



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK VERİLERİNİN
DEĞERLENDİRİLMESİ**

Jeof. Yük. Müh. Şahin AKKARGAN

Yerfiziği Anabilim Dalı

Jeofizik Mühendisliği Programı

Danışman

Prof.Dr. Demir KOLÇAK

Mayıs, 2005

İSTANBUL

ÖNSÖZ

Doktora öğrenimim ve tez çalışmam boyunca gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı çok değerli hocam Prof.Dr. Demir KOLÇAK'a en içten dileklerle teşekkür ederim.

İzmit Körfezi sismik araştırma ekibine dahil olmamda öncülük eden sayın Yard. Doç. Dr. Oğuz GÜNDOĞDU'ya ve sismik araştırma sırasında ve sonrasında akademik yardımlarını esirgemeyen sayın Prof. Dr. Bedri ALPAR ve sayın Prof. Dr. Berkan ECEVİTOĞLU'na teşekkürü bir borç bilirim. Tez çalışmamın değerlendirilmesine yardımcı olan ve önerileriyle çalışmama destek veren sayın Prof. Dr. Yıldız ALTINOK ve sayın Doç. Dr. Oğuz ÖZEL'e katkılarından dolayı teşekkür ederim. R/V ARAR ile sismik araştırmaların düzenlenmesini organize eden sayın Prof. Dr. Ertuğrul DOĞAN'a ve araştırmanın tüm masraflarını karşılayan İstanbul Üniversitesi Rektörlüğü'ne ayrıca teşekkür ederim.

Bu çalışma boyunca yardımlarını esirgemeyen çalışma arkadaşlarıma ve çok değerli eşim Zübeyde AKKARGAN'a katkılarından dolayı çok teşekkür ederim.

Mayıs, 2005

Şahin AKKARGAN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ	ix
SEMBOL LİSTESİ	x
ÖZET	xi
SUMMARY	xii
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	4
2.1. Önceki Çalışmalar Ve Önerilen Tektonik Modeller	5
2.2. İzmit Körfezi Batimetrisi Ve Stratigrafisi	7
2.3. Bölgenin Depremselliği	9
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	13
3.1. Deniz Sismiği	14
3.2. Deniz Sismiği Tarihi.....	17
3.2.1. Sismik Kaynakların Gelişimi	18
3.2.2. Sismik Kayıtların Gelişimi	18
3.3. Dalga Yayınım Geometrisi	19
3.3.1. Yansıma Katsayıları	21
3.3.2. Enerjinin Azalması.....	22
3.4. Sismik Yöntem	24
3.4.1. Kırılma Sismiği	24
3.4.2. Yansıma Sismiği	32
3.4.3. Çözünürlük	35
3.4.4. Deniz Sismiği Araştırmaları Ve Çözünürlük	36
3.5. R/V ARAR Gemisinde Bulunan Sismik Ekipman	46
3.5.1. Sismik Donanım	46
3.5.2. Sismik Yazılım.....	48
4. BULGULAR.....	52
4.1. 1999 Kocaeli Depremi Sonrasında R/V ARAR İle Yapılan Sığ Sismik Araştırma	55
4.1.1. Veri Toplama Ve Yöntem	56
4.1.2. Sismik Kesit Çözünürlüğü	56
4.2. İzmit Körfezi Sismik Verilerinin Yorumu.....	58
4.2.1. İzmit Ve Karamürsel Baseni	58
4.2.2. Karamürsel Baseni Ve Hersek Burnu	63
4.2.3. Hersek Burnu - Yalova.....	65
4.3. İzmit Körfezi'nin Yapısal Özellikleri Ve Diri Kırık Haritası	72
4.4. İstanbul Adalar Bölgesi Sismik Verilerinin Yorumu Ve 1894 Depremi	76

4.4.1. 1894 İstanbul Depremi	76
4.4.2. Adalar Bölgesinde R/V ARAR İle Yapılan Sismik Araştırma Sonuçları	79
5. TARTIŞMA VE SONUÇ.....	83
5.1. Sonuçlar	83
5.1.1. 1999 Kocaeli Depremi Kırığı Hersek Burnu’nu Batıya Doğru Geçmiştir	84
5.1.2. İzmit Körfezi Diri Kırık Haritası ve KAFZ’nin Mekanizması	84
5.1.3. 1894 Depremi Yüzey Kırığı	85
5.2. Sonraki Çalışmalar	85
KAYNAKLAR	87
EKLER.....	93
1. EK – 1	93
1.1. R/V ARAR’ın Teknik Özellikleri	93
1.2. Navigasyon Ekipmanları	94
1.3. Oşinografik Ekipmanlar	94
2. EK – 2	96
2.1. R/V MTA Sismik I’ın Teknik Özellikleri	96
2.2. Sismik Enerji Kaynakları	96
2.3. Sismik Alıcılar	97
2.4. Navigasyon.....	97
3. EK – 3	98
3.1. R/V ARAR İle Yapılan Araştırmadan Görüntüler	98
ÖZGEÇMİŞ.....	101

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığının haritası. Kırık başlıca Gölcük, Sapanca, Sakarya ve Karedere segmenti olmak üzere dört ana kırılma segmentinden oluşmuştur.....	1
Şekil 2.1. Anadolu bölgesinin aktif tektonik haritası. İçi boş üçgenler aktif dalma-batma zonlarını gösterirken, içi dolu üçgenler ise bindirme ve çarpışma zonlarını göstermektedir. Oklar levhaların hareket yönlerini göstermektedir (McKenzie, 1972'den değiştirilmiştir).....	4
Şekil 2.2. Marmara Denizi ve çevresinin aktif tektoniğine yönelik olarak Wong ve diğ. (1995) tarafından ortaya atılan model.	6
Şekil 2.3. İzmit Körfezi batimetri haritası (Güneysu 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).8	
Şekil 2.4. KRDAE verilerine göre 1900'lü yıllardan günümüze uzanan $M > 2.5$ olan depremlerin dağılımınının gösterildiği deprensellik haritası.	10
Şekil 2.5. Son yüzyılda Marmara Bölgesi'nde meydana gelmiş olan büyük depremler. Deprem büyüklükleri KRDAE web sitesinden alınmıştır.....	11
Şekil 2.6. 1509 depreminden sonra Marmara Bölgesi'nde meydana gelen tarihsel depremler (deprem yerleri Parson ve diğ., (2000) ve Hubert-Ferrari ve diğ., (2000)'den derlenmiştir).	11
Şekil 3.1. Deniz sismiği uygulamasının temsili gösterimi (Evans, 1997).	14
Şekil 3.2. Kaynak koordinatı s , alıcı koordinatı g , açılım (offset) koordinatı $f = g - s$ ve orta nokta (midpoint) koordinatı $y = (g + s) / 2$ arasında ki ilişkiyi gösteren şekil. Teorisyenler genellikle dalga cephesi koordinatı s ve g 'yi kullanırlar, ancak yorumcular f ve y 'yi, yani açılım ve orta noktayı kullanırlar (Claerbout, 1976).	15
Şekil 3.3. Huygens prensibine göre düzlem dalga yayını; A) Homojen ortam B) Hızın düşey yönde doğrusal artması C)Ortam değişikliği nedeniyle hızın ani olarak değişimi (Al-Sadi, 1979).....	19
Şekil 3.4. Snell yasasını temsil eden ışın geometrisi.	20
Şekil 3.5. Sismik dalganın yayını ile enerji kaybı.	22
Şekil 3.6. Kritik açılı kırılma dalgalarının yayını	25
Şekil 3.7. Eğimli bir tabaka için kırılma dalgaları ışın geometrisi	27

Şekil 3.8. Eğimli tabakada dalga yayılım geometrisi ve tabaka derinliği hesabı.....	31
Şekil 3.9. Pozitif yansıma katsayılı bir sınırdan minimum ve sıfır fazlı dalgacıkların normal ve ters polariteli yansımaları (Us, 1998).....	33
Şekil 3.10. Tipik bir giriş sinyali ve pozitif yansıma katsayılı arayüzeyden alınan minimum fazlı cevabı (Us, 1998).....	33
Şekil 3.11. Giriş dalgacığının iğnecik olması durumunda bile tek bir yansıtıcı yüzeyden alınan cevaplar görülmektedir (Us, 1998).....	34
Şekil 3.12. Sınır çözünürlüğü kaynak dalgacığının frekansı ile doğru orantılı olarak artar (Us, 1998).....	35
Şekil 3.13. Denizde sismik kaynak ve alıcı düzenekleri.....	38
Şekil 3.14. 60 Hz’lik bir kaynak ile elde edilen sinyallerin üç farklı düzenek ile oluşturacağı birinci Fresnel Zon’larının gösterimi.....	40
Şekil 3.15. Küresel yayınan sismik dalganın bir yansıma yüzeyi üzerinde tek bir yansıma için taradığı alan: Fresnel zonu (Us, 1998).....	42
Şekil 3.16. Fresnel zonu yarıçapı hesaplaması.....	43
Şekil 3.17. Sabit hızlı ($v = 3000$ m/s) bir ortamda Fresnel zonu yarıçapının frekans ve derinlikle değişimi. a) Frekansın 50 Hz olması halinde, Fresnel zonunun derinlikle değişimi. b) Derinliğin 1500 m olması halinde, Fresnel zonunun frekans ile değişimi..	44
Şekil 3.18. Fresnel zonu yarıçapının hızın doğrusal olarak arttığı ($v = 1800 + 0.8z$) bir ortamda, frekans ve derinlikle değişimi. a) Frekansın 50 Hz olması halinde, Fresnel zonunun derinlikle değişimi. b) Derinliğin 1500 m olması halinde, Fresnel zonunun frekans ile değişimi.	44
Şekil 3.19. Fresnel zonu etkisiyle sismik genlikler faylı alanlardan geçerken genliklerini kaybederler (Us, 1998).....	45
Şekil 3.20. R/V ARAR’da yer alan sayısal sismik sistem.	47
Şekil 3.21. Sismik İz Binary (İkili Sistem) blok biçimi.....	50
Şekil 4.1. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri sonrasında, Marmara Bölgesi’nde gözlenen sismik aktivite ve odak mekanizma çözümleri (deprem verileri KRDAE internet sitesinden alınmıştır).....	52
Şekil 4.2. Bu tez çalışmada kullanılan ve R/V ARAR ile toplanan sık sismik hatların konumları	54

Şekil 4.3. Bu tez çalışmada kullanılan ve R/V MTA Sismik I ile toplanan derin sismik hatların konumları.	54
Şekil 4.4. R/V ARAR sismik araştırma gemisi ile 17 Ağustos 1999 depreminden hemen sonra Eylül ayında alınan tüm sismik hatların lokasyonları.	55
Şekil 4.5. R/V ARAR ile İzmit-Başiskele bölgesinden alınan sismik kesit. Bu resim doğrultu atımlı faylanmanın sismik kesitte nasıl bir iz bıraktığının tipik bir örneğidir.	59
Şekil 4.6. R/V ARAR ile alınan ve Karamürsel basenini GB – KD doğrultusunda kesen sismik kesit. Karamürsel çukurunun açılmasında düşey faylar etkili olmuş ve KAF'nin etkisiyle sedimanlar sıkışmış ve kıvrımlanmıştır.	61
Şekil 4.7. R/V MTA Sismik I ile Karamürsel çukurunun sığlaştığı doğu kesiminden alınan derin sismik yansıma profili. Sıkışma rejimi etkisi altında kalan sedimanlar net bir şekilde gözlemlenebilmektedir.	62
Şekil 4.8. Hersek Burnu doğu kesiminden R/V MTA Sismik I ile alınan 20 numaralı derin sismik yansıma profili.	64
Şekil 4.9. İzmit Körfezi'nin kuzey kanadından Hersek Burnu'na doğru K – G doğrultulu R/V ARAR ile alınan K04 sismik kesiti.	64
Şekil 4.10. P ve R tipi fayların şematik gösterimi.	65
Şekil 4.11. Hersek Burnu'nun batısında R/V ARAR ile alınan K26 numaralı sismik kesit.	66
Şekil 4.12. R/V MTA Sismik I ile Hersek Burnu batısından K – G doğrultusunda alınmış 08 numaralı derin sismik yansıma profili.	67
Şekil 4.13. Hersek Deltası'nın batı kesiminden R/V ARAR ile alınan K02 numaralı sismik kesit. Genç çökellerdeki aşınma yüzeyleri ve negatif çiçek yapısı rahatlıkla seçilebilmektedir. Körfez'in doğu ucundakine benzer metan gazı bacası, sismik kesitte yer almıştır.	69
Şekil 4.14. R/V ARAR ile alınan K31 numaralı sismik kesit. Yalova kıyı düzlüğünde görülen yüzeylenmiş kırık.	70
Şekil 4.15. R/V MTA Sismik I ile Yalova kıyı düzlüğünde alınan 57 numaralı derin sismik yansıma profili.	70
Şekil 4.16. R/V MTA Sismik I ile alınan 58 numaralı derin sismik yansıma profili.	71
Şekil 4.17. Sığ ve derin sismik yansıma kesitlerinden elde edilen bilgilere göre İzmit Körfezi için önerilen diri kırık haritası.	74
Şekil 4.18. 1999 Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığı. Kırık şekilde gösterildiği üzere başlıca 4 ana segmentten oluşmuştur.	75

Şekil 4.19. 1894 depreminde harap olan Kapalıçarşı'nın Muhafazacılar kısmı (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).	77
Şekil 4.20. Sultanhamam'da 1894 depreminde yıkılan Sıbyan Mektebi ile altındaki çeşme (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).	77
Şekil 4.21. Aksaray Yokuşu'nda bulunan Hasan Paşa Fırını'nın 1894 depreminden sonraki görünümü (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).	78
Şekil 4.22. 1894 depremi sonrasında Kapalıçarşı civarında Çilingirler Sokağı (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).	78
Şekil 4.23. İstanbul güney şelfinden R/V ARAR ile alınan sismik kesitlerin lokasyonları.	79
Şekil 4.24. Sedef Adası önlerinden alınan sismik kesit. Doğrultu atımlı fay izi net bir şekilde görülmektedir. Bu fayın 1894 depremi ile çalışmış olabileceği düşünülmektedir.	80
Şekil 4.25. Sedef adasının güneydoğusundan R/V ARAR ile alınan ADA09 numarlı sismik kesit.	81
Şekil 8.1. R/V ARAR gemisi.	93
Şekil 8.2. R/V ARAR gemisi ile sığ sularda manevra yaparken.	94
Şekil 8.3. R/V MTA Sismik I gemisi.	96
Şekil 8.4. Demonte halde ki GI Gun.	97
Şekil 8.5. İsitinye – İstanbul iskelesinde araştırma öncesi son hazırlıklar tamamlanıyor.	98
Şekil 8.6. Prof. Dr. Aykut Barka ile İzmit Körfezi için planlanan sismik kesitlerin harita üzerinde gösterimi.	98
Şekil 8.7. Sismik araştırmada kullanılan ve yüksek frekanslarda sinyal üreten sismik kaynak (sparker).	99
Şekil 8.8. Geminin arkasından çekilen ve sismik kaynak tarafından üretilen sinyalleri kaydeden alıcıların bulunduğu alıcı kablosu (streamer).	99
Şekil 8.9. Sismik araştırma ekibinden Prof. Dr. Bedri Alpar (sol) ve Prof. Dr. Berkan Ecevitoglu.	100

Şekil 8.10. R/V ARAR'ın sismik araştırma ekibinden tez sahibi Jeof. Yük. Müh. Şahin Akkargan.....	100
---	-----

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1. Sismik veri çözünürlüğüne göre denizde sismik araştırma tipleri.....37

Tablo 3.2. İki farklı kaynak ile üretilen 300 Hz ve 60 Hz’lik sinyallerin Yüzeyden Çekmeli, Hibrid ve Dipten Çekmeli düzenekler için hesaplanan Fresnel Zonu değerleri.
.....39

SEMBOL LİSTESİ

t	: zaman (s)
s, g, f, y	: kaynak, alıcı, açılım ve orta nokta koordinatları
$P(s, g)$	: sismik dalga
v_0, v_1, v_2	: sismik hızlar (m/s)
v_{a+}, v_{a-}	: görünür sismik hız (m/s)
S	: küresel dalga cephesi yarıçapı (m)
i, i_1, i_2	: sismik dalga yansıma açısı
θ	: sismik dalga kırılma açısı
i_c	: kritik açı
T_0, t_0	: sismik dalga düşey gidiş – geliş zamanı (s)
t_i	: kesme zamanı (s)
h	: ilk tabaka derinliği (m)
δ	: tabaka eğimi
z	: atış noktasının yansıtıcıya derinliği (m)
λ	: sismik dalgaboyu (m)
$c.i.$	: cubic inch (kübik inç)
R	: Fresnel zonu yarıçapı (m)
TVG	: zaman değişkenli kazanç (Time Varying Gain)
dB	: desibel
r_1, r_2	: sismik atış noktasına olan radyal uzaklık
ρ_1, ρ_2	: tabaka yoğunluğu
R_c	: yansıma katsayısı
A_i, A_r	: akustik empedans

ÖZET

İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra Marmara Denizi ve İzmit Körfezi'ne olan bilimsel ilgi artmıştır. Bu ilginin devamı olarak, bu çalışma ile İzmit Körfezi'nden elde edilen sığ ve derin sismik kesitler incelenmiş ve bölge tektoniğine yönelik bir diri kırık haritası oluşturulmuştur.

Sismik kesitler incelendiğinde İzmit Körfezi'ne Başiskele limanından giren Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) kuzey kolunun, körfez içerisinde yer alan jeolojik yapıları keserek Marmara Denizi'ne doğru ilerlediği görülür. Jeolojik yapıların KAFZ tarafından Doğu – Batı doğrultusunda kesilmesi, İzmit Körfezi'nin oluşumunu KAFZ'nin bölgeye girmesinden önceki bir zaman diliminde tamamlamış olduğuna işaret etmektedir. Diğer bir ifade ile İzmit Körfezi'nin açılışında Marmara Denizi içerisindeki fay sistemi daha etkin bir rol almıştır. Bu görüş körfezin kuzey ve güney kesiminde farklı stratigrafik birimlerin gözlenmesiyle desteklenmektedir.

Sismik kesit yorumlarına göre 1999 Kocaeli depremi ile oluşan kırık Gölcük, Değirmendere ve Karamürsel kıyı kesiminden ilerleyerek Hersek Burnu'nun batısına geçmiştir. Diğer önemli bir bulgu ise İstanbul güney şelfi ve Adalar bölgesinde yapılan araştırma sonucu, 1894 depremi ile oluştuğu düşünülen KB – GD doğrultulu yüzey kırıklarının tespit edilmesidir. Sismik kesitlerde bu kırıkların izi net bir şekilde görülebilmektedir.

SUMMARY

INTERPRETATION OF SEISMIC PROFILES OF THE GULF OF IZMIT

The scientific interest to the Sea of Marmara and the Gulf of Izmit has increased after the 1999 Kocaeli Earthquake, on August 17th. As a part of this interest, in this study, we interpreted both the shallow and deep marine seismic profiles, and constituted a map of regional active faults representing tectonic settings of the Gulf of Izmit.

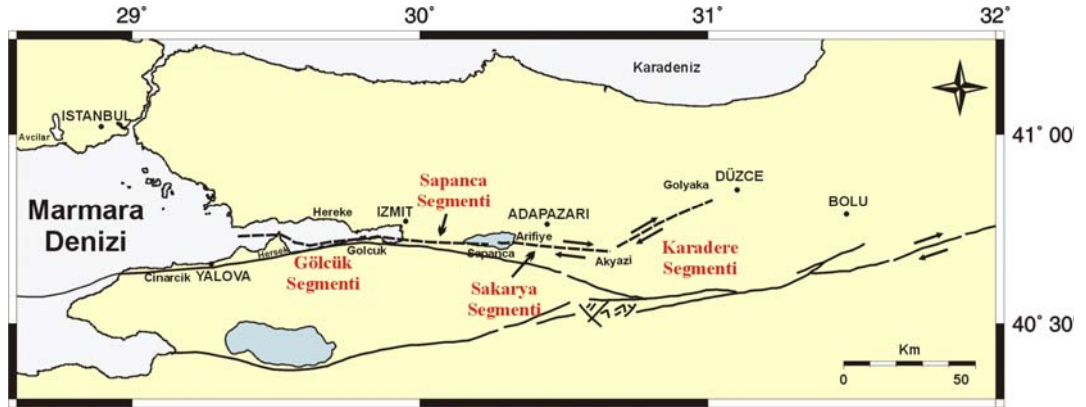
The seismic profiles clearly show that the northern branch of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ) enters into the Gulf of Izmit in Basiskele port, and proceeds in East – West direction to the Sea of Marmara by cutting all the geological structures. The phenomenon of cutting of the geological structures points out that the Gulf of Izmit has completed its geologic evolution in a time period before the NAFZ entered the gulf region. In other words, the faulting mechanism in the Sea of Marmara has played a dominant role for opening and widening of the Gulf Izmit. This view is also supported by existence of different stratigraphic units in the northern and southern of the gulf.

The rupture generated by the 1999 Kocaeli Earthquake went through offshore Gölcük, Değirmendere and Karamürsel, and at the west, it reached to the west of Hersek Delta based on interpreted seismic sections. Another important finding is that existence of a NW – SE trending strike slip faulting mechanism around Islands region in the southern shelf of Istanbul. It is believed that that faulting is a result of the 1894 Istanbul Earthquake. Strike slip faulting pattern is clearly evident in the seismic sections.

1. GİRİŞ

Tarihsel sismolojik veriler incelendiğinde Marmara Bölgesi'nin uzun zamandır şiddetli depremlerin etkisi altında kaldığı görülür. Toplumsal etkilerinin yanı sıra ekonomik ve politik etkilerde meydana getiren bu depremler, her zaman araştırma konusu olmuş ve ilgi çekmiştir. Ülkemizin önemli sanayi bölgelerinden Kocaeli'de meydana gelen 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi oldukça büyük toplumsal yaralar açmasıyla beraber, sonrasında meydana gelen ekonomik krizlerinde bir ölçüde kaynağı olmuştur.

Özellikle 1999 Kocaeli depremi öncesinde çok fazla jeofizik verinin bulunmadığı Marmara bölgesinde, deprem sonrasında yapılan araştırmalar sonucu yeni bulgular elde edilmiş ve bu bulgulara dayanılarak yeni tektonik modeller geliştirilmiştir. İkinci bölümde Marmara Bölgesi için üretilen bu tektonik modeller ve deprem sonrası geliştirilen yeni görüşler hakkında daha ayrıntılı bilgiler verilecektir.



Şekil 1.1. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığının haritası. Kırık başlıca Gölçük, Sapanca, Sakarya ve Karedere segmenti olmak üzere dört ana kırılma segmentinden oluşmuştur.

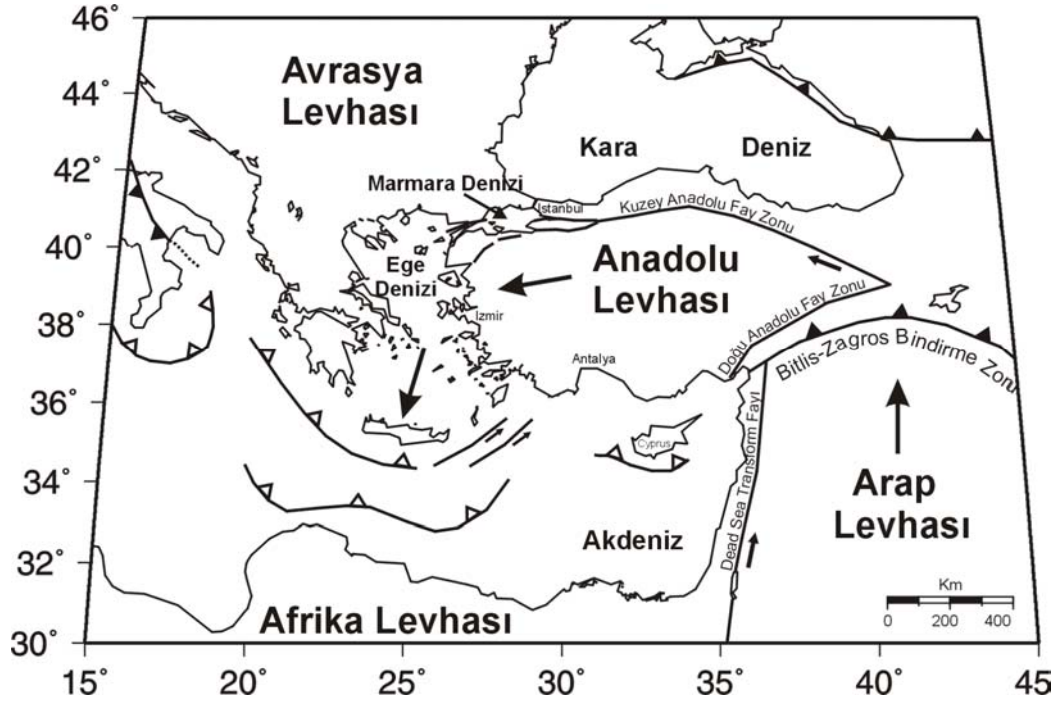
Sismolojik olarak oldukça aktif olan bölgenin tektonik yapısının iyi bilinmesi, gelecekte bu bölgede meydana gelecek depremlerin etkisinin, büyüklüğünün ve yerinin tahmin edilmesine yardımcı olacağı düşüncesiyle, Marmara Denizi ve İzmit Körfezi üzerine bir çok çalışma yürütülmektedir. Marmara bölgesini etkileyecek büyük bir depremin olacağı yönünde hemen hemen tüm araştırmacılar uzlaşmış olmakla birlikte depremin yeri, büyüklüğü ve zamanı konusunda çok farklı görüşler ortaya çıkabilmektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) rejiminin Marmara Bölgesini etkilediğini dikkate alırsak, geçmişte KAFZ üzerinde meydana gelmiş depremlerin büyüklükleri ve konumları dahi, bize beklenen Marmara depremi hakkında bazı önemli ipuçları vermektedir. Örneğin, aletsel dönemden bugüne kadar KAFZ üzerinde meydana gelen ve Richter ölçeğine göre 7’den büyük depremler incelendiğinde, batıya doğru bir göç hareketinin olduğu görülmekte ve 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ise bu göç hareketinin son halkasını oluşturmaktadır. Bu nedenle Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığı ve kırığın deniz içerisindeki uzanımının, beklenen Marmara depreminin olası kırılma boyu, etki alanı ve büyüklüğü hakkında bilgi sağlayabileceği varsayılmaktadır. Yalnızca olasılık hesapları bile 1999 Kocaeli depreminden daha batıda Richter ölçeğine göre 7’den daha büyük bir depremin olma olasılığının yüksek olduğunu göstermektedir. Böylesine önemli bir bölgede deprem gibi yaşamsal bir konu ile ilgili olarak olasılık hesaplarından çok daha fazla bilgiye gereksinim olduğu açıktır, bu sebeple farklı disiplinlerden pek çok araştırmacının katkısı ile ortaya çıkarılan yeni bilimsel veriler, gerçeğe her geçen gün daha çok yaklaşmamızı sağlamaktadır.

Yeraltından bilgi elde etmede Jeofizik yöntemlerin önemi ve etkinliği açıktır, bu sebeple uzun süredir bilinmezliğini koruyan Marmara Denizi ile ilgili yeni “jeofizik” veriler üretilmeye devam edilmektedir. Özellikle 1999 Kocaeli depreminden hemen sonra Marmara Denizi’nde varolan tektonik yapı ve depremin su tabanı kırığı hakkında daha detaylı bilgilere erişebilmek için yurtiçinden ve yurtdışından çeşitli kurumlar değişik hedef derinliklerinde sismik araştırmalar gerçekleştirmişlerdir. İ.Ü. R/V ARAR gemisiyle depremden hemen sonra Eylül ayında gerçekleştirilen yüksek çözünürlük sığ sismik çalışmalarını, R/V MTA Sismik I ile yapılan derin sismik araştırmalar izlemiş ve sonraları TÜBİTAK’ın gerçekleştirdiği projelerle bazı uluslararası kuruluşlarda bölgede kendi gemileri ile çeşitli araştırmalar yapmışlardır.

Bu çalışmada bölgede R/V ARAR ve R/V MTA Sismik I araştırma gemisi ile toplanan sismik verilerin bir kısmı incelenmiş ve yorumlanmıştır. Sığ ve derin sismik kesitlerin yorumlanması, bölgenin aktif tektoniğine yönelik bulgular elde edilmiştir.

2. GENEL KISIMLAR

KAFZ doğudan batıya doğru kaçan Anadolu levhasının kuzey sınırını oluşturan bir fay sistemidir. KAFZ, Arap Levhasının kuzey yönlü hareketinin Doğu Anadolu’da yarattığı sıkışma rejimi ile Batı Anadolu açılma rejimi arasında 1500 km boyunca uzanır (Şekil 2.1). Mudurnu vadisinde üçe ayrılan kollar Marmara Bölgesi’nin tektoniğini kontrol etmektedir (Crampin ve Evans, 1986; Barka, 1992).



Şekil 2.1. Anadolu bölgesinin aktif tektonik haritası. İçi boş üçgenler aktif dalma-batma zonlarını gösterirken, içi dolu üçgenler ise bindirme ve çarpışma zonlarını göstermektedir. Oklar levhaların hareket yönlerini göstermektedir (McKenzie, 1972'den değiştirilmiştir).

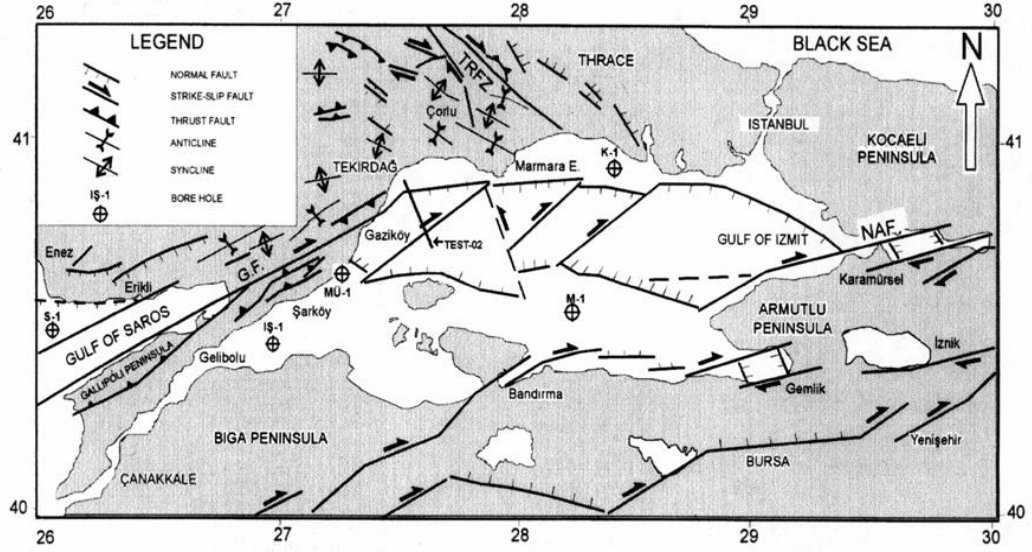
KAFZ karasal ortamda oldukça iyi tanımlanabilen bir sağ yanal doğrultu atımlı fay sistemi olmasına rağmen, Marmara Denizi içerisindeki bilinmezliğini kısmen

korumaktadır. KAFZ'nin Marmara Denizi içindeki devamı hakkında 1900'lü yıllarda farklı görüşler ve modeller öne sürülmüşse de son yıllarda artan jeofizik veriler sayesinde yeni ve önemli görüşler ortaya çıkmıştır.

2.1. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR VE ÖNERİLEN TEKTONİK MODELLER

Sieberg (1932) Saros çukurluğunu Ganos Fayı üzerinden geçirerek Marmara çukuruna bağlamış, Saros-Marmara ve İzmit Körfezi'ni büyük bir graben sisteminin parçaları olarak değerlendirmiştir. Daha sonra "İzmit tarafında karada tek bir fay ve Saros tarafında ise 1912'de kırılan Ganos Fayı olduğuna göre, bu faylar Marmara Denizi içinde de tek bir kol halinde birleşmektedir" görüşü ile Pınar (1943) Marmara çukurlarının ortasından geçen tek fay modelini ileri sürmüştür. Aynı yıllarda Pfannenstiel (1944), derinlik haritasını (Andrussov, 1890) baz alarak, Marmara Denizi'ni, Ege'nin devamı olan bir graben şeklinde değerlendirmiştir. Bu görüşlerin ardından Kopp ve diğ. (1969) Marmara Denizi aktif tektoniğini, Marmara'yı baştan aşağı kat eden tek bir fayın varlığı ile ifade etmişlerdir. Şengör ve diğ. (1985)'nin, Saros Körfezi'nin Ganos Fayı'nın neotektonik döneminde yön değiştirmesi sonucu oluşan bir graben olarak değerlendirmesiyle bazı görüşler değişmiş olmakla birlikte, aynı yıllarda Crampin ve Evans (1986) Marmara Denizi içinde doğu-batı uzanımlı bir graben modeli çizmiştir.

İki sırt ile birbirinden ayrılan üç derin Marmara çukurunu oluşturan doğrultu atımlı sistem içindeki çek-ayır havza sistemi, ilk kez 1980'li yılların sonlarında ortaya atılmıştır (Barka, 1988). Çukurların, KD – GB yönlü doğrultu atımlı faylar tarafından kontrol edilen normal fay mekanizmalarıyla oluştuğu önerilmiştir. Genel anlamda batimetrik verilere dayanan bu yorum uzun yıllar yaygın olarak kabul edilmiştir. Sonraları sığ sismik verilere dayanılarak Marmara Denizi'nde sıkışan sırtlar ve gerilen alanlar denetiminde yeni bir model (Şekil 2.2) geliştirilmiştir (Ergün ve Özel, 1995; Wong ve diğ., 1995). KD - GB yönlü sırtlara paralel yanal-atımlı faylar ve Marmara çukurlarının kuzey ve güney kenarlarına paralel normal faylardan oluşan bu yeni çek-ayır modeli, daha önce Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından öne sürülen modele oldukça yakındır.



Şekil 2.2. Marmara Denizi ve çevresinin aktif tektoniğine yönelik olarak Wong ve diğ. (1995) tarafından ortaya atılan model.

Bu çalışmaların ardından 17 Ağustos 1999 depremine kadar Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı kapsamında MTA tarafından planlı çalışmaların yürütüldüğü Marmara’da, aynı verilerden farklı yaklaşımlar elde edilmiştir. Okay ve diğ. (1999) çukurların kuzey ve güneyini sınırlayan iki fay fikrini ortaya atmıştır. Yazarlara göre Wong ve diğ. (1995) modeli, Marmara Bölgesinde GPS ölçümleri ile saptanan hareket yönü ile çelişkilidir. GPS hareket vektörü Marmara Denizi’ndeki kuzey ve güney sınır faylarında yanal ve az miktarda normal atım, sırtlara paralel var olduğu ileri sürülen faylarda ise yanal ve ters atım yaratmalıdır. Marmara sırtlarına paralel ve ona dik KKB yönünde uzanan ve GPS hareket vektörleri ile oblik açı yapan bu yanal-atımlı fayların nasıl oluştuğu konusuna Wong ve diğ. (1995) herhangi bir açıklık getirmemektedir.

Okay ve diğ. (1999) ile aynı verileri değerlendiren Parke ve diğ. (1999) bu fayların aktif olanlarını haritalamış ve en-echelon faylardan oluşan parçalı bir model elde etmiştir. Depremden sonra yine aynı verilerle yola çıkan Le Pichon ve diğ. (1999a, 1999b), Marmara’yı baştan başa kat eden tek bir fay olduğunu öne sürmüşlerdir. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından deprem sonrası hazırlanan Marmara fay haritasına (Siyako ve diğ., 2000) göre diğer modellerden farklı olarak çok sayıda fay yer

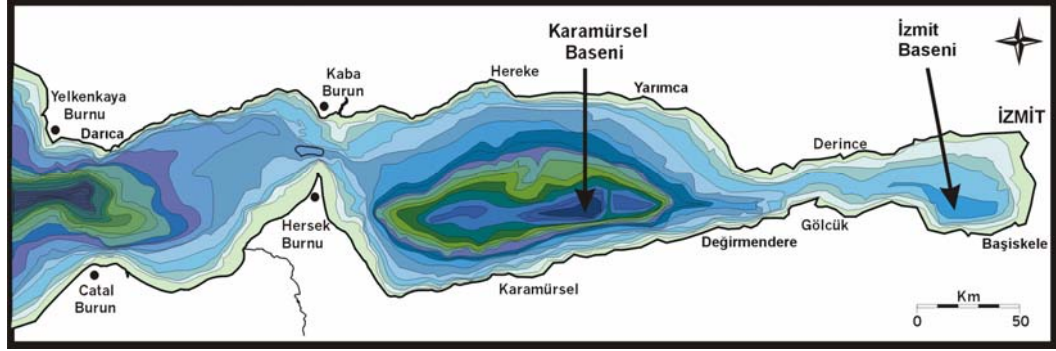
almıştır. Ancak bu haritadaki fayların bir çoğu aktif olmayıp, Miyosen öncesi dönemi yansıtmaktadır. Bu haritadaki ana faylar birbirine paralel fay gruplarından oluşmaktadır.

17 Ağustos 1999 depreminin ardından elde edilen yeni verilerin ve karşı tezlerin etkisiyle bazı modellerde değişiklikler yapılmıştır. Örneğin, Le Pichon ve diğ. (1999a, 1999b) tek fay önerisinin ardından, denizel alanda saptadığı fayların dışında kalan Ganos fayı ve Kuzey Anadolu Fayı kinematığını farklı yorumlayan Okay ve diğ. (2000b) modellerini değiştirmiş, doğuda çukurun kuzeyinden, ortada ortasından ve batıda güneyinden geçen tek fay çizmişlerdir. Yine, Barka ve diğ. (1999) Marmara orta sırtlarının kinematığı ile ilgili makalelerinde çek – ayır modelini sınırlı elemanlar modeli ile deneyerek değiştirmiştir. Böylece daha önce ortaya koyduğu Barka ve Kadinsky-Cade (1988) modelindeki doğrultu atımlı fayların doğrultusunda değişmiştir. Fayları kinematik özelliklerine göre birbirine bağlı olarak gösterilen modeller de vardır. Bu modellerde Marmara Denizi içinde birbirine bağlı en-echelon fayları kat ederek geçen tek bir fay gözükmemektedir. KAFZ kuzey kolunun deniz içindeki uzantısı olan bu fay, Trakya – Eskişehir fayı ile etkileşmekte ve Marmara Denizi çukurlarını oluşturmaktadır (Yaltırak, 2000; Alpar ve Yaltırak, 2000). Son zamanlarda ortaya atılan diğer bir görüşte deprem öncesinde varolan görüşe yakın olarak, Marmara Denizi'nin çek – ayır basenlerden oluştuğu ve Marmara Denizi'ni boydan boya geçen tek bir fayın olduğuna dair bir kanıt bulunamadığının ortaya atılması olmuştur. Yüksek çözünürlüklü sismik veriler ve GPS verilerine dayanılarak ortaya atılan bu görüşe göre, Çınarcık çukurunda yer alan normal faylar en echelon tipi bir jeolojik yapı oluşturmaktadır (Armijo ve diğ., 2002). Marmara bölgesinde gözlenen deformasyonların yalnızca çek – ayır geometri ile oluşabileceği Flerit ve diğ. (2003) tarafından da öne sürülmüştür.

2.2. İZMİT KÖRFEZİ BATİMETRİSİ VE STRATİGRAFİSİ

İzmit Körfezi Marmara Denizi'nin doğusunda doğu-batı yönlü uzanan denizel bir çukurdur. KAFZ'nin kuzey kolu, bölgenin sismik aktivitesini kontrol etmekte ve tektonik hareketlerin kaynağını oluşturmaktadır. İzmit Körfezi aktif tektoniğine yönelik olarak Barka ve Kadinsky-Cade (1988) çek-ayır havza sistemi önerirken, Akgün ve

Ergün (1995) ile Koral ve Öncel (1995) İzmit Körfezi ve basenlerinin en-echelon doğrultu atımlı faylardan oluştuğunu öne sürmüşlerdir.



Şekil 2.3. İzmit Körfezi batimetri haritası (Güneysu 1999'dan değiştirilerek alınmıştır).

İzmit Körfezi batimetrik olarak üç bölgeye ayrılır (Şekil 2.3). Birinci bölge körfezi Marmara Denizi'ne bağlayan Yelkenkaya Burnu-Çatal Burun ve Kaba Burun - Hersek Burnu arasındaki alandır. Bu bölgede ortalama su derinliği 200 metredir ve Hersek burnu önlerinde 60 metreye kadar sığlaşır. İkinci bölge olarak adlandırılan Karamürsel Baseni ise Hersek Burnu'dan Gölçük'e kadar uzanan en geniş alandır. Derinlik batıda 60 m, doğuda 32 m iken, ortada 204 metreye kadar ulaşmaktadır. Sonuncu ve en sığ bölge ise, Gölçük-Derince arasındaki daralma alanı ile Başiskele mevki arasındaki İzmit basenidir.

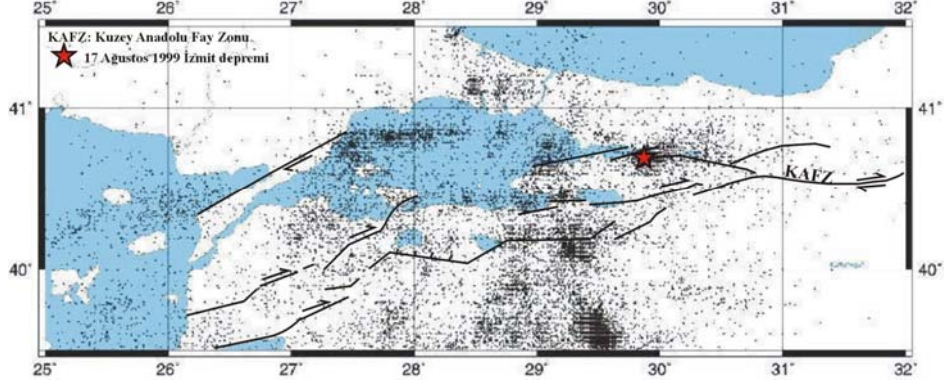
Jeolojik ve Jeofizik verilere göre, körfezin kuzey ve güney kesimleri farklı yapısal özellikler göstermektedir. Stratigrafik yönden, kuzey kesimde temel Paleozoyik (Silüryen ve Devoniyen) dönem kırıntılı kayalarından oluşmakta ve üzerine Triyas ve Üst Kretase kırıntılı karbonat çökelleri açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Güney kesimde ise temelde yeralan Devoniyen yaşlı Medirgöz ve Dereköy metamorfikleri, en yaşlı çökel birimi olan Üst Kretase yaşlı Kokarca formasyonu ile örtülmüştür (Bargu ve Yüksel, 1993). İki yaka arasındaki bu farklı görünüm, İzmit Körfezi'nin oluşum ve gelişiminde Marmara Denizi içerisindeki fay sisteminin etkin unsur olduğunu açıkça göstermektedir.

Doğrultu atımlı fayların düşey bileşeni basenlerin çevresinde baskındır. İzmit Körfezine akan akarsular Gölcük, Hersek, Kavaklı deltalarını ve ayrıca Sapanca ve İzmit Körfezi arasındaki alüvyonal düz alanı oluşturmuşlardır. İzmit Körfezi'nde deniz suyu dolaşımı iyi bilinmektedir. Karadeniz orijinli yüzey akıntıları İzmit Körfezi'ne girmekte ve Hersek civarında iki kola ayrılmaktadır. Ana kol Karamürsel basenine doğru akıntı hızı azalmış bir şekilde giriş yaparken, diğer kol ise kuzey kıyı boyunca geri döner. Genelde Hersek Burnu önündeki akıntı hızı Kaba Burnu önündeki akıntı hızından daha fazladır. Olağanüstü meteorolojik ve oşinografik koşullar oluşmadığı sürece, İzmit Körfezi'ndeki su dolaşımı sediman taşınması için yeterli değildir. Bu koşullar altında akarsu ağızlarında deltaik yapıların oluşması, eğer deniz tabanı morfolojisi olanak veriyorsa, kaçınılmazdır (Alpar ve Güneysu, 1999). İzmit Körfezi basenleri akarsuların taşıdığı kıtasal silikastik malzemelerden oluşmuştur. En derin bölgeler için ortalama çökelim hızı 20 cm / 1000 yıl olarak (max. 150 cm / 1000 yıl) hesaplanmıştır (Ergin ve Yörük, 1990). Akarsuların döküldüğü görece olarak akıntı hızının düşük ve dalgaların zayıf kaldığı yerlerde ise deltaik yapılar oluşmuştur. Kıyı şeridinde gözlenen bu tip değişimlerin bir diğer nedenide, tarih boyunca meydana gelen depremlerin ürettiği tsunami dalgalarının karaya girişidir. Tarihsel veriler incelendiği zaman İzmit çevresinde meydana gelen depremlerin tsunami dalgaları oluşturduğu görülür. 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra yapılan araştırmalara göre, bu deprem sonucunda tsunami dalgalarının oluştuğu öne sürülmüştür (Altınok ve diğ., 2001).

2.3. BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

Ülkemizin en gelişmiş, sanayileşmiş ve nüfus yoğunluğunun en fazla olduğu Marmara bölgesi sınırları içinde oldukça aktif, büyük depremler üretebilen KAF'nin batı bölümü üç kol halinde uzanmaktadır (Şekil 2.4). Dolayısıyla bölgede yüksek bir deprem tehlikesinin var olduğu tartışmasız kabul edilmekte ve 1999 Kocaeli ve Düzce depremleri gelecekteki deprem tehlikesi için somut bir kanıt olarak algılanmaktadır. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından yerleri belirlenen ve 1900'lü yıllardan günümüze kadar $M > 2.5$ olan depremlerin dağılımını gösteren depremsellik haritası, bölgede deprem aktivitesinin yoğunluğuna önemli bir

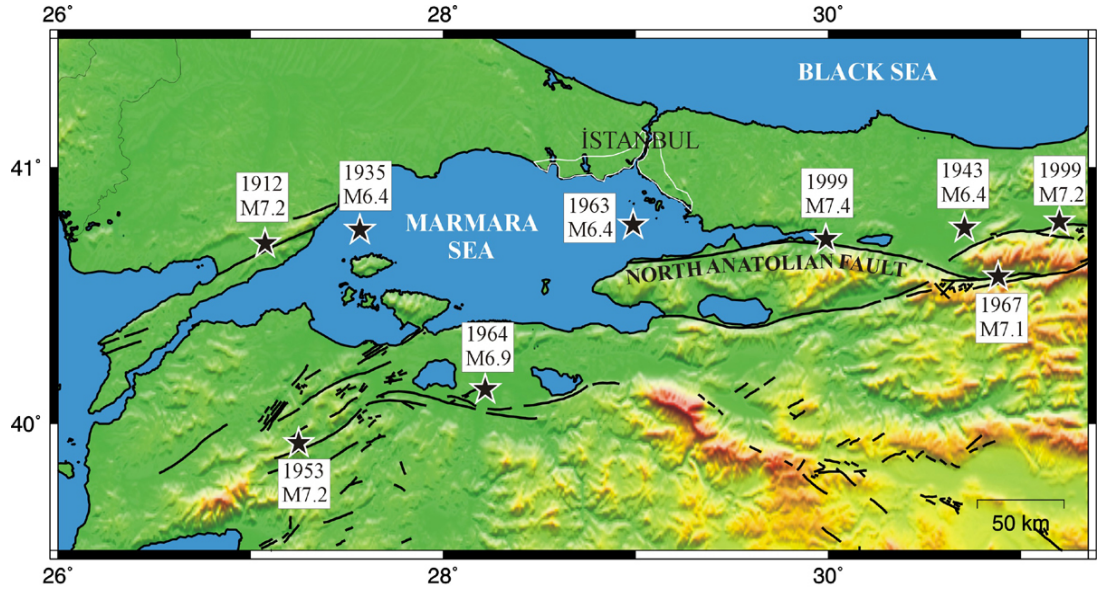
göstergedir (Şekil 2.5). Bu deprem aktivitesi aletsel dönemde çok sayıda can ve mal kaybına neden olan büyük depremleri de içermektedir (Şekil 2.6).



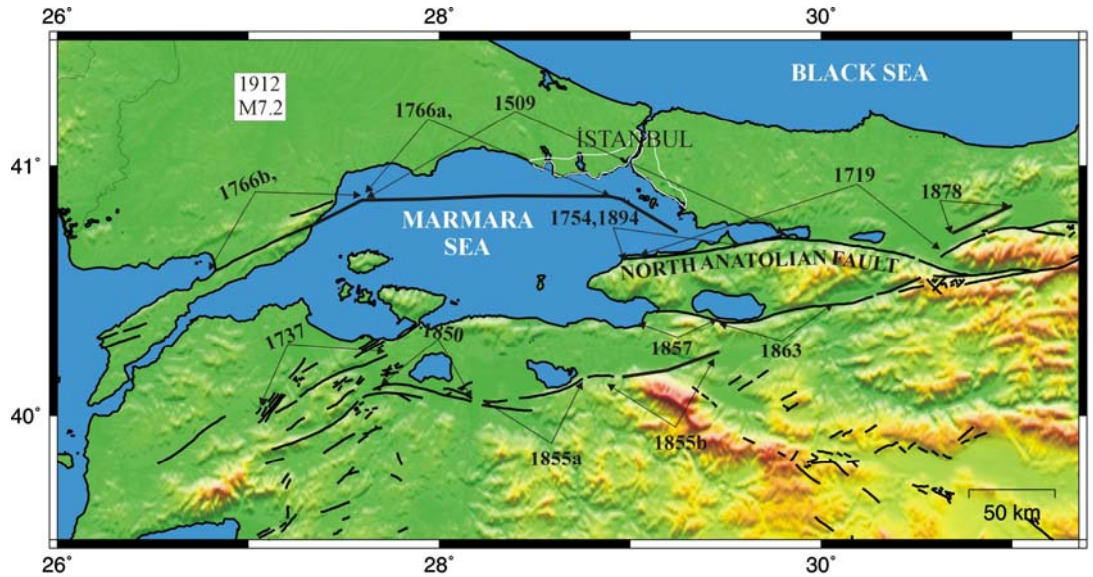
Şekil 2.4. KRDAE verilerine göre 1900'lü yıllardan günümüze uzanan $M > 2.5$ olan depremlerin dağılımının gösterildiği depremsellik haritası.

Yine üzerinde çokça tartışılan bir konuda, Türkiye' nin nüfusça en büyük ve sanayice en gelişmiş bölgesi olan Marmara bölgesinde gelecekte oluşabilecek bir depremin ne zaman ve nerede olacağıdır. Bu konuda iyi bir değerlendirme yapılabilmesi için, özellikle Marmara denizi altında bulunan fayların yer ve uzanımlarının ve tarihsel dönemde meydana gelmiş (1900 öncesi) depremlerin yerlerinin ve kırılma uzanımlarının doğru bir şekilde belirlenmesi büyük önem kazanmaktadır. 1999 Kocaeli depremi sonrası Marmara denizi içinde yapılan sismik çalışmalarla fayların uzanımı iyice belirginleşmiştir.

Tarihsel dönem depremlerinin yerleri ve kırılma uzanımlarında, özellikle Ambraseys ve Finkel (1995)'in sunduğu, makrosismik gözlemlerden yararlanılan çalışmalarda tam bir uzlaşma olduğu söylenemez (Parson ve diğ., 2000; Hubert-Ferrari ve diğ., 2000). Bölgede KAFZ'nin kuzey kolu ile ilgili olarak 1509 depremi sonrası meydana gelmiş önemli depremler 1719, 1754, 1766 (Mayıs), 1766 (Ağustos), 1878 ve 1894 depremleri olarak belirlenmiştir (Ambrasey ve Finkel, 1995). Bu depremlerin önceki çalışmalarda derlenmiş olası kırılma uzanımları Şekil 2.6'da verilmiştir (Parson ve diğ., 2000; Hubert-Ferrari ve diğ., 2000; Killinger ve diğ., 2003). Bu depremler arasından özellikle



Şekil 2.5. Son yüzyılda Marmara Bölgesi'nde meydana gelmiş olan büyük depremler. Deprem büyüklükleri KRDAE web sitesinden alınmıştır.



Şekil 2.6. 1509 depreminden sonra Marmara Bölgesi'nde meydana gelen tarihsel depremler (deprem yerleri Parson ve diğ., (2000) ve Hubert-Ferrari ve diğ., (2000)'den derlenmiştir).

1509 ve 1766 Mayıs depremlerinin konumlarının, bölgedeki meydana gelmesi beklenen büyük depremin büyüklüğü ve yeri açısından önem taşıdığı düşünülmektedir. Kilinger ve diğ. (2003) Hersek deltasında yaptıkları hendek (trench) çalışmasında 1999 depreminin tarihi dönemdeki tekrarları hakkında önemli bulgular sunmuşlardır. Bu araştırmacılar Hersek deltası üzerinde yaklaşık 1.6 m'lik düşey atıma neden olan 1999 İzmit depremi kırığı öncesi bu yerde tarihsel dönemde yaklaşık aynı atıma sahip 2 deprem daha belirlemişlerdir. Yaptıkları tarih belirleme analizleri bu depremlerin 1509 ve 1719 depremleri olduğunu göstermiş ve tekrarlama periyodunu 210-280 yıl olarak önermişlerdir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

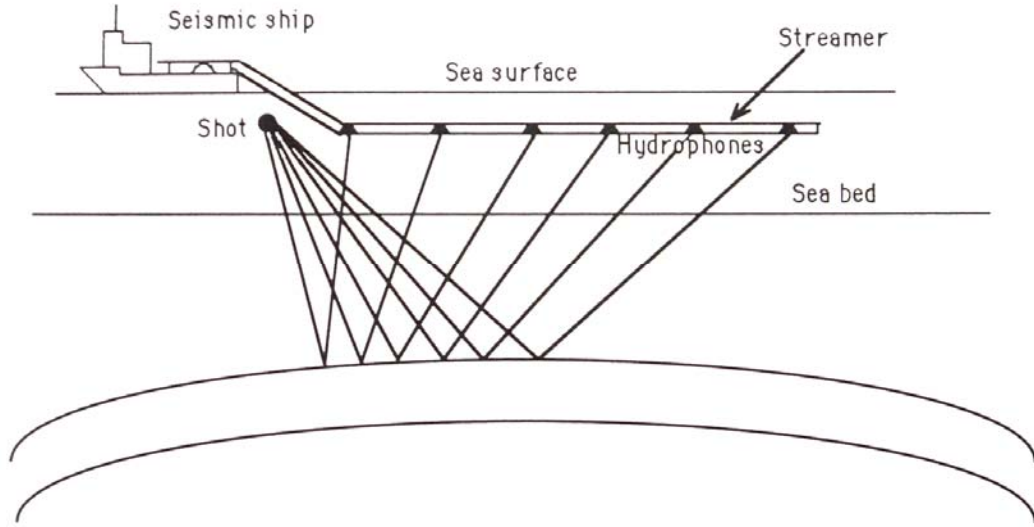
Bu tez çalışmasında denizel ortamda toplanan sismik verilerin yorumu üzerinde durulmaktadır. Denizel ortamda Jeofizik yöntemlerin uygulanabilirliği zamanla kabul görmüş ve bu tip çalışmalar bugün uluslararası standartlar halinde bilim ve ticaret dünyasında yerini almışlardır.

Jeofizik problemlerin çözümünde esas amaç, yer içini ya da bir Jeofizik belirtiyi neden olan kaynağı belirlemeye çalışmaktır, bu sebeple Jeofizikçi yer ile iletişim halindedir. Jeofizikçi'nin yer ile iletişimi başlıca iki yolla olmaktadır. Bunlardan birincisi pasif iletişim diğeri ise aktif iletişimdir. Pasif iletişimde yerinin belirli bir fiziksel özelliğiyle ilgili doğal sinyaller oluşmakta ve Jeofizikçi'ler bu sinyalleri uygun aletlerle ölçmektedirler. Bu tür iletişimde Jeofizikçi'nin yeraltına bir dürtüsü, uyarısı veya denetimi söz konusu değildir. Jeofiziğin doğal kaynaklı yöntem uygulamaları bu tür iletişime örnek teşkil ederler. Aktif iletişimde ise Jeofizikçi yeri bir sinyal veya bir dürtü ile uyarmakta ve yerin bu uyarıya karşı tepkisi ölçülmektedir. Bu tür uygulamalar yapay kaynaklı Jeofizik yöntemleri oluştururlar (Canitez, 1997).

Sismik araştırma yöntemleri yapay kaynaklı Jeofizik yöntemlerdendir. İster karada ister denizde olsun, sismik çalışmalarda yere bir kaynak yardımı ile ses dalgaları gönderilir. Bu dalgalar yer içerisinde yolculuk ederek kayıtçılara ulaşır ve kaydedilirler, ancak kaydedilen dalgacık ile başlangıçta gönderilen dalgacık arasında genlik ve frekans bağlamında farklılıklar oluşur. Bu farklılık, üretilen dalganın yeraltında farklı akustik empedans değerleri olan tabakalar arasında yolculuk etmesinden kaynaklıdır. İşte bu farklılığa yeryüzünün “Konvolüsyon” (evrişim) etkisi denilir ki Jeofizikçi'nin aradığı bilgide budur.

3.1. DENİZ SİSMİĞİ

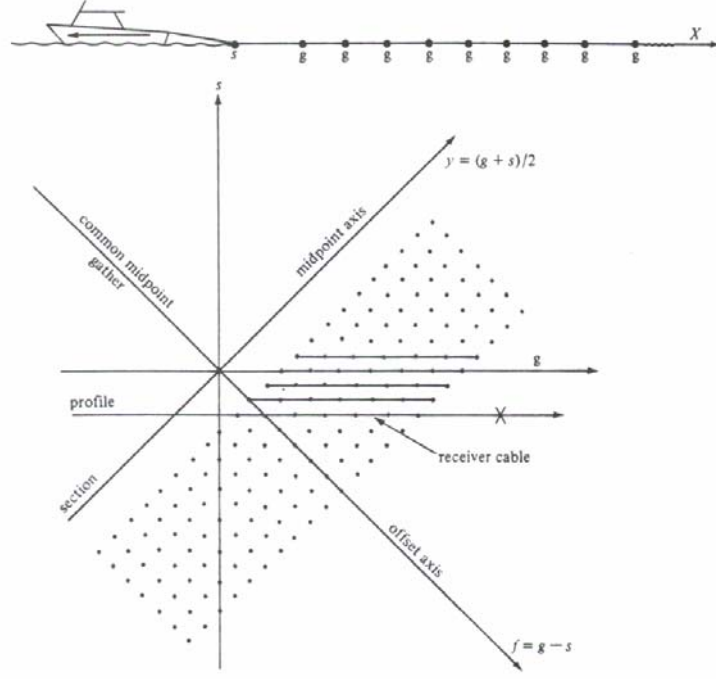
Deniz Jeofiziği araştırmaları yaygınlaşmadan önce büyük petrol şirketleri denizde petrol arama görüşünden çekinilerdi. Oşinografların da desteklediği denizde Jeofizik yöntemlerin uygulanabilirliği, zamanla kabul görmüş ve geniş uygulanma alanı bulmuştur. Bugün hidrokarbonlar, su derinliğinin 1.5 km'ye ulaştığı sahalardan çıkarılabilmekte ve 3 km'den daha derin sahalarda üç boyutlu çok kanallı sismik yansıma çalışmaları standart olarak uygulanabilmektedir. Bununla birlikte, tektonik yapıların araştırılmasına yönelik sığ ve derin sismik araştırmalar, yaygın olarak kullanılmaktadır.



şekil 3.1. Deniz sismiği uygulamasının temsili gösterimi (Evans, 1997).

Deniz sismiği araştırmaları tekrarlamalı bir enerji kaynağı ile oluşan sinyalleri kaydedecek alıcıların bulunduğu bir kaynak – alıcı düzeneğinin oluşturulması yardımıyla yapılır (şekil 3.1). Kaynak – alıcı düzeneği araştırmanın amacına göre sığ veya derin tabaka bilgilerinin hedeflenmesi gibi farklılıklar gösterebilir. Örneğin sığ sismik araştırmalarda kaynağın ürettiği dalgacıklar sıfır açılım (offset) bir kaç hidrofonla kaydedilirken, derin sismik çalışmalarında ise daha güçlü enerji kaynakları

ile üretilen sinyaller geminin arka tarafına konumlandırılmış ve üzerinde bir çok hidrofonun bulunduğu 2 – 3 km.'lik alıcı kablosunun (streamer) çekilmesi ve sinyallerin açılımı kaydedilmesiyle elde edilir.



Şekil 3.2. Kaynak koordinatı s , alıcı koordinatı g , açılım (offset) koordinatı $f = g - s$ ve orta nokta (midpoint) koordinatı $y = (g + s)/2$ arasında ki ilişkiyi gösteren şekil. Teorisyenler genellikle dalga cephesi koordinatı s ve g 'yi kullanırlar, ancak yorumcular f ve y 'yi, yani açılım ve orta noktayı kullanırlar (Claerbout, 1976).

Matematiksel olarak deniz sismiği araştırmalarını tanımlamak mümkündür. Örneğin, idealde sismik araştırma gemisinin rotası X eksenini kabul edeceğimiz yatay bir doğru şeklindedir ve yine idealde sismik kaynaktan çıkan sismik dalgalar geminin rotasına düşey bir düzlemde yayınırlar. Sismik dalgaların yayıldıkları bu düzleme “Kesit Düzlemi” adı verilir. Bir nokta kaynaktan üç boyutlu olarak yayınan dalgaların genliğinde, yolculuk zamanının tersi ile orantılı olacak şekilde bozulmalar oluşur. Kaynaktan uzaklaştıkça küresel dalga cephesi alanı t^2 ile orantılı olarak artar, böylece birim alana düşen enerji miktarı t^2 oranında azalır ve sonuç olarak sismik dalga genliği

t^{-1} ile orantılı olur. Bir çizgisel hat şeklinde kaynaktan yayınan itici (impulsive) bir dalganın genliği (bu doğrusal hat, geminin rotasına dik olan deniz yüzeyinde olmalıdır) $t^{-1/2}$ ile orantılı olarak azalır. Böylece üç boyutlu bir olayı iki boyutlu veya tek boyutlu bir matematiksel şekle getirmek $t^{1/2}$ veya t ölçekleme faktörü (scaling factor) ile başlar. Bu ölçeklemenin önemli bir pratik faydası vardır, bu da geminin rotası boyunca tek bir düzlemle sınırlanmış giden ve gelen tüm sismik ışınların kaydedilebilmesi veya diğer bir ifadeyle yanal gürültülerden kaçınmayı amaçlamış olmamızdır (Claerbout, 1976).

Gemi rotasının dikkatli seçilmesiyle yanal gürültülerin etkisi azaltılabilir, ancak her şekilde kaydedilen sismogramlarda yanal gürültü az da olsa olacaktır. Bu yanal etkileri görmenin tek yolu ise geminin doğrusal rotasının silindirik koordinat sisteminin ekseni olduğunu düşündürmektir. Bir gürültünün gecikme zamanının yansıtıcıya olan derinliğin ölçümü olduğu varsayımı yerine, silindirik koordinat sistemindeki yarıçap değerinin yolculuk zamanı olduğu varsayılır. Eğer sismik kesit düzlemi düşeyden çok az eğik ise yorumlama kolaydır. Esasında yorumlama problemleri yerin karmaşık üç boyutlu yapı göstermesi ve geminin hareket halinde olması sebebiyle yansıma sinyallerinin üst üste binmesiyle ortaya çıkar. Kısacası yeraltı üç boyutlu karmaşık yapılara sahip ve ortam tekdüze değilse iki boyutlu hesap teknikleri çok iyi sonuç vermemektedir. Şekil 3.2 koordinat sistemleri arasında ki ilişkiyi göstermektedir. x ekseni geminin rotası, atış ve alıcı koordinatları ise s ve g olarak seçilir. Ayrıca geminin rotası, yani x boyunca, atış alıcı aralığı koordinatı f ve orta nokta koordinatı y 'de hesaplanır. Atış ve alıcı koordinatlarının bağımsız değişkenler olarak alınması halinde sismik dalga, $P(s, g)$ tanımlanabilir. Gerçekte atış ve alıcılar burada verildiği gibi sürekli ve düzgün bir x düzleminde yer almazlar ve herhangi bir s ve g için P 'yi hesaplamak interpolasyonla mümkündür, ancak bu tez çalışmasında bu detaya girilmeyecektir.

Deniz sismiği arama yöntemlerinde önemli iki parametreden biri sismik sinyal etki derinliği, diğeri ise kesit çözünürlüğüdür. Bu iki parametre ortamın doğasına bağlı olarak değişim göstermektedir. Bir sismik sinyalin derinlik etki kabiliyeti, frekansına ve genliğine bağlı olarak kontrol edilir. Düşük frekanslı sinyalin etki derinliği yüksektir, buna karşılık yüksek frekanslı bir sinyalin etki derinliği düşüktür. Genelde yüksek

frekanslı sistemler ile elde edilen kesit çözünürlükleri daha ayrıntılı bilgiler göstermesi açısından iyidir, ancak yüksek frekanslar soğrulmadan dolayı derinlere inemediğinden yalnızca sığ kesimler hakkında bilgi verebilirler.

Sığ deniz sismiği araştırması yapılacak ise “yüksek frekanslı” sinyal üreten bir kaynak gerekirken, derin deniz sismiği araştırması için “düşük frekanslı” sinyal üreten bir kaynak gerekmektedir. Boomer, Sparker ve Pinger gibi yüksek frekanslı sistemler bir kaç metre kalınlıktaki katmanları çözmekte başarılı olabilirler. Büyük hazneli Air-Gun gibi düşük frekanslı sistemler ise sınırlı çözünürlük gösterirler, ancak kilometrelerce derinlerdeki çökel ve katı kayaçlar hakkında bilgi sağlayabilirler. Derin sismik araştırmalar, genellikle hidrokarbon aramalarında ve son yıllarda özellikle neotektonik olayların gözlenmesine yönelik çalışmalarda kullanılmaktadır. Buna karşılık sığ sismik araştırmalar sığ deniz tabanı ve altındaki tabakaların diziliminde, deniz tabanında yükselim veren arkeolojik kalıntıların ayrılmasında, kayaç mostralarının, fay hatlarının, çakıl ve mineral depozitlerinin incelenmesinde etkilidir.

3.2. DENİZ SİSMİĞİ TARİHİ

Denizde sismik yansıma çalışmaları ilk olarak 1930 sonlarına doğru New Jersey kıta şelfinde ve English Channel’da yapılmıştır. İkinci dünya savaşından sonra okyanus tabanına olan ilginin artması ve patlayıcılarla birlikte yeni duyarlı hidrofonların kolay bulunurluğu, sismik araştırmaların daha derin sulara yapılmasını teşvik etmiştir. İlk derin deniz sismiği araştırması, İsveç’lilerin 1947 – 1948 yıllarında elde ettikleri düşey yansıma profilleridir. Kuzey Atlantik’te pek çok yansıma ve derin su kırılma profilleri alınmış ve takiben Pasifik’te de derin su kırılma profilleri elde edilmiştir. Okyanusal kabuğun sismik katmanlarının temel özellikleri kırılma ölçümleri ile tanımlanmış; kalınlık ve kıtasal sınırların dağılımı, okyanus ortası sırtlar ve abisal taban sedimanlarının varlığı 1960’larda belirlenebilmiştir.

3.2.1. Sismik Kaynakların Gelişimi

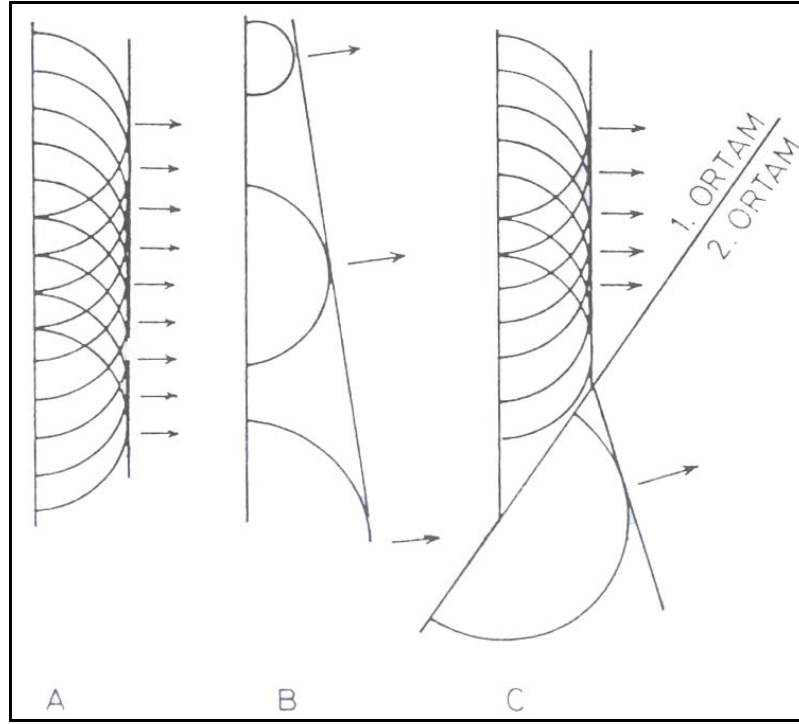
Sismik kaynak dinamit, ilk zamanlar yaygın olarak kullanılmaktaydı. Dinamitin sismik kaynak olarak kullanılmasıyla yüksek miktarda enerji elde edilirken lojistiğinin zorlu olması, düşük atış tekrarlanma oranı ve diğer çevresel bazı etkenler nedeniyle kullanım alanı zamanla azalmıştır. Sparker, boomer, gaz patlatmaları ve düşük frekanslı echo-sounder gibi diğer sismik kaynaklar, 1950'li yıllarda geliştirilmiştir. Dinamit ve diğer patlayıcılar derin sismik araştırmalar için 1960'lı yıllara kadar kullanılmasına rağmen, 1970'li yılların başında özellikle petrol endüstrisinin gereksinimlerini karşılamak üzere yeni kuşak ekipmanlar geliştirilmiştir. Bu ekipmanlara MaxiPulse ve Flextoir gibi mekanik olarak çalıştırılan patlayıcı kaynakları ve Flexichoc, Vaporhoc ve Simplon Water Gun gibi iç patlatma yapan kaynaklar örnek olarak verilebilir. Kontrol edilebilir sismik kaynak dizaynları arasında en önemli olanı 1960 ortalarında Lamont Yer Gözlemevi'nde geliştirilen Airgun konsepti olmuştur. Airgun pratik kullanımı ve ürettiği yüksek enerji sayesinde ilgi çekmeyi başarmış ve bu tarihten sonra deniz sismiği araştırmalarında yaygın olarak kullanılmıştır. Bugün dinamit, yalnızca okyanusal kabuk araştırmaları gibi çok özel konularda yapılan araştırmalarda, gerekli olduğu takdirde, kullanılmaktadır.

3.2.2. Sismik Kayıtların Gelişimi

İlk kayıtçı dizilimi gemi arkasından çekilen bir kablo ve kablounun içerisinde asılı duran bir kaç hidrofondan oluşmaktaydı. Sonraları bu hidrofon dizileri, içi petrol dolu plastik bir kılıf ile çevrelendiler ve böylece bugün kullandığımız modern alıcı kablosu kavramı gelişmiş oldu. Sayısal kayıt laboratuvarlarının mevcut olduğu 1960'lı yılların başlarından itibaren, multi-fold (yer altındaki bir noktanın birden fazla kayıtçı tarafından kaydedilmesi) kapsama alanı elde etmek için ilk çok kanallı alıcı kabloları geliştirildi ve paralel olarak okyanus tabanına yerleştirilen sismometreler (Ocean Bottom Seismometers, OBS) yaygınlaşmaya başladı. Günümüzde ise çok kanallı kayıt teknolojisi, sayısal alıcı kablolarının ortaya çıkması ile gelişim göstermiş, OBS'lerin kayıt kapasitesi ve kalitesi artmış ve yüksek hızlı bilgisayarlara paralel olarak 3 boyutlu sismik araştırmalar bir standart haline gelmiş ve yaygınlaşmıştır.

3.3. DALGA YAYINIM GEOMETRİSİ

Herhangi bir enerji kaynağından çıkan dalgalar, suya atılan bir taşın meydana getirdiği dalgalar gibi giderek genişleyen çemberler şeklinde yayınırlar. Yer içerisinde üç boyutlu ortamda bu dalgalar küresel olarak yayınırlar ve küreyi oluşturan yüzeylere “dalga cephesi” adı verilir. Bu dalga cephelerini oluşturan her nokta yeni bir enerji kaynağı gibi davranır (Huygens prensibi). Bu kurala göre belirli bir zaman için herhangi bir dalga cephesi geometrisinin bilinmesi durumunda, daha sonra oluşacak dalga cephesi geometrileri belirlenebilir. Bu işlem, dalga cephesinin her noktasının bir enerji kaynağı olduğunu öngörülerek bu noktalardan yayınan küresel dalga zarflarının çizilmesi şeklinde yapılır (Şekil 3.3)



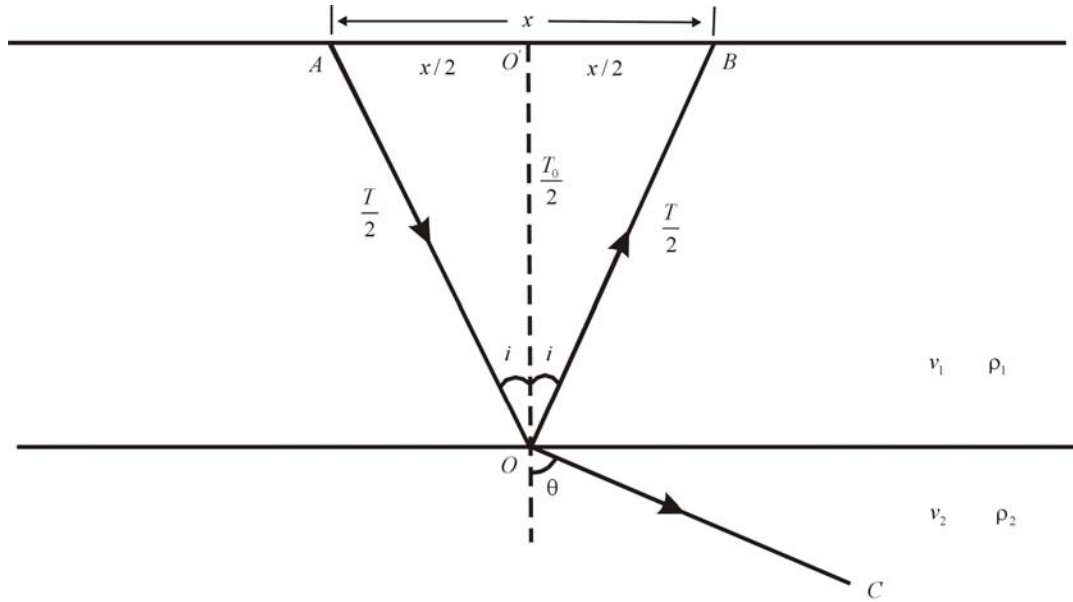
Şekil 3.3. Huygens prensibine göre düzlem dalga yayınımları; A) Homojen ortam B) Hızın düşey yönde doğrusal artması C) Ortam değişikliği nedeniyle hızın ani olarak değişimi (Al-Sadi, 1979).

Dalga cephesinin t zamanında olduğu öngörülürse $\Delta t + t$ zamanı için oluşacak dalga cephesi, ortamın yayınım hızı kullanılarak S yarıçaplı çemberlerin zarfının çizilmesi ile

elde edilir. Huygens prensibini göre genişleyen dalga cepheleri oluşurken, dalga iki nokta arasında en kısa zamanda gidebileceği yolu izler, ki bu kural “Fermat prensibi” olarak bilinir. Huygens ve Fermat prensiplerini farklı hızlara sahip ortamlara uygulanması sismik verilerin temelini oluşturur. Şekil 3.4’te görüldüğü gibi v_1 ve v_2 hızlarından oluşan bir ortamda A ve B noktaları arasındaki ışınal dalga yayılımı, geliş açısı ile yansıma açılarının eşitliğini gerektirir. İki farklı ortamda bulunan A ve C noktaları arasındaki dalga yayılımının ışınal geometrisi için “Snell yasası” olarak bilinen

$$\frac{\sin i}{v_1} = \frac{\sin \theta}{v_2} \quad (3.1)$$

bağıntısı yazılabilir.



Şekil 3.4. Snell yasasını temsil eden ışın geometrisi.

Bu kural çok tabakalı ortamlar için geçerli olup bağıntı (n) tabakalı bir ortam için;

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} = \frac{\sin i_3}{v_3} = \dots = \frac{\sin i_n}{v_n} \quad (3.2)$$

şekline dönüştürülür. Kırılma açısının (i_2) 90° olması durumunda geliş açısı (i_1) “kritik açı” olarak adlandırılır. Bu durumda Snell yasasından,

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{1}{v_2} \quad \text{ve} \quad \sin i_1 = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.3)$$

bağıntısı yazılabilir. (i_1) açısından daha büyük açı ile iki farklı hızlı ortam arayüzeyine gelecek dalgalar “tam yasinma”ya uğrayacaklardır.

3.3.1. Yansımaya Katsayıları

Enerji herhangi bir süreksizlik düzleminde hem iletilir ve hemde yansımaya uğrar. Yansımaların polaritesi ve genliği süreksizlik düzleminin her iki tarafındaki materyallerin akustik özelliklerine bağlıdır. Şekil 3.4’te görülen süreksizlik düzlemi yoğunluğu ve sismik hızları sırasıyla ρ_1 , ρ_2 ve v_1 ve v_2 olan iki farklı birimi ayırmaktadır.

Akustik empendans, yoğunluk ve sismik hızın çarpımı olarak verilir. Buna göre kırılma genliği (A_i) , yansımaya genliği (A_r) ve yansımaya katsayısı (R_c) arasındaki ilişki;

$$A_r = R_c \cdot A_i \quad (3.4)$$

olarak verilir ve buradan yansımaya katsayısı,

$$R_c = \frac{\rho_2 \cdot v_2 - \rho_1 \cdot v_1}{\rho_2 \cdot v_2 + \rho_1 \cdot v_1} \quad (3.5)$$

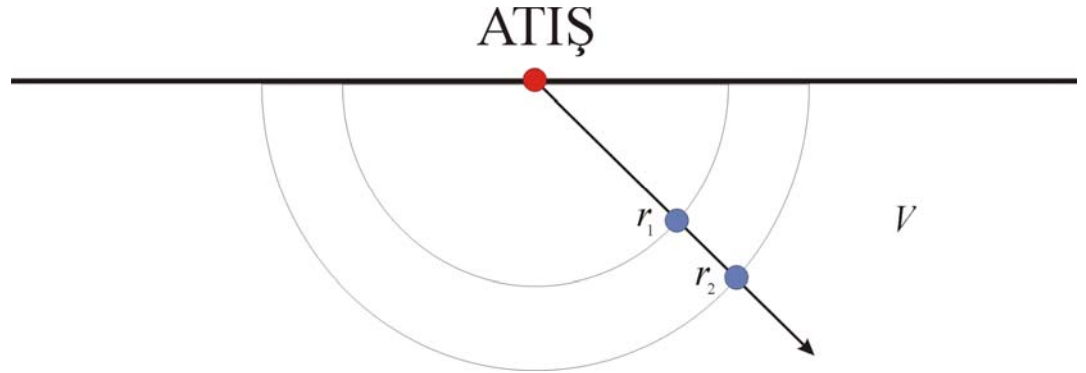
olarak elde edilir.

(3.5) eşitliği R_c ’nin -1 ile 1 arasında değiştiğini gösterir ve ikinci birimin akustik empedansı birinci tabakdan düşük olduğu durumlarda negatif değerler alır. Yansımaya katsayısı negatif olduğu zaman yansıyan dalgaının polaritesi iletilen dalgaya göre ters döner, bunun anlamı sismik hızın sabit olduğu ortamlarda yoğunluk değişiminin yansımaya yol açacağıdır. Diğer bir ifadeyle herhangi bir akustik empedans değişimi yansımaya oluşturur ve yansımamış olan enerji diğer birime iletilir. Büyük bir R_c ile

enerji iletimi az olacağından sinyal/gürültü oranı düşük olur. İdealde jeofizikçiler, yeraltında derinlere doğru büyüyen R_c değerlerinin olmasını isterler, böylece derinlikle artan yayılım ve soğrulmadan kaynaklı enerji kayıpları telafi edilmiş olur.

3.3.2. Enerjinin Azalması

İki tip enerji azalması vardır, bunlar sismik dalga yayılım kaybı (spreading loss) ve soğrulmadır (absorption). Sismik dalgalar atış noktasında dışa doğru yayındıkları için dalga cephesinin birim alana düşen enerji miktarı, atış noktasına olan mesafesinin karesi ile ters orantılıdır. Çünkü, eğer soğrulmayı ihmal edersek, sabit kalan toplam enerji daha geniş alanlara yayılmak zorunda kalır (Şekil 3.5). Bu olaya enerjinin yayılım ile kaybolması denilir. Bir dalganın genliği birim alana düşen enerji miktarının karekökü ile orantılıdır. Buna göre sismik dalga genliği seyahat edilen yol ile ters orantılıdır.



Şekil 3.5. Sismik dalganın yayılımı ile enerji kaybı.

Dalga cephesi genişlediği için, yayılım ile oluşan birim alana düşen enerji kaybı,

$$\text{Yayılım Genlik Kaybı (dB)} = 10 \log \frac{r_2}{r_1} \quad (3.6)$$

olarak verilir, burada r_1 ve r_2 atış noktasına olan radyal uzaklıklardır. Bu genlik kaybını geri kazanmak için, sismik veri işlem sırasında (3.6) bağıntısını esas alan bir düzeltme uygulanır.

Dalga cephesi bir kayacı geçerken, kayaç partiküllerinin salınımları sebebiyle genlik kaybı oluşur. Salınan partiküller enerjisi ısı olarak soğurlar, bu sebeple bu tip enerji kayıpları soğrulma olarak adlandırılır. Soğrulma kaynaklı genlik kaybı uzaklıkla, (3.7) bağıntısında verildiği üzere, üstel olarak değişir,

$$A_2 = A_1 e^{-\alpha(r_2 - r_1)} \quad (3.7)$$

burada, $A_1 \rightarrow r_1$ mesafesindeki genliği, $A_2 \rightarrow r_2$ mesafesindeki genliği ve α ise malzemenin soğrulma katsayısını temsil etmektedir. Buna göre,

$$\text{Soğrulma Genlik Kaybı (dB)} = 10 \log e^{-\alpha(r_2 - r_1)} = 4.3 \alpha(r_2 - r_1) \quad (3.8)$$

Her iki tip enerji kaybının hesaplanması için genlik şu şekilde ifade edilir,

$$A_2 = A_1 \frac{r_1}{r_2} e^{-\alpha(r_2 - r_1)} \quad (3.9)$$

α 'nin birim dalgaboyu (λ) başına tipik değerinin 0.25 dB, r_1 ve r_2 'nin atış noktasından radyal uzaklıklar, V 'nin sismik hız, f dalga cephesinin baskın frekansı ve dalgaboyunun $\lambda = V / f$ olduğunu varsayarsak (3.8) bağıntısından,

$$\text{Soğrulma Genlik Kaybı (dB)} = \frac{1.1 f (r_2 - r_1)}{V} \quad (3.10)$$

elde edilir. Buna göre sabit bir hız için Soğrulma Genlik Kaybı, frekans ve mesafe bağımlıdır. Birim frekans ve hız için Soğrulma Genlik Kaybı, Yayınım Genlik Kaybı'ndan büyük veya küçük olabilir. Atışa yakın radyal mesafelerde (sığ derinlik) Yayınım Genlik Kaybı, Soğrulma Genlik Kaybı'ndan daha büyüktür, çünkü (3.6) ile verilen logaritmik oran (3.10) ile verilen doğrusal orandan daha büyüktür. Daha derinlerde ise Soğrulma Genlik Kaybı genellikle daha büyüktür. (3.10) bağıntısına göre yüksek frekanslar düşük frekanslara göre daha fazla soğrulurlar. Sonuç olarak her iki tip genlik kaybı, yeraltındaki derin olayların sismik kesitlerde neden düşük frekanslı izler olarak yereldiğini açıklar (Evans, 1997).

3.4. SİSMİK YÖNTEM

Bir sismik kaynak vasıtasıyla üretilen sarsıntı (kara) veya basınç (deniz) dalgalarının, atış noktasından belirli uzaklıklara yerleştirilmiş olan jeofon veya hidrofonlar ile ölçülmesi sismik yöntem olarak bilinir. Herhangi bir kaynaktan yayılan dalgalar farklı uzaklıklardaki alıcılarla kaydedilirken yayının geometrisine bağlı olarak doğrudan gelen dalgalar (direct waves), saçılmaya uğrayan dalgalar (diffractions), kırılan dalgalar (refractions) ve yansıyan dalgalar (reflections) olmak üzere 4 guruba ayrılırlar. Bu dalgaların kayıt edildiği sismik araştırmaları amacına göre kırılma sismiği ve yansıma sismiği olmak üzere iki guruba ayrırabiliriz.

3.4.1. Kırılma Sismiği

Sismik kaynak ile elde edilen dalgalar yer içinden geçerek atış noktasından oldukça uzak yatay mesafeler katetmek zorundadırlar. Çeşitli kaynak – alıcı uzaklıklarında yol almaları için gereken zamanlar, yayınımları boyunca içinden geçtikleri yeraltı formasyonlarının derinlikleri ve hızları hakkında bilgi verirler. Kırılma yöntemi Yansıma yöntemi kadar çok bilgi veya hassas yapısal görüntü vermemesine rağmen, kırılma tabakalarının hızları hakkında bilgi vermesi bakımından yararlıdır. Bu yöntem Yansıma yönteminden çok daha kısa zamanda ve daha ekonomik olarak uygulanabilir. Kırılma yöntemi özellikle tuz domlarının haritalanmasında çok faydalı olur. Kırılma yöntemi pek çok avantajına rağmen, petrol aramalarında Yansıma yönteminden daha çok yararlanılır. Aşağıda düz ve eğimli bir tabaka için Kırılma yöntemi ışın geometrisi ve denklemleri verilmektedir.

3.4.1.1. Düz Tabaka Kırılma Geometrisi

Kırılan dalgalar iki farklı hıza sahip ortamların her ikisinde de yayındığından bu iki hıza bağımlıdırlar. Bu dalgaların yüzeyden kaydedilebilmeleri için kritik açı koşulunun ($\sin i_c = v_0 / v_1$) sağlanması gerekir. Dalganın bu kritik açı altında üstteki tabaka içerisinde yayınması “başdalgası” (headwave) olarak adlandırılır. İki tabakalı eğimli bir ortam için yayının süresi;

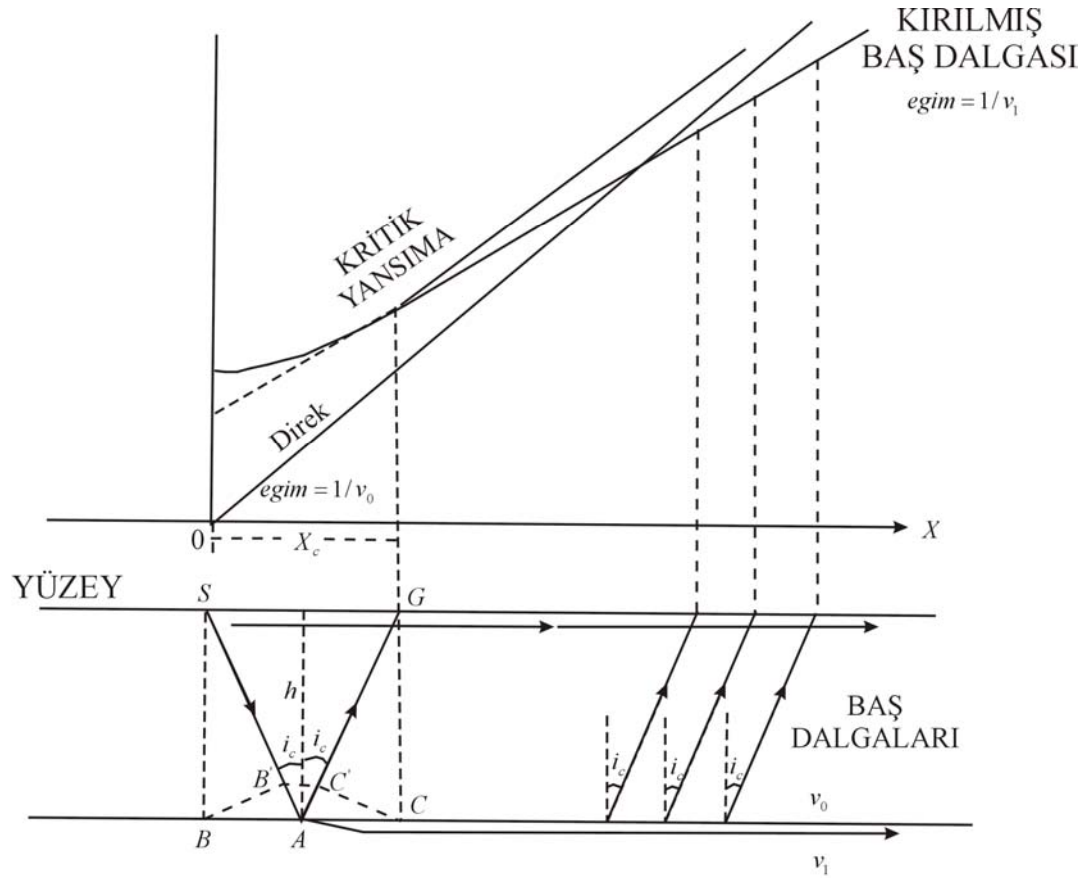
$$T_x = \frac{1}{v_0} [x \sin(i_c + \theta) + 2h \cos i_c] \quad (3.11)$$

bağıntısıyla verilebilir. Burada θ , ikinci tabakanın eğimidir. i_c kritik açılı dalga yoluna ait kritik dalga cephesinin kaynaktan alıcıya gitmesi için gerekli zaman,

$$t = \frac{x_c}{v_1} + \frac{SB' + C'G}{v_0} \quad \text{veya,} \quad (3.12)$$

$$\cos i_c = \frac{SB'}{h} = \frac{C'G}{h} \quad \text{alınarak} \quad (3.13)$$

$$t = \frac{x_c}{v_1} + \frac{2h \cos i_c}{v_0} \quad \text{yazılabilir} \quad (3.14)$$



Şekil 3.6. Kritik açılı kırılma dalgalarının yayılımı

(3.14) bağıntısının $(t-x)$ grafiği $1/v_1$ eğimli doğru olup, $x=0$ için t eksenini kestiği yer kesme zamanı olarak adlandırılır ve

$$t_0 = \frac{2h \cos i_c}{v_0} \quad (3.15)$$

bağıntısı ile verilir. $(t-x)$ grafiklerinden kesme zamanı (t_0) ve (V_0, V_1) hızları belirlenebileceğinden derinlik,

$$h = \frac{t_0 v_0}{2 \cos i_c} \quad (3.16)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir.

3.4.1.2. Eğimli Tabaka Kırılma Geometrisi

Eğimli bir tabaka söz konusu olduğunda kırılma bağıntıları, Şekil 3.7’de verilen modelden yola çıkılarak hesaplanabilir,

$$\operatorname{tg} \varphi_0 = \frac{1}{v_1} \quad (3.17)$$

$$\operatorname{tg} \varphi_1 = \frac{1}{v_1} [\sin(i_c - \delta)] \quad (3.18)$$

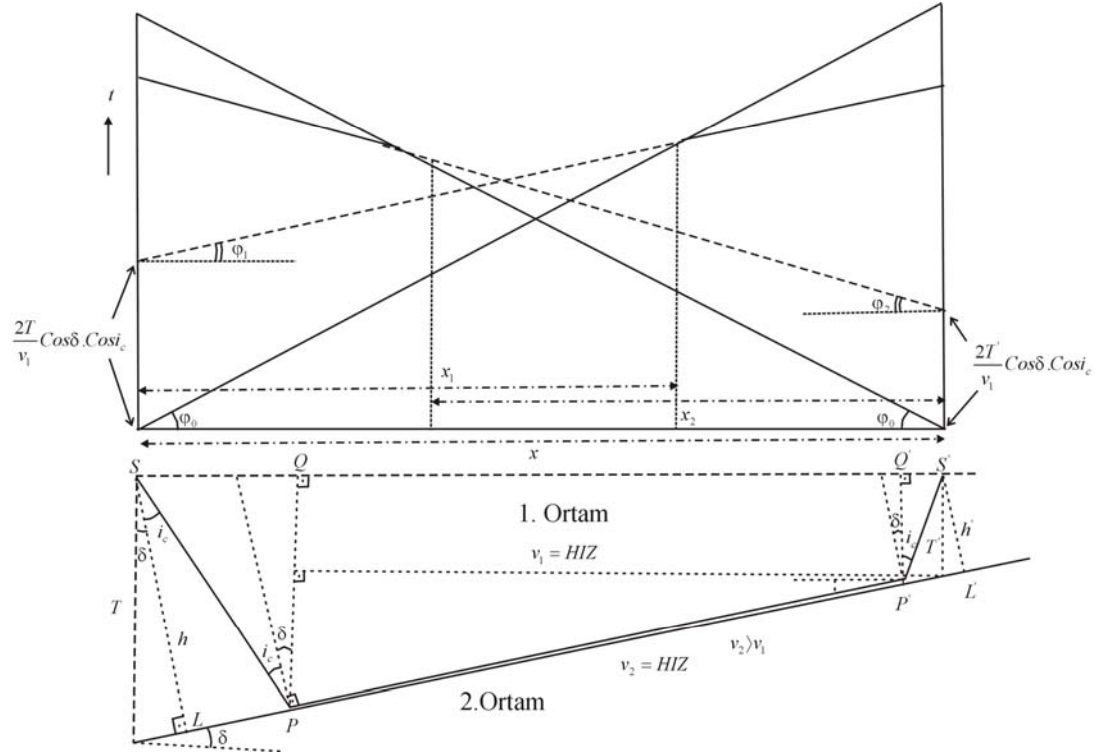
$$\operatorname{tg} \varphi_2 = \frac{1}{v_1} [\sin(i_c + \delta)] \quad (3.19)$$

φ_1, φ_2 ve φ_3 açıları ve v_1 hızı $t-x$ eğrisinden bulunur. Kaynaktan (S) çıkan dalga, P noktasında tam yansımaya uğrar, buna göre Snell yasasından,

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.20)$$

olduğunu biliyoruz. Direkt dalganın zaman uzaklık eğrisi ise,

$$t_0 = \frac{x}{v_1} \text{ olarak verilebilir.} \quad (3.21)$$



Şekil 3.7. Eğimli bir tabaka için kırılma dalgaları ışın geometrisi

Kırılmaya uğrayan dalganın zaman uzaklık eğrisi ise,

$$t_r = \frac{SP}{v_1} + \frac{PP'}{v_2} + \frac{P'S'}{v_1} + \dots \quad (3.22)$$

olacaktır. Şekil 3.7'den yararlanarak bağıntılar kurulursa,

$$SP = \frac{h}{\cos i_c} = T \frac{\cos \delta}{\cos i_c} \quad (3.23)$$

$$S'P' = \frac{h'}{\cos i_c} = T' \frac{\cos \delta}{\cos i_c} \dots \rightarrow T' = T - x \cdot \tan i_c \quad (3.24)$$

$$SQ = T \frac{\cos \delta}{\cos i_c} \sin(i_c + \delta) \quad (3.25)$$

$$S'Q' = T' \frac{\cos \delta}{\cos i_c} \sin(i_c - \delta) \quad (3.26)$$

$$PP' = \frac{QQ'}{Cos\delta} = \frac{1}{Cos\delta} \left[x - T \frac{Cos\delta}{Cosi_c} Sin(i_c + \delta) - T' \frac{Cos\delta}{Cosi_c} Sin(i_c - \delta) \right] \quad (3.27)$$

$$PP' = \frac{1}{Cos\delta} \left\{ x \left[1 + \frac{Sin\delta}{Cosi_c} Sin(i_c - \delta) \right] - T \frac{Cos\delta}{Cosi_c} [Sin(i_c + \delta) + Sin(i_c - \delta)] \right\} \quad (3.28)$$

bu bağıntılardan yola çıkarak,

$$t_r = \frac{2T}{v_1} \frac{Cos\delta}{Cosi_c} - \frac{x}{v_1} \frac{Sin\delta}{Cosi_c} + \frac{x}{v_2} \frac{Cos(i_c - \delta)}{Cosi_c} - \frac{2T}{v_2} Cos\delta.tgi_c \quad (3.29)$$

(3.29) bağıntısı kısaltılarak,

$$t_r = \frac{x}{v_1} Sin(i_c - \delta) + \frac{2T}{v_1} Cos\delta.Cosi_c... \quad (3.30)$$

elde edilir; dalganın görünür hızı,

$$Sini_c = \frac{v_2}{v_1} \text{ olduğundan}$$

$$v_a = \frac{v_1}{Sin(i_c - \delta)} = v_2 \frac{Sini_c}{Sin(i_c - \delta)} \dots \quad (3.31)$$

Yansıtıcı tabakanın yatay olması durumunda $\delta = 0$ olacağından, görünür hız;

$$v_a = v_2 \frac{Sini_c}{Sin(i_c - 0)} = v_2 \quad (3.32)$$

yani ikinci ortamın hızına eşit olur.

→ δ açısı i_c 'den küçük ise, görünür hız daima ikinci ortamın gerçek hızı v_2 'den büyük olacaktır.

→ $\delta = i_c$ ise v_a sonsuz büyüklükte olur. Zaman uzaklık grafiğinde eğri (x) eksenine paralel olur.

→ $\delta > i_c$ ise görünür hız negatif değerler alır.

Atış dalım yönünde yapılıyorsa δ yerine daima $-\delta$ değerleri konulmalıdır. Bu durumda (3.30) ve (3.32) bağıntıları,

$$t_r = (t_-) = \frac{x}{v_1} \sin(i_c + \delta) + \frac{2T'}{v_1} \cos \delta \cos i_c \dots \quad (3.33)$$

ve görünür hız,

$$v_a = v_{a-} = \frac{v_1}{\sin(i_c + \delta)} = v_a \frac{\sin i_c}{\sin(i_c - \delta)} \dots \quad (3.34)$$

şeklinde yazılabilecektir. Bu durumda görünür hız (v_{a-}), v_1 ile v_2 hızları arasında bir değer olacaktır. Atış noktalarının altındaki derinlikleri (T, T') bulmak için,

$$T = x_1 \frac{1 - \sin(i_c - \delta)}{2 \cos \delta \cos i_c} \quad (3.35)$$

x_1 ve x_2 noktalarının başlangıç noktasına olan uzaklıkları,

$$T' = x_2 \frac{1 - \sin(i_c + \delta)}{2 \cos \delta \cos i_c} \quad (3.36)$$

T' derinliği aynı zamanda T ve δ değerleri kullanılarak hesaplanabileceğinden (3.36) bağıntısı kontrol amacı ile kullanılabilir.

$$T' = T - x \cdot \tan \delta \quad (3.37)$$

x_1 ve x_2 noktalarının, dalgaların t eksenini kestiği noktadaki zaman bağıntıları ise;

$$t_+^0 = \frac{2T}{v_1} \cos \delta \cos i_c \quad (3.38)$$

$$t_-^0 = \frac{2T'}{v_1} \cos \delta \cos i_c \quad (3.39)$$

Bu bağıntılar yardımı ile kontrol amacıyla;

$$T' = \frac{v_1 \cdot t_-^0}{2 \cos \delta \cos i_c} \quad \text{ve} \quad T = \frac{v_1 \cdot t_+^0}{2 \cos \delta \cos i_c} \quad (3.40)$$

Görünür hız bağıntıları birleştirilerek

$$\frac{1}{v_{a+}} + \frac{1}{v_{a-}} = \frac{2 \cos \delta}{v_2} \quad (3.41)$$

bağıntısı elde edilir.

v_{a+} = Tabakanın yükselim yönündeki görünür hızı.

v_{a-} = Tabakanın dalım yönündeki görünür hızı.

v_2 = Tabakanın gerçek hızı

(3.23) ve (3.35) bağıntıları yardımıyla,

$$v_{a+} = \frac{v_1}{\sin(i_c - \delta)} \quad \text{ve} \quad v_{a-} = \frac{v_1}{\sin(i_c + \delta)} \quad (3.42)$$

$$\begin{aligned} \frac{1}{v_{a+}} + \frac{1}{v_{a-}} &= \frac{1}{v_1} = (\sin(i_c - \delta) + \sin(i_c + \delta)) \\ &= \frac{1}{v_1} = (\sin i_c \cos \delta - \sin \delta \cos i_c) \\ &= \frac{1}{v_1} = 2 \sin i_c \cos \delta \end{aligned}$$

$v_1 = v_2 \sin i_c$ bağıntısı (3.42)'de yerine konulursa,

$$\frac{1}{v_{a+}} + \frac{1}{v_{a-}} = \frac{1}{v_2 \sin i_c} 2 \sin i_c \cos \delta \quad (3.43)$$

buradan sonuç bağıntısı olan,

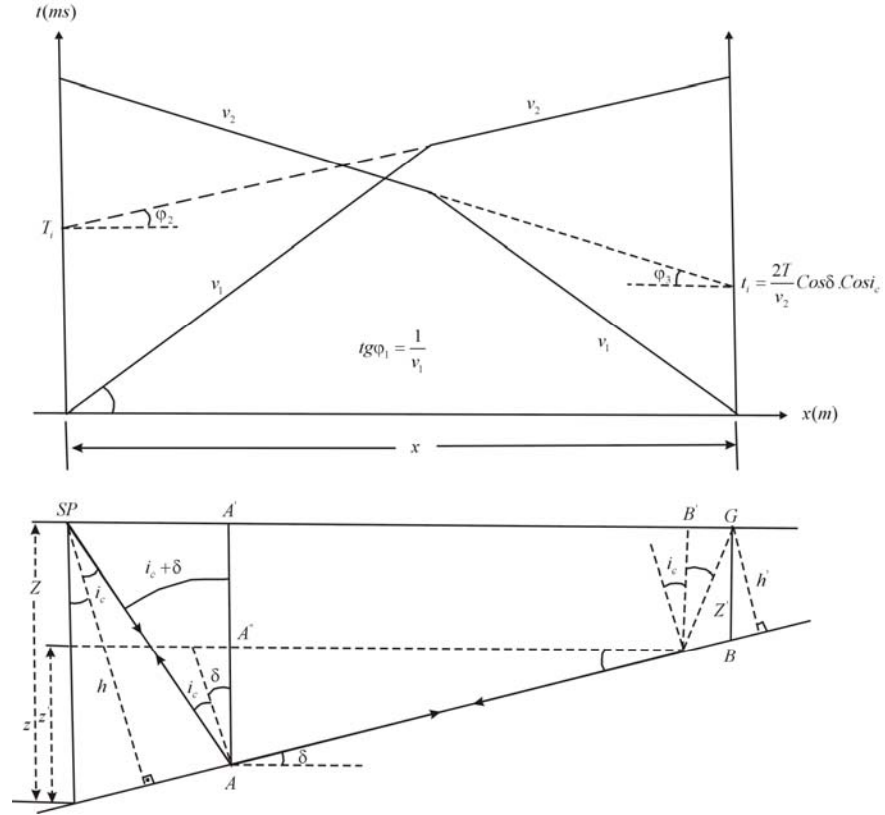
$$\frac{1}{v_{a+}} + \frac{1}{v_{a-}} = \frac{2 \cos \delta}{v_2} \quad \text{elde edilir.} \quad (3.44)$$

Eğimli tabakada derinliği hesaplamak istersek,

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.45)$$

$\delta \rightarrow$ tabaka eğimi

$i_c \rightarrow$ kritik açı olmak üzere,



Şekil 3.8. Eğimli tabakada dalga yayılım geometrisi ve tabaka derinliği hesabı.

$$\tan \varphi_1 = \frac{1}{v_1} \quad (3.46)$$

$$\tan \varphi_2 = \frac{1}{v_1} \sin(i_c - \delta) \quad (3.47)$$

$$\tan \varphi_3 = \frac{1}{v_1} \sin(i_c + \delta) \quad (3.48)$$

$z \rightarrow$ atış noktasının yansıtıcı tabakaya olan derinliği

$z' \rightarrow$ diğer atış noktasının yansıtıcı tabakaya olan derinliği

$$t_T = \frac{2Z}{v_1} \cos \delta \cdot \cos i_c + \frac{x}{v_1} \sin(i_c - \delta) \quad (3.49)$$

t_i (kesme zamanı) $\rightarrow t = 0$ olacağından,

$$t_i = \frac{2Z}{v_1} \cos \delta \cdot \cos i_c \quad \text{ve} \quad t_i = \frac{2Z'}{v_1} \cos \delta \cdot \cos i_c \quad (3.50)$$

tabaka yatay ise, $\delta = 0$ olacağından,

$$t_T = \frac{2Z}{v_1} \cos i_c + \frac{x}{v_1} \sin i_c \quad (3.51)$$

$$t_T = \frac{2Z}{v_1} \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2} + \frac{x}{v_1} \frac{v_1}{v_2} = \frac{2Z}{v_1} \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2} + \frac{x}{v_2} \quad (3.52)$$

$x \Rightarrow 0$ olursa,

$$t_i = \frac{2Z}{v_1} \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2} \quad (3.53)$$

olur, buradan derinlik,

$$z = \frac{t_i}{2} \frac{v_1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}} \quad (3.54)$$

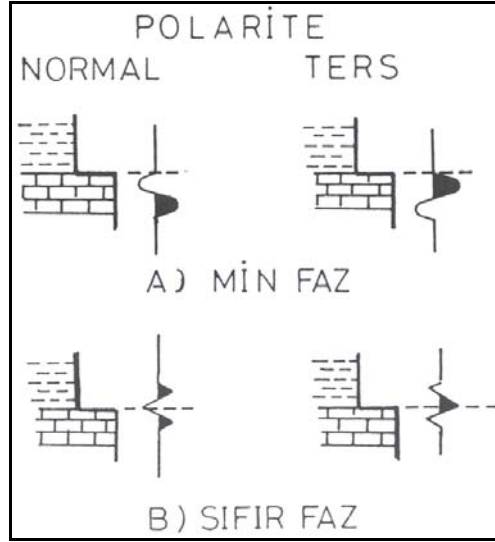
bağıntısı ile elde edilir.

3.4.2. Yansıma Sismiği

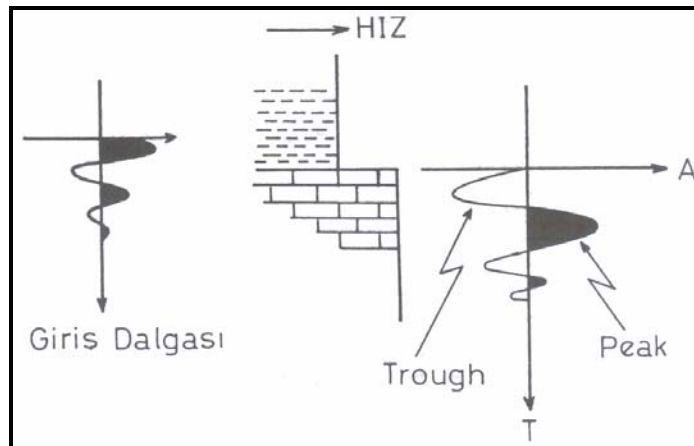
Sismik kaynaktan küresel olarak yayınan dalga cephesi yerin içine doğru ilerlerken, doğrultusu boyunca farklı litolojik ve akustik özelliklere sahip ortamlardan geçer. Bu geçiş sırasında dalgaların bir kısmı süreksizlik yüzeylerinde kırılarak yoluna devam eder, diğer bir kısmı ise yansıyarak yüzeye geri döner. İşte yüzeye gelen bu dalgalar alıcılar tarafından kaydedilirler ve bir dizi işlemlerden geçirilerek sismik yorumcu tarafından okunabilir hale getirilirler.

Yer altındaki birimlerin oluşturduğu yansımaların bir bölümü bazen sismik kesitlerde görülemeyebilir. Bunun nedeni çok zayıf ya da diğer güçlü yansımaların birbirlerine yaklaşmaları sonucu, sismik kesit üzerinde birbirlerini bastırılmalarıdır. Eğer üstteki

tabaka alttakinden daha düşük hızlı ise, yani düşük akustik empedansa sahip ise, yansıma pozitif polariteli, bunun tersi ise negatif polaritelidir (Şekil 3.9). Yorum yapılırken genellikle yüksek hızlı tabaka girişleri, yani pozitif polariteli süreksizlik



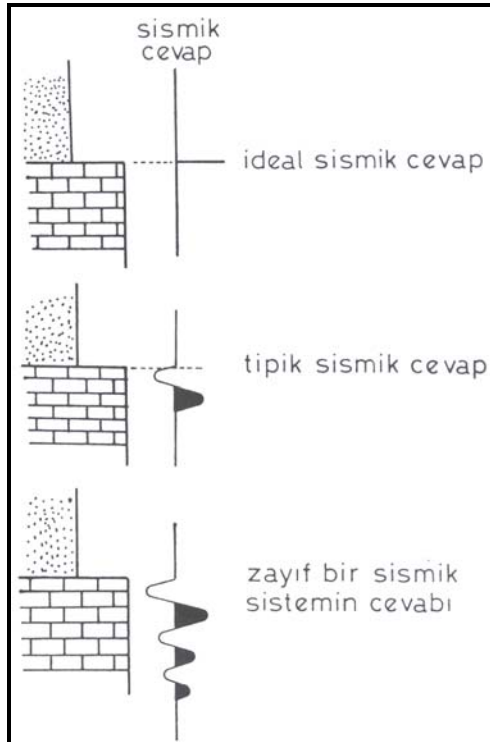
Şekil 3.9. Pozitif yansıma katsayılı bir sınırdan minimum ve sıfır fazlı dalgacıkların normal ve ters polariteli yansımaları (Us, 1998).



Şekil 3.10. Tipik bir giriş sinyali ve pozitif yansıma katsayılı arayüzeyden alınan minimum fazlı cevabı (Us, 1998).

yüzeyleri, sismik kesitlerde koyu boyalı (peak) yansıtıcılar olarak düşünülürler. Sismik dalgacık polariteleri yorum aşamasında çok önemlidir. Eğer farklı polariteli birbirini kesen sismik kesitler korele edilmeye çalışılırsa birbirinin aynı olmayan litoloji sınırları karşı karşıya gelir.

Yer içerisine gönderilen sinyal geniş bir frekans bandına sahiptir. İdealde bu sinyalin iğnecik (spike) olması istenir ancak gerçekte imkansızdır, bu yüzden gönderilen sinyal iğneciğe mümkün olduğunca yaklaştırılmaya çalışılır. Genellikle giriş sinyali (input signal) bir ya da iki tepe (peak) ve bir ya da iki çukurdan (trough) ibaret olup 40 – 100 ms uzunluğa sahiptir (Şekil 3.10).



Şekil 3.11. Giriş dalgacığının iğnecik olması durumunda bile tek bir yansıtıcı yüzeyden alınan cevaplar görülmektedir (Us, 1998).

Giriş sinyali iğnecik bile olsa tek bir yansıtıcıdan alınan cevap bir ya da daha fazla salınıma sahip olacaktır (Şekil 3.11). Bu durumda ince tabakalı sistemlerden gelen

yansımalar yanlış izlenimler verebilirler (interbedding). Her ince tabakanın girişinden alınan cevap sinyalinin bir kuyruğu olacağından, bir önceki ince tabakanın verdiği cevabın kuyruğu ile sonraki tabaka girişinden alınan cevap sinyali üst üste binecektir. Bu sebeple ince tabakalardan meydana gelmiş jeolojik bir istifin yukarıya verdiği cevap gerçeğinden çok farklı olabilecektir.

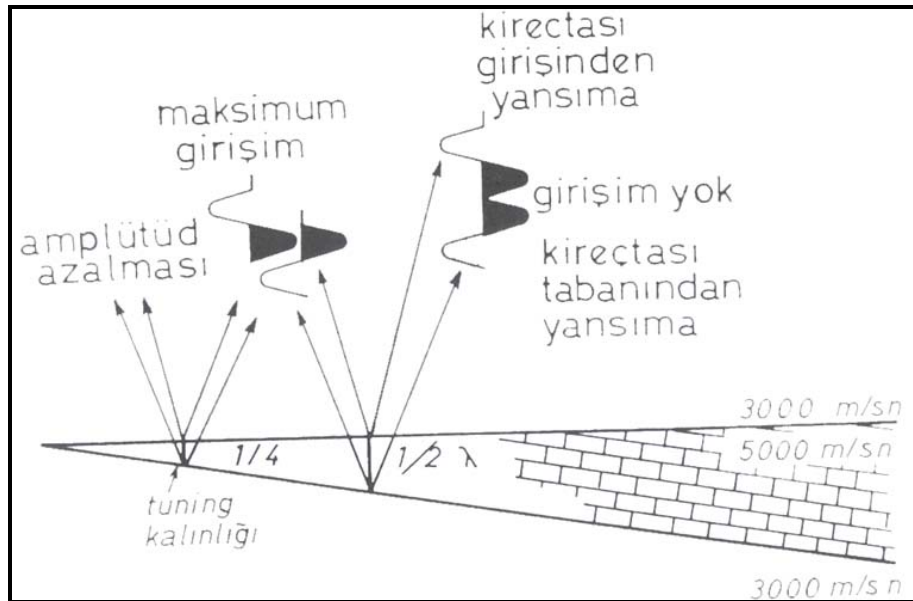
3.4.3. Çözünürlük

Sismik araştırma hedef derinliği ve sismik kesit çözünürlüğü yeraltında aranan bilginin doğruluğu için büyük önem taşır. 1970’li yıllarda “Sismik hangi sorulara cevap verebilir?” sorusu en çok tartışılan konulardan birisiydi ve o yıllarda özellikle şu sorulara cevap bulmak önemliydi;

Sınır Çözünürlüğü: Sismik kesit üzerinde bir yansıma elde edilebilmesi için yansıma katsayısı en az ne kadar olmalıdır?

Düşey Çözünürlük: Ne kadar kalın birimler sismik kesitte temsil edilebilir?

Yanal Çözünürlük: Yanal yönde ne kadar bir genişleme farkedilebilir bir yansıma üretir?



Şekil 3.12. Sınır çözünürlüğü kaynak dalgacığının frekansı ile doğru orantılı olarak artar (Us, 1998).

Sınır çözünürlüğü için rakamlar vermek güçtür. Yansıma katsayısı yüksek olan her arayüz yansıma vermez ve bunun bir nedenide girişim (interference) etkisidir. Düşey çözünürlük ise kaynak dalgacığının frekansı ile doğru orantılı olarak artar. Yapılan çalışmalar kalınlığı dalgacık boyunun yarısından ($\lambda/2$) küçük olan birimlerin genellikle sismik kesitlerde görülemediğini göstermektedir ve kalınlığı $\lambda/4$ 'ten küçük olan birimler ise hiç ayrılmamaktadır. Genellikle çözünürlük derinlikle ters orantılıdır (azalır), çünkü derinlere inildikçe sismik kaynak dalgacığı yüksek frekanslarını kaybeder (Şekil 3.12).

Sismik kesitlerde ayrımlılık sığ bölgeler için daha yüksektir. 1 – 2 km derinlikte hız genellikle 2000 – 3500 m/s civarında ve sismik dalganın frekansı 40 – 50 Hz arasındadır. Bu da dalga boyunun (λ) 40 m civarında olması demektir. $\lambda/2$ ve $\lambda/4$ değerleri minimum çözünürlük için önemli olduğuna göre bu derinlikte 10 – 20 m'lik litolojik birimler ayırt edilebilirler. Derinlerde ise hız artacağından (4000 – 5500 m/s) ve dalganın frekansı azalacağından (20 Hz), düşey çözünürlük 50 – 100m değerlerine ulaşacaktır. Aynı şekilde düşey atımı her yerde aynı olan bir fay düşünülürse, hızın derinlikle artması nedeniyle atımın derinlere indikçe kaybolduğu görüntüsü elde edilecektir.

3.4.4. Deniz Sismiği Araştırmaları Ve Çözünürlük

Çalışılacak bölgenin genel jeolojik yapısına ek olarak, ulaşmak istenen derinlik ve su derinliği gibi çeşitli değişkenler ve kısıtlamalar (sismik kaynak ve alıcıların karakteristiği ve geometrisi, atış aralığı, geminin hızı, zaman, masraf v.b.), sismik araştırma planlamalarını etkiler. Çok kanallı sismik araştırma ekipmanlarının gelişimindeki esas etkenin, petrol şirketlerinin sedimanter basenler içinde yer alan petrol taşıyıcı yapıları görüntüleme ihtiyacından kaynaklandığı söylenebilir. Denizde yapılan sismik araştırmalar, kaynak dalgacığı frekansının yeriçi etki derinliği ile ters orantılı olmasına bağlı olarak, Tablo 3.1'de verildiği gibi üç ayrı guruba ayrılır (Sibuet ve diğ., 2000).

Tablo 3.1. Sismik veri çözünürlüğüne göre denizde sismik araştırma tipleri.

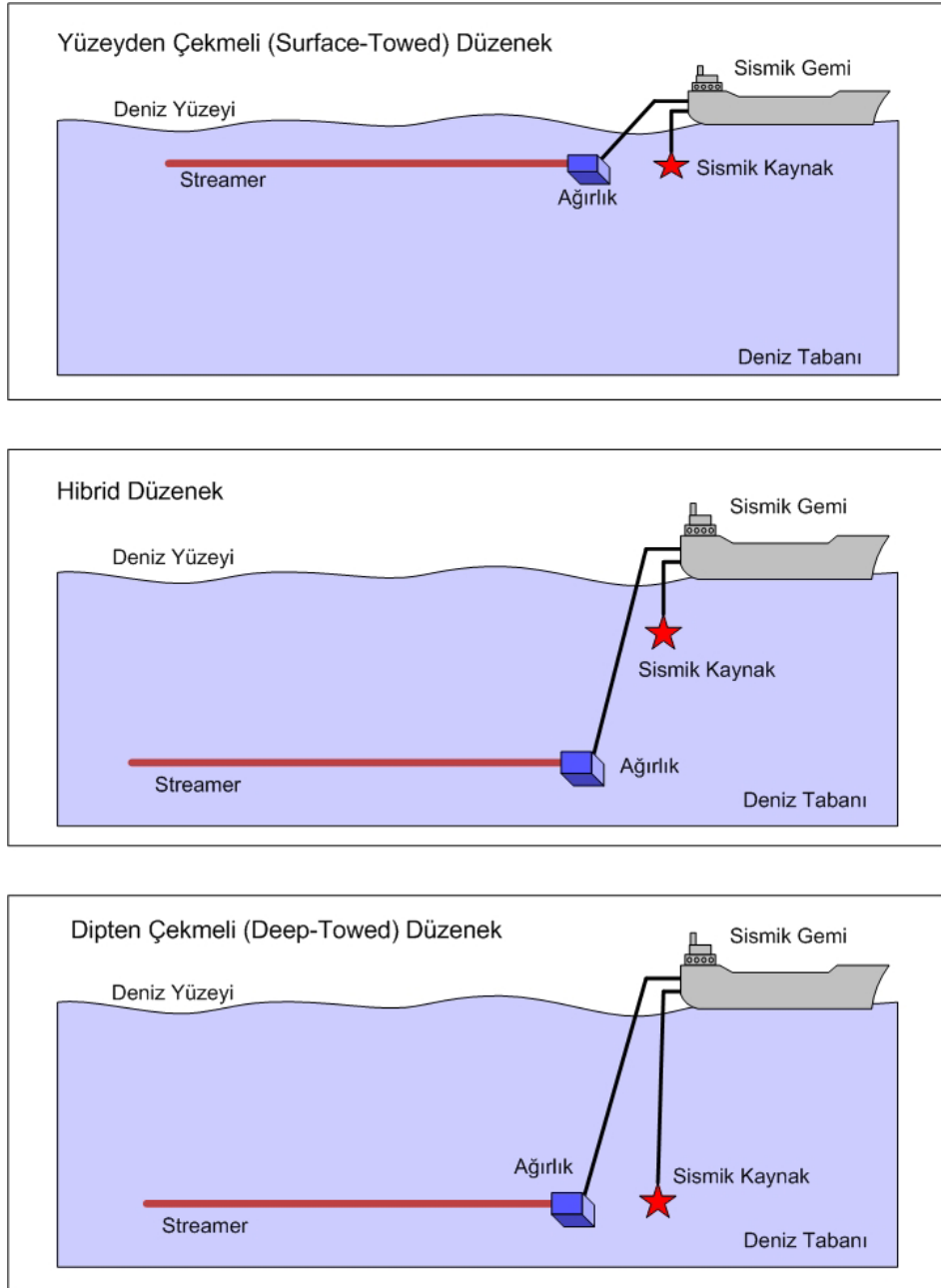
Sismik Araştırma Tanımı	Ortalama Kaynak Dalgacığı Frekansı (Hz)
Çok Yüksek Çözünürlük (Very High Resolution, VHR)	500 – 2000
Yüksek Çözünürlük (High Resolution, HR)	100 – 500
Düşük Frekans (Low Frequency, LF)	5 – 50

Çok Yüksek Çözünürlüklü (VHR) sistemler genellikle sondaj platformlarının denizde sabitlenmesi için gerekli deniz tabanı bilgisi ve kıta şelfleri gibi eğim çıkışlarındaki sığ alan (gaz cepleri, v.b.) risklerini belirlemek için yaygın olarak kullanılırlar. Yüksek Çözünürlüklü (HR) sistemler ise su derinliğinin 1.5 km'den az olduğu ve deniz tabanından itibaren 2.0 km derinlerdeki sismik hedeflerin araştırılmasında kullanılır. Kıta şelfinde yer alan sismik hedeflerin belirlenmesi için yüksek frekanslı sismik kaynaklar ile hidrofön grup aralıklarının kısa tutulduğu (6.25 – 12.5 m) çoklu alıcı kabloları kullanılır. Uzun alıcı kabloları ise fasiyes analizi, sığ risk alanlarının tespiti ve geoteknik çalışmalarda kullanılırlar. Daha derin etki derinliği gerektiren “derin su” sismik araştırmaları, derinlikle sinyal genliğinde ve sonuç olarak sismik kesit çözünürlüğünde bozulmalar olacağından, Düşük Frekans (LF) sismik kaynaklar ve uzun hidrofön gurup aralıklarına sahip çok kanallı alıcı kabloları kullanılarak gerçekleştirilirler.

3.3.4.1. Çok Yüksek Çözünürlüklü Araştırmalar (VHR)

Tek kanal VHR sismik veriler kıta şelflerinde analog olarak uzun süreler toplanmıştır, bununla birlikte sayısal kayıtlarda son zamanlarda elde edilmeye başlanmıştır. VHR sistemler ile toplanan veriler sediman taşınım modellerinin geliştirilmesi, aşınma, birikim düzen ve biçimlerinin saptanması ve sediman stratigrafisi ile deniz suyu düzeyi değişimi arasındaki ilişkileri çözümlemek gibi çeşitli konularda kullanılırlar. En yaygın olarak kullanılan sismik kaynak Sparker'dır. Sparker'ın en derin etki derinliği, ilk tekrarlı yansıma sinyallerinin kayıtçıya gelişi ile sınırlı olduğundan, genellikle 100 metre civarındadır. Bu etki derinliği, çok iri taneli sedimanlardan nitelikli bilgi toplayabilen yüksek frekanslı (2.5 – 5 kHz) “Echo – Sounder” ile hemen hemen aynı civardadır. Kullandığı kaynak dalgacığı bakımından Echo – Sounder'lar sismik

literatürde “ultra yüksek frekanslı kaynaklar” olarak adlandırılabilir. VHR araştırmalarında amaçlanan düşey çözünürlük değeri 1 metre veya daha altı olarak düşünülür. Teknolojik ilerlemeler, VHR sistemlerin çok kanallı alıcı kabloları ve 3 boyutlu veri toplama sistemleri ile birlikte kullanımını olanaklı hale getirmiştir.



Şekil 3.13. Denizde sismik kaynak ve alıcı düzenekleri

Su kolonu içerisinde geometrik olarak yayılan sismik kaynak enerjisinin ve çözünürlüğün derinlik ile azalması nedeniyle, 300 metreden daha fazla su derinliklerinde yüksek frekanslı VHR verisi nitelikli alınamaz. Bu gibi daha derin yerlerden yüksek frekanslı VHR verisinin alınabilmesi için, geleneksel su yüzeyinden çekmeli (surface towed) düzenek yerine, dipten çekmeli (deep-towed) düzenek kullanılabilir (Şekil 3.13). Böylece deniz tabanına daha yakın sismik kaynak ile üretilen sismik dalgalar, daha derinlere etki ederek yüksek çözünürlükte veri sağlarlar. Dipten çekmeli yöntemlerde kullanılan kaynak dalga frekansı 250 – 2000 Hz civarındadır. Bu aralıktaki en düşük frekanslar, araştırma sahasındaki iri taneli olası sediman dizilerinden en fazla 1500 metre ya da bir miktar daha derinden bilgi sağlayabilmektedir. Bu anlamda dipten çekmeli sismik araştırma dizilimleri, derin denizlerde Kuvaterner dizileri hakkında bilgi sağlamak için de kullanılabilir.

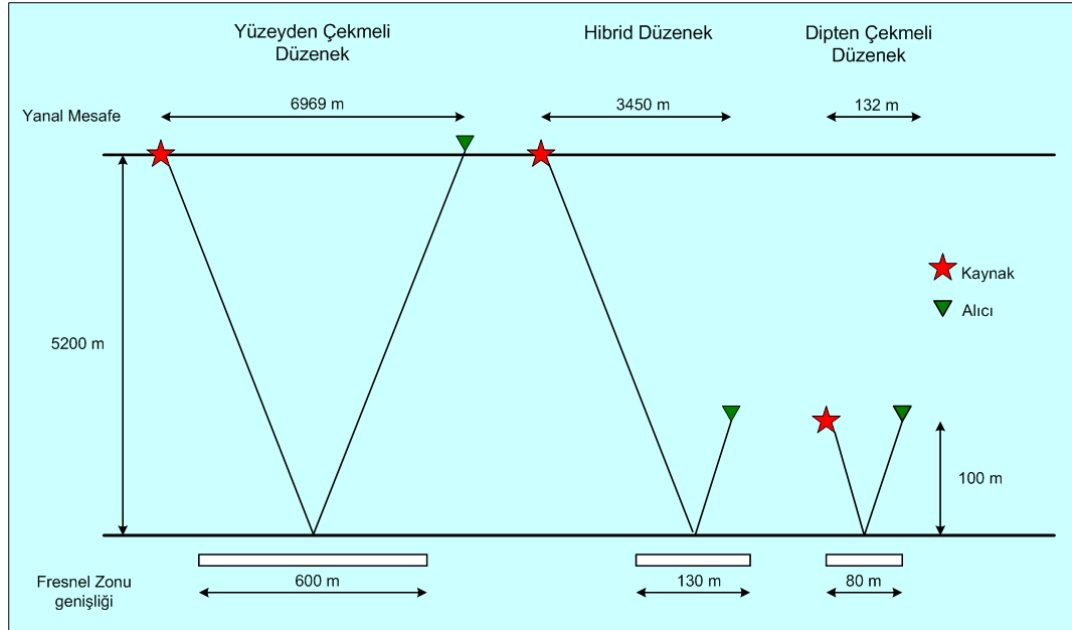
3.3.4.2. Yüksek Çözünürlüklü Sismik Araştırmalar (HR)

Yüksek çözünürlüklü sismik araştırmalarda kullanılan kaynaklar bugün 2000 metre sediman kalınlığına kadar bilgi sağlayabilmektedir (sismik kesit üzerinde ortalama 1.5 sn çift-yol seyahat zamanına denk gelmektedir). Etki derinliği önceleri ilk tekrarlı yansımanın kesit üzerinde görülmesi ile sınırlanmıştı, ancak sonraları çok kanallı alıcı kablo sistemlerinin (kısa, 6.25 m, grup aralıklı) gelişimiyle, tekrarlı yansımalar veri işlem ile gerçek veriden kısmen arındırılabilir. Veri işlem tekniklerindeki ilerlemeler sonucunda özellikle su derinliğinin az olduğu bölgelerde, Geç Tersiyer sedimanlarına kadar bilgi alınabilmektedir.

Tablo 3.2. İki farklı kaynak ile üretilen 300 Hz ve 60 Hz’lik sinyallerin Yüzeyden Çekmeli, Hibrid ve Dipten Çekmeli düzenekler için hesaplanan Fresnel Zonu değerleri.

	Fresnel Zonu Genişlikleri (m)		
	Yüzeyden Çekmeli	Hibrid	Dipten Çekmeli
300 Hz Kaynak	120	25	15
60 Hz Kaynak	600	130	80

İlk Fresnel Zonu'nun genişliği, başka bir deyişle sismik bilginin yığılacağı alanın genişliği, su derinliğinin fonksiyonu olarak önemli oranda arttığından geleneksel yüzeyden kaynak – alıcı çekmeli düzenek ile 1500 metreden daha derin birimlerden HR verisi (yanal çözünürlük < 15 m) toplamak olanaksızdır. Daha derin birimlerden bilgi alabilmek için hibrid veya dipten çekmeli düzenek ile çalışmak gerekir (Şekil 3.13). Tablo 3.2'de 300 Hz ve 60 Hz'lik bir kaynak ile üretilen sinyaller baz alınarak yüzeyden çekmeli, hibrid ve dipten çekmeli sistemler için hesaplanmış Fresnel Zonu genişlikleri verilmiştir (Şekil 3.14).



Şekil 3.14. 60 Hz'lik bir kaynak ile elde edilen sinyallerin üç farklı düzenek ile oluşturacağı birinci Fresnel Zon'larının gösterimi.

Hibrid düzende, veri toplama geometrisine bağlı olarak, sismik sinyal üzerinde açısal farklar meydana gelir ve bu farkların giderilmesi için ilave veri işlem teknikleri uygulanır ki bu durum düzeneğin dezavantajıdır. Ek olarak, çok yüksek frekanslardaki soğrulma (absorption) ve sinyalin dalga cephesi genişlemesi, su kolonu boyunca dalga yayılımı yolunun uzunluğunun fonksiyonu olarak, sinyal genliğini azaltmaktadır.

3.3.4.3. Düşük Frekans (LF) Sismik Araştırmalar ve Derin Sismik Hedefler

Levha sınır araştırmalarındaki sismik hedef derinliği zaman içerisinde,

- alt kabuk – üst manto
- deformasyon – akışkanlık
- erimenin oluşumu – malzemenin göçü
- aktif sismojenik zonlar – akışkan malzemenin dolaşımı

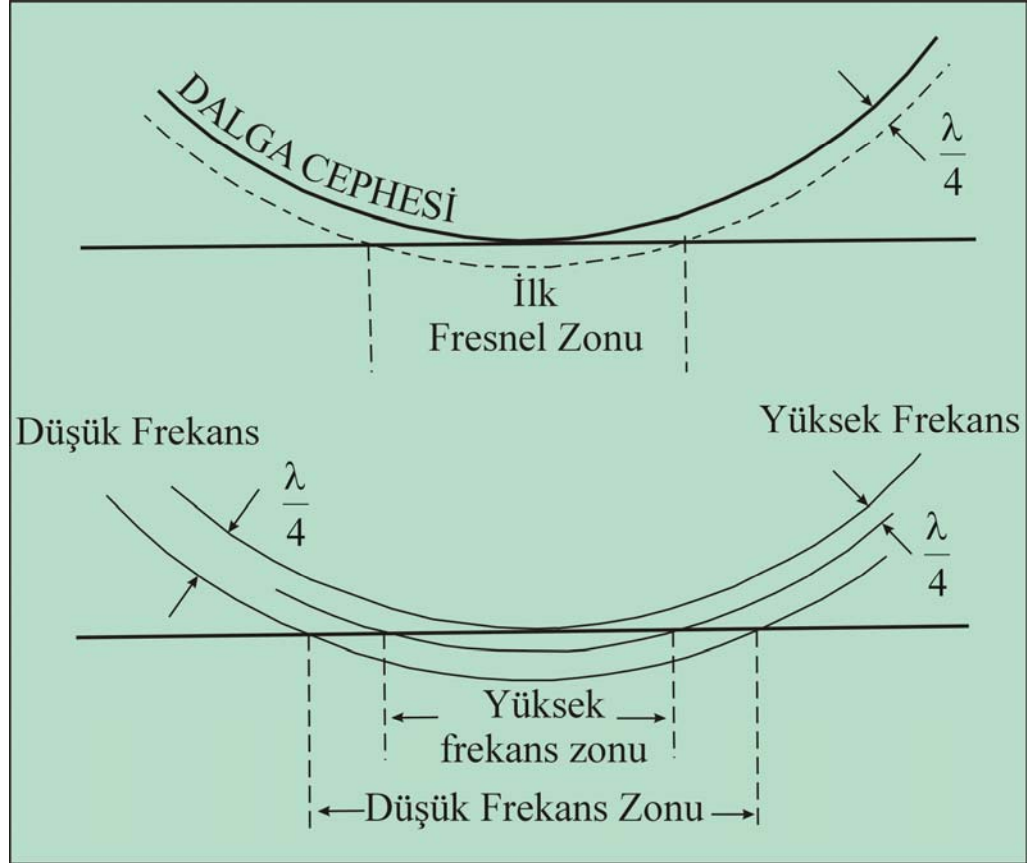
gibi sorulara cevap bulabilmek için derinlere doğru ilerleme göstermiştir. Genellikle bu tür çalışmalar sırtlar ve derin okyanusal basenler gibi petrol endüstrisinin ilgi duymadığı alanlarda yapılır.

Derin yansıma profilleri elde edebilmek için çok uzun alıcı kabloları kullanılır ve ayrıca sismik kaynağın kapasitesi ve etkinliği artırılır. Bu tip araştırmalarda, genellikle derin sismik araştırmalar tarihinin önemli dönüm noktası olan “Tek Baloncuk” (Monobubble) prensibi tercih edilir. Bu prensibe göre air gun kaynakların düşük frekanslarda (10-25 Hz) gücü artırılır ve yüksek frekanslarda (> 25 Hz) enerjisi düşürülür. Bu yöntem ile kullanılan sismik enerji miktarı ortalama 2.5 – 3.0 kat artış gösterir. Örneğin, Tek Baloncuk modundaki 4000 c.i. (kübik inç) bir air-gun ile 10 – 25 Hz. aralığında elde edilen enerji miktarı, normal çalışma modundaki 10.000 – 12.000 c.i. bir air-gun ile elde edilebilecek enerji miktarına eşittir. Bu sebeple Air-gun kaynaklar ve çok kanallı alıcı kabloları derin araştırmalarda kullanılan standartlar haline gelmiştir.

3.4.4.4. Fresnel Zonu

Sismik dalgalar küresel dalga cepheleri şeklinde yayınırlar ve bu sebeple yansıtıcı yüzey üzerinde tek bir noktadan değil bir çok noktadan yansır. Diğer bir ifadeyle küresel dalga cephesi bir yansıtıcı yüzeye çarptığında, yüzey üzerinde küresel dalga cephesinin çapı ile orantılı olan dairesel bir alandan yansır (Şekil 3.15). İşte bu dairesel alan “Fresnel Zonu” olarak bilinir. Fresnel zonu hesaplamaları yatay çözünürlüğün esasını oluşturur. Bir diğer ifade ile yatay çözünürlük, Fresnel zonunun uzunluğu ile orantılıdır. Fresnel zonunun uzunluğunun düşey çözünürlüğe de kısmen etkisi olduğu

düşünülebilir, çünkü Fresnel zonunun uzun olması dalgacığın yer altında izlediği yolu uzatır ve çevresel üç boyutlu etkilere daha fazla maruz kalmasına neden olur. Sonuç olarak kaydedilen dalgacık daha fazla bozucu etki içerir.



Şekil 3.15. Küresel yayınan sismik dalganın bir yansımaya yüzeyi üzerinde tek bir yansıma için taradığı alan: Fresnel zonu (Us, 1998).

Şekil 3.16'da bir kaynak ve alıcının yer aldığı sabit hızlı bir ortamda Fresnel zonu yarıçapı hesabını veren geometri verilmektedir. Bu geometriyi baz alarak Pisagor teoreminden;

$$(Z + \lambda/4)^2 = z^2 + R^2 \quad (3.55)$$

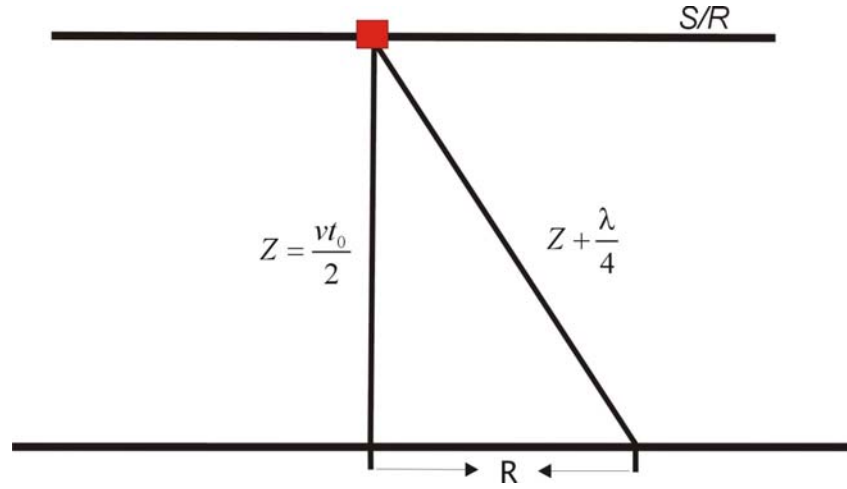
yazılır; bu bağıntıda,

$z \rightarrow$ yansıtıcı derinliğini,

$\lambda \rightarrow$ dalgaboyunu,

$R \rightarrow$ birinci Fresnel zonunun yarıçapını

temsil etmektedir. R 'yi çözdüğümüzde,



Şekil 3.16. Fresnel zonu yarıçapı hesaplaması.

$$R = \sqrt{\lambda \cdot Z / 2 + \lambda^2 / 16} \quad (3.56)$$

elde edilir, burada λ^2 değişkeni genellikle ihmal edilebilecek kadar küçüktür. Bu ifade ayrıca çift-yol düşey yolculuk zamanı (t_0), hız (v) ve dalgacık periyodu (τ) cinsinden ifade edilebilir.

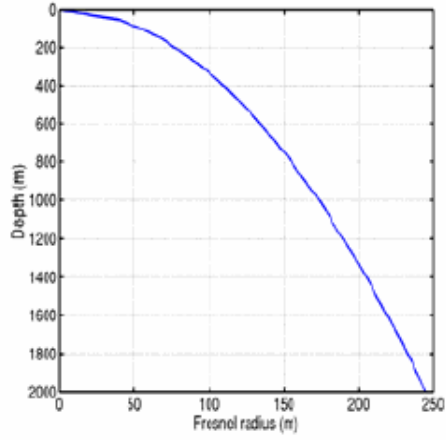
$$Z = \frac{vt_0}{2} \quad (3.57)$$

$$\lambda = v\tau \quad (3.58)$$

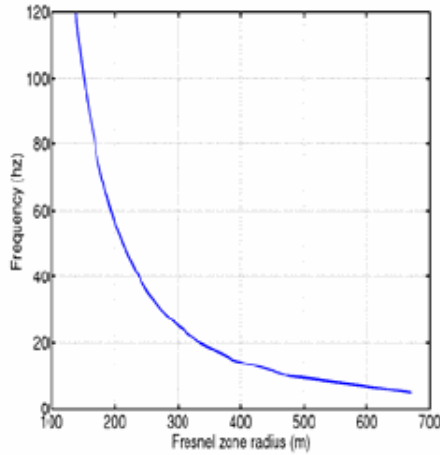
eşitlikleri bilindiğinden yarıçap,

$$R = (v/2)\sqrt{t_0\tau} \text{ olur.} \quad (3.59)$$

Yer altının sabit bir sismik hıza sahip olduğunu düşünürsek, Fresnel zonu Şekil 3.17’de gösterildiği üzere frekans ve derinlik ile değişir. Hızın doğrusal olarak arttığı ortamlarda, örneğin Tersiyer sedimanlarının yer aldığı basenlerde, Fresnel zonunun uzunluğu Şekil 3.18’de gösterildiği üzere derinlik ve frekans ile değişir.

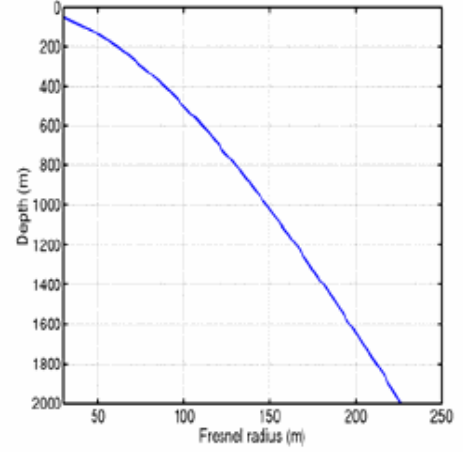


(a)

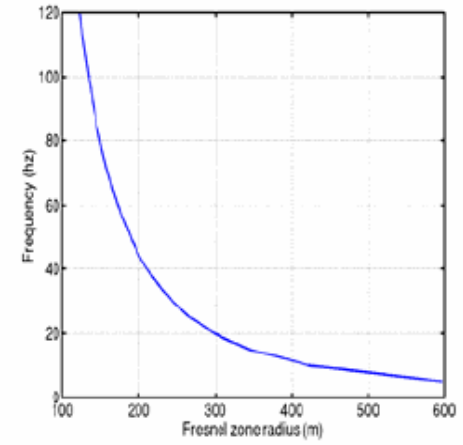


(b)

Şekil 3.17. Sabit hızlı ($v = 3000$ m/s) bir ortamda Fresnel zonu yarıçapının frekans ve derinlikle değişimi. a) Frekansın 50 Hz olması halinde, Fresnel zonunun derinlikle değişimi. b) Derinliğin 1500 m olması halinde, Fresnel zonunun frekans ile değişimi.

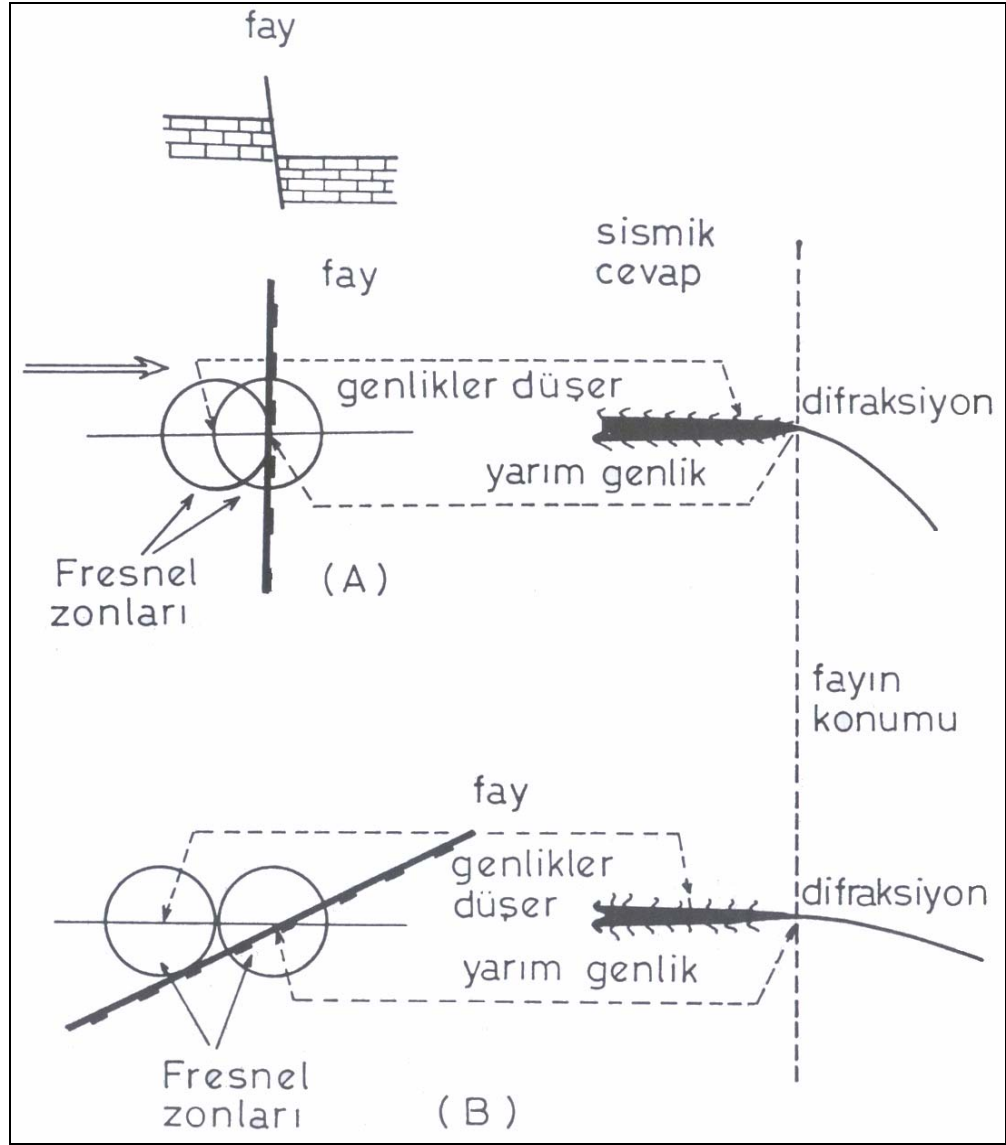


(a)



(b)

Şekil 3.18. Fresnel zonu yarıçapının hızın doğrusal olarak arttığı ($v = 1800 + 0.8z$) bir ortamda, frekans ve derinlikle değişimi. a) Frekansın 50 Hz olması halinde, Fresnel zonunun derinlikle değişimi. b) Derinliğin 1500 m olması halinde, Fresnel zonunun frekans ile değişimi.



Şekil 3.19. Fresnel zonu etkisiyle sismik genlikler faylı alanlardan geçerken genliklerini kaybederler (Us, 1998).

Fresnel zonunun etkisi faylarda da görülmektedir. Şekil 3.19'da görüldüğü üzere yer atındaki normal bir faya, fayın yüksek bloku tarafından fay doğrultusuna dik Şekil 3.19A ve verev Şekil 3.19B olmak üzere atılan sismik kesitlerden elde edilen yansıma genliklerinde azalma görülmektedir. Bunun başlıca nedeni, Fresnel zonunun fay sınırını geçtikten sonra enerjinin bir kısmını fayın yüksek bloğundaki yansıtıcı yüzey için kaybetmesidir.

3.5. R/V ARAR GEMİSİNDE BULUNAN SİSMİK EKİPMAN

Tez sahibi 1999 Kocaeli depremi sonrası Eylül ayında R/V ARAR ile yapılan sığ sismik araştırma ekibinde yer alarak, gemide kullanılan sismik ekipmanları yakından görme, veri toplama, işleme ve yorumlama deneyimine sahip olmuştur. Bu nedenle bu kısımda gemide bulunan sismik ekipmanların kullanımı ve uygulanan yöntem konusunda ayrıntılı bilgiler verilecektir.

R/V ARAR gemisinde bulunan tek kanal sayısal sismik sistemin, genel olarak iki ana bileşenden oluştuğunu söyleyebiliriz. Bu iki bileşen, veri toplama ve kayıt için gerekli olan “Sismik Donanım” ve veri kayıt ve işleme için gerekli olan “Sismik Yazılım”dır.

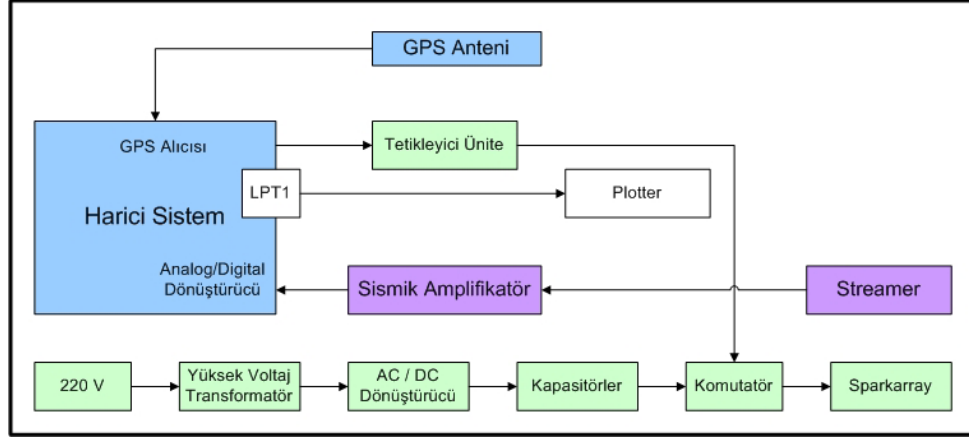
3.5.1. Sismik Donanım

Sparker sismik kaynağı iki bloklu bir ana güç ünitesi (enerji kaynağı ve tetikleyici), bilgisayar, sismik amplifikatör, GPS alıcısı, ateşleyici çoklu elektrot dizilimi (sparkarray) ve su yüzeyinden çekilen yüksek çözünürlüklü hidrofon setinden oluşur. Sismik enerji kaynağı olarak kullanılan ana güç ünitesi iki bloktan oluşmaktadır. Birinci blokta yüksek voltaj transformatörü, atış tetikleyici devre, kondansatör şarj birimi ve yüksek voltaj komutatörü bulunur. İkinci blokta ise bir yüksek voltaj AC/DC dönüştürücüsü ve enerji depolamak için kullanılan kondansatörler bulunmaktadır.

Yüksek voltaj transformatörü giriş voltajını 1700 V’a kadar çıkarabilir. AC/DC dönüştürücüsü alternatif akımı doğru akıma dönüştürürken, aynı zamanda, çıkış voltajını da ikiye katlar ve böylece kondansatörler 5 kV’ya kadar elektrik enerjisi ile yüklenebilirler. Yüksek voltaj komutatörü, tetikleyici devreden gelen komut ile oluşan yüksek voltajı kondansatörlerden çoklu elektrotlara gönderir.

Güç kaynağı kontrol panelinde dış başlangıç dürtü bağlantısı (external start impulse connector), iç/dış başlatma anahtarı, iç başlatma zamanlama anahtarı, voltmetre, neon lamba (başlatma göstergesi), parlak diyod (start devresi güç birimi göstergesi), sigorta birimi ve kontrol birimi güç anahtarı bulunmaktadır. Güç kaynağı bağlantısı, yüksek voltaj dönüştürücüsü güç düğmesi ve manual start düğmesi birinci bloğun ön yüzüne yerleştirilmiştir. İkinci bloğun ön yüzünde ise yüksek voltaj kondansatörlerinin “on” ve

“off” (açma/kapama) düğmeleri mevcuttur. Atışların tetiklenmesi dışarıdan bir bilgisayar üzerinden veya içerden bir zamanlayıcı ile yapılabilir (test modu).



Şekil 3.20. R/V ARAR’da yer alan sayısal sismik sistem.

Su yüzeyden çekmeli tek-iz yüksek çözünürlüklü alıcı kablosu 4 cm çapındaki bir polivinil-klorit tüp içerisinde 10 m uzunluğunda ve 60 cm aralıklarla dizilmiş 11 PDS/22 hidrofonu taşımaktadır. Alıcı gurubunun yakınında olan sismik kaynak ise, elektrik yükünü boşaltan 5 cm aralıklarla konumlanmış 30 elektrottan (6 kV ve 30 mF) oluşmaktadır. Bilgisayara bağlı GPS modülü “SveeSix-CM22” ile konum bilgisi ± 50 metre ile sağlanmaktadır.

3.5.1.1. Sismik Donanımın Kurulumu

Yüksek voltaj bloklarının ikisi birbirlerine bağlanır. Enerji depolama kondansatörlerinin hacmi ve akım sonlandırıcı kondansatörlerin ayarları, panel üzerindeki ilgili anahtarlar vasıtasıyla yapılır. Yüksek voltaj kablosu yüksek voltaj komutatörüne bağlanır ve diğer ucu suya daldırılır. Yüksek voltaj komutatörünün karbon elektrotları birbirlerinden 2 mm aralıklarla konumlandırılmalıdır. Kondansatörlerde depolanan enerji $W = C * U / 2$ bağıntısı ile hesaplanır, burada U depolanan enerji voltajı (5 kV), C kondansatör sığasıdır. Kondansatör değerleri 50 yada 100 μF seçildiğinde, depolanan enerji miktarı 1.25 kJ değerine kadar ulaşır. Kondansatörlerin enerji ile yüklenme süresi, depolama

kondansatörleri ve akım sonlandırıcı kondansatörler için verilen değerlere bağlı olarak 0.5 saniyedir. Dikkat edilmesi gereken önemli bir husus ise, akım sonlandırma kondansatörlerinin kapasitesinin artırılması ile yüksek voltaj transformatöründen geçen akımın ve güç tüketiminin artacağıdır. Bu durum transformatörün ve güç kablolarının aşırı ısınmasına neden olabilir. Isınan sistemin soğutulması sağlanmazsa, ekipmanlar zarar görebileceği gibi yangın çıkma olasılığı da söz konusudur. Bu nedenle, Güç Kaynağı nem oranının %70 ve ortam ısısının 10 – 27 derece civarında olduğu bir odada kurulu olmalıdır, hatta mevsimsel değişimlere bağlı olarak Güç Kaynağı klima, vantilatör, v.b. ekipmanlar ile sistem soğutulabilir.

3.5.1.2. Saha Çalışması

Sistemi çalıştırmaya başlamadan önce ateşleyici karbon elektrotları dizilimi suya indirilir ve bu esnada tüm diğer ekipmanlar kapalı tutulur. Daha sonra güç kablosu bağlanır ve güç düğmesi “on” pozisyonuna getirilir. Dış sistemler (bilgisayar) ya da iç zamanlayıcı ile tetiklenen atışlar başlar. Her bir atıştan sonra, karbon elektrotları arasında zayıf bir kıvılcım oluşmalıdır. Yüksek voltaj transformatörü “on” konumuna getirilir, ancak bir önceki adımda sözü edilen atışların tetiklenmesinde bir sorun yaşanmış ise yüksek voltaj transformatörü kesinlikle çalıştırılmamalıdır. Sonra kondansatörler devreye sokulur ve voltmetrede kondansatörlerde artan bir voltaj gözlenir. Karbon elektrotları arasındaki uzaklık uygun seçilmiş ise bu aşamadan sonra sistem normal olarak çalışmaya başlar.

3.5.2. Sismik Yazılım

C programlama dili ile yazılmış olan sismik veri toplama, yazma ve işleme programı beş alt programdan oluşmaktadır. Aşağıda bu programlar hakkında bilgiler verilmektedir.

3.5.2.1. Veri Toplama Programı

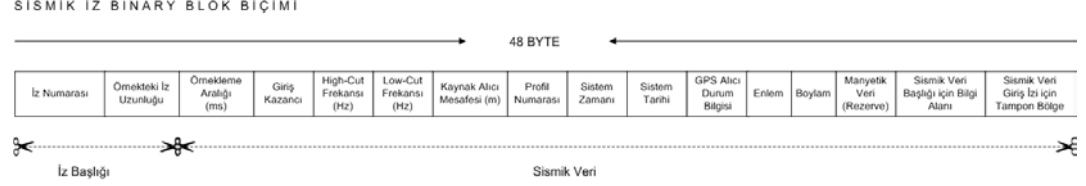
Bu program Analog – Digital dönüştürücü (ADC) ile oluşan veriyi sabit diske yazmayı ve Çizici (plotter) üzerinden çıkış almayı sağlamaktadır. Program, GPS sisteme bağlı ise, uydu verisi olarak kayıt oluşturmaya başlar. Kayıt başlangıcı esnasında herhangi bir dosya ismi belirtilmez ise, elde edilen kayıt diske yazılmaz yalnızca bilgisayar ekranı üzerinde görülür. Bu tip kayıt yöntemi genellikle test atışları için kullanılmaktadır.

Sismik izlere her hangi bir gecikme zamanı verilebilir, ancak gecikme zamanını seçerken sismik izin $1/5 - 1/10$ 'u gibi bir değerin kullanılması en iyi sonucu verir. Analog – Digital dönüşüm için örnekleme aralığını seçerken, sismik sinyalin frekans bandı dikkate alınmalıdır. Örnekleme aralığı enerji kaynağı tipi, enerji miktarı, kaynak su derinliği ve uygulanan alçak geçişli (low-pass) filtre gibi çeşitli parametrelerle ilişkilidir. Genel kural olarak örnekleme aralığı $1/4F_h$ olarak seçilir, burada F_h alçak geçişli filtrenin kesme frekansıdır. Diğer önemli parametreler ise atış periyodu, ana yükselteç kazancı (main amplifier gain), ön-yükselteç kazancı (pre-amplifier gain), yüksek geçişli ve alçak geçişli filtre kesme frekanslarıdır. Sistemde Zaman-Değişkenli-Kazanç (Time-Varying-Gain, TVG) seçeneği kapalı ise yükselteç kazancı sabit kalır, ancak TVG açık ise o zaman yükselteç kazancı zamanla doğrusal olarak değişir.

Ekran üzerinde sismik veri görüntüsünün parametreleri sırasıyla ekran düşey ölçeği, sönüm (attenuation) ve ekran gecikme değerleridir. Diğer taraftan Çizici üzerinden veri görünürlüğünü sağlamak için ise iz uzunluğu, grafik düşey ölçeği, grafik gecikmesi, grafik tarama hatları, grafik çizim tipi (yalnız siyah, siyah-beyaz ve gri), grafik gri düzeyi, düşey zaman işaretleri (ms), yatay zaman işaretleri (dakika) ve yatay iz işaretleri (dakika) gibi parametreler kullanılır.

GPS alıcısını başlatmak için özel bir ticari sürücü yazılıma gereksinim vardır. GPS alıcısı ana program başlatılmadan önce çalışır halde olmalıdır. Veri toplama esnasında konum bilgisi ve bu bilginin doğruluk değeri, her bir atış için izlerin başlığına yazılmaktadır. Eğer konum bilgisinde bazı anormallikler meydana geliyorsa, örneğin “no enough SV” ya da “error level is too high” gibi, ekranda ani bir uyarı mesajı belirir ve program iz başlıklarına bir önceki navigasyon bilgisini yazmaya devam eder. Bu durumda operatörün veri toplamaya devam etmesi ya da problemi çözmek için veri toplama sürecini sonlandırması gerekmektedir. Tüm ayarlar başarılı bir şekilde

yapıldıktan sonra veri toplama süreci başlatılır. Veri toplama programı bilgisayarın CMOS saat ayarlarını baz alarak atış periyoduna göre sismik kaynağa atış yaptırır, GPS bilgisi alınır, sinyaller analog-dijital dönüştürücüden geri alınır, iz başlığı iz numarası, zaman, tarih, koordinatlar, kayıt parametreleri gibi bilgilerle kaydedilir.



Şekil 3.21. Sismik İz Binary (İkili Sistem) blok biçimi.

Kayıt işlemi başladıktan sonra veri toplama süreci sonlandırılmadan, eğer istenirse daha önceden verilmiş olan sismik gecikme değeri değiştirilebilir. Ayrıca herhangi bir sismik izin belirlenen bir kısmının ekrana iz düşümü alınabilmektedir. Bu tip örneklemeler ile yansımış dalgaların genlik ve dalga şekli gibi karakteristiklerine bakılabilir.

3.5.2.2. Veri Okuma ve Yazma Programı

Bu program dosya bilgisi, dosya başlığı ve sismik veriyi sabit diskten okumak için kullanılır. Ayrıca bu program ile okunan bilgi ekran üzerinde görüntülenebilir ve/veya Çizici üzerinden çizdirilebilir. Bu program aynı Veri Toplama programı gibi başlar ve parametrelerin çoğunluğu aynı şekilde seçilir. Programın sağladığı menü ile dosya ismi, ilk iz numarası, okunacak iz sayısı, veri kayıt parametreleri gibi bilgiler elde edilebilir.

3.5.2.3. Çizim Programı

Bu program sismik veri ve GPS bilgisini okumak, ekran üzerinde göstermek ve konum bilgisinin “ascii” formatında bir dosyaya yazılabilmesi için kullanır. Oluşturulan bu tip dosyalar, sismik hatların harita üzerinde diğer bilgisayar programları (Surfer, GMT, v.b.) tarafından gösterilebilmesi için kullanılabilir.

3.5.2.4. Sismik Veri İşlem Programı

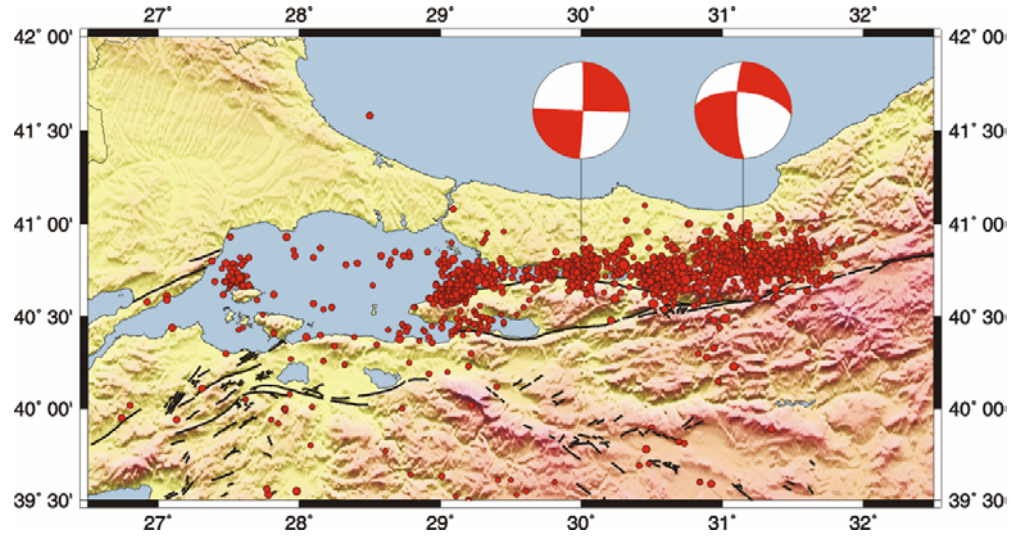
Bu program tek kanal sismik veri işlem için kullanılabilir. Giriş ve işlenmiş dosya isimleri operatör tarafından girilir. Program ile uygulanabilecek süreçler ise genel gecikme değeri, band geçişli filtreleme, zaman değişkenli kazanç kontrolü, göç öncesi yeniden örnekleme ve yanal birleşim olarak sıralanabilir. Ayrıca dekonvolüsyon, tekrarlı yansıma gizleme, göç, polarite değişimi gibi sismik veri işlem teknikleri uygulanabilmekle birlikte, bu tekniklerin uygulanmasında programdan kaynaklı bazı kullanım zorlukları söz konusudur.

3.5.2.5. Resim Hazırlama Programı

Bu program sismik veri dosyasını okumak, ekranda göstermek, grafik formatta çıkış dosyası üretmek veya bir yazıcıdan çıkış almak için kullanılır. Oluşturulan grafik formattaki dosyalar diğer ticari resim işlem programları ile işlenir ve yorumlanabilir.

4. BULGULAR

17 Ağustos 1999 tarihinde yerel saat ile 03:02’de meydana gelen deprem, Türkiye’nin en önemli endüstri merkezlerinden Kocaeli ili ve çevresinde afet niteliğinde hasar ve etki yaratmıştır. Deprem, ülkemizin nüfus yoğunluğunun ve sanayileşmesinin en fazla olduğu bölgelerini etkilediğinden, çok büyük can ve mal kaybına yol açmıştır. Bu deprem ve sonrasında kaydedilen binlerce artçı sarsıntı, sosyal ve ekonomik hayatta kesintilere neden olmuş ve toplum üzerinde derin etkiler bırakmıştır. Bu nedenle 1999 Kocaeli depremi Türkiye’de asrın felaketi olarak isimlendirilmiştir.



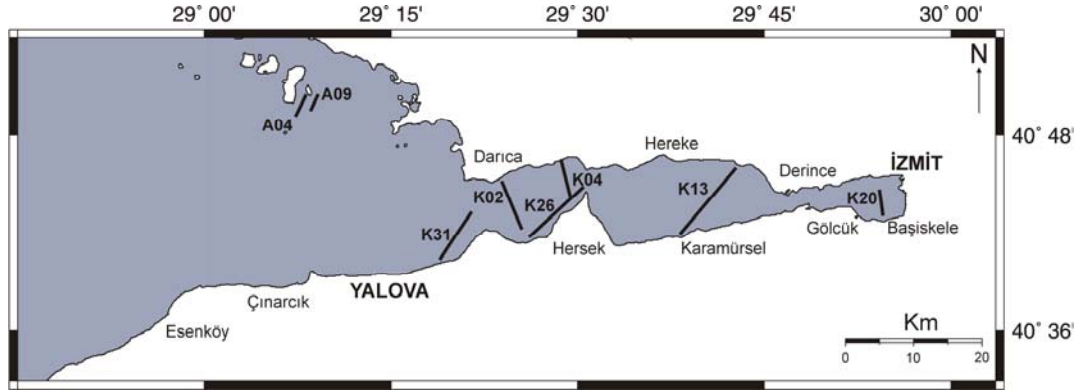
Şekil 4.1. 17 Ağustos 1999 Kocaeli ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri sonrasında, Marmara Bölgesi’nde gözlenen sismik aktivite ve odak mekanizma çözümleri (deprem verileri KRDAE internet sitesinden alınmıştır).

1999 Kocaeli depreminin enerji aktarımı ile 3 ay sonra tetiklenen 12 Kasım 1999 Düzce depreminde, Kocaeli depremi ile aynı zayıflık kuşağı üzerinde yer almıştır. KRDAE’nin internet sitesinde yayınlanan verilere göre bölgenin sismik aktivitesi ve her iki büyük depremin odak mekanizma çözümleri Şekil 4.1’de verilmektedir.

1999 Kocaeli depremi dünya ölçeğinde yer bilimciler arasında büyük bir ilgi uyandırmıştır. Bunun en önemli nedenlerinden birisi, depremin KAFZ üzerinde doğuda 1939 Erzincan depremi ile başlayan ve batıda 1967 Mudurnu vadisi depremi ile sonlanan ve magnitüdü $M \geq 7$ olan 6 büyük deprem için ileri sürülen “depremlerin batıya göçü” tezine (Stein ve diğ., 1997; Barka, 1992; Barka 1996) ek bir kanıt oluşturmıştır. Bir diğer neden ise, bu depremin “deprem kuvvetli yer hareketinin” mühendislik yapıları üzerinde ne tür etkileri olabileceğinin ve yerel jeolojinin deprem yer hareketi ile ilişkisinin incelenmesi açısından doğal bir laboratuvar ortamı oluşturmaları gösterilebilir. KAFZ üzerinde meydana gelen depremler için son derece geniş sismolojik, jeodetik, sismik ve gözlemsel veriler elde edilmiş olması da ilginin nedenleri arasındadır.

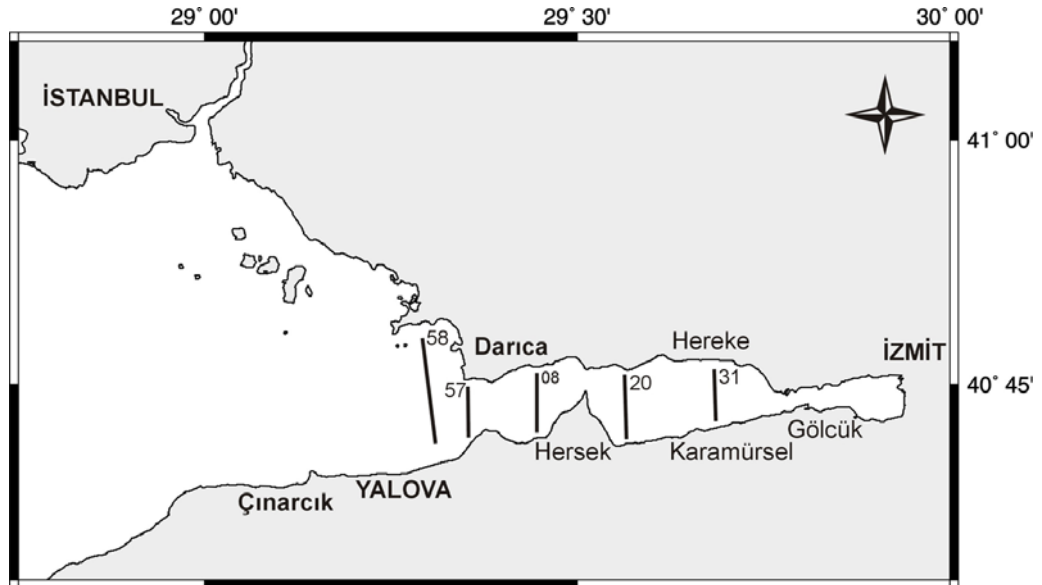
1999 Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığı karada çok net gözlenirken körfez içerisindeki uzanımı, depremden hemen sonra bir tartışma konusu haline getirilmişti. Tartışmalar özellikle deprem ile oluşan kırığın Hersek Burnu’nu geçip geçmediği üzerine yoğunlaşmıştı. O tarihlerde pek çok araştırmacı tarafından kırığın İzmit Körfezi’ne Başiskele limanından girdiği, Gölcük ve Değirmendere sahilinde ilerlediği, ancak Hersek Burnu’nun doğusunda sonlandığı savunulmuştur. Çeşitli araştırmacılar tarafından ortaya atılan bu denizel ortamdaki süreklilik tezini sınamak ve kırığın deniz içerisindeki uzanımı hakkında bilgiler elde edebilmek için, yerli ve yabancı kuruluşlar tarafından yeni sismik araştırmalar düzenlenmiştir. Deprem sonrası Marmara bölgesi üzerine üretilen yeni veri kaynaklarına, bu tez çalışmasında kullanılan R/V ARAR ve R/V MTA Sismik I gemileri ile toplanan sığ ve derin sismik verileride eklenmiştir. Elde edilen sismik veriler İzmit Körfezi tabanındaki tektonik deformasyonlar ve güncel tektonik yapılar hakkında bilgi vermesinin ötesinde, 1999 Kocaeli deprem kırığının varlığı ve ilerleme doğrultusu hakkındada faydalı bilgiler sağlamıştır.

Bu tez çalışmasında özellikle doğu Marmara denizinde bu iki araştırma gemisi ile toplanmış sismik verilerin yorumlanması üzerinde durulmaktadır. Sırasıyla Şekil 4.2 ve Şekil 4.3, R/V ARAR ve R/V Sismik I ile toplanmış, konumu ve içerdiği bilgi bakımından önemli bulduğumuz sığ ve derin sismik kesitlerin konumlarını vermektedir.



Şekil 4.2. Bu tez çalışmada kullanılan ve R/V ARAR ile toplanan sığ sismik hatların konumları

R/V MTA Sismik I ile elde edilen verileri kullanan farklı araştırmacıların zaman içerisinde birbirinden farklı modeller ortaya attığı bilinmektedir. Ortaya atılan bu modeller ile ilgili bilgiler, tez çalışmasının ikinci bölümü olan Genel Kısımlar'da ayrıca verilmiştir. R/V MTA Sismik I ile elde edilen verilerin bu tez çalışmasında tekrar yorumlanması, özellikle R/V ARAR ile alınan sığ sismik veriler ile uyumluluğunu

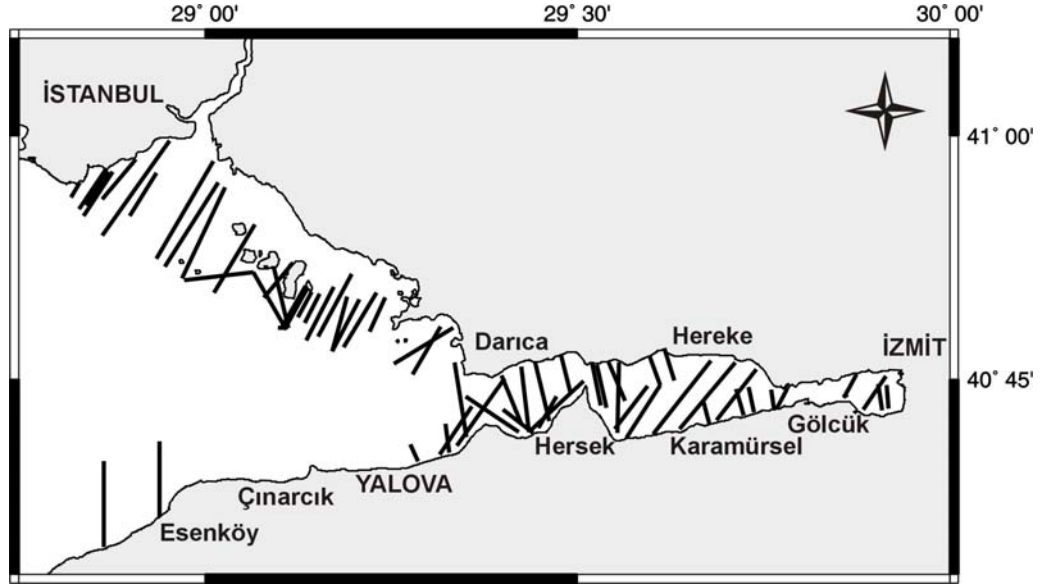


Şekil 4.3. Bu tez çalışmada kullanılan ve R/V MTA Sismik I ile toplanan derin sismik hatların konumları.

anlamak açısından önemlidir. Çünkü her iki sismik araştırma tekniğinin birbirlerini tamamlayan özellikleri söz konusudur. Örneğin, R/V ARAR yalnızca 300 m derinliğe kadar bilgi verebilir ve düşeyde 1.1 metreden büyük olayları ayımlayabilir, buna karşılık R/V MTA Sismik I ortalama 1.5 km derinlere kadar bilgi sağlar, ancak 4.1 m'den küçük olayları görüntüleyemez.

4.1. 1999 KOCAELİ DEPREMİ SONRASINDA R/V ARAR İLE YAPILAN SIĞ SİSMİK ARAŞTIRMA

İ.Ü. Deniz Bilimleri Enstitüsü, İ.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü ve İTÜ Jeofizik Mühendisliği bölümü görevlilerinden oluşan araştırma ekibi, 1999 Kocaeli depreminden hemen sonra Eylül ayında İzmit Körfezi, Armutlu Yarımadası kuzeyi ve İstanbul güney şelfinde İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü R/V ARAR gemisi ile toplam 69 adet tek kanallı sıfır açılım yüksek çözünürlüklü sayısal sismik hat almış ve araştırma toplam 4 gün sürmüştür. Şekil 4.4'te bu çalışma ile elde edilen tüm siğ sismik verilerin konumları gösterilmektedir.



Şekil 4.4. R/V ARAR sismik araştırma gemisi ile 17 Ağustos 1999 depreminden hemen sonra Eylül ayında alınan tüm sismik hatların lokasyonları.

Önceleri İzmit Köfezi için planlan bu çalışmanın, İstanbul kıyılarındaki kapsayacak şekilde genişletilmesinin faydalı olacağı düşüncesinden yola çıkarak, İstanbul güney şelfinde atışlar yapılmıştır. Bu atışların amacı, 1999 Kocaeli depremi ile İstanbul’da meydana gelen yıkımlara bir neden aramanın yanı sıra, tarihsel deprem verilerine bakıldığında İstanbul’un güneyinde olduğu düşünülen 1894 depremi hakkında bazı yeni verilere ulaşmaktır. 1894 depremi ile ilgili olarak Osmanlı arşivinde yer alan makrosismik gözlemler, Adalar bölgesinde bu deprem ile ilgili bazı izlerin bulunabileceğine işaret etmektedir. Bu sebeple Adalar bölgesinde alınan sismik kesitler bölüm 4.4’te ayrıca incelenmiştir.

4.1.1. Veri Toplama Ve Yöntem

Enerji kaynağı olarak 1.25 kJ Sparkler ve alıcı olarak ise 11 elemanlı su yüzeyinden çekilen alıcı kablosu kullanılmıştır. Sismik kayıt örnekleme aralığı 0.25 ms ve gidiş – geliş kayıt pencere süresi 250 ms olarak alınmıştır. Geminin hareket yeteneği sayesinde 7 metre derinliğe kadar veri toplanabilmiş ve kıyıya yakın aktif kırıklar görüntülenebilmiştir.

Veri toplama esnasında, sismik kaynak Sparkler 220 V’lık gerilimi kondansatörler vasıtası ile 1700 V’ye çıkartmış ve oluşturulan voltaj deniz içerisindeki elektrotlar arasında iki saniyede bir verilerek elektrik sıçraması yaptırılmıştır. Böylece elektrotlar arasındaki su kütlesi aniden buharlaşmış ve yerine yeniden su kütlesi girişi ile ses dalgaları yaratılmıştır.

4.1.2. Sismik Kesit Çözünürlüğü

Su yüzeyinde kaynak tarafından üretilen yüksek frekanslı sinyaller, deniz tabanı altında 110 cm. ve üzeri kalınlığındaki tabakaların görüntülenebilmesini sağlamıştır. Gemi 4 knot hızla hareket ederken, iki saniye aralıkla sismik kaynak Sparkler ateşleme yapmış ve sismik izler sayısal olarak 0.25 saniye örnekleme aralığı ile kaydedilmiştir. Kullanılan kaynak dalgacığı parametrelerine ve gemi hızına bağlı olarak, düşey ve yanal çözünürlükler sırasıyla 1.1 m ve 4.1 m olarak, bölüm 4.1.2.1 ve 4.1.2.2’deki gibi hesaplanmıştır. Bu yüksek çözünürlük değerleri ile deniz tabanı altında 150 m derinliğe

kadar olan çökel ve tektonik yapılar ayrıntılı incelenebilirken, 150 – 300 m arasındaki olaylar sinyalin sönümlenmesi nedeniyle yorumlanamamıştır.

4.1.2.1. Yatay Çözünürlük

1 knot = 1 saatte 1 deniz mili = 0.5144 m/s

R/V ARAR kayıt hızı = 4 knot = 2,0576 m/s

Buna göre sismik gemi 4 knot hızla giderken ve her 2 saniye de bir atış yaparsa,

$$X = \text{Yol (m)}$$

$$V = \text{Hız (m/s)} = 2,0576 \text{ m/s}$$

$$t = \text{Zaman (s)} = 2 \text{ s}$$

olmak üzere,

$$X = V * t \tag{4.1}$$

bağıntısından,

$$X = 20576 * 2$$

$$X = 4.1152 \text{ m olarak yatay çözünürlük hesaplanır.}$$

4.1.2.2. Düşey Çözünürlük

T = Deniz tabanından yansıyan dalgacığın tepe – tepe peryodu (s) = 0,003 s olarak araştırma esnasında ölçülmüştür.

λ = Dalga boyu

V = Sismik hız (m/s) = 1500 m/s

olmak üzere,

$$\lambda = T * V \tag{4.2}$$

$$\lambda = 0,003 * 1500$$

$$\lambda = 4.5$$

$$\text{Düşey Çözünürlük} = \frac{d \lg aboyu}{4} \quad (\text{Widess, 1973}) \quad (4.3)$$

$$\text{Düşey Çözünürlük} = \frac{\lambda}{4} = \frac{4,5}{4}$$

Düşey Çözünürlük = 1,125 m olarak hesaplanır.

4.2. İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK VERİLERİNİN YORUMU

17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ortalama 16 km derinlikte oluşmuş ve yüzeyde sağ-yanal atımlar meydana getirmiştir. Gölyaka ve Başiskele limanı arasında yüzeyde kolaylıkla görülen bu atımlar, Gölcük'te 4.5 m iken batıya doğru azalarak devam etmiştir. Bu depremin oluşturduğu İzmit Körfezi tabanı kırığı, ancak denizel ortamda alınan sismik kesitler ile görülebilmektedir. Aşağıda verilen sismik kesitlerde İzmit Körfezi güncel sedimanlarını kesen kırıklar net bir şekilde görülebilmektedir. Sismik kesitlerde ayrıca, bölgede var olan düşey faylar, KAF rejimi nedeniyle zamanla oluşmuş tektonik deformasyonlar, su tabanı erozyonları ve gaz yüklü sedimanlarda görülebilmektedir. Bu çalışmada İzmit Körfezi üç bölgeye ayrılarak incelenmiştir; bunlar,

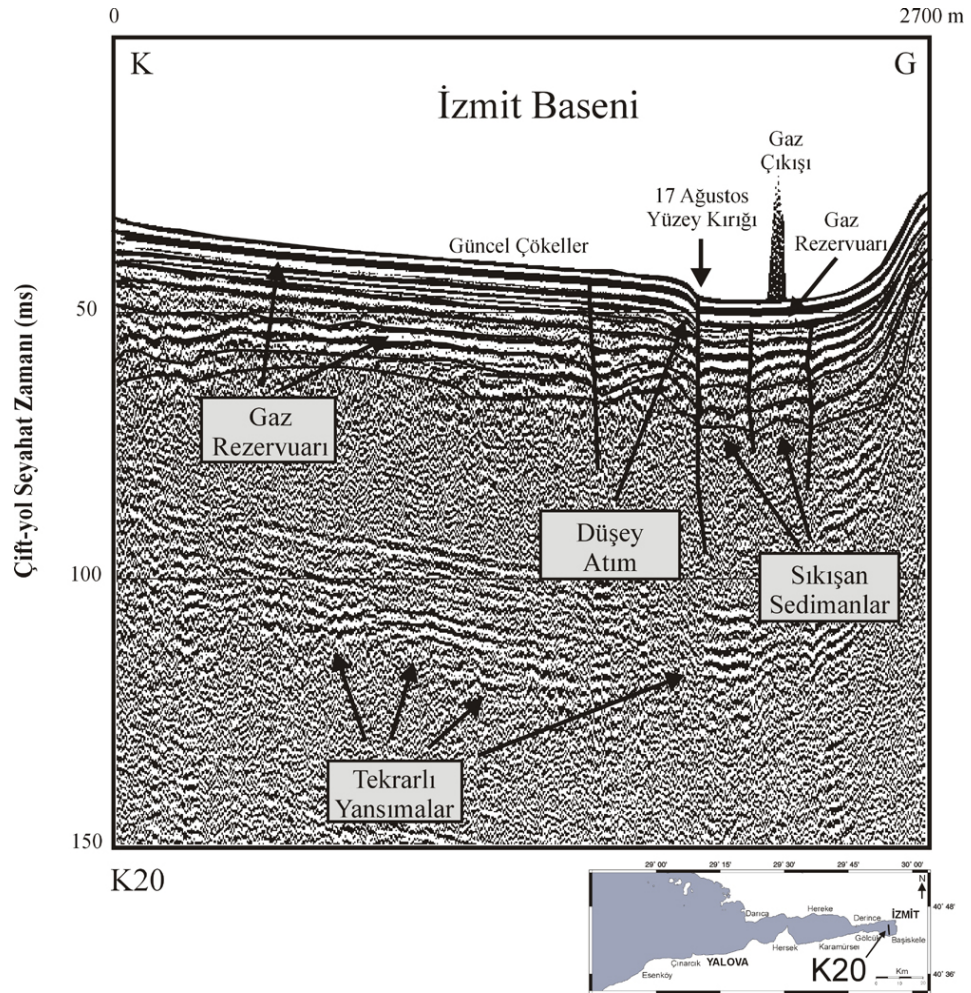
1. İzmit Baseni – Karamürsel Baseni
2. Karamürsel Baseni – Hersek Burnu
3. Hersek Burnu – Yalova,

arasında kalan bögelerdir.

4.2.1. İzmit Ve Karamürsel Baseni

İzmit Körfezine Başiskele mevkiinden giren kırığın güncel sedimanlar üzerinde oluşturduğu iz, K20 numaralı sismik kesit ile Şekil 4.5'te verilmektedir. Bu kesitte güncel sedimanlar üzerindeki kesilmenin yanı sıra düşey atımda net bir şekilde görülebilmektedir. Ayrıca bölgede Holosen çökellerinden çıkarak su kolonunda yükselen metan gazı bacası açıkça göze çarpmaktadır. Metan gazı çıkışları bölgedeki çökel yapısından kaynaklı olarak her zaman görülebileceği gibi, özellikle deprem

sonrasında oldukça önemli hacimdeki gaz çıkışı dikkat çekicidir. Sismik kesitlerde oldukça net ve büyük ölçekte gözükecek kadar hacimli olan bu gaz çıkışları, bölgeyi etkileyen sarsıntının şiddetini göstermektedir. Araştırma esnasında bu gaz çıkışları su yüzeyinden çıplak gözle dahi görülebilmektedir. 1999 Kocaeli depremi sırasında meydana gelen ve görgü tanıklarının ifade ettiği “yanma” ve “güçlü ışık”, bu metan gazı rezervlerinin sürtünmenin etkisiyle yanmasından başka bir şey değildir. Benzer metan gazı bacaları körfezin doğu ucundan batı ucuna ilerledikçe diğer sismik kesitlerde de yer yer görülmüştür (Akkargan ve Alpar, 2001).



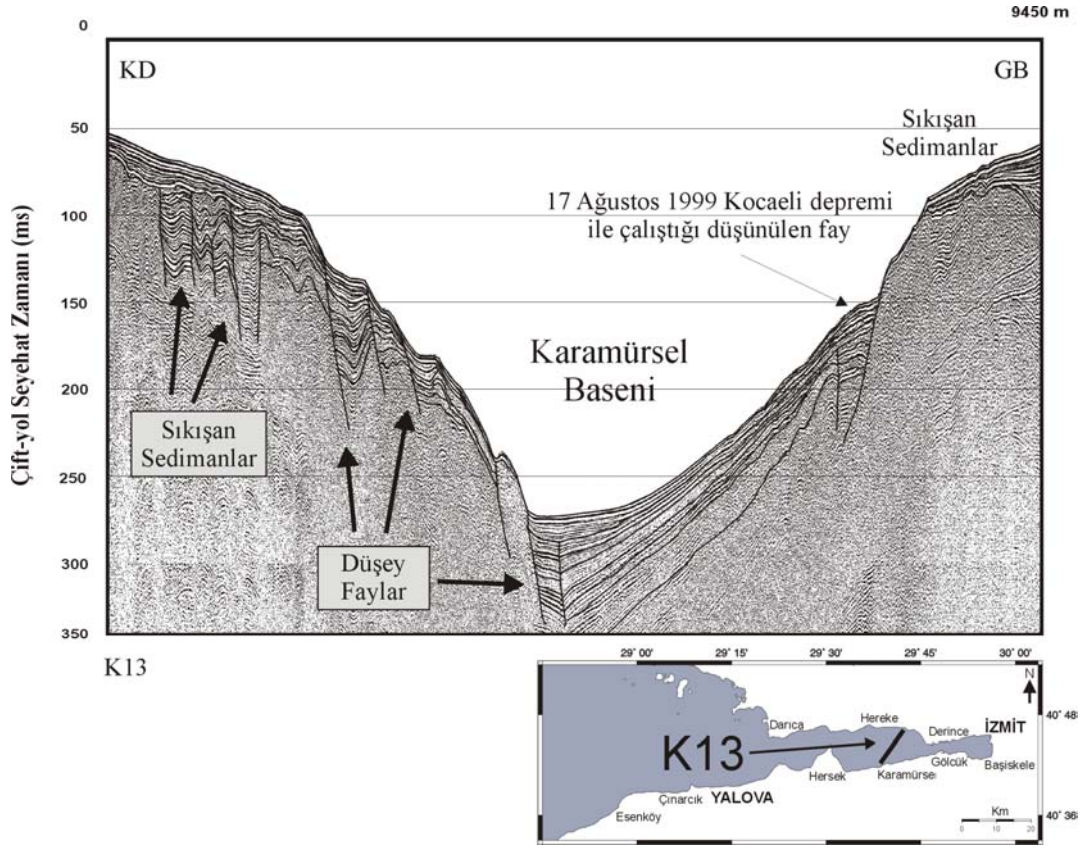
Şekil 4.5. R/V ARAR ile İzmit-Basıkele bölgesinden alınan sismik kesit. Bu resim doğrultu atımlı faylanmanın sismik kesitte nasıl bir iz bıraktığının tipik bir örneğidir.

Miyosen sonunda KAF'nin aktif hale geldiği zamanlarda, İzmit Körfezi fluvio-lacustrine bir ortama sahipti (Seymen, 1995; Meriç, 1995). İzmit Körfez'inde gözlenen faylar, bölgesel iklim değişiklikleri sonucu oluşan su düzeyi değişimleri ve Geç Pleyistosen - Geç Holosen aktif tektoniği ile gelişim göstererek deltaik, kıtasal, deniz ve sıg deniz birikim alanları gibi farklı ortamları kesmektedirler. Dip akıntı hızının doğu ve orta alt basenlerde düşük olması nedeniyle ince taneli materyaller için birikim alanı oluşmuş ve bu birikim alanları (post-transgressional Holosen çökelleri) gaz yüklü sedimanlar üzerinde şapka gibi yer almıştır. Gaz yüklü sedimanlar genellikle basenlerin orta kesimlerinde, özellikle körfezin genişlediği bölgelerde yer almıştır. Bu gazlar büyük olasılıkla bakteriyel fermentasyon ile erken diyajenezde oluşmuştur. Organik maddelerin sedimanlar içerisinde mikrobiyal bölünmeleri sonucu, Şekil 4.5'te görüldüğü üzere büyük hacimlerde metan ve karbondioksit gazı oluştuğu düşünülmektedir (Akkargan ve Alpar, 2001).

1999 Kocaeli depremi öncesinde, İzmit Körfezi aktif tektoniğinin KD – GB gidişli doğrultu atımlı faylar ve bu fayları çevreleyen GD gidişli düşey fayların birlikte çalışmasından meydana geldiği yaygın olarak kabul görmekteydi. İzmit Körfezi aktif tektoniğine yönelik olarak Barka ve Kadinsky-Cade (1998) çek-ayır havza sistemini önerirken, Akgün ve Ergün (1995) ile Koral ve Öncel (1995) İzmit Körfezi ve basenlerinin en-echelon doğrultu atımlı faylardan oluştuğunu öne sürmüşlerdir. Ancak, 1999 Kocaeli depreminden sonra, bu çalışmada kullanılan sismik verilerin yanı sıra, diğer araştırmacılar tarafından yapılan jeofizik, jeolojik ve morfolojik araştırmalar, bu görüşlerden farklı yaklaşımların ortaya çıkmasına neden olmuştur (Okay ve diğ., 1999; Parke ve diğ., 1999; Le Pichon ve diğ., 1999a,b; Okay ve diğ., 2000a, Sieberg, 1932; Gökaşan, 2001; Alpar ve Yaltırak, 2002). Elde edilen bu yeni veriler, İzmit Körfezi'nin bugünkü morfolojisini, gerilme ve açılma rejimini kontrol eden ve su altı basen ve tepelerini keserek D – B doğrultusunda uzanan bir doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının varlığını göstermektedir.

Karamürsel önlerinde KD – GB doğrultusunda elde edilen K13 sismik kesitine göre, Karamürsel çukurunun açılmasında düşey faylar etkili olmuş ve KAF'nin etkisiyle sedimanlar sıkışmış ve kıvrımlanmıştır (Şekil 4.6). Sismik kesitte görülen aşınma yüzeyleri her iki blokta su tabanı erozyonunun devam ettiğini göstermektedir.

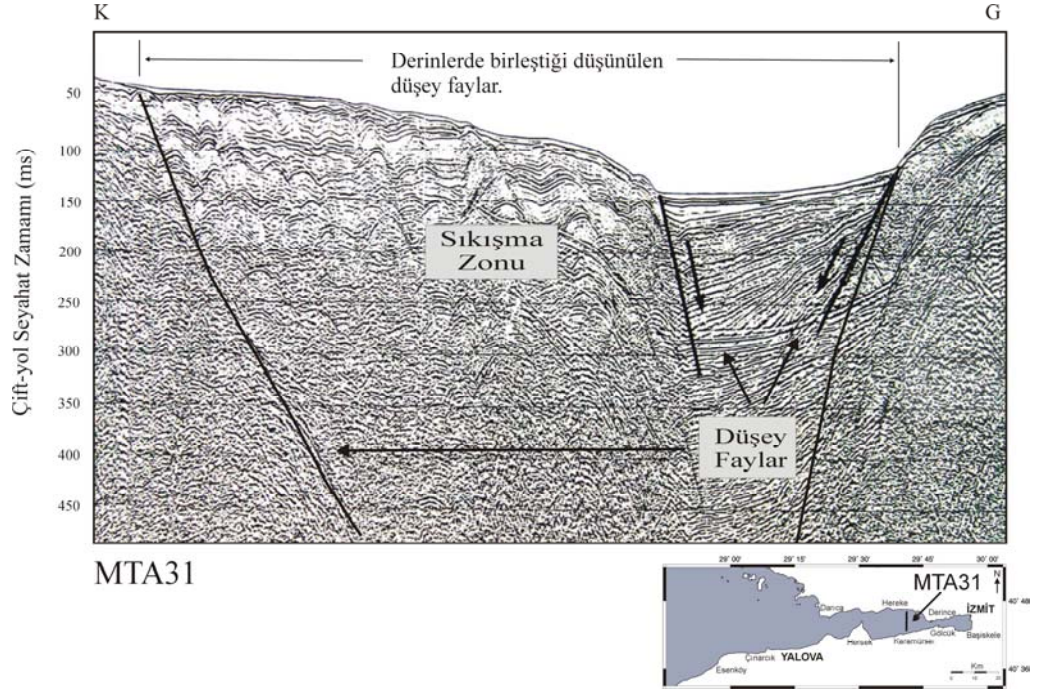
Karamürsel çukurunun aniden derinleşmesi açılma rejiminin etkin olduğunun bir göstergesidir. Batimetrik veriler incelendiğinde Karamürsel baseninin en derin noktasının 204 m olduğu görülür. K13 sismik kesitinin GB köşesinde gözlenen ani kesilme ve keskin düşüşün 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile çalışmış olabileceği, sedimanlar üzerindeki kesilmenin oldukça güncel olmasından dolayı düşünülmektedir.



Şekil 4.6. R/V ARAR ile alınan ve Karamürsel basenini GB – KD doğrultusunda kesen sismik kesit. Karamürsel çukurunun açılmasında düşey faylar etkili olmuş ve KAF'nin etkisiyle sedimanlar sıkışmış ve kıvrılmıştır.

R/V MTA Sismik I ile alınan ve Karamürsel Çukuru'nun doğusunu K – G doğrultusunda kesen MTA31 sismik kesiti (Şekil 4.7), R/V ARAR ile alınan K13 sismik kesiti kadar yüzeye yakın ayrıntıları vermemekle birlikte ortalama 1 – 1.5 km derinliğe kadar olan daha derin yapıların görüntüsünü vermektedir. Bu kesitteki en önemli bulgu, düşey fayların derinlere doğru devam ettiğine işaret etmesidir. Kesit

ortasında yüzeye yakın gözlenen düzensizlikler, R/V ARAR ile alınan K13 numaralı sismik kesitte tektonik deformasyonlar ve heyelanlar biçiminde daha ayrıntılı olarak göze çarpmaktadır. K13 ve MTA31’de görülen sediman kıvrımlanmaları, bu bölgedeki güncel tektonik sıkışmayı göstermektedir.



Şekil 4.7. R/V MTA Sismik I ile Karamürsel çukurunun sığlaştığı doğu kesiminden alınan derin sismik yansıma profili. Sıkışma rejimi etkisi altında kalan sedimanlar net bir şekilde gözlemlenebilmektedir.

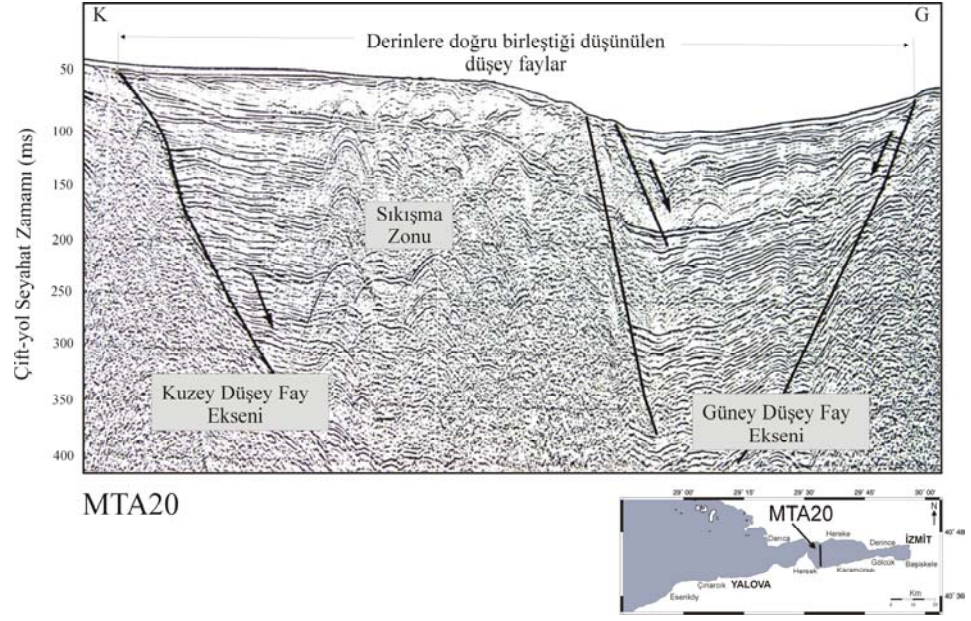
MTA31 numaralı sismik kesit iki düşey fay ekseninin derinlere indikçe birbirlerine yakınlığını, dolayısıyla derinlerde birleştiğini göstermesi açısından önemlidir. Böylece simetrik bir çiçek yapısı oluşumu söz konusudur ve bu sebeple KAF’nin kuzey kolunun ya da bir diğer deyişle doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının derinlerde olabileceği varsayılmaktadır. Güney köşede görülen düşey atımın 17 Ağustos depremi ile çalıştığı düşünülebilir, bununla birlikte kuzey bloktaki tektonik deformasyonlar KAF’nin güncel birimler üzerindeki sıkışma etkisi olarak görülmelidir. Derinlerde olduğunu düşündüğümüz KAF’nin kuzey kolu çalıştıkça, yüzeye yakın bölgelerde, K13 ve MTA31 sismik kesitlerinde görüldüğü üzere, ikincil düşey faylanmalar ve sıkışmalar

meydana gelmiştir. Farklı hedef derinliklerine rağmen, her iki sismik kesitin birbirleriyle uyum içerisinde olduğunu söylemek olanaklıdır.

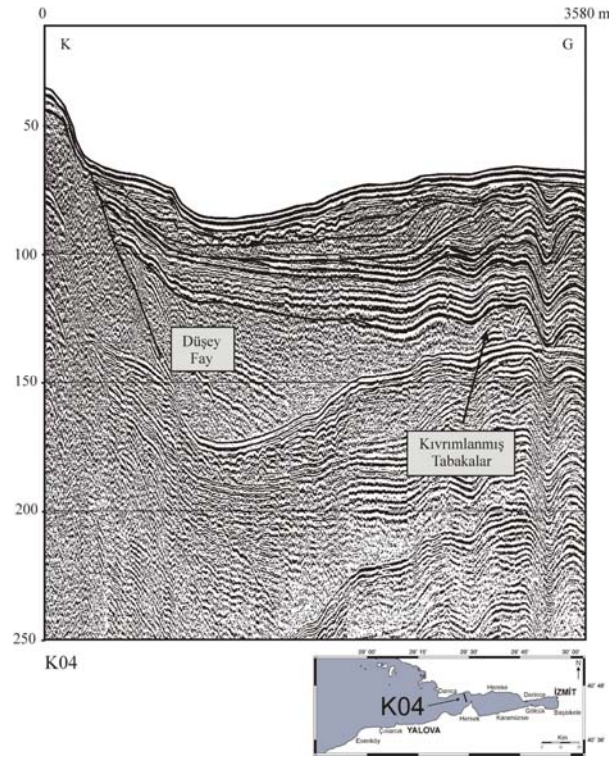
Her iki kesitte görülen KAF izi (paterni), İzmit körfezi içerisinde D – B yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının uzanımına işaret etmekle birlikte, İzmit Körfezi’nin ilk açılışında ve genişlemesinde KAF’nin kuzey kolunun (İzmit segmenti) rol almadığını düşündürmektedir. Çünkü sözü edilen İzmit segmenti körfez içerisindeki basen ve tepeleri keserek doğudan batıya doğru uzanmaktadır. Ayrıca körfezin kuzey ve güney yakasında farklı stratigrafik birimlerin yer alması (bkz. Bölüm 2.2), körfezin açılışına Marmara Denizi içerisindeki fay sisteminin etkisi olduğunu gösterir. Mevcut verilerden bu sonuca varılsa dahi bu sonucun doğruluğu, ancak daha derinlerden detay veri sağlayacak araştırmaların yapılabilmesi ile test edilebilir. Bu sonuca göre İzmit Körfezi’nin “Marmara Denizi” içerisindeki tektonik aktivitelerin bir uzantısı olduğunu söylemek olasıdır. Diğer bir ifade ile Marmara Denizi içerisindeki mekanizmaların etkisi sonucu açılan İzmit Körfezi’ne, sonraları KAFZ’nin kuzey kolu girmiş ve burada oluşmuş olan tüm jeolojik yapıları keserek batıda Çınarcık çukuruna doğru yönelmiştir.

4.2.2. Karamürsel Baseni Ve Hersek Burnu

Şekil 4.8 ile verilen MTA20 sismik kesitinin kuzey ve güney kesimde düşey faylanmalar söz konusudur. Hem MTA31 ve hem de MTA20 kesitinde ilginç olan, kesitlerin orta kesimlerinde yer alan düzensizliklerdir. Bu bölgede görülen çok sayıdaki köşe saçılma noktasının varlığı sismik kesit üzerinde hız farklılığı oluşturmuş ve yeraltı birimlerinin oluşturduğu gerçek sismik izi süperpoze ederek, bu birimlerin kısmen kesilmiş gibi görülmesine neden olmuştur. Bölgesel bazlı sıkışmalar sonucu oluşan bu yapı, KAF’nin bölge tektoniği üzerindeki etkisi olarak yorumlanmalıdır. Bu tür kıvrımlanmaların düşey fayların çalışmasından kaynaklı olmayacağı, ancak doğrultu atımlı faylanma mekanizması etkisiyle gelişebileceği açıktır. MTA20 sismik kesitide aynen K13 ve MTA31 sismik kesitlerinde olduğu gibi, kuzey ve güney köşede yer alan düşey fay eksenlerinin derinlere inildikçe birbirlerine yaklaştıkları izlenimini vermektedir.



Şekil 4.8. Hersek Burnu doğu kesiminden R/V MTA Sismik I ile alınan 20 numaralı derin sismik yansıma profili.

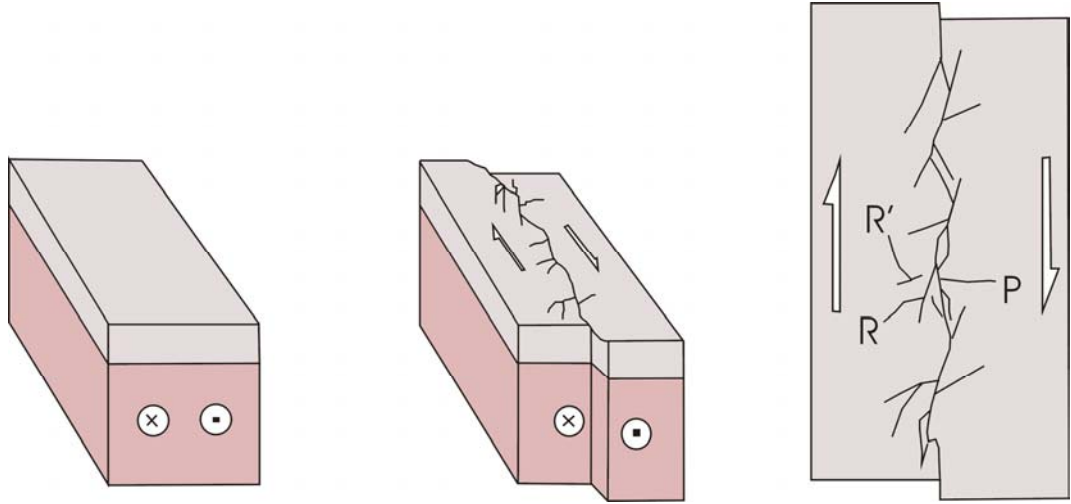


Şekil 4.9. İzmit Körfezi'nin kuzey kanadından Hersek Burnu'na doğru K – G doğrultulu R/V ARAR ile alınan K04 sismik kesiti.

KAF rejiminden kaynaklı olarak meydana gelen sıkışma ve buna bağlı gelişen sediman kıvrımlanmaları, R/V ARAR ile alınan K04 sismik kesitinin güney köşesinde de net bir şekilde gözlemlenebilmektedir. Şekil 4.9'da İzmit Körfezi kuzey kanadından Hersek Burnu önlerine doğru K – G doğrultusunda alınan sığ sismik kesitin güney köşesi, Hersek Burnu önlerine denk gelmektedir. Özellikle güney köşede gözlenen katlanmalar çok yakın bir konumdaki doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının varlığı hakkında ipuçları vermektedir.

4.2.3. Hersek Burnu - Yalova

Hersek Burnu'nun batısında güney şelf üzerinde su derinliği azalır. Diğer araştırma gemilerinin giremediği sığ sularda araştırma yapabilen R/V ARAR ile alınan K26 sismik kesiti (Şekil 4.11), 1999 Kocaeli depremi yüzey kırığının Hersek Burnu'nun batısına geçtiğini göstermektedir. Buna göre 1999 Kocaeli depremi kırığı, gevşek deltaik malzemelerden oluşan Hersek Burnu'nu batıya doğru geçmiştir, ancak yüzeyde atım oluşturmamıştır (Akkargan ve Alpar, 2001).

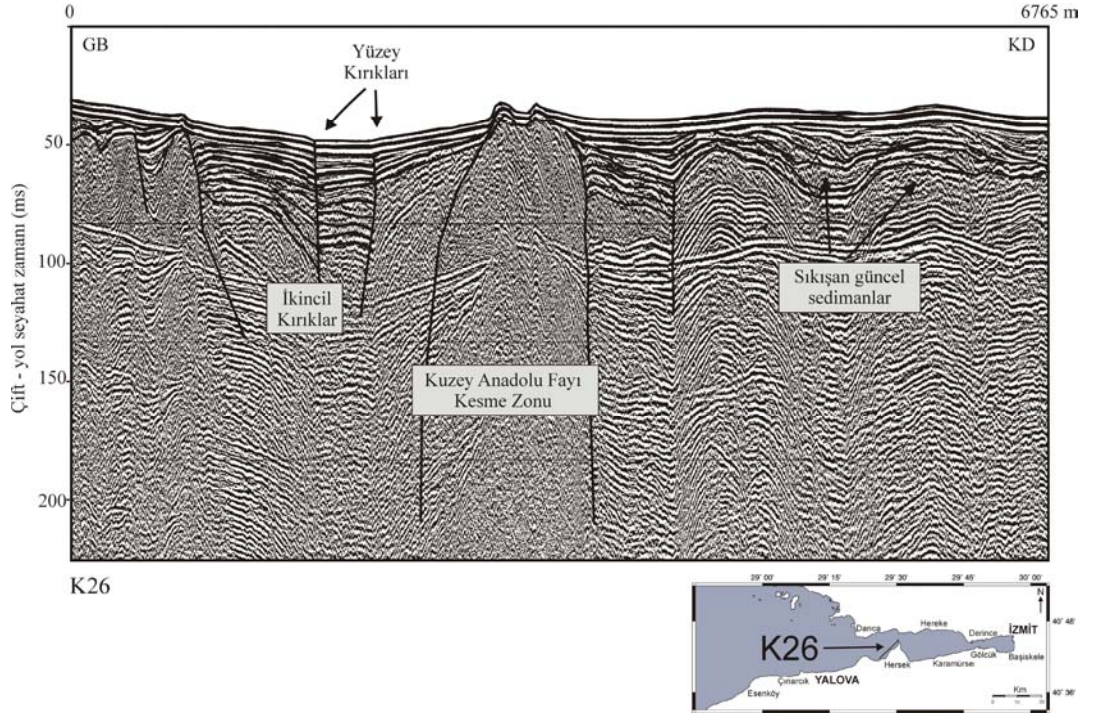


Şekil 4.10. P ve R tipi fayların şematik gösterimi.

Yanal atımlı sistemlerde ana zayıflık zonuna verev çalışan düzlemlerin varlığı söz konusudur. Bu düzlemler konumlarına göre R veya P tipi makaslama zonu olarak bilinir. Bu makaslanma zonları ana fay ile aynı yırtılma yönlü olup, fay düzlemi ile dar

açı yapan yan kollar oluştururlar. Bu makaslanma zonlarından ana fay düzlemine yaklaşılarak yırtılanlara R tipi makaslama zonu, uzaklaşarak yırtılanlara ise P tipi makaslama zonu adı verilir (Şekil 4.10).

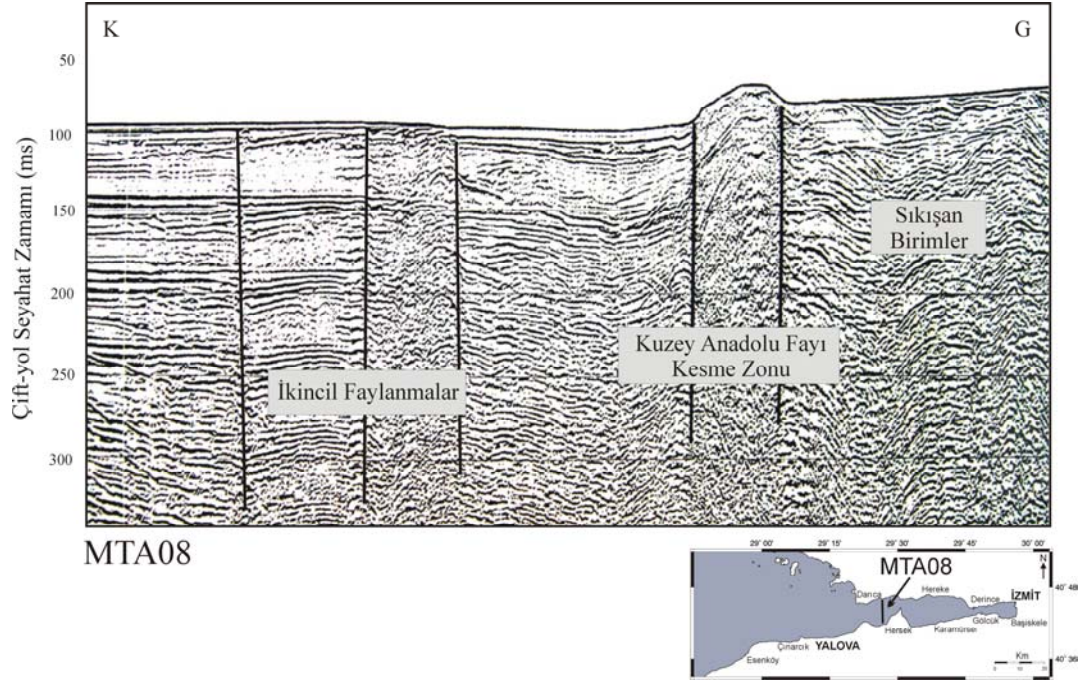
Hersek Burnu'nun batı yakasında KD – GB doğrultusunda ve deltanın kuzeybatıya bakan sahiline paralel doğrultuda alınan K26 sismik kesiti, yüzeye yakın tektonik deformasyonların bölgede yoğun olarak var olduğunu göstermektedir. Bu sismik kesitte KAF rejimi sonucu gelişen kesme zonu açıkça görülmektedir. Ayrıca, bu zonun çevresinde görülen yüzeylenmiş ikincil faylanmalar, zonun 1999 Kocaeli depremi ile çalışmış olabileceğine kanıt teşkil etmektedir. Bölgede bu zona 30 – 40 derece oblik uzanan ve yüzeylenmiş diğer ikincil fayların varlığı, diğer sismik kesitlerde de görülebilmektedir.



Şekil 4.11. Hersek Burnu'nun batısında R/V ARAR ile alınan K26 numaralı sismik kesit.

Hersek Burnu batısından R/V MTA Sismik I ile alınan MTA08 “derin sismik yansıma” kesiti (Şekil 4.12), R/V ARAR ile alınan K26 “sığ sismik yansıma” kesitinin (Şekil

4.11) taşıdığı bilgiler ile uyumluluk göstermektedir. MTA08'in güney kanadında gözlenen KAF kesme zonunun, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile çalışmış olabileceği, daha önce K26 yorumlanırken söylenmişti. MTA08 kesiti aynı zamanda, bu zonun derinlere kadar olan uzanımı hakkındada bilgiler sağlamaktadır. MTA08 kesitinin kuzey tarafındaysa, yine aynı kesme zonunun etkisi ile oluşmuş ikincil faylanmaların varlığı, aynen K26'da olduğu üzere, açıkça görülebilmektedir.



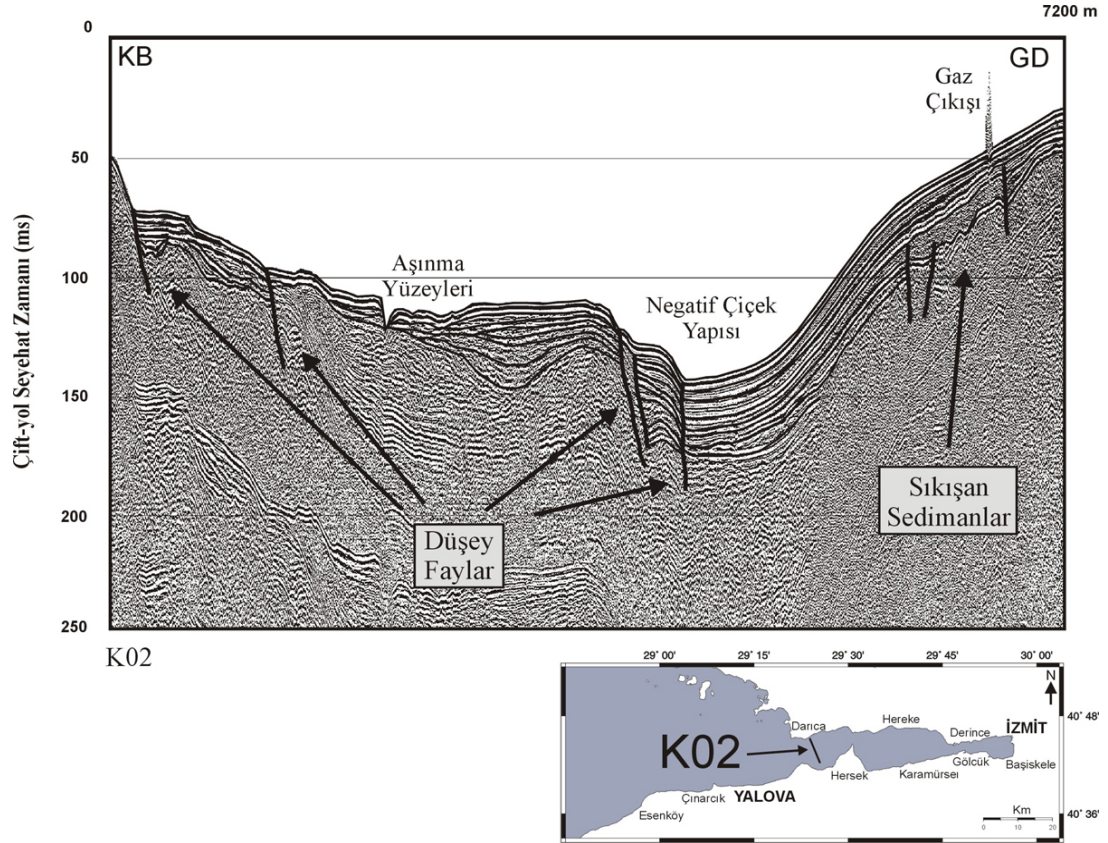
Şekil 4.12. R/V MTA Sismik I ile Hersek Burnu batısından K – G doğrultusunda alınmış 08 numaralı derin sismik yansıma profili.

Uydu destekli GPS verileri incelendiğinde, yer değiştirmelerin Hersek Burnu'nu aştığı ve bu noktadan hemen sonra hızla azaldığı jeodetik yöntemlerle de saptanmıştır. Wright ve diğ. (2001a,b) SAR interferometri verilerinin ters çözümü ile kırığın Hersek Burnu'nu geçip geçmediği sorusunu aydınlatmaya çalışmışlardır. Bu amaçla 6 segmentten oluşan fay modellerinin en batı ucundaki segmenti, Hersek deltasının 0 – 30 km arasında değişen uzaklıklarda batısına uzatarak çeşitli ters çözüm denemeleri yapmışlardır. En az hatalı çözümü, kırılmanın Hersek Burnu'nun 12 km batısına 1.5 – 2 m atımla uzanması halinde elde etmişlerdir. En büyük yer değiştirmeyi Gölcük'ün

hemen kuzeyindeki segment üzerinde 4.5 – 5 m olarak bulmuşlardır. Jeodetik olarak hesapladıkları sismik moment ise $2.65 \times 10^{20} Nm$ ($M_w = 7.4$)'dir. Reilingier ve diğ. (2000) ise GPS verilerinin ters çözümünden deprem için hem co-seismic ve hem de post-seismic bir kırılma modeli hesaplamışlar ve GPS verilerinin Hersek Burnu'nun 10 – 15 km batısına uzanan bir faylanma için 0.6 m'yi aşan bir co-seismic yerdeğiştirmeye izin vermediği sonucuna varmışlardır. GPS verilerinin ters çözümünden elde edilen sismik moment $11.7 \times 10^{20} Nm$ ($M_w = 7.5$) olup en büyük yerdeğiştirme 5.7 m ile Gölcük segmenti üzerinde yer almaktadır.

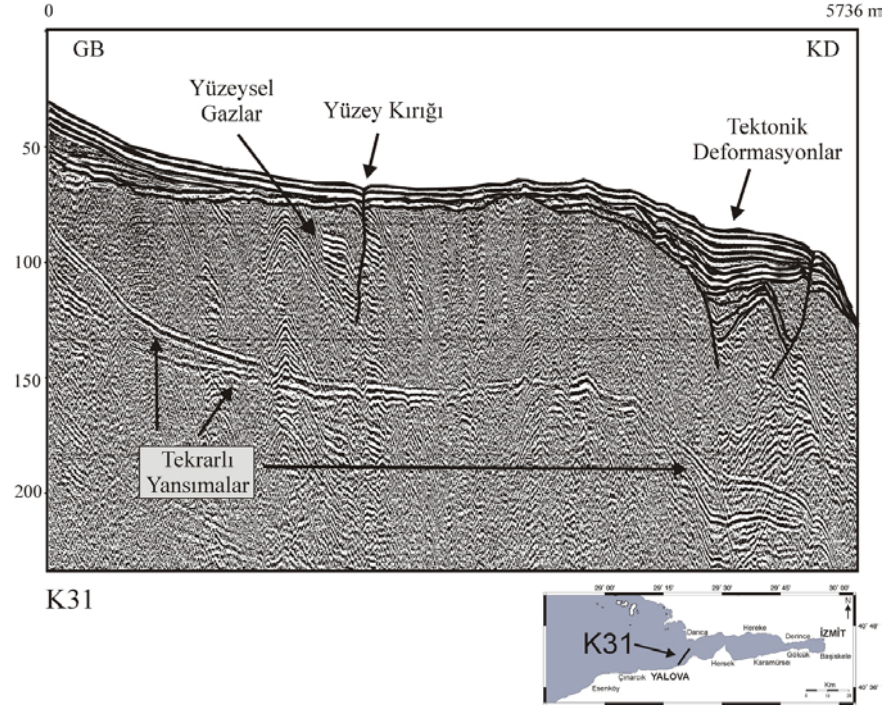
Kırığin Hersek Burnu'nun batısına geçtiğine bir diğer kanıt ise, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra kaydedilen artçı sarsıntıların Hersek Burnu'nun batısında bir çizgisellik oluşturması gösterilebilir. Ayrıca bu tez çalışmasında olduğu üzere, sismik yöntemlerle saptanan kırık boyu üzerinden sismik moment ve buna bağlı moment magnitudü hesabı yapmakta mümkündür. Akkargan ve diğ. (1999) sismik kesitlerden elde ettikleri kırık boyunu ve Kanamori (1977) varsayım ve bağıntılarını baz alarak, 1999 Kocaeli depremi moment magnitudünü $M_w = 7.5$ olarak hesaplamışlardır.

İzmit Körfezi'nin en batısında Çınarcık çukuru girişinde MTA Sismik I ile elde edilen verilere dayanarak Okay ve diğ. (2000a) Çınarcık çukurunu sınırlayan kuzey ve güney düşey fayların 1 – 1.5 km derinde birleştiği ve simetrik bir negatif çiçek yapısı oluşturduğunu ileri sürmüşlerdir. Negatif çiçek yapısı paterni, daha doğuda Karamürsel baseni civarlarında K13, MTA31 ve MTA20 sismik kesitlerinde daha az belirgin olarak yer almaktadır. Çınarcık çukurunun doğusunda R/V ARAR ile alınan K02 sismik kesiti (Şekil 4.13), basenin ortasından negatif çiçek yapısı oluşumunu net bir şekilde göstermektedir. Ancak, R/V ARAR yüksek çözünürlüklü ve sığ alan bilgisi üzerinde çalıştığı için derinlerde sözü edilen birleşmeyi K02 ile görebilmek olanaklı değildir. K02'den anlaşılabileceği üzere, bölgede kuzey blokta düşmeler ile birlikte aşınma yüzeylerinin varlığı söz konusudur ve ikincil faylanma oluşumları vardır. Güney blokta ise metan gazı bacası ile birlikte gözlenen sediman sıkışmaları, ana fay ile açığı yapan diğer ikincil fayların varlığının habercisidir. Güney kanatta yer alan sedimanlardaki hacimli gaz çıkışı ise, aynen Başiskele limanında olduğu üzere, bölgedeki güncel tektonik etkinliği ve şiddetli sarsıntının bölgeye etkisini göstermektedir.

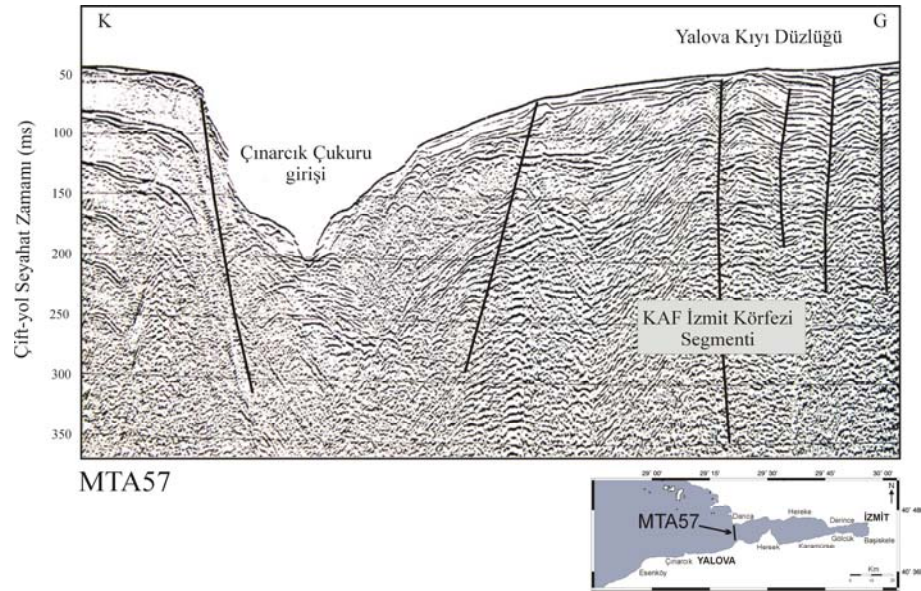


Şekil 4.13. Hersek Deltası'nın batı kesiminden R/V ARAR ile alınan K02 numaralı sismik kesit. Genç çökellerdeki aşınma yüzeyleri ve negatif çiçek yapısı rahatlıkla seçilebilmektedir. Körfez'in doğu ucundakine benzer metan gazı bacası, sismik kesitte yer almıştır.

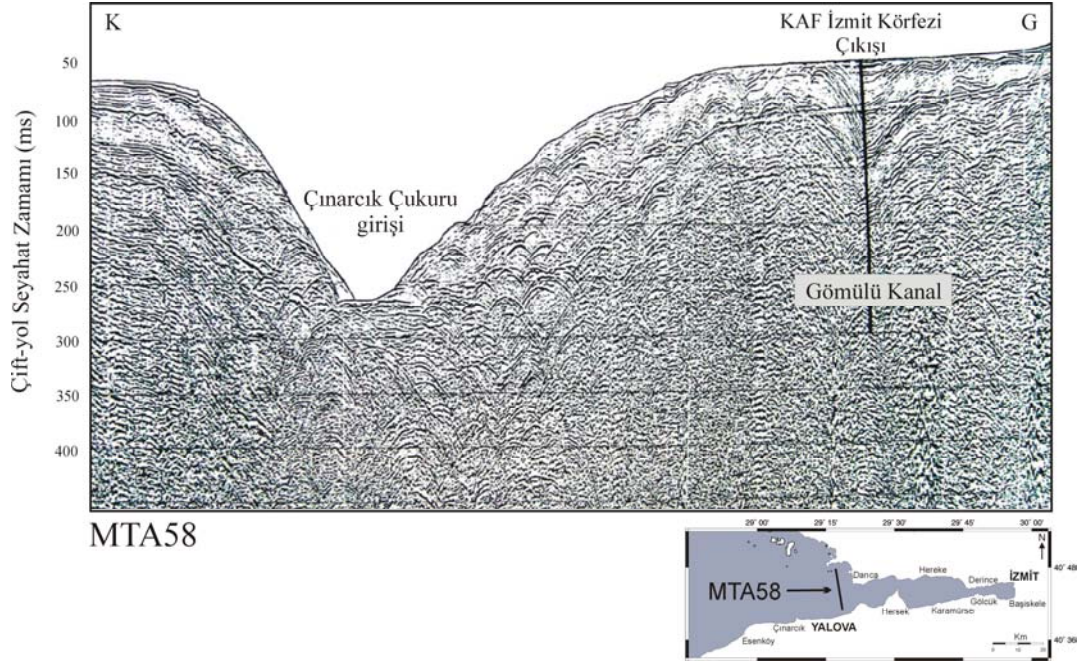
K31 sismik kesiti uzunluğu ve konumu itibari ile KAF'nin kuzey kolunun geçtiği bölgeye erişmediğinden, kesit üzerinde ana fayın görüntüsü yer almamaktadır. Bununla birlikte, K31'de Yalova kıyı bölgesine yakın sığ sularda bulunan ikincil doğrultu atımlı faylanma izi açıkça görülebilmektedir (Şekil 4.14). Bu ikincil faylanma alanı etrafında güçlü yansıma sinyalleri veren ve sismik polarite ters dönmelerinden kaynaklanan parlak noktalar (bright spots) göze çarpmaktadır. Sismik yorumlamada bu tip parlak noktalar genellikle gaz varlığı ile ilişkilendirilirler. K31'den anlaşılabacağı üzere, parlak nokta ikincil fay ile kesilmiş ve fayın her iki yanında ayrı ayrı gaz rezervlerinin yer almasına neden olmuştur.



Şekil 4.14. R/V ARAR ile alınan K31 numaralı sismik kesit. Yalova kıyı düzlüğünde görülen yüzeylemiş kırık.



Şekil 4.15. R/V MTA Sismik I ile Yalova kıyı düzlüğünde alınan 57 numaralı derin sismik yansıma profili.



Şekil 4.16. R/V MTA Sismik I ile alınan 58 numaralı derin sismik yansıma profili.

MTA57 sismik kesitinin güney kesimindeki Yalova kıyı düzlüğünde, KAF paterni ve Yalova önlerindeki Çınarcık Çukur girişi bir şekilde görülebilmektedir (Şekil 4.15). MTA58 numaralı sismik kesit ise KAF'nin İzmit Körfezi'nden çıkışını göstermektedir (Şekil 4.16). Bu noktada diğer araştırmacılar tarafından önerilen negatif çiçek yapısı, Çınarcık Çukuru'nu sınırlayan kuzey ve güney düşey fayların derinlerde birleştiğini ve doğrultu atımlı tek bir ana fayı, yani KAFZ'nin Marmara Denizi içerisindeki kolunu oluşturduğunu savunmuşlardır. Bununla birlikte, bu noktadan sonra bu görüşe zıt farklı görüşlerin oluştuğuda bilinmektedir.

Her iki kesitte düşey fay eksenlerinin 35 – 45 derecelik eğimle birbirlerine yaklaştığını ve derinlerde bu düzlemlerin birleştiğini söylemek olanaklıdır. MTA57 ve MTA58 derin sismik kesitleri, sözü edilen çiçek yapısı ile oluşan yüzeyel deformasyonları net bir şekilde göstermesede, fay düzlemlerinin derinlere doğru olan devamı hakkında bilgiler vermektedir. Diğer taraftan çiçek yapısı paterninin yüzeydeki tipik görüntüsünü, R/V ARAR tarafından alınan K02 (Şekil 4.13) sığ sismik kesitiyle görmek olasıdır. Dolayısıyla derinlerdeki doğrultu atımlı faylanma mekanizmasının varlığı, hem derin ve hem de sığ sismik kesitlerle kanıtlanabilmektedir.

4.3. İZMİT KÖRFEZİ'NİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ VE DİRİ KIRIK HARİTASI

Sığ ve derin sismik kesitlerin incelenmesi sonucu doğuda Başiskele limanından İzmit Körfezi'ne giren ve günümüz morfolojisini kontrol eden ana fayın, KAFZ'nin kuzey kolu olduğu görülmektedir. Bu kol 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile çalışmış hem karada ve hemde İzmit Körfezi tabanında kırıklar oluşmasına neden olmuştur. Körfez içerisinde gözlenen düşey fayların aktif oluşu, basen morfolojisinin düşey faylarla kontrol edildiğine ve körfezin açılmaya devam ettiğine bir göstergedir. Bununla birlikte basenleri D – B yönlü kesen doğrultu atımlı faylanma mekanizması, İzmit Körfezi kinematığını Marmara Denizi ile ilişkilendirmektedir.

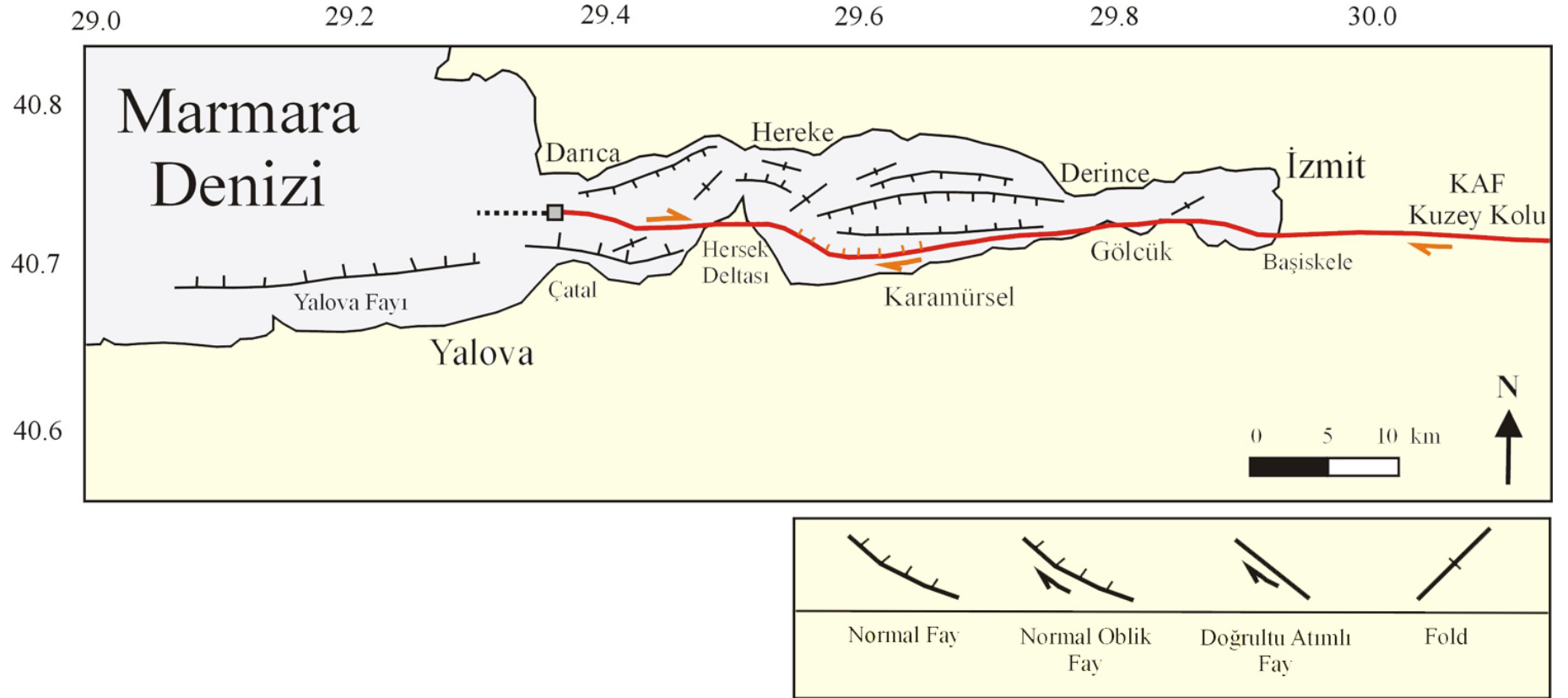
Sismik kesitlerde gözlenen ve İzmit Körfezi'ni D – B yönlü geçen ana fayın İzmit Körfezi'nin ilk açılışında yer almadığı düşünülmektedir. Çünkü bu fay, körfez içerisinde bulunan jeolojik yapıları keserek Çınarcık Çukuru'na girmektedir. İzmit Körfezi'nin açılışı, Marmara Denizi içerisindeki sistemlerin gelişiminden sonraki bir zaman diliminde, olasılıkla son buzul döneminde, yine Marmara Denizi içerisindeki oluşumlardan etkilenecek meydana gelmiş olabilir.

Sismik kesitlerden ve daha önce yapılan çalışmalardan bilindiği üzere, Karamürsel baseninin güney kesimi doğrultu atımlı faylanma mekanizması ile kontrol edilmektedir. Esasında Karamürsel ve Gölcük arasındaki bölgede gözlenen düzgün KD – GB doğrultulu kıyı kesiminin varlığında bu görüşü desteklemektedir. Batimetri haritasından anlaşılabileceği üzere, güney kıyı ile Karamürsel baseni arasında bir eğim olduğu gözükmemektedir ki bu da düşey atımlı bir bileşenin varlığını göstermektedir. Kuzey ve güney kesimlerde yer alan bu düşey faylar, derin sismik kesit bilgilerinde anlaşılabileceği üzere, derinlere inildikçe birbirlerine yaklaşmakta ve olasılıkla derinlerde birleşmektedirler.

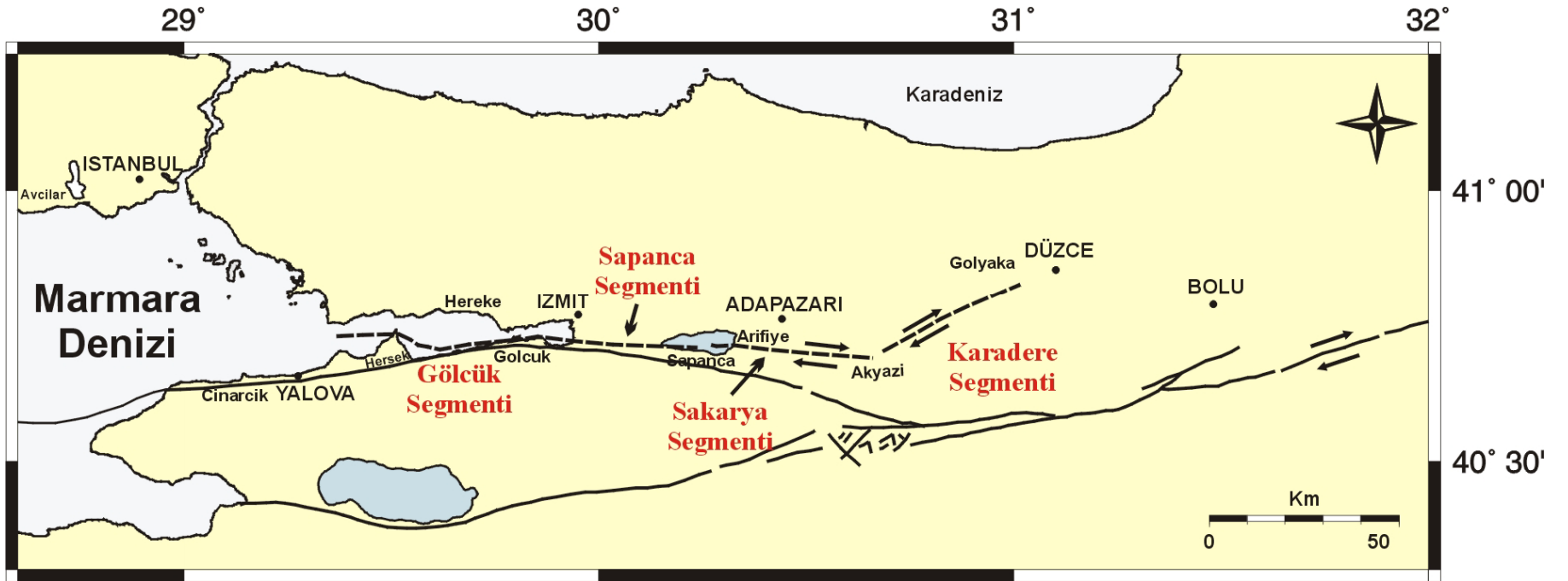
Şekil 4.3 ve 4.4'te konumları verilen sismik kesitlerin yorumlanması sonucu, İzmit Körfezi diri kırık haritası oluşturulmuştur (Şekil 4.17). Bu modele göre, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile çalışan KAFZ'nin kuzey kolu, Sapanca – İzmit arasında kalan bölgede karada çok net izlenerek İzmit Körfezi'ne Başiskele limanından girmektedir.

Buradan batıya doğru kıyı şeridinde çok yakın olarak Gölcük'e ulaşmakta ve karaya çıkmaktadır. Gölcük'te yanal atımlar 4.5 m'ye kadar erişmektedir. Daha batıda Değirmendere kıyı şeridinden Karamürsel şelfine ulaşmakta ve buradan gevşek deltaik malzemelerin bulunduğu Hersek Burnu'nu kuzey ucundan keserek batıya doğru ilerlemektedir. KAFZ'nin kuzey kolu ise Hersek Burnu'nun batısında Darıca açıklarında, negatif çiçek yapısı oluşumu ile derinlerdeki varlığını belirginleştirir. Ana fayla bağlı olarak gelişen ikincil faylanmalar ve diğer düşey fayların varlığı, incelenen sismik kesitlerde gösterilmiştir. Sismik kesitlerde gözlenen yüzeylenmiş bazı ikincil fayların, 17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile meydana gelmiş olabileceği düşünülmektedir. Değerlendirilen sığ ve derin sismik yansıma kesitlerinden yararlanılarak oluşturulan İzmit Körfezi diri kırık haritası Şekil 4.17 ile verilmektedir.

Kırılma süreci çalışan araştırmacılara göre, 1999 Kocaeli depremi 4 ana segment üzerinden kırılmıştır (Utkucu, 2002). Bunlar Gölcük segmenti (Hersek – Gölcük), Sapanca segmenti (Gölcük – Sapanca), Sakarya segmenti (Sapanca – Akyazı) ve Karadere segmenti (Akyazı – Gölyaka) şeklindedir (Şekil 4.18). Bu segmentlerden Sakarya ve Karadere segmentleri karasal gözlemler ile çözümlenebilmiştir, keza Sapanca segmenti de sonraları çözümlenebilmiştir. Ancak, Gölcük segmenti ve 1999 Kocaeli depreminin batıdaki sönüm noktası araştırma konusuydu. Yukarıda değerlendirilen sığ ve derin sismik kesitler, bizleri 1999 Kocaeli depremi yüzey kırığının Hersek Burnu'nun olasılıkla 10 – 15 km batısına kadar devam ettiği yorumuna ulaştırmıştır. Sismik yansıma profilleriyle elde edilen bu bilgi, jeodetik ve sismolojik verilerle desteklenmektedir. Bununla birlikte KAFZ'nin kuzey kolunun İzmit Körfezi'ni Doğu – Batı yönlü geçişi sismik kesitlerle görülebilmekte ve Darıca önlerinde körfezden çıkarak Çınarcık çukuruna girmektedir (bkz. MTA57, MTA58). KAFZ'nin İzmit Körfezi içerisindeki uzanımı bu çalışma ile netleştirilmesine rağmen, ana fayın Çınarcık çukuruna girişi ve batıya uzanımı bu çalışmanın kapsamı dışında tutulmuştur.



Şekil 4.17. Sığ ve derin sismik yansıma kesitlerinden elde edilen bilgilere göre İzmit Körfezi için önerilen diri kırık haritası.



Şekil 4.18. 1999 Kocaeli depremi ile oluşan yüzey kırığı. Kırık şekilde gösterildiği üzere başlıca 4 ana segmentten oluşmuştur.

4.4. İSTANBUL ADALAR BÖLGESİ SİSMİK VERİLERİNİN YORUMU VE 1894 DEPREMİ

R/V ARAR ile 1999 Eylül ayında gerçekleştirilen sismik araştırma öncesinde, diğer bir ilgi odağı olan İstanbul şelfinde aynı ekip tarafından sismik atışlar yapılmıştır (Şekil 4.23). Amaç, İstanbul yakınlarındaki güncel tektonik yapı hakkında bilgi elde etmenin yanı sıra, halen bilinmezliğini koruyan 1894 depremine yönelik tarihten gelen bazı ipuçlarını test etmektir. Tuzla açıklarından Yeşilköy’e kadar atışlar yapılmış olmasına karşın, bu tez çalışmasında 1894 depremi ile ilişkili olduğunu düşündüğümüz Adalar bölgesi sismik kesitlerinin yorumu üzerinde durulmaktadır.

4.4.1. 1894 İstanbul Depremi

XIX. yüzyılda İstanbul civarında patlak veren en büyük deprem 10 Temmuz 1894’te (6 Muharrem 1312) meydana gelmiştir. Kaynaklarda “Büyük hareket-i arz”, “Zelzele-i azime” ve “Zelzele-i muthişe” olarak geçen 1894 depemi, çok geniş bir alanda hissedilmiş ve özellikle İstanbul ve çevresinde büyük hasarlar oluşmasına neden olmuştur. Dönemin Padişahı Sultan II. Abdülhamit, Atina Rasathanesi müdürü Eginitis’i çağırarak ve Marmara Denizi’nde araştırma yapmasını buyurmuştur. Deprem nedeniyle çoğu bölgede telgraf hatları bozulmuş olduğundan, ilk gün çevre vilayet ve kazalardan bilgi alınamamıştır. Eginitis’e yardımcı olmak üzere araştırmaya, İstanbul Rasathanesi Müdürü Coumbary ve onun yardımcısı Emile Lacoine’de katılmıştır. Yapılan çalışmalar neticesinde deprem eşsiddet haritası ve depremin etkileri hakkında ayrıntılı bilgiler Padişaha rapor halinde verilmiştir.

Deprem esnasında Çanakkale, Bozcaada ve Sakız adası arasında ki telgraf hattı kesilmiş olduğundan, yalnız Odesa hattı ile haberleşmeye devam edilebilmiştir. İzmir ve Selanik ile haberleşme yine bu hat üzerinden yapılmıştır. Telgraf kablo şirketinin İstanbul vekili Hekimyan Efendi, depremin ertesi günü incelemelerde bulunmak üzere Kartal’a gitmiş ve onarım çalışmalarında bizzat bulunmuştur. İştirak kumpanyasına ait denizaltı telgraf kablosunun, Kartal’dan üç mil uzakta bir kaç yerden kesildiği belirlenmiştir. Bir kaç gün sonra kablo çıkarılıp incelendiğinde, bıçakla kesilmiş gibi düzgün bir şekilde kırılmış olduğu tespit edilmiştir (Ürekli, 1999).



Şekil 4.19. 1894 depreminde harap olan Kapalıçarşı'nın Muhafazacılar kısmı (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).



Şekil 4.20. Sultanhamam'da 1894 depreminde yıkılan Sıbyan Mektebi ile altındaki çeşme (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).



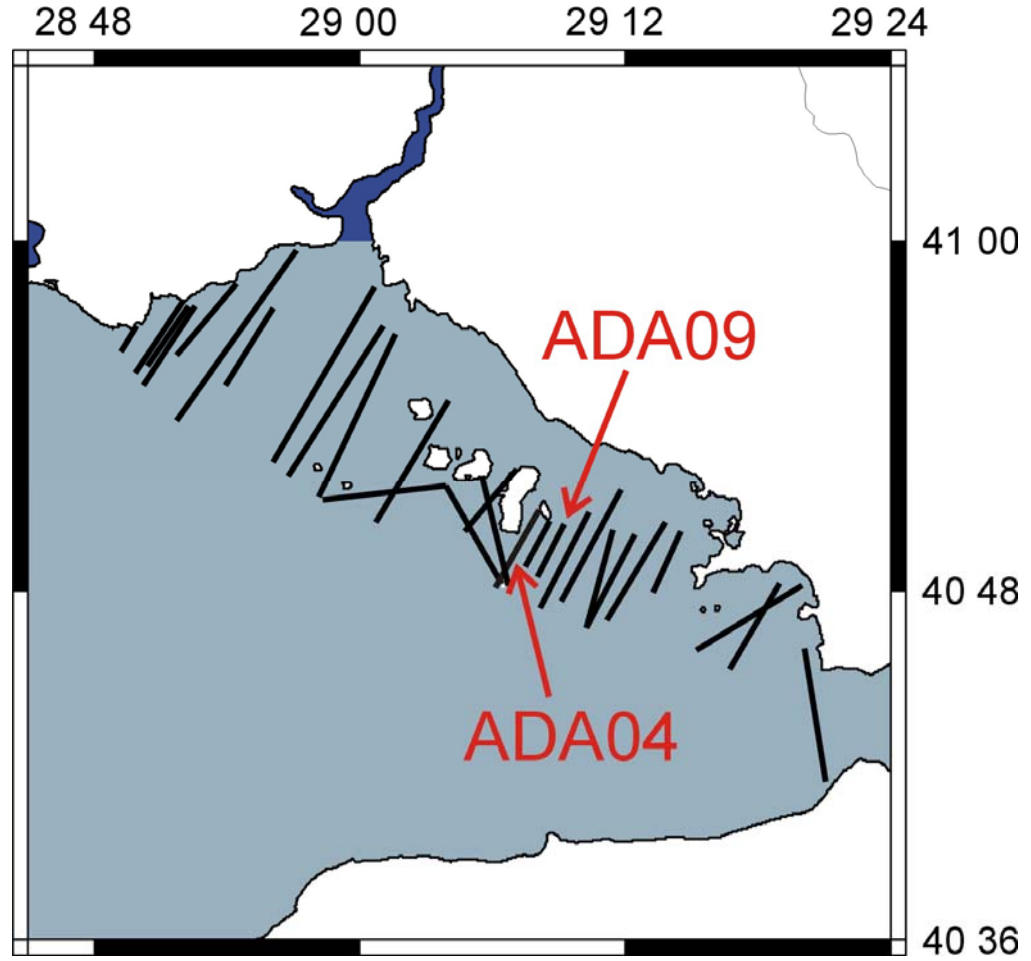
Şekil 4.21. Aksaray Yokuşu'nda bulunan Hasan Paşa Fırını'nın 1894 depreminden sonraki görünümü (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).



Şekil 4.22. 1894 depremi sonrasında Kapalıçarşı civarında Çilingirler Sokağı (İstanbulda Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı).

4.4.2. Adalar Bölgesinde R/V ARAR İle Yapılan Sismik Araştırma Sonuçları

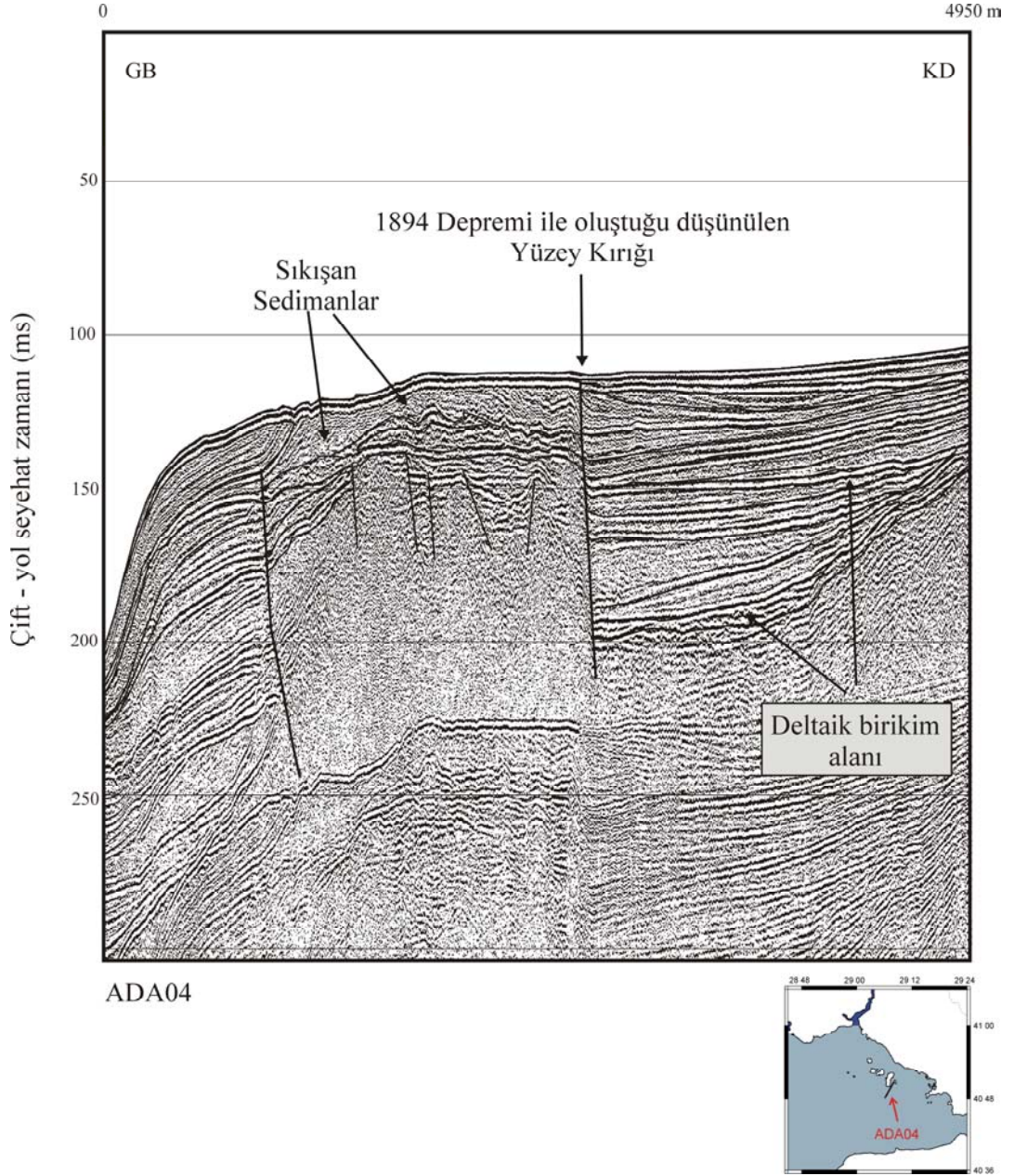
Bölüm 4.4'te ifade edildiği üzere, bundan 111 yıl önce oluşan 1894 depremine ait makrosismik gözlem raporlarındaki bilgilerin test edilmeye ve araştırmaya değer olduğu düşüncesinden yola çıkılarak, R/V ARAR gemisi ile İstanbul güney şelfinde sık aralıklarla sığ sismik kesitler alınmıştır (Şekil 4.23). Ölçüm parametreleri daha önce İzmit Körfezi için verilen parametreler ile aynıdır, dolayısıyla düşeyde 1.1 m ve yatayda ise 4.1 m ayrımlılık sağlanmıştır.



Şekil 4.23. İstanbul güney şelfinden R/V ARAR ile alınan sismik kesitlerin lokasyonları.

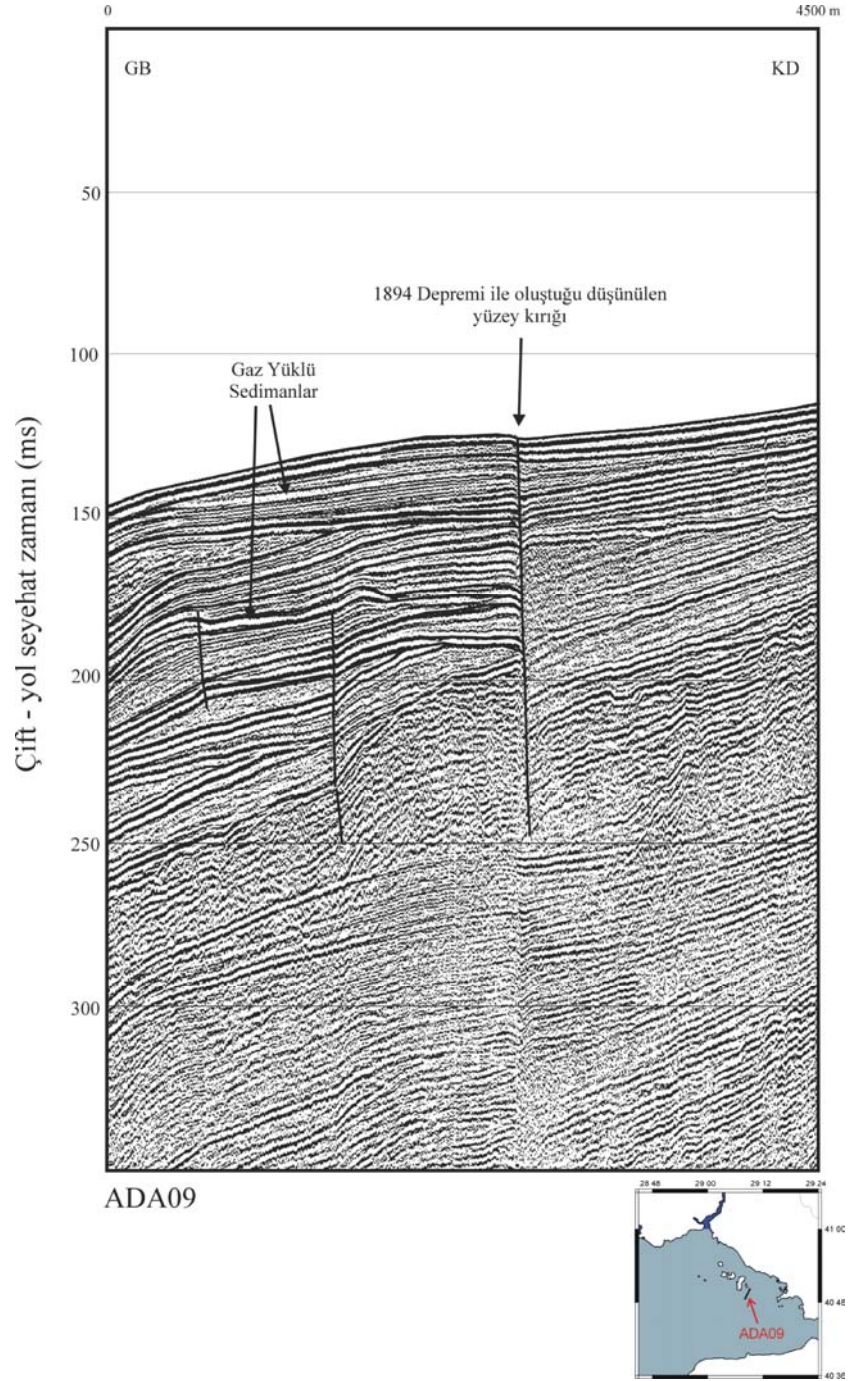
Eginitis'in raporunda belirtilen Kartal'ın üç mil açığındaki denizaltı kablосunun kesildiği nokta, Şekil 4.24'te ADA04 numaralı sismik kesitin alındığı bölgeye denk

gelmektedir. Bu bölgede birbirine paralel olarak alınan simik kesitler incelendiğinde KB – GD uzanımlı doğrultu atımlı faylanma izi net bir şekilde görülebilmektedir (Şekil 4.24 ve 4.25).



Şekil 4.24. Sedef Adası önlerinden alınan sismik kesit. Doğrultu atımlı fay izi net bir şekilde görülmektedir. Bu fayın 1894 depremi ile çalışmış olabileceği düşünülmektedir.

Sismik verilerin düşey çözünürlüğü 1.1 m olduğuna göre bu kesitte görülen kırığın deniz tabanına ulaşması, kırığın güncel bir deprem ile ilişkili olma olasılığını güçlendirmektedir.



Şekil 4.25. Sedef adasının güneydoğusundan R/V ARAR ile alınan ADA09 numarlı sismik kesit.

Eginitis'in raporunda, Heybeliada Ruhban okulu ile Ticaret Mektebi arasında iki yüz metre uzunluğunda KB – GD doğrultulu bir yüzey kırığından söz edilmektedir. Ayrıca Kınalıada sahil civarında yine KB – GD doğrultulu küçük yarılmalar meydana geldiği ve yarılmaların etrafındaki alanın bir miktar çökmüş olduğu anlatılmıştır. Karada gözlenen KB – GD doğrultusundaki kırıklar, ADA04 ve ADA09 sismik kesitlerinde görülen fayın doğrultusu ile uyum içerisinde olduğundan bir çizgisellikten söz etmek olasıdır.

Eginitis'in eşşiddet haritasına göre depremden etkilenen yerler beş bölgeye ayrılmıştır. Bunlardan birinci bölge en fazla hasarı gören yani depremin merkezi olarak adlandırılan bölge olmuştur. Bu bölgeyi elips şeklinde çizen Eginitis, büyük eksen Çatalca'dan Adapazarı'na kadar İzmit Körfezi boyunca 175 km uzunluğunda göstermiştir. Küçük eksen ise İzmit Körfezi yakınlarındaki o zamanki adıyla Katırlı (Esenköy-Armutlu) ve Maltepe – İstanbul arasındadır. Eginitis'in eşşiddet haritasına göre adalar bölgesi 1894 İstanbul depreminin merkezine oldukça yakındır.

ADA04 ve ADA09 sismik kesitlerinde görülen kırığın makrosismik gözlemlerle bu kadar uyum içerisinde olması, bu kırığın 1894 depreminin bir sonucu olabileceğini düşündürmektedir. Ancak bu kırığın 1894 depremine neden olan ana fay olmadığında açıktır. Bu fay muhtemelen Çınarcık Çukuru'nda yer alan ana fayın bir uzantısı olarak meydana gelmiştir. Keza makrosismik gözlemler sonucu kaynaklara “Büyük hareket-i arz”, “Zelzele-i azime” ve “Zelzele-i muthişe” olarak geçen 1894 depreminin etki sahasının bu denli geniş olması, ancak daha büyük bir fayın kırılması ile olanaklıdır. Bu sorunun net cevabı büyük olasılıkla Çınarcık çukurunda yatmaktadır. Çınarcık Çukurunun en çarpıcı batimetrik özellikleri, şelf kenarından sonra taban eğiminin hızlı bir şekilde artmasıyla başlayan dik (ortalama 17° - 18°) kıta yamaçlarıdır. En yüksek eğimler ise yamaçların etek taraflarındadır ve kuzey yamaçta 45° kadar olabilmektedir. Oldukça dik olan kuzey yamaç üzerinde denizaltı heyelanları vardır. En derin yeri 1250 m olan Çınarcık Çukuru hafif dalgalanmalar gösteren bir düzlükten oluşmaktadır. Yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökelleri baskındır. Çınarcık Çukuru'nun altından geçen KAFZ kuzey kolunun deniz tabanına yakın olan etkileri, bu yumuşak plastik yapıdaki çamurlu derin deniz çökelleri içinde gözlenebilmektedir.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi, en başta deprem gerçeği olmak üzere bir çok konuda toplumun bilinçlenmesine yol açmıştır. Bunun yanında bölge ile ilgili yapılan akademik çalışmaların sayısında artmıştır. Yeni veri kaynakları önceki görüşlerin test edilmesine ve yeni akademik yaklaşımların ortaya çıkmasına neden olmuştur.

Bu tez çalışması İzmit Körfezi ve İstanbul Adalar bölgesi ile ilgili yeni yaklaşımları ortaya koymasından önemlidir. Bu yeni yaklaşımlar yeni verilerin incelenmesi ve önceki veri ve görüşlerin derlenmesi sonucu geliştirilmiştir.

5.1. SONUÇLAR

R/V ARAR ile gerçekleştirilen ve tez sahibininde yer aldığı sismik araştırma ekibinin (bkz. EK-3) amacı;

1. 1999 Kocaeli depreminin İzmit Körfezi tabanında oluşturduğu izi ve bölgesel tektonik aktiviteler nedeniyle ortaya çıkan deformasyonları görüntülemek,
2. İstanbul güney şelfinde yeni sismik veriler elde ederek, 1894 İstanbul depremine yönelik bulgular elde etmek ve tarihsel makrosismik gözlemlerin sismik verilerle uyumluluğunu araştırmak,
3. 1999 Kocaeli depremi sonucu İstanbul'da meydana gelen yıkımların kaynağına, İstanbul güney şelfi sismik verileriyle cevap aramaktır.

Yukarıda sözü edilen çalışmalardan 1 ve 2 bu doktora çalışmasında detaylı incelenmiş, ancak 3 kapsam dışı bırakılmıştır. R/V ARAR ile yüzeye yakın alandan toplanan bu bilgileri tamamlayıcı olması açısından, daha derinlerden (ort. 1.5 km) bilgi sağlayan R/V MTA Sismik I gemisi ile toplanan verilerinin bir kısmında bu tez çalışmasında değerlendirilmeye alınmıştır. Yapılan sismik kesit yorumlamaları sonucunda, genel

olarak hem sığ ve hem de derin sismik kesitlerin iyi bir korelasyon içerisinde olduğu gözlenmiştir. Elde edilen önemli sonuçlar özet olarak aşağıda verilmiştir.

5.1.1. 1999 Kocaeli Depremi Kırığı Hersek Burnu’nu Batıya Doğru Geçmiştir

17 Ağustos 1999 Kocaeli depremi ile oluşan kırığın İzmit Körfezi içerisindeki uzanımı tespit edilmiştir. Körfeze Başiskele limanından giren kırığın, batıda Hersek Burnu’nu 10 – 15 km geçmiş olabileceği düşünülmektedir. Deprem sonrası en önemli tartışma konularından birisi olan “kırığın Hersek Burnu’nu geçip geçmediği” sorusu bu çalışma ile cevaplanmıştır. Tezin dördüncü bölümünde bölümünde incelenen K26, MTA08, K02 ve K31 sismik kesitleri bu görüşü desteklemektedir. Kırığın Hersek Burnu’nu geçtiği görüşü diğer disiplinlerdeki araştırmacılar tarafından da doğrulanmıştır (Wright ve diğ., 2001a,b; Reilengier ve diğ., 2000).

5.1.2. İzmit Körfezi Diri Kırık Haritası ve KAFZ’nin Mekanizması

KAFZ’nin kuzey kolu İzmit Körfezi içerisinden geçmektedir. Bu tez çalışmasında, diğer araştırmacılar farklı olarak, KAFZ’nin kuzey kolunun başlangıçta İzmit Körfezi’nin açılışında rol almadığını sonucuna varılmıştır. Bu görüşü destekleyen en önemli veri, bu kolun körfez içerisinde tüm jeolojik yapıları keserek batıya doğru ilerlemesidir. Bu nedenle, önceleri Marmara Denizi içerisindeki fay sisteminin körfez bölgesini denetimi altında tuttuğu ve açılmasına neden olduğu düşünülmektedir; sonraları ise, olasılıkla son buzul çağından günümüze kadar, KAFZ’nin kuzey kolu bölgede etkin olmuş ve daha önce oluşmuş olan tepe ve basen yapılarını keserek Çınarcık çukuruna doğru yönelmiştir. Körfez bölgesinde kuzey ve güney kanatta gözlenen farklı stratigrafik birimler, bölgenin KAFZ’nin kuzey kolu tarafından açılmadığına ilave bir kanıt oluşturmaktadır.

İncelenen bir çok sismik kesitte, körfezin kuzey ve güney bloğunda gözlenen düşey faylara ait düzlemlerin derinlere doğru birbirlerine yaklaştıkları görülmektedir. Hatta belirli bir derinlikten sonra bu düşey fay düzlemlerinin birbirleri ile birleşerek, derinde tek bir hat haline geldikleri söylenebilir. Bu sonuç, KAFZ’nin bugün bölge kinematikliğini denetimi altında tuttuğunun göstergesidir. Dolayısıyla daha önce önerilen çek – ayır

havza sistemi ya da basamak faylar teorileri bu veriler ile çürütülmüştür. Bölge mikro–tektoniğini basenlerin açılmasına neden olan düşey faylar, oblik düşey faylar, doğrultlu atımlı faylar ve sıkışma rejimi sonucu gelişen katlanmalar oluşturmaktadır.

5.1.3. 1894 Depremi Yüzey Kırığı

1894 yılında meydana gelen ve oldukça geniş bir alanı etkisi altında bırakan deprem ile ilgili olarak, Osmanlı arşivlerinde pek çok bilgi mevcuttur. Deprem sonrasında yapılan makrosismik gözlemlere sonucu hazırlanan raporlar, depremin etki alanı ve makrosismik odağı hakkında bilgiler sağlamaktadır. Raporda yer alan “Kartal’ın 3 mil açığındaki telgraf kablosunun bıçakla kesilmiş gibi kopması” ifadesi, bu bölgedeki faylanmanın işaretçisi olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca Heybeliada Ruhban okulu yakınlarında görülen KB – GD doğrultulu çatlaklarda, 1894 depremi ile oluşan kırılmanın varlığı ve doğrultusu hakkında ipuçları vermiştir.

Elde edilen sismik kesitlerde yüzeye yakın görülen doğrultu atımlı faylanma izleri, kırılmanın 1894 depremi ile meydana gelmiş olabileceği yorumuna ulaşmamızı sağlamıştır. Diğer önemli bir bulgu ise denizdeki kırığın doğrultusunun aynen karada gözleendiği gibi KB – GD doğrultusunda olmasıdır. Ancak bu kırığın 1894 depremini tetikleyen ana fay olmadığı ve ikincil bir faylanma örneği olduğu açıktır, çünkü makrosismik gözlemlere göre Tekirdağ’dan Bolu’ya kadar oldukça büyük bir alanı etkileyen bu depremin, daha uzun başka bir segmentin kırılması ile meydana gelmesini beklemek daha doğru bir yaklaşımdır.

5.2. SONRAKİ ÇALIŞMALAR

Bilimde ilerleme önceki yapılan çalışmaların yeni çalışmalara ve verilere farklı boyutlar verebilmesi ile mümkün olabilir. Her yeni çalışma, bir önceki çalışmaya ya ilave bulgular sağlar ya da daha önce üretilen görüşleri çürütür. Bu çerçevede bu tez çalışmasında üretilen sonuçlar, önceki çalışmalardan derlenen bilgilerin yeni veri kaynakları ile yorumlanması ile ortaya çıkabilmiştir. İzmit Körfezi ve Adalar bölgesi ile

ilgili sismik kesitlerin yorumlanması sonucu elde edilen bulgular, tez sahibini ilgi duyduğu bazı başka çalışmalara yöneltebilir. Bunlar;

1. Bir çok araştırmacının üzerinde çalıştığı Marmara Denizi fayları kinematiği bir ilgi alanıdır. Marmara bölgesinin diri kırıklarının net bir şekilde tespiti ve deniz içerisindeki olası kırılma süreçlerinin çözülmesi, bölgemiz ve ülkemiz için hayati önemdedir.
2. İstanbul Adalar bölgesindeki sedimantasyon çökelim hızının tespit edilmesi ve güncel birimlerden alınan örneklerle birimlerin yaşlarının tayin edilmesi, bölge hakkında yeni bulgulara ulaşılmasını kolaylaştıracaktır. Bu çalışma ile bölgede gözlenen doğrultu atımlı fayların 1894 depremi ile oluşup oluşmadığı hakkında bilgiler elde edilebilecektir. Bu çalışma çok disiplinli bir araştırmayı gerektirebilir, örneğin Jeokimya'dan faydalanılmalıdır.
3. İstanbul'un Avcılar ilçesinde, 1999 Kocaeli depremi ile meydana gelen yıkımların nedeninin araştırılması önemlidir. 1999 Kocaeli depremi sonrası KRDAE tarafından yayınlanan ivme kayıtlarına bakıldığında, neden yalnızca Avcılar bölgesinde ciddi büyüklükte bir ivme ve zemin büyütmesi olduğu sorusu akla gelmektedir. Bu çalışma ile Marmara Denizi'nde olması muhtemel depremin İstanbul'un bazı bölgelerine ve çevre illere olası etkilerine açıklık getirilebilir.
4. İzmit Körfezi'nin oluşumu ve sonrasında KAF'nin bölgeye girişi ile oluşan günümüz morfolojisi bir araştırma konusudur. Bölgesel fayların mikro düzeyde kinematik özellikleri ve her iki yakadaki stratigrafik ve yapısal farklılıklar daha detaylı olarak ayrıca incelenebilir.

KAYNAKLAR

AKGÜN, M. ve ERGÜN, M., 1995, İzmit Körfezinin yapısı ve Kuzey Anadolu fayı ile ilişkisinin irdelenmesi, *JEOFİZİK Dergisi*, 9, 71-78.

AKKARGAN, Ş., GÜNDOĞDU, O., ÖZÇEP, F., 2000, Depremi Ölçmenin Tarihi ve 1999 Kocaeli Depremi Örneği, *Cumhuriyet Gazetesi Bilim Teknik Dergisi*, 1 Nisan 2000, sayı:680.

AKKARGAN, Ş. ve ALPAR, B., 2001, İzmit Körfezi ve Adalar Bölgesi Aktif Fayları; 1894 Depremi, Jeofizik Mühendisleri Odası Yayınları, *JEOFİZİK Dergisi*, Cilt: XIV, Sayı: 1-2, s. 3 – 14.

ALPAR, B. ve GÜNEYSU, C., 1999, Evolution of the Hersek Delta (Izmit Bay), *Turkish J. Marine Sciences*, 5(2): 57-54.

ALPAR, B. and YALTIRAK, C., 2000, Tectonic setting of the Marmara Sea. *Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts*, 14-17 May 2000, Istanbul, pp. 9-10.

ALPAR, B., YALTIRAK, C., 2002, Characteristics features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution. *Marine Geology*, 190, p. 329-350.

AL-SADI, H., N., 1979, Seismic Exploration Technique and Processing.

ALTINOK, Y., TINTI, S., ALPAR, B., YALCINER, A. C., ERSOY, S., BORTOLOCCI, E., and ARMIGLIATO, A., 2001, The Tsunami of August 17, 1999 in Izmit Bay, Turkey, *Natural Hazards*, 24, 133 – 146.

AMBROSEY, A. A. and FINKEL, C. F., 1995. The seismicity of Turkey and Adjacent areas: a historical review, *published by Muhittin Salih Eren*, ISBN 975-7622-38-9, pp241, İstanbul.

ANDRUSSOV, N., 1890, Die Schichten von Cap Tschauda. *Ann. d.k.k. Nat. Hof.* V.66

ARMIGLIATO, R., MEYER, B., NAVARRO, S., KING, G., BARKA, A., 2002, Asymmetric slip partitioning in the sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation of process of North Anatolian Fault ?, *Terra Nova*, 14, 80 – 86.

BARKA, A. A. and KADINSKY-CADE, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663-684.

BARKA, A., 1992, The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, Special Issue, 6: 164-195.

BARKA, A., 1996, Slip Distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of period of 1939 to 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, p. 1238-1254.

BARKA, A., ROCKWELL, T., İMREN, C., 1999, Marmara Denizi orta sırtlarının kinematığı *ATAG* 2, 111-120.

BARGU, S. ve YÜKSEL, F. A., 1993, İzmit Körfezi'nin Kuvaterner deniz dibi çökellerinin dağılımı ve özellikleri (KB Türkiye), *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 8, s. 169-187.

CANITEZ, N., 1997, *Jeofizikte Modelleme*, Literatür yayıncılık.

CLAERBOUT, J. F., 1976, *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, McGraw-Hill Book Co.

CRAMPIN, S. and EVANS, R., 1986, Neotectonics of the Sea of Marmara region of Turkey, *Journ. Of Geol. Soc.*, London, 143, 343-348.

DOĞAN, U., ERGİNTAV, S., DEMİREL, H., ÇAKMAK, R., ÖZENER, H., 2003, Estimation of the time-dependent crustal movements of the Izmit Earthquake, *Journal of Geodynamics*, 36, p. 615 – 632.

ERGİN, M. and YÖRÜK, R., 1990, Distribution and Texture of Bottom Sediments in a Semi-Enclosed Coastal Inlet, the Izmit Bay, from the Eastern Sea of Marmara (Turkey), *Est. Coast. Shelf Sci.*, 30:647-654

ERGÜN, M. and ÖZEL, E., 1995, Structural relationships between the Sea of Marmara basin and the North Anatolian fault Zone, *Terra Nova*, 7: 278-288.

FLERIT, F., ARMIJO, R., KING, G. C. P., MEYER, B., BARKA, A., 2003, *Geophysical Journal International*, 154, 1 – 7.

GÖKAŞAN, E., ALAPAR, B., GAZİOĞLU, 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., *Mar. Geology*, 175, p. 273-296.

GRAVE, R. W., 1995, Preliminary Analysis of long-period basin response in the Los Angeles region from the 1994 Northridge Earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol:22, No.2, p. 101-104.

GÜNDOĞDU, O., 1986, *Türkiye Depremlerinin Kaynak Parametreleri ve Aralarında ki İlişkiler*, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.

GÜNEYSU, A. C., 1999, The bathymetry of the Izmit Bay, *Turkish J. Mar. Sci.*, 5(3): 167-169.

HUBERT-FERRARI, A., BARKA, A., JACQUES, E., NALBANT, S., MEYER, B., ARMIJO, R., TOPPONNIER, P. and KING, G. C. P., 2000. Seismic hazard in the Marmara sea region following the 17 August 1999 İzmit earthquake, *Nature*, 404, 269-273.

İstanbul'da Vuku Bulan Büyük Hareket-i Arz'a ait Albümler, Nr. 184/3, Atatürk Kitaplığı.

Kandilli Rasatanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü web sitesi, 2004, *B.Ü. Kandilli Enstitüsü web sayfası*; <http://www.koeri.boun.edu.tr>.

KANAMORI, H., 1977. Energy release in great earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 82, 20, p. 2981 – 2987.

KILINGER, Y., SIEH, K., ALTUNEL, E., AKOĞLU, A., BARKA, A., DAWSON, T., GONZALES, T., MELTZNER, A., and ROCKWELL, T., 2003. Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault, Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 193, 2317-2332.

KOPP, K.O., PAVONI, N. and SCHINDLER, C., 1969, Geologie Thrakiens IV: Das Ergene Becken. *Beihefte Geol. Jahrbuch*, Heft 76:136

KORAL, H. ve ÖNCEL, A. O., 1995, İzmit Korfezinin Yapısal ve Sismolojik Özellikleri, *JEOFİZİK Dergisi*, 9, 1-2, 79-82.

LE PICHON, X., TAYMAZ, T., ŞENGÖR, A. M. C., 1999a. Büyük Marmara fayı: Niçin, nerede ve ne olabilir. *Cumhuriyet, Bilim Teknik, Deprem Özel Sayısı*, 20 Kasım 1999, 661, 8-11.

LE PICHON, X., TAYMAZ, T., ŞENGÖR, A. M. C., 1999b. The Marmara fault and the future Istanbul earthquake, *Proceedings of ITU-IAHS, International Conference on the Kocaeli Earthquake 17 August 1999, Istanbul-Turkey, 2-5 December 1999*, pp. 41-54.

MCKENZIE, D., 1972, Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophy. J. R., Astr. Soc.*, 30: 109-185.

MERİÇ, E., 1995, *Results in "Quaternary Sequence in the Gulf of İzmit"* (Ed:E.Meriç), p 354.

OKAY, A. I., DEMİRBAĞ, E., KURT, H., OKAY, N., KUŞÇU, I., 1999, An Active, Deep marine strike-slip basin along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, V. 18, No.1, p. 129-147.

OKAY, A. I., KAŞLILAR-ÖZCAN, A., İMREN, C., BOZTEPE-GÜNEY, A., DEMİRBAĞ, E. and KUŞÇU, İ., 2000a, Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, 321, 181 - 218.

OKAY, A. I., KAŞLILAR-ÖZCAN, A., İMREN, C., BOZTEPE-GÜNEY, A., DEMİRBAĞ, E. and KUŞÇU, İ., 2000b, Geometry of the active faults and strike-slip basins in the Marmara Sea, Northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Nato Advanced Research Seminar, Integration of Earth Sciences on the 1999 Turkish and Greek Earthquakes and Needs for Future Cooperative Research, Abstracts*, 14-17 May 2000, Istanbul, pp. 20-21.

OZER, N., HİSARLI, M., KOLÇAK, D., DÜZGİT, Z., TOK, B. and TANKUT, M., 2001, Seismology of the Marmara region and its indications concerning to other geophysical and geological findings, *AGU 2001 Fall Meeting abstracts CD*, fm01-SS2E-1.pdf.

PARKE, J.R., MINSHULL, T.A., ANDERSON, G., WHITE, R.S., MCKENZIE, D., KUŞÇU, İ., BULL, J.M., GÖRÜR, N., ŞENGÖR, C., 1999, Active Faults in the Sea of Marmara, Western Turkey, imaged by seismic reflection profiles, *Terra Nova*, 11, 5, 223-227.

PARSON, T., BARKA, A., TODA, S., STEIN, R., DIETERICH, J., 2000. Influence of the 17 August 1999 İzmit earthquake on seismic hazards İstanbul. In: Barka, A., Kozaci, O., Akyüz, S., and E. Altunel (eds), *The 1999 İzmit and Düzce earthquakes: preliminary results. İstanbul, Turkey*: İstanbul Technical University, p295-310.

PFANNENSTIEL, M., 1944, Diluviale Geologie des Mittelmeergebietes: die diluvialen Entwicklungstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, *Marmara Meer und Bosphorus. Geol. Rund.* 34, 342-334.

PINAR, N., 1943,. Seismic geology and the meteorology of the Sea of Marmara Basin. (Marmara denizi havzasının sismik jeolojisi ve meteorolojisi). *Fen Fak. Monografileri*, A7, İstanbul University, Monogr., 5, 64p.

REILENGIER, R., ERGINTAV, S., BURGMAN, R., MCCLUSKY, S., LENK, O., BARKA, A., GURKAN, O., HEARN, L., FEIGL, K. L., ÇAKMAK, R., AKTUĞ, B., ÖZENER, H., and TOKSÖZ, M. N., 2000, Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M=7.5, Izmir, Turkey Earthquake, *Science*, 289, p. 1519-1524.

SEYMEN, İ., 1995, Geology of the Izmir Gulf region (NW Turkey), Quaternary Sequence in the Gulf of Izmit, *Engin Meriç (ed)*, p. 1-22.

SIBUET, J. C. and NEEDHAM, H. D., 2000, *Offshore Technology Conference*, Houston, 14 May 2000.

SIEBERG, A., 1932, Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeer. *Denkschr. Med. Naturw. Ges., Jena*.

SİYAKO, M., TANIŞ, T., ŞAROĞLU, F., 2000. Marmara Denizi aktif fay geometrisi. *TÜBİTAK Bilim ve Teknik Dergisi*, 388, 66-71.

STEIN, R., BARKA, A., and DIETRICH, J. H., 1997, Progressive Failure in the North Anatolian Fault since 1939 by Earthquake stress triggering, *Geop. Jour. Inte.* 128, p. 594-604

ŞENGÖR, A. M. C., GÖRÜR, N., and ŞAROĞLU, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: *Turkey as a case study*. in Biddle, K.T., and Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. publ. No 37, pp. 227-264

US, E., 1998, *Sismik Yöntemler ve Yorumlamaya Giriş*, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:2.

UTKUCU, M., 2002., *Anadolu Depremlerinin Kırılma Sürecinin Sonlu Fay Modelleri ile İncelenmesi*, Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü.

ÜREKLİ, F., 1999, İstanbul'da 1894 Depremi, İletişim Yayınları 586, *İstanbul Dizisi* 33, İstanbul.

WIDES, M., 1973, How thin is a bed ? *Geophysics*, 38, 1176 – 1180.

WONG, H. K., LUDMAN, T., ULUĞ, A. and GÖRÜR, N., 1995, The Sea of Marmara: a plate boundary sea in an escape tectonic regime. *Tectonophysics* 244: 231-250.

WRIGHT, T., FIELDING, E., and PARSON, B., 2001a. Triggered slip: observation of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) Earthquake using radar interferometry, *Geop. Resear. Lett.* 28, p. 1079-1082.

WRIGHT, T., PARSONS, B. and FIELDING, E., 2001b. The 1999 Turkish earthquakes: source parameters from InSAR and observations of triggered slip, *Symposia on Seismotectonics of the North-western Anatoli-Aegean and recent Turkish Earthquakes*. Istanbul, Turkey, ITU, Extended Abstracts Books, p.54-71.

YALTIRAK, C., 2000, Marmara Problemi, *1. Ulusal Deniz Kongresi, 28 Mayıs-1 Haziran 2000*, ODTÜ, Ankara.

EKLER

1. EK – 1

1.1. R/V ARAR'ın Teknik Özellikleri

Bayrak:	Türk
Saihibi:	İstanbul Üniversitesi
B. Liman:	İstanbul
İşletme:	Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü
İnşaaYeri ve Tarihi:	Almanya (Hamburg), 1951
Çağrı İşareti:	TC 5393
Uzunluk:	31,27 m
Genişlik:	6,50 m
Su Çekimi (max.):	3,20 m
Max. Hız:	10 knt.
Gross Ton:	173,68
Denizde Kalma Süresi:	17 gün
Personel Kapasitesi:	12 gemi adamı, 12 kişilik bilim ekibi
Ana Makine:	MAN 1951-CGV42 375 Hp 380 dev./dak.
Jenaratörler:	1x55 kW 380-220 V/50 Hz Perkins 1x110 kW 380-220 V/50 Hz Perkins



Şekil 8.1. R/V ARAR gemisi.

1.2. Navigasyon Ekipmanları

Sperry SR-50 MOD-1 Gyrocompaaa
 Fruno Marine GP-1500 GPS Navigator
 Seiwa Plorad 730 DT NT GPS+Chartplotter
 Fruno FR-7040 Radar (menzil 48 deniz mili)
 Fruno Navtex Nx500
 Fruno FSN-70 All-Weather Satellite Navigator
 FUGRO-Sea Star 3000L DGPS (RDI-ADCP ve Simrad EK-60 için NMEA Çıkışı)
 Furuno Color Echosounder FCV-121ET



Şekil 8.2. R/V ARAR gemisi ile sığ sularda manevra yaparken.

1.3. Oşinografik Ekipmanlar

Simrad EK-60 Scientific Echosounder (38-120kHz Transducer)
 SBE 9/11 CTD Sistemi
 SBE 25 Sealogger CTD Sistemi
 İlave Sensörler
 PAR
 Çözülmüş Oksijen
 Fluorometre
 Hull-mounted RDI-BB ADCP 150 kHz

Portable RDI Sentinel Workhorse ADCP 300 kHz

RCM-4

RCM-11

General Oceanics Rosette Sistemi (12x5lt)

GO Niskin Şişeleri (5lt)

Nansen şişeleri (2.7lt)

Gravity Core Örnekleyicisi

Van Veen Grab (Hydro-bios, 0.1m²)

Plankton Kepçeleri (Fitoplankton, Zooplankton, İhtiyoplankton ve Medüz için Değişik
çap ve por çaplı)

Beam Trol

Trol Ağları (300m derinlikten trol çekebilecek donanım)

2. EK – 2

2.1. R/V MTA Sismik I'in Teknik Özellikleri

İsim: R/V MTA Sismik I
 Bayrak: Türk
 Uzunluk: 56.00 m
 Genişlik: 8.80 m
 Gros Tonaj: 720
 Seyir Hızı: 11 knot
 Veri Toplama Hızı: 5 knot



Şekil 8.3. R/V MTA Sismik I gemisi.

2.2. Sismik Enerji Kaynakları

GI Guns	: 5+5=10 guns
Generator(G)	: 105 in3 max.
Injector(I)	: 105 in3 max.
Volume Reducers	: 45 in3 each
Total Gun Volume	: 210x10=2100 in3 max.
Compressor Pressure:	2000 psi max.



Şekil 8.4. Demonte halde ki GI Gun.

2.3. Sismik Alıcılar

Type : Telemetry

Length : 1500 m (lead-in=50 m; stretch=150 m)

Group Configuration: 240 chan; 6.25 m grp. int. ; 8 hydro/grp.

120 chan; 12.5 m grp. int. ; 16 hydro/grp.

60 chan; 25 m grp. int. ; 32 hydro/grp.

2.4. Navigasyon

Type : Integrated Differential GPS

Range : 480 km max.

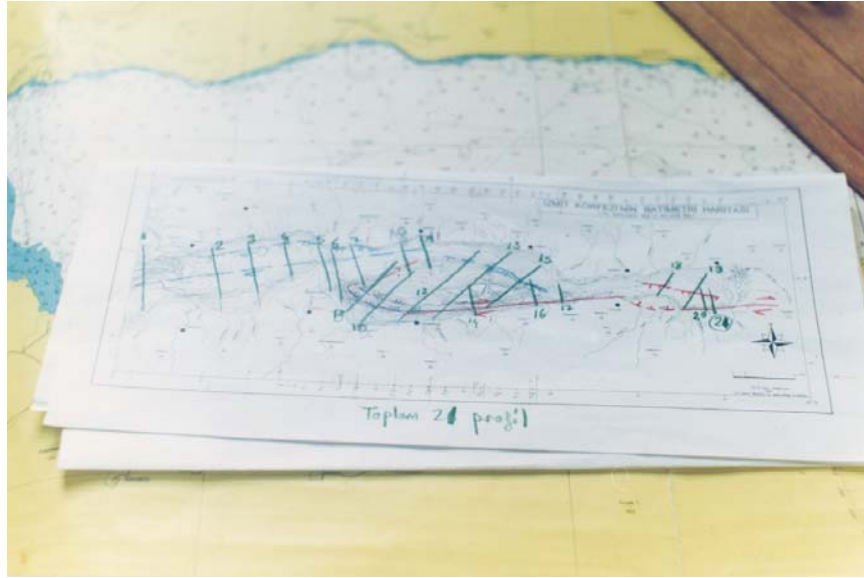
Precision : +/- 5 m

3. EK – 3

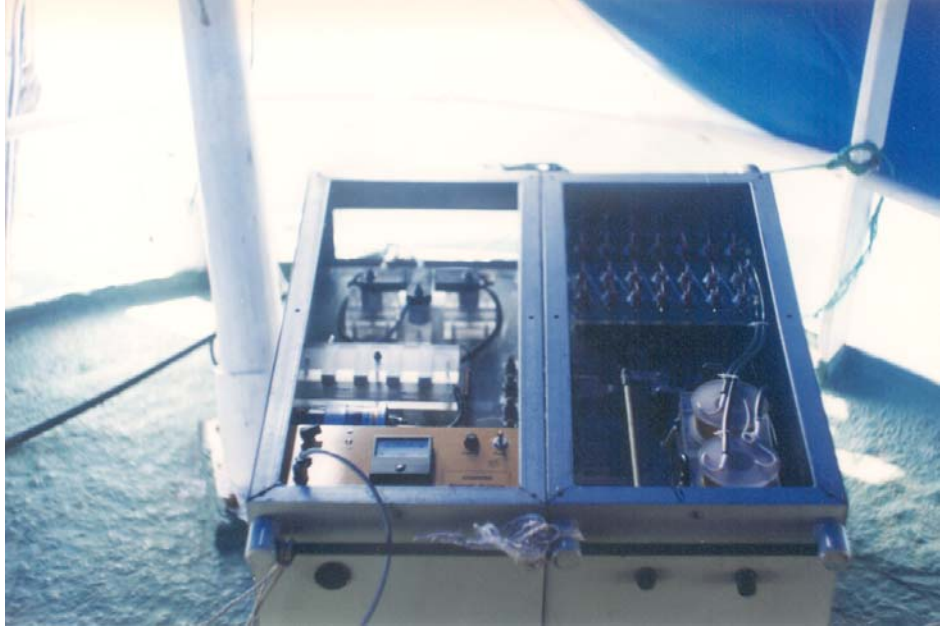
3.1. R/V ARAR İle Yapılan Araştırmadan Görüntüler



Şekil 8.5. İsitinye – İstanbul iskelesinde araştırma öncesi son hazırlıklar tamamlanıyor.



Şekil 8.6. Prof. Dr. Aykut Barka ile İzmit Körfezi için planlanan sismik kesitlerin harita üzerinde gösterimi.



Şekil 8.7. Sismik araştırmada kullanılan ve yüksek frekanslarda sinyal üreten sismik kaynak (sparker).



Şekil 8.8. Geminin arkasından çekilen ve sismik kaynak tarafından üretilen sinyalleri kaydeden alıcıların bulunduğu alıcı kablosu (streamer).



Şekil 8.9. Sismik araştırma ekibinden Prof. Dr. Bedri Alpar (sol) ve Prof. Dr. Berkan Ecevitoglu.



Şekil 8.10. R/V ARAR'ın sismik araştırma ekibinden tez sahibi Jeof. Yük. Müh. Şahin Akkargan.

ÖZGEÇMİŞ

Şahin Akkargan 01.01.1974 tarihinde Derince – İzmit’te doğdu. İlköğrenimini sırasıyla Piri Reis İlkokulu ve Derince Lisesi olmak üzere Derince – İzmit’te tamamladı. Lisans eğitimini ise 1991 – 1995 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nde tamamladı. Şahin, 1996 yılında Yüksek Lisans yapmaya hak kazandı ve aynı yıl öğrenimine devam ederken İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı’na Araştırma Görevlisi olarak atandı. “Marmara Denizi Baseni Çok Kanallı Sismik Verilerin Yorumlu” (1998) başlıklı Yüksek Lisans çalışmasını Prof. Dr. Kurultay Öztürk danışmanlığında tamamladı.

İstanbul Üniversitesi’nde Araştırma Görevlisi olarak 2000 yılı Eylül ayına kadar çalıştıktan sonra bu görevinden ayrıldı ve özel sektördeki kariyer olanaklarını takip etti. Şahin, “Bilgi Teknolojileri” alanındaki yeteneklerini geliştirdi ve Bilişim Ağ’larının (Network) kurulumu ve yönetimi alanında, saygınlığı dünyaca kabul gören CCNA (Cisco Certified Network Associate, 2002) ve CCNP (Cisco Certified Network Professional, 2003) ünvan ve sertifikalarını aldı. Yaklaşık dört buçuk yıl boyunca çok uluslu bir firmanın Bilgi Teknolojileri departmanında sorumlu “Müdür” olarak görev aldı ve bu süre boyunca yurtiçi ve yurtdışında Bilgi Teknolojileri alanında pek çok eğitime katılma imkanına sahip oldu. Şahin, Jeofizik bilimine olan ilgisini hiç kaybetmedi ve bu alandaki gelişmeleri hep takip etti. Bu sayede 13.05.2005 tarihinde, akademik kariyerinin en önemli dönüm noktası olan “Doktor” ünvanını almaya hak kazandı.

Şahin Akkargan 28 Temmuz 2001 tarihinde “Zübeyde Terzi” ile evlenmiş ve 16 Ağustos 2004 tarihinde “Elif Akkargan” isimli bebekleri dünyaya gelmiştir.