöken şelfler ve delta düzlüklerini veya duraylı basen düzlüklerinde ki tekdüze bir sedimantasyonu karakterize etmektedir [31]. İzmit Körfezi'ne akan sular Gölcük, Hersek, Kavaklı deltalarını ve ayrıca Sapanca ve İzmit Körfezi arasında ki alüvyonal düz alanı oluşturmuşlardır. Deniz tabanı ve altında ki deltaik oluşuklar, kama ve merceksi yapılar mevcuttur [15]. Başiskeleden denize giren kırık, post-trasgreyonel Holosen çökellerini kesmiştir. Şekil 7'de görüldüğü gibi güncel çökel kalınlığı oldukça incedir. Deniz tabanında aktif faylar tespit edilmiştir. 1999 Gölçük Depremi'nden sonra, İzmit Körfezi ve Marmara Denizi'nde aktif faylar boyunca bazı akışkanların (su ve gaz) çıkışının olduğu belirlenmiştir. Gaz çıkışları fayların aktivitesi bakımından önemlidir. Çünkü fayın aktif olduğunun da belirtisidir. Gaz ve su çıkışlarının hacminde ki değişiklikler ve bunların bileşiminde olan değişimlerin yaklaşmakta olan deprem hakkında önemli ipuçları vermektedir.

Sismik yansıma kesitlerinde Hersek Burnu'nun batısında Laledere (Kılıç) deltasına yakın gözlenen gaz çıkışları ve deniz tabanında ki yerel açılmalar bu bölgede ki aktiviteye işaret etmektedir. Zaman zaman çökellerin içinde ki metan gazı su ortamına geçerek yükselen bacaların oluşmasına neden olmuştur (Şekil 7). Bu nedenle KAF'nın, Hersek Burnundan başlamak üzere atımının Marmara'ya doğru gittikçe azaldığı söylenebilir [24].

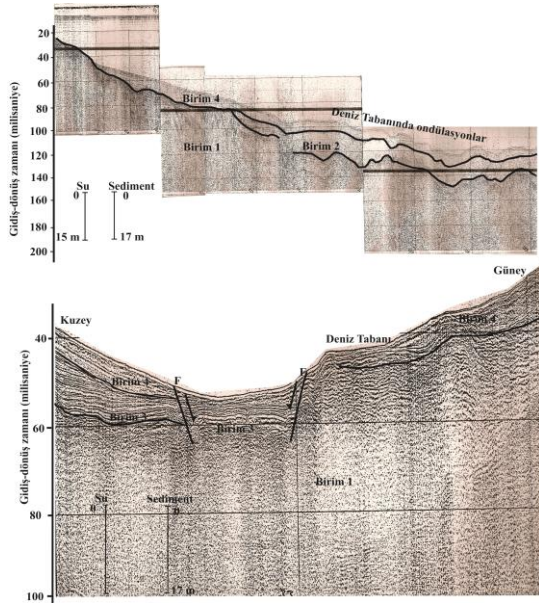
Bu kesitte 252 ve 257 no'lu ölçüm noktaları arasında ki kanal dikliği çekmektedir. Güncel sediment kalınlığı oldukça azdır. Altta ki sismik kesit ise 7 km uzunluğunda ve kuzey-güney yönlü bir sismik profildir. Her iki sismik kesitte de birim 3 ve 4 tespit edilmiştir.

#### 4.2.4. Sismik Stratigrafik Birim 2

Akustik temel üzerinde gözlemlenen bu seri oblik (Şekil 9) sismik yansıma şekilleriyle karakterize edilmektedir. Yansımalar üst sınırda veya yakınında 'toplak'lerle, tabanda ise 'downlap'lerle sona ermektedir. Yapılan çalışmalar bu birimin deniz seviyesinin göreceli olarak duraylı (stillstand) olduğu konumda veya uygun sediman temininin olması koşuluyla yükselmenin yavaşladığı konumda gelişebildiğini göstermiştir [39]. Daha önce belirtildiği gibi, deniz seviyesinin göreceli olarak duraylı kalması veya çok yavaş yükselmesi sırasında şelf üzerinde gelişen deltalarda, getirilen malzemenin çökme (depolanma) alanını (accommodation) aşması nedeniyle oblik ilerlemeler meydana gelmektedir. Bu şekilde, ilerleyen bir delta önce ki (eski) şelf kenarına ('offlap break'e) ulaştığında (şelf kenarı deltası), getirilen malzeme basen yamacı vasıtasıyla ve çeşitli sedimanter işlevlerle yamaç ayağı ve basen derinliklerine taşınmaya başlamaktadır. Bu koşul oluştuğunda ve genel oblik ilerlemeler sigmoidlere dönüşebilmekte, dolayısıyla sedimanter karakterde değişmektedir [39]. Sismik kesitlerde görülen 'Toplak'ler göreceli olarak malzeme temin edildiğini ve sediment 'by-pass'ını karakterize ederler. Dolayısıyla yukarıya doğru büyüme yoktur veya minimum düzeydedir. Bunun anlamı, çökmenin sübsidans oranına veya deniz seviyesinin göreceli yükselme miktarına göre daha hızlı ve fazla olduğudur. Bu durum sedimanter rejimin göreceli olarak yüksek enerjili olduğunu belirtmektedir. Bu tip sedimantasyon genelde şelf deltaları veya şelf kenarı deltaları için karakteristiktir [39-40].

Şekil 9'da üstte ki sismik kesit, 20 km uzunluğunda doğu-batı yönünde ve Yarımca ile Dil Burnu arasında olan enine bir kesittir. Yansıma

kesitinin doğusunda en yaşlı birim Silüriyen formasyonuna karşılık gelmektedir. Bu birim burada şekilde de görüldüğü gibi kıvrımlı bir yapı sergilemektedir. Deniz tabanını etkileyen faylar Şekil 9'da ki altta ki sismik kesitte açık bir şekilde görülmektedir. Fayların atımları fazla büyük değildir. Sismik kesitin batısına doğru olan ölçüm noktalarında en yaşlı birim Trias'a karşılık gelmektedir.



Şekil 9. Sismik stratigrafik birimlerin hepsi bu sismik kesitte görülmektedir. Üstteki ve alttaki sismik kesitlerde uyumsuzluk yüzeyleri net bir şekilde görülmektedir

Çökel serisi 2'nin Geç Pleyistosen/Holosen öncesi dönemde çökelindiği ve son buzul maksimumunda da erozyona maruz kaldığı tahmin edilmektedir. Ayrıca bu serinin faylanma hareketlerine maruz kaldığı bazı sismik kayıtlardan da anlaşılmaktadır (Şekil 6 ve 9).

Yüksek ayrımlı sismik kesitler İzmit Körfezi şelfinin Pleistosen'deki denizel hareketler esnasında gelişen sedimanter istifler tarafından şekillendirilmiş olduğunu ve delta açıklarında ki modern şelf sınırının esasen Pleistosen deltasının "topset-forset" geçişlerinden oluştuğunu göstermiştir [38].

#### 4.2.5. İzmit Körfezi Dip Çökelleri

İzmit Körfezi'nde daha önce yapılan dip sondajlarında kalın bir tortul istifin varlığı tespit edilmiştir [31]. Bu sondajlardan en derin olanı körfez güneyinde ki Hersek deltasında yapılmış ve -118 metre'ye inilmiştir. İstifin tabanına ulaşamamış olan bu sondajda kil, kum, çakıl, silt ve kavkı düzeyleri kesilmiştir. Bu tortul istif çeşitli yönleri ile araştırılmıştır [11-13, 41].

Körfez tortullarının kaynağı büyük ölçüde karasaldır. Bunlardan en belirgin olanı Hersek deltasıdır. İzmit Körfezi KAF'nın oluşumuna bağlı olarak gelişmiş bir tektonik koridordur. Dolayısıyla tabanında yer alan çökeller KAF ile yaşıttır. Hersek deltası sondajında körfezde ki çökelin en Geç Pliyosen'den günümüze kadar değişik ortam koşullarında süregeldiği görülmüştür [12]. İstifin tabanında en Üst Pliyosen'i tanımlayan *Discoaster brouweri* zonu belirlenmiştir.

İzmit Körfezi'nde tespit edilen çökel topluluğunun başlıca dört evrede ve dört ayrı ortamda depolandığı belirlenmiştir [12]. Buna göre körfezde en Üst Pliyosen'de anoksik denizel, Alt-Orta Pleyistosen'de derin ve sığ acı su, Üst Pleyistosen başında acı su, delta, karasal ve Üst Pleyistosen sonu - Holosen'de ise denizel koşullar egemen olmuştur. Körfez tortullarının en Üst Pliyosen-Orta Pleyistosen yaşlı bölümleri, KAF koridorunun doğu devamında yer alan Karapürçek formasyonunun denizel karşılığı olarak çökelmiştir (Şekil 3b). Körfez çevresinde ki denizel sekiler ise istifin Orta Pleyistosen evriminin kıyıdaki karşılığıdır.

Holosen yaşlı birimler, İzmit Körfezi'nin çevresinde delta, plaj ve bataklık çökellerinden oluşmaktadır. Deltalar daha öncede bahsedildiği gibi körfezin güney ve kuzey kıyıları boyunca gelişmiştir. Güneyden beslenen deltalar daha büyük loblar oluşturmuştur. Hersek deltası İzmit Körfezi içerisinde gelişmiş en büyük tortul birimidir. Delta üzerinde lagünler yer almaktadır. Körfezin doğu kıyıları ise bataklık çökelleri yaygındır [42].

Körfez’de genç çökellerin kalınlığı ve tane-boyu Körfez tabanı ve çevreleyen kara alanlarının yamaç eğimlerine, akıntıların gücüne ve gereç niceliğine bağlıdır. Bu açıdan, Yaladere Delta istifi yoğun taşınımından kökenlenen kalın bir istiftir. Çökelim hızları açısından, Körfez alanında ortalama 21 cm/binyıl, en çok 70 cm/binyıl değerleri belirlenmiştir [36].

Sonuç olarak, İzmit Körfez’de ki güncel çökeller tabandan tavana Pliosenöncesi/Pliosen, Orta/Geç Pleistosen ve Holosen dizilimini sergilemektedir. Bu açıdan tüm ardıllık bir Plio-Kuaterner birimi olarak tanımlanabilir. Sismik kesitlerden, birimlerin kalınlığı 5 ms (milisaniye) ile 43 ms arasında değiştiği belirlenmiştir.

## 5. SONUÇLAR

İzmit Körfezi’nin Geç Kuvaterner sismik stratigrafisini belirlemek amacıyla bu bölgeden elde edilen yüksek ayırmalı sığ sismik yansıma kesitleri incelenmiştir. Bu çalışma sonucunda yeterli sayıda ve yakın aralıklarla sismik kayıtların elde edilmiş olması sismik kayıtların analiz ve değerlendirilmesinde kolaylık sağlamıştır. Ayrıca birbirine yakın ve bazen birbirini kesen hatlarda ki, sismik kayıt görüntülerinin benzer nitelikleri veya farklılıkları, önemli bir değerlendirme kriteri olarak kullanılmıştır. Sismik veriler sismostratigrafik özelliklerine göre değerlendirilerek çalışma alanındaki çökel birimler tespit edilmiş ve yorumlanmıştır. Batimetri (deniz tabanı) ve güncel sediment kalınlığı ile ilgili değerlendirmeler yapılmıştır. Bu araştırmada Uniboom sığ sismik sisteminin güncel sedimanların stratigrafik özelliklerinin ve kalınlıklarının belirlenmesinde başarıyla kullanılabileceği anlaşılmıştır.

İzmit Körfezi, Marmara Denizi’nin doğu yönde ki uzantısı olan ve KAFZ’nu sistemince biçimlendirilmiş D-B yönlü bir grabendir. 17 Ağustos 1999 depreminden sonra İzmit Körfezi’nde yapılan jeolojik ve jeofizik çalışmaların sonuçlarına göre deprem esnasında yenilen ana fay İzmit Körfezi’nin içinde tek bir faydır. Fay, İzmit Körfezi’nin doğusunda Başiskele mevkiinde denize girmekte, doğu Hersek çukurunu gevşeyen büklüm olarak açmaktadır

[24]. İzmit Körfezi’nde ki bölgesel mikro-deprem dağılımı körfezin güney kıyısını sınırlayan fayın kuzeydekine göre daha aktif olduğunu düşündürmektedir. Buna karşın, orta ve büyük şiddetli depremler ise doğrultu atımlı faylar boyunca oluşmuş izlenimini uyandırmaktadır [37].

İzmit Körfezi’nde, deniz tabanının topografyası, dalga, akıntı, paleotopografya ve tektonik etkilerin altında kalan sedimantasyon dinamiğiyle yakından ilişkilidir. Körfezin deniz tabanı morfolojisi büyük ölçüde tektonik ve sedimantolojik faaliyetlerin bir sonucudur. Çalışma sahasından toplanan sismik kayıtların yorumlanması ve İzmit Körfezi’nde yapılan diğer çalışmalarla karşılaştırılması sonucu temel kaya (akustik temel) ve üzerinde yer alan 3 farklı çökel serisi (2, 3 ve 4) ayırt edilmiştir. Sismik kayıtlarda tespit edilen akustik temel üzerinde uzanan çökel serisi 2’nin Geç Pleistosen/Holosen öncesinde çökeldiği ve son buzul maksimumunda da erozyona maruz kaldığı düşünülmektedir. Çökel serisi 3 ve 4’ün Holosen transgressif depolanma şartlarında çökeldikleri düşünülmektedir.

Son buzul çağından sonra su seviyesi yükselmeye başlamış günümüzden yaklaşık 12.000 yıl önce Çanakkale Boğazı eşiğini aşmasıyla birlikte Akdeniz suları Marmara Denizini hızla doldurmaya başlamıştır. Bunun sonucu Marmara Denizinde ki su seviyesi hızlı bir şekilde yükselmeye başlamış ve çok kısa bir zaman süreci içinde su seviyesi -95 metre’den -75 metre’ye ulaşmıştır. Bu yükselim ile birlikte Flandriyen transgresyonuna ait birimler Marmara Denizinde çökelmeye başlamıştır [43-48].

Sismik stratigrafik birim 3’ün bu transgressif depolanmanın ilk evresinde çökeldiği tahmin edilmektedir. Sismik stratigrafik birim 4 bölgede ki en güncel çökel serisi olup halen depolanmaya devam etmektedir. Sismik stratigrafik yorumlamalar, Holosen dönemine ait oldukları belirlenen çökel serilerinin (3,4), altta ki daha yaşlı serilerden (1,2) bir yansıtıcı yüzeyi ile ayrıldığını göstermektedir. Bu yüzeyin Pleistosen’in son devresi ile Holosen döneminin ilk devresinde ki alçalmış deniz yüzeyi safhasında (Würm regresyon, deniz yüzeyinin bu günden yaklaşık 100 m aşağıda, 18000-20000 yıl önce) karasal

aşınma yüzeyi olduğunu ve halen deniz altında gömülü olup bunun üzerinde de buzul sonrası (Post Glacial) deniz ilerlemesi (Flandrien Transgresyonu) sonucu oluşmuş sedimanların bulunduğunu ifade edebiliriz.

## 6. TEŞEKKÜR

Bu çalışma MMF2005BAP9 nolu proje kapsamında hazırlanmıştır. Katkılarından dolayı Çukurova Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Projeleri Birimine ve Sığ Sismik Verileri temin ettiğim, Dz.K.K. Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı, (SHOD) Çubuklu gemi personeline katkılarından dolayı teşekkür ederim.

## 7. KAYNAKLAR

1. Bowen, DQ., 1978. Quaternary Geology, 221 pp, Pergamon, New York.
2. Fairbanks, RG., 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.
3. Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, PR., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 million years ago to present). Science, 235: 1156-1167.
4. Kennett, JP., 1982. Marine Geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 813 pp.
5. King, LC., 1972. The Natal Monocline: Explaining the Structure and Origin of Natal. Univ. of Natal Press, Pietermaritzburg.
6. Vail, PR., Mitchum, RM. JR., Todd, RG., Widmier, JM., Thompson, S. III., Sangree, JB., Bubb, JN., Hatlelid, WG., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In Payton, C.E. (ed.), Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26: 49-212.
7. Bates, S.L., Siddall, M., Waelbroeck, C., 2014. Hydrographic Variations in Deep Ocean Temperature Over the midPleistocene Transition, Quaternary Sci. Rev., 88:147-158.
8. Suess, E., 1885. Da Antlitz de Erde, 1. Prague: F. Tempsky. Toksöz, M.N., Shakal, A.F. and Michael, A.J., 1979.
9. Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Tok, B., Doğan, E., Güneysu, C., 2001. Active Tectonics of the Izmit Gulf (NE Marmara Sea): From High Resolution Seismic and Multi-Beam Bathymetry Data. Marine Geology, 175: 273-296.
10. Barnett, TP., 1990. Recent Changes in Sea Level: A Summary. In Sea-Level Change. National Research Council, Studies in Geophysics, National Academy Pres, Washington, D.C., pp.37-51.
11. Ediger, V., Ergin, M., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner İstifinin Sedimentolojisi, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (ed. Engin Meriç). 241-251.
12. Meriç, E., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner'inin Stratigrafisi ve Ortamsal Özellikleri, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (Ed: E.Meriç), 251-258.
13. Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner İstifinin Foraminiger Faunası, İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi (ed. Engin Meriç), 105-151.
14. Sakıncı, M., Bargu, S., 1989. İzmit Körfezi Güneyinde ki Geç Pleyistosen (Tireniyen) Çökel Stratigrafisi ve Bölgenin Neotektonik Özellikleri. T.J.Bült., 32: 1-2: 51-64.
15. Alpar B., Güneysu C., 1999. Evolution of the Hersek Delta (Izmit Bay), Turkish J. Mar. Sci., 5 (2) : 57-74.
16. Özhan, G., Kavukçu, S., Çete, M., Kurtuluş. C., 1985. Marmara Denizi-İzmit Körfezi Yüksek Ayırmımlı Sığ Sismik Etüdü Raporu, MTA Jeofizik Etüdüleri Dairesi Başkanlığı.
17. Seymen, İ., 1995. İzmit Körfezi ve Çevresinin Jeolojisi, İzmit Körfezi'nin Kuvaterner İstifi, Editör: Engin Meriç, s. 1-12, Kocaeli.
18. Çagatay, MN., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakıncı, M., Cormier, MH., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, Ö., Eris, 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.
19. Doğan, U., Ergintav, S., Demirel, H., Çakmak, R., Özener, H., 2004. Estimation of the Time-Dependent Crustal Movements of the Izmit

- Earthquake. *Journal of Geodynamics*, 36:615-632.
20. Dolu, E., Gökaşan, E., Meriç, E., Ergin, M., Görüm, T., Tur, H., Ecevitoglu, B., Avşar, N., Görmüş, M., Batuk, F., Tok, B., Çetin, O., 2007. Quaternary Evolution of the Gulf of Izmit (NW Turkey): A Sedimentary Basin Under Control of the North Anatolian Fault Zone, *Geo-Marine Letters*, 27:6:355-381.
21. Karabulut, H., Schmittbuhl, J., Özalaybey, S., Lengliné, O., Kömeç-Mutlu, A., Durand, V., Bouchon, M., Daniel, G., Bouin, M.P., 2011. Evolution of the seismicity in the eastern Marmara Sea a decade before and after the 17 August 1999 Izmit Earthquake. *Tectonophysics*, 510:17-27.
22. Koulakov, I., Bindi, D., Parolai, S., Grosser, H., Milkereit, C., 2010. Distribution of Seismic Velocities and Attenuation in the Crust Beneath the North Anatolian Fault (Turkey) From Local Earthquake Tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 100:1:207-224.
23. Bargu S., Yüksel A., 1993. İzmit Körfezi Kuvaterner Deniz Dibi Çökellerinin Stratigrafik ve Yapısal Özellikleri ile Kalınlıklarının Dağılımı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 8: 169-187.
24. Akkargan, Ş., Alpar, B., 2000. İzmit Körfezi ve Adalar Bölgesinde ki Aktif Fayları; 1894 Depremi. *Jeofizik*, 14: 3-14.
25. Alpar, B., Yaltrak, C., 2002. Characteristic Features of the North Anatolian Fault in the Eastern Marmara Region and its Tectonic Evolution. *Marine Geology*, 190:329-350.
26. Yücesoy, E.E., 2006. İzmit Körfezi Çok Kanallı Sismik Yansıma Verilerinin Değerlendirilmesi. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı, 88.
27. Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 7:663-684.
28. İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N., 2001. The North Anatolian Fault Within the Sea of Marmara: a New Evaluation Based on Multichannel Seismic and Multibeam Data. *Earth Planet Sci Lett* 186:143-158.
29. Kalafat, D., 2011. Marmara Bölgesi'nin Depremselliği ve Deprem Ağının Önemi. 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı. 11-14 Ekim 2011, ODTÜ, Ankara.
30. Mitchum, R.M., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: Glossary of Terms Used in Seismic Stratigraphy, in Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration: Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 205-212.
31. Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Thompson, S. III 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. See Payton 1977, pp. 53-62.
32. Mitchum, R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea-Level, Part 7: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In: C.E. Payton, Editor, *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Memoir, American Association of Petroleum Geologists*, 26:135-144.
33. Güneysu, C., 1999. The Bathymetry of the Izmit Bay, *Turkish J. Mar. Sci.*, 5: 3: 167-170.
34. Ergin, M., Yörük, R., 1990. Distribution and Texture of the Bottom Sediments in Semiclosed Coastal Inlet, Izmit Bay from the Eastern Sea of Marmara (Turkey), *Estuarine. Coastal and Shelf Science*, 30: 647-654.
35. Alpar, B., Yaltrak, C., 1999. Kuzey Anadolu Fayı'nın İzmit Körfezi İçinde ki Özellikleri ve 17 Ağustos 1999 Depreminin Etkileri. 04-05 Kasım 1999 Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Aktif Tektonik Araştırma Grubu 3. Toplantı Makaleler Kitabı: 12-19.
36. Özhan, Ö., Bayrak, D., 1998. İzmit Körfezi Plio-Kuaterner Çökellerinin Sismik İrdelenmesi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41: 2: 151-164.
37. Koral, H., Öncel, A.O., 1995. İzmit Körfezi'nin Yapısal ve Sismolojik Özellikleri, *Jeofizik*. 9: 1-2: 79-82.
38. Uluğ, A., Duman, M., Özel, E., Avcı, M., 2003. İzmit Körfezi Geç Kuvaterner Tarihçesi ve Tektonik Yapısının Deniz Sismik Verileri



- ile Araştırılması. Kocaeli Deprem Sempozyumu, Kocaeli. Uluğ, A., Duman, M., Özel, E., Avcı, M., 2003. İzmit Körfezi Geç Kuvaterner Tarihçesi ve Tektonik Yapısının Deniz Sismik Verileri ile Araştırılması. Kocaeli Deprem Sempozyumu, Kocaeli.
39. Vail, P.R., Todd, R.G., Sangree, J.B. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections. See Payton 1977, pp. 99-116.
40. Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. III. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. See Payton 1977, pp. 83-97.
41. Cerit, O., Sezen, TF., Nurlu, M., 1999. 17 Ağustos 1999 Güney Marmara Depremi Tektonik Özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 3. Toplantı Makaleler Kitabı: 32-42. 04-05 Kasım 1999, Cumhuriyet Üniversitesi Sivas.
42. Emre, Ö., Erkal, T., Tchepalyga, A., Kazancı, N., Keçer, M., Ünay, E., 1998. Doğu Marmara Bölgesinin Neojen – Kuvaternerde ki Evrimi. MTA Dergisi 120: 233-258.
43. Aksu, AE., Hiscott, RN., Kaminski, MA., Mudie, PJ., Gillespie, H., Abrajano, T., Yasar, D., 2002. Last Glacial-Holocene Paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: Stable İstotopic, Foraminiferal and Coccolith Evidence, Mar. Geol. 190 (1-2):119-149.
44. Çagatay, M.N., Görür, N., Algan, O., Eastoe, C., Tchepalyga, A., Ongan, D., Kuhn, T., Kuscu, I., 2000. Late Glacial-Holocene Paleoceanography of the Sea of Marmara: Timing of the Connections With the Mediterranean and the Black Seas. Mar. Geol. 167:3-4:191-206.
45. Karakılıç, H., 2004. Late Quaternary Seismic Stratigraphy of the North of Continental Shelf of the Marmara Sea (Silivri-Kumkapı). Ph.D. Thesis, Department of Geological Engineering, Institute of Natural Applied Sciences, University of Cukurova, Adana, 194 pp.
46. Oktay, FY., Gökasan, E., Sakınç, M., Yalıtırak, C., Imren, C., Demirbag, E., 2002. The Effects of the North Anatolian Fault Zone on the Latest Connection Between Black Sea and Sea of Marmara. Mar. Geol., 190: 367-382.
47. Smith, A.D., Taymaz, T., Oktay, F., Yüce, H., Alpar, B., Basaran, H., Jackson, J.A., Kara, S., Simsek, M., 1995. High-Resolution Seismic Profiling in the Sea of Marmara (northwest Turkey): Late Quaternary Sedimentation and Sea-Level Changes. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 923-936.
48. Yalıtırak, C., Alpar, B., Sakınç, M., Yüce, H., 2000. Origin of the Strait of Çanakkale (Dardanelles): Regional Tectonics and the Mediterranean-Marmara Incursion. Mar. Geol. 164: 139-156.