

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SOĞURULMA KESTİRİMİ ve İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK YANSIMA
VERİSİNE UYGULANMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Burçak BAYDAR

Anabilim Dalı : Jeofizik Mühendisliği

Programı : Jeofizik Mühendisliği

MAYIS, 2009

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**SOĞURULMA KESTİRİMİ ve İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK YANSIMA
VERİSİNE UYGULANMASI**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Burçak BAYDAR
(505051402)**

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 04 Mayıs 2009

Tezin Savunulduğu Tarih : 29 Mayıs 2009

**Tez Danışmanı : Doç. Dr. Ayşe KAŞLILAR-ŞİŞMAN (İTÜ)
Diğer Jüri Üyeleri : Doç. Dr. Argun KOCAOĞLU (İTÜ)
Doç. Dr. Hayrullah KARABULUT (BÜ)**

MAYIS, 2009

ÖNSÖZ

Soğurulma kestirimi ve İzmit Körfezi sismik yansıma verisine uygulanmasını amaçlayan bu çalışma İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalına Yüksek Lisans Tezi olarak sunulmuştur. Bu çalışma TÜBİTAK 108Y344 numaralı 1002-Hızlı Destek Projesi tarafından desteklenmiştir.

Tez konumun seçiminden, sonuçlandırılmasına dek benden yardım ve yönlendirmelerini esirgemeyen, “özellikle sabrı için” Sayın Hocam, Danışmanım Doç. Dr. Ayşe Kaşlılar-Şişman’ a en içten teşekkürlerimi sunarım.

İzmit Körfezi Batı (Darıca) Havzasına ait sismik verilerin sağlanması ve sismik kesitin oluşturulmasındaki katkısından dolayı Sayın Doç. Dr. Hülya Kurt’a teşekkür ederim. Sismik veri işlem aşamasında katkılarından dolayı Sayın Yrd. Doç. Dr. Caner İmren’ e teşekkür ederim.

Tüm bölüm öğretim görevlilerinin yakınlığına ve desteğine teşekkür ederim.

Çalışmalarım sırasında bana gereken destek ve sabrı gösteren bütün arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Hayatımda hiçbir zaman benden destek ve şefkatini esirgemeyen aileme teşekkür ederim.

Mayıs 2009

Burçak BAYDAR
(Jeofizik Müh.)

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	iii
İÇİNDEKİLER	v
KISALTMALAR	vii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	ix
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
SEMBOL LİSTESİ	xiii
ÖZET.....	xv
SUMMARY	xvii
1. GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı	2
1.2 Literatür Özeti	2
2. SOĞURULMANIN MODELLENMESİ ve KESTİRİMİ.....	5
2.1 Soğurulmanın Tanımlanması	5
2.2 Etkin Q ve Ara Q Tanımları.....	9
2.3 Soğurulmanın Kullanıldığı Yerler.....	9
2.4 Soğurulma ile İlgili Deneysel Çalışmalar ve Soğurulma Mekanizmaları.....	10
2.5 Q Hesabında Kullanılan Yöntemler	15
2.5.1 Zaman ortamı yöntemleri.....	15
2.5.2 Frekans ortamı yöntemleri	16
2.6 Soğurulma Dispersiyon İlişkileri	17
2.7 Sabit Q Yaklaşımı	20
2.8 Yapay Sismogramların Oluşturulması	21
2.9 Q Parametresinin Kestirimi.....	23
2.9.1 Tek tabakalı model için Q panel oluşturma	24
2.9.2 Üç tabakalı model için Q panel oluşturma.....	24
3.YÖNTEMİN İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK YANSIMA VERİSİNE UYGULANMASI	31
3.1 Türkiye'nin Tektonik Özellikleri.....	31
3.2 Marmara Bölgesinin Tektonik Özellikleri ve Yapılan Jeofizik Çalışmalar	32
3.2.1 Marmara bölgesinin tektonik özellikleri	33
3.2.2 Marmara bölgesinin genel jeolojisi.....	34
3.2.3 Marmara bölgesinde yapılan jeofizik çalışmalar.....	35
3.3 İzmit Körfezi Tektoniği ve Yapılan Jeofizik Çalışmalar	36
3.3.1 İzmit körfezinin tektonik özellikleri	36
3.3.2 İzmit körfezinin genel jeolojisi	37
3.3.3 İzmit körfezinde yapılan jeofizik çalışmalar.....	38
3.4 Çalışma Alanı ve Kullanılan Sismik Verinin Özellikleri.....	39
3.5 Yöntemin Sismik Veriye Uygulanması.....	41
3.6 Sismik Veriden Kestirilen Etkin Q Değerleri	42
4. SONUÇLAR	55
KAYNAKLAR	59
ÖZGEÇMİŞ.....	65

KISALTMALAR

GPS	:	The Global Positioning System
KAF	:	Kuzey Anadolu Fayı
MTA	:	Maden Tetkik Arama Enstitüsü

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

- Çizelge 2.1 :** Üç tabakalı Q modelinde verilen Q^a değerleri kullanılarak elde edilen Q^e değerleri. Elde edilen Q^e değerleri ile oluşturulan yapay veri üzerinde Q^e panelleri ile tabakaları temsil eden Q_{son} değerlerinin hesaplanması. Q^e ve dalgacık modelleme yöntemi ile hesaplanan Q_{son} değerleri arasında elde edilen hata oranları..... 30
- Çizelge 3.1 :** 4 nolu hatta ait sismik yansıma verilerinden hesaplanan Q değerleri ve bu değerlere karşılık gelen atış ve zaman bilgileri 46

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 : Sismik dalgaların genliklerini etkileyen faktörler (Sheriff,1975).	5
Şekil 2.2 : Etkin (Q_n^e , $n=1,2,3$) ve ara Q (Q_n^a , $n=1,2,3$) parametrelerinin grafik üzerinde gösterimi.....	9
Şekil 2.3: Viskoelastisitenin tanımlanmasında kullanılan mekanik modeller a)Maxwell modeli b) Kelvin-Voight modeli c) Standart doğrusal katı model	14
Şekil 2.4 : a) Delta fonksiyonu şeklinde bir dalganın yayılımı. b) Soğurulmaya uğrayarak genişleyen delta fonksiyonu. c) Fiziksel dispersiyona uğramış dalga. (Stein ve Wyssession, 2006)....	18
Şekil 2.5 : $t=1.5$ sn ve $Q=30$ için üretilmiş Kjartansson (1979) sabit Q operatörünün a) zaman ve b) frekans ortamı (genlik spektrumu) görüntüsü.....	21
Şekil 2.6 : Min. Fazlı dalgacık. $f_{dom} = 30$ Hz.....	22
Şekil 2.7 : Farklı Q değerleri kullanılarak soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar.....	23
Şekil 2.8 : a) Tek tabakalı Q modeli ($Q_{int} = Q_{eff}$) ve b) ilgili paneli	24
Şekil 2.9 : a) Üç tabakalı Q modeli ve b) ilgili paneli	25
Şekil 2.10 : Üç tabakalı Q modelinde, birinci ara yüzey (300 ms) ve $Q= 30$ için üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri.....	27
Şekil 2.11 : Üç tabakalı Q modelinde, ikinci ara yüzey (500 ms) ve $Q= 50$ için üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri.....	28
Şekil 2.12 : Üç tabakalı Q modelinde, üçüncü ara yüzey (750 ms) ve $Q= 60$ için üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri.....	29
Şekil 3.1 : Türkiye ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Armijo ve diğ., 1999).	32
Şekil 3.2 : Marmara Bölgesi' nin topografik haritası (Gürbüz ve diğ.,2000).....	34
Şekil 3.3 : Marmara Denizi ve çevresinde yer alan kent kuşakları ve Kuzey Anadolu Fayı (Görür, 1996).....	35
Şekil 3.4 : İzmit Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Alpar ve Yaltırak, 2002)....	37
Şekil 3.5 : İzmit Körfezi' nin batimetri haritası (Göktaşan ve diğ., 2001)....	39
Şekil 3.6 : MTA Sismik-I gemisi tarafından İzmit Körfezi' nde toplanmış hatlar (Kurt ve Yücesoy, 2006' dan değiştirilerek alınmıştır.....	40
Şekil 3.7 : İzmit Körfezi Batı Havzası' nın batimetri haritası (Cormier ve diğ., 2006) ve Q kestirimi yapılan sismik hat.....	40
Şekil 3.8 : İzmit Körfezi Batı Havzasında Holocene örtüsünün kalınlığı ve bölgede yüksek gaz içeren çökellerin varlığı (Cormier ve diğ.,2006).	41

Şekil 3.9 : İzmit Körfezi Batı (Darıca) Havzasındaki 4 numaralı hatta ait tek kanallı sismik yansıma kesiti (Disco/Focus 5.0).	44
Şekil 3.10 : Etkin Q değerlerini 4 numaralı sismik hat üzerinde görüntülenmesi....	47
Şekil 3.11 : 261 numaralı atışa ait referans dalgacığı.	48
Şekil 3.12 : 261. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları.....	48
Şekil 3.13 : 261. atışın örnek verilen ikinci seviyesi için ($Q=50$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri	49
Şekil 3.14 : 350 numaralı atışa ait referans dalgacığı.	50
Şekil 3.15 : 350. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları.....	50
Şekil 3.16 : 350. atışın örnek verilen ilk seviyesi için ($Q=20$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri	51
Şekil 3.17 : 780 numaralı atışa ait referans dalgacığı.	52
Şekil 3.18 : 780. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları.....	52
Şekil 3.19 : 780. atışın örnek verilen ikinci seviyesi için ($Q=120$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri	53

SEMBOL LİSTESİ

$A(t)$	:	Dalga genliği
$B(\omega)$	:	Q operatörünün tepki yanıtı
$C(\omega)$	:	Faz hızı
f	:	Frekans
k	:	Dalga sayısı
M	:	Elastik modül
Q	:	Kalite faktörü
Q_a	:	Tabakaya ait kalite faktörü (ara Q)
Q	:	Etkin kalite faktörü
r	:	İlişki katsayısı
T	:	Periyod
t	:	Zaman
W	:	Enerji
α	:	Soğurulma katysayısı
δ^*	:	Logaritmik azalım
$\delta(t)$	:	Delta fonksiyonu
ε	:	Deformasyon
Φ	:	Faz açısı
λ	:	Dalga boyu
σ	:	Gerilme
τ	:	Yükselme zamanı
w	:	Açısal frekans

SOĞURULMA KESTİRİMİ ve İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK YANSIMA VERİSİNE UYGULANMASI

ÖZET

Bu çalışmanın amacı İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında soğurulma kestirimi yaparak, ortamın fiziksel özelliklerinin belirlenmesidir. Soğurulma sismik dalganın yayıldığı ortamın litolojisine, sıcaklık, basınç, yoğunluk gibi fiziksel özelliklerine sismik dalga hızından daha duyarlı bir parametre olduğundan kayaçların içinde bulunduğu ortamın fiziksel koşulları hakkında bilgi edinilmesinde kullanılan önemli bir parametredir.

Sismik dalganın yer içinde ilerlemesi sırasında, genliğinde meydana gelen azalım soğurulma olarak tanımlanmakta olup saçılma ve anelastik kökenli olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Saçılma kökenli soğurulma, yer içinde ilerleyen dalganın ortamın tekdüze olmaması nedeniyle kırılması ve saçılması sonucu dalga genliğinde meydana gelen azalımdır. Anelastik kökenli soğurulma ise içsel sürtünme ve termodinamik süreçler sonucu elastik dalga enerjisinin ısıya dönüşmesi şeklinde oluşur.

Literatürde soğurulma için farklı tanımlar kullanılmakta olup bunlardan en çok kullanılanı, kayaçların içsel özellikleri ile ilgili boyutsuz bir büyüklük olan ve sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisindeki azalımın bir ölçüsü olarak tanımlanan Kalite Faktörü Q 'dur. Bu çalışmada anelastik kökenli soğurulma incelenerek, Q (kalite faktörü) kestirimi yapılmıştır.

Yapay sismogramların oluşturulması için Kjartansson (1979) tarafından önerilen, soğurulmanın doğrusal olarak tanımlandığı ve frekanstan bağımsız kabul edilen sabit Q yaklaşımı kullanılmıştır. Literatürde Q parametresinin kestirimi için kullanılan çok sayıda yöntem vardır. Bu çalışmada, diğer yöntemlere göre düşük sinyal/gürültü oranlarında da iyi sonuç alınabilen, dalgacık modelleme yöntemi kullanılarak Q kestirimi yapılmıştır. Sismik yansıma verileri kullanılarak elde edilecek Q değerleri etkin Q değerleridir. Etkin Q , sismik dalganın ilerlediği yol boyunca geçtiği tabakaların her birini temsil eden ara Q değerlerinin ortalamasıdır. Bu nedenle herhangi bir tabaka için hesaplanan etkin Q değeri, kendinden önceki tabakaların Q değerini de içermektedir.

Bu çalışmada, frekans ortamında tanımlı Q operatörünün zaman ortamı tepki yanıtı elde edilerek kaynak dalgacığı ile evriştirilmiş ve soğurulmaya uğratılmış yapay sismogramlar elde edilmiştir. Yöntem küçük açılı yansımalar için geçerli olduğundan bu koşulu gerçek veride sağlayabilmek için atış noktasına en yakın ilk on hidrofondaki kayıt edilen sismik izler içerisinden sinyal/gürültü oranı en iyi olan iz seçilerek Q kestiriminde kullanılmıştır. Kaynak dalgacığı olarak ise seçilen izin deniz tabanı yansıması kullanılmıştır. Sismik iz üzerinden belirlenen yansıma seviyeleri için yapay sismogramlar oluşturulup elde edilen dalgacıklar gerçek veri ile kıyaslanarak etkin Q değerleri elde edilmiştir.

Q parametresi kırık ve çatlaklı ortamlarda, gaz ve sıvı içeren kayaçların varlığı durumunda düşük değerler alır. Fay zonları da kırık ve çatlaklar açısından zengin, sıvı ve gaz akışının bu çatlaklar içerisinde yer aldığı ortamlardır. Daha önce Worthington ve Hudson (2000) ve Kaşlılar-Özcan ve diğ., (2002) tarafından yapılan çalışmalarda fay zonu civarında ve deniz tabanına yakın sığ çökellerde düşük Q değerleri elde edilmiştir. Geli ve diğ., (2008) tarafından Çınarcık Havzası'nda yapılan ve akustik yöntemle dayanan ölçümler sonucu gaz çıkışlarının çoğunlukla bilinen aktif faylar civarında yoğunlaştığı gözlemlenmiştir.

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 depremi sonrası MTA Sismik-1 gemisi tarafından toplanan sismik yansıma verileri kullanılarak İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında Q kestirimi yapılmıştır. Darıca Havzasının güneyinde yer aldığı belirtilen gaz içeren yapılar civarında ve havzanın ortasından geçen KAF zonu boyunca Q parametresinin değişimi incelenerek Q parametresinin ve kullanılan yöntemin fay zonlarının ve gaz içeren çökellerin belirlenmesinde kullanılabilecek potansiyel bir parametre olup olmadığı incelenmiştir.

ATTENUATION ESTIMATION and APPLICATION to IZMIT BAY SEISMIC REFLECTION DATA

SUMMARY

The goal of this study is to investigate the physical properties of the medium by estimating attenuation in İzmit Bay Western (Darıca) Basin. Since attenuation is more sensitive to the lithology and physical properties of the medium than velocity, it is an important parameter that is used to understand physical properties of the rocks.

The attenuation of seismic wave is a reduction in amplitude or energy caused by heterogeneity or anelasticity in the medium. Scattering originated attenuation is the reduction of the wave amplitude caused by refraction or scattering of seismic wave due to inhomogeneities. Anelastic attenuation is a result of intrinsic friction and thermo-dynamical processes that transfer the wave energy into heat.

One of the most common measures of attenuation called Q (quality factor) was estimated. Q , is a dimensionless parameter which is defined as the ratio of stored seismic energy to the dissipated one during one cycle of the wave. In this study the intrinsic attenuation, Q (quality factor) was estimated.

For calculating synthetic seismograms, constant Q approximation which is frequency invariant was considered (Kjartansson, 1979). For the estimation of Q , there are a lot of methods in literature. In this study, Q was estimated by the wavelet modeling technique, since it can give reasonable results in low signal to noise ratios when compared to other methods. The quality factor determined from a reflection seismogram is an effective Q which is an average of the quality factors of the layers passed by the reflected wavelet. Therefore the effective Q values calculated for a layer will contain the Q values of the previous layers.

In this study, the synthetic traces of the attenuated wavelets were calculated from the convolution of a source wavelet and an impulse response of Q operator. The method is valid for small angle reflections therefore the first 10 channels of the raw shot data with high signal to noise rate was used in the Q estimation to provide nearly zero offset data. The sea bottom reflection was selected as the source wavelet. The reflected wavelets corresponding to interfaces were selected from the seismic trace and the corresponding synthetic seismograms were calculated and effective Q values were estimated by the degree of correlation between the real and synthetic data.

It is known that fluid flow and gas content of the pores lowers the Q values. The fault zones are rich in cracks and pores, and fluid flow or discharge of gases at these zone is possible. Previous studies have shown that low Q values are observed around fault zones and sediments close to sea bottom (Worthington ve Hudson 2000 ve Kaşlılar-Özcan ve diğ., 2002). Acoustical studies in Çınarcık Basin has shown that the most gas emissions are found around the known active faults (Geli ve diğ., 2008).

In this study, Q was estimated in İzmit Bay Western (Darıca) Basin by using seismic reflection data which collected by MTA (Mineral Research and Exploration Institute of Turkey) research vessel Seismic-1 after 17th August 1999 earthquake. The Q parameter and the method is investigated to understand whether they can be used as an indicator to determine the fault zones and gaz bearing sediments. Low Q values are observed around the fault zone and shallow sediments.

1. GİRİŞ

Soğurulma, sismik dalganın yayıldığı ortamın litolojisine ve fiziksel özelliklerine (basınç, sıcaklık, yoğunluk, akışkana doygunluk gibi) sismik dalga hızından daha duyarlı olduğundan, kayaçların içinde bulunduğu ortamın fiziksel koşulları hakkında bilgi edinmekte kullanılan önemli bir parametredir (Toksöz ve Johnston 1981). Bu nedenle soğurulma kestirimleri kayaçların litolojisinin, fiziksel durumunun, sıvı/gaz doygunluğunun anlaşılmasına katkıda bulunan bir parametredir.

Sismik dalganın yer içinde ilerlemesi sırasında, genliğinde meydana gelen azalış soğurulma olarak tanımlanmakta olup saçılma ve anelastik kökenli olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Saçılma kökenli soğurulma, yer içinde ilerleyen dalganın, ortamın tekdüze olmaması nedeniyle kırılması ve saçılması sonucu dalga genliğinde meydana gelen azalıştır. Anelastik kökenli soğurulma ise içsel sürtünme ve termodinamik süreçler sonucu elastik dalga enerjisinin ısıya dönüşmesi şeklinde oluşur.

Literatürde soğurulma için farklı tanımlar kullanılmakta olup bunlardan en çok kullanılanı, kayaçların içsel özellikleri ile ilgili boyutsuz bir büyüklük olan ve sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisindeki azalışın bir ölçüsü olarak tanımlanan kalite faktörü Q ' dur. Bu çalışmada anelastik kökenli soğurulma parametresini incelemek amacıyla, Q (kalite faktörü) kestirimi yapılmıştır.

Tez içerisindeki konu akışı özetlenecek olursa, giriş bölümünü izleyen tezin ikinci bölümünde, soğurulma tanımlamaları yapılmış ve farklı kayaç tiplerine göre soğurulma özelliklerinden bahsedildikten sonra soğurulma-dispersiyon ilişkileri tanıtılmıştır. Bölümün ilerleyen kısımlarında, soğurulmanın hesaplanmasında kullanılan frekans ve zaman ortamı yöntemleri tanıtılmakta ve bu çalışmada kullanılan Kjartansson (1979)' un sabit Q modeli ayrıntılı olarak incelenmektedir.

Tezin üçüncü bölümünde, Türkiye ve Marmara Bölgesi' nin tektoniği ve İzmit Körfezi' nin bu tektonikteki yeri anlatılmaktadır. Bu bölümün ilerleyen kısımlarında Marmara Bölgesi' nde ve İzmit Körfezi' nde yapılmış jeolojik ve jeofizik çalışmalardan kısaca bahsedilip, soğurulma kestiriminde kullanılan yöntemin sismik

veriye uygulanması anlatılmıştır. Daha sonra 1999 yılında MTA Sismik-1 gemisi tarafından toplanan sismik yansıma verileri kullanılarak İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında yer alan 4 numaralı sismik hat üzerinde Q kestirimi yapılmış ve Q parametresinin yatay ve düşey yönde değişimi ve fay civarındaki davranışı izlenmiştir.

Tezin dördüncü bölümü ise sonuçları ve yapılması planlanan çalışmaları özetlemektedir.

1.1 Tezin Amacı

Bu çalışmanın amacı, sabit Q yaklaşımı (Kjartansson, 1979) ve dalgacık modelleme yöntemini (Jannsen, 1985) kullanarak soğurulma parametresinin kestirimini sağlayacak Matlab tabanlı bir program yazmak, programın sayısal testlerini yapmak ve yöntemi İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında toplanmış sismik yansıma verilerine uygulayarak Q parametresinin bölgede bulunan Kuzey Anadolu Fayı civarında yatay ve düşey yönde değişimini incelemektir.

1.2 Literatür Özeti

Sismik dalganın yayıldığı ortamın elastik özellikleri; P ve S dalga hızları gibi elastik sabitlerle tanımlanırken, ortamın anelastik özellikleri soğurulma parametresi ile tanımlanmaktadır. Soğurulma, dalganın yayıldığı ortamın litolojisine, basınç, sıcaklık, akışkan ve gazı doygunluk gibi fiziksel özelliklerine, sismik dalga hızından daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametre olup soğurulma katsayısı, logaritmik azalım, kalite faktörü Q en başlıcaları olmak üzere çeşitli tanımlamaları vardır (Toksöz ve Johnston, 1981).

Bu çalışmada sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisindeki azalımın bir ölçüsü olarak tanımlanan ve kayaçların içsel özellikleri ile ilgili boyutsuz bir büyüklük olan kalite faktörü Q kullanılmıştır. Literatürde Q hesabında kullanılan çeşitli yöntemler olup (Tonn, 1991), bunlardan en sık kullanılanları spektral oranlama, yükselim zamanı ve dalgacık modelleme yöntemleridir. Jannsen ve diğ., (1985) sığ deniz çökellerinde küçük geliş açısına sahip yansımaları kullanarak dört farklı yöntem ile Q kestirimi yapmışlar ve yöntemler içerisinde dalgacık modelleme yönteminin düşük sinyal/gürültü oranlarında da iyi çalıştığını

belirtmişlerdir. Bu nedenle çalışmada dalgacık modelleme yöntemi tercih edilmiştir. Yapay dalgacıkların oluşturulması için Kjartansson (1979) tarafından önerilen, soğurulmanın doğrusal olarak tanımlandığı ve frekanstan bağımsız kabul edildiği sabit- Q yaklaşımı kullanılmıştır.

Soğurulma, kayaçların litolojisinin, fiziksel durumunun, sıvı/gaz doygunluğunun anlaşılmasına katkıda bulunan bir parametredir. Q , gaz hidratları içeren çökellerin (Matsushima 2005; Priest ve diğ., 2006; Rossi ve diğ., 2007) ve fayların belirlenmesi çalışmalarında (Worthington ve Hudson 2000; Kaşlılar-Özcan ve diğ. 2002; Kaslılar 2008), petrol rezervuarlarının tanımlanmasında (Parra ve Hackert 2002; Rapaport ve diğ., 2004) ve sismik çözünürlüğün artırılması için uygulanan ters Q filtrelerinin (Hargreaves and Calvert 1991; Saatçılar 1996; Zhang ve Ulyrich, 2002); hazırlanmasında kullanılan önemli bir parametredir. Kırıklı ve çatlaklı yapısı nedeniyle sıvı ve gaz akışı içeren faylarda, gaz hidratları içeren veya deniz tabanına yakın gevşek çökellerde düşük Q değerleri elde edilmektedir (Worthington ve Hudson, 2000; Priest ve diğ., 2006). Çınarcık Havzası'nda yapılan ve akustik yöntemle dayanan ölçümler sonucu gaz çıkışlarının çoğunlukla bilinen aktif faylar civarında yoğunlaştığı gözlemlenmiştir (Géli ve diğ., 2008). Yapılan diğer çalışmalar ise hidrojen, metan ve helyum gaz anomalilerinin faylar civarında bulunduğunu ve anomali değerlerinin büyüklüğünün tektonik aktivite ile ilişkili olduğunu göstermiştir (Reimer 1980; Jones and Droz 1983; Hovland ve diğ., 2002). Bu nedenle Q parametresi aktif fayların belirlenmesinde kullanılabilecek potansiyel bir parametre olabilir.

Bu çalışmada, daha önce Kaslılar-Özcan (2000) tarafından sabit Q yaklaşımı ve dalgacık modelleme yöntemini kullanılarak linux işletim sistemi altında çalışan ve Fortran 77 programlama dili ile hazırlanan program, Matlab yazılım paketi kullanılarak hazırlanmış ve testleri yapılmıştır. Matlab yazılım paketi hem Windows hem de Linux işletim sistemi altında çalıştığından ve grafik görüntüleme olanakları çok etkin olduğundan dolayı tercih edilmiştir. Kaşlılar-Özcan ve diğ. (2002) Çınarcık havzasında toplanmış sismik yansıma verilerini kullanarak etkin Q (sismik dalganın ilerlediği yol boyunca, geçtiği tabakaların her birini temsil eden ara Q değerlerinin ortalaması) kestirimi yapmışlar ve faylar civarında düşük etkin Q değerleri elde etmişlerdir. Ayrıca Q parametresinin iki boyutlu sismik kesitlerde gözlenemeyen

fayların belirlenmesinde de kullanılabilecek bir parametre olabileceğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında MTA Sismik-I gemisi tarafından İzmit Körfezi'nde toplanmış çok kanallı sismik yansıma verilerinden körfezin batı (Darıca) havzası içerisinde yer alan 4 numaralı sismik hat kullanılarak Q parametresi kestirilmiştir.

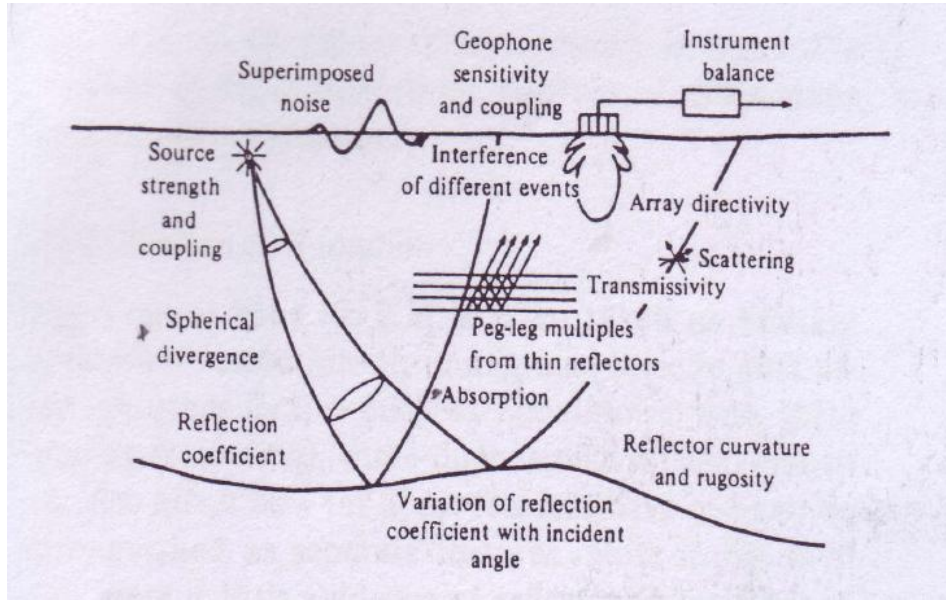
İzmit Körfezi ve civarı jeolojik ve jeofizik açıdan detaylı çalışılmış bir bölgedir (Göktaşan ve diğ., 2001, Kurt ve Yücesoy, 2006, Cormier ve diğ., 2006). Bu nedenle bölge hem yöntemi sınamak hem de Q parametresinin, fay zonlarının ve gaz içeren çökellerin belirlenmesinde kullanılabilecek potansiyel bir parametre olup olmadığı inceleyebilmek açısından uygun bir laboratuvar ortamıdır. Q parametresinin özellikle aktif faylar civarında düşük değerler aldığı bilinmektedir. Bunun nedeni fayların çatlaklı ve kırıklı yapısı nedeniyle gözenekli bir yapıya sahip olmasıdır. Buna ek olarak gaz çıkışlarının aktif faylar civarında yoğunlaştığı gözlenmiştir. Gözeneklerde yer alan gaz ve sıvı akışı Q parametresinin düşük değerler almasına neden olmaktadır. Yöntemin 4 numaralı sismik hatta uygulanması sonucunda elde edilen ilk sonuçlarda, sismik kesit üzerinde gözlenen ve bölgede varlığı bilinen Kuzey Anadolu Fayı ve civarında düşük etkin Q değerleri gözlenmiştir.

2. SOĞURULMANIN MODELLENMESİ ve KESTİRİMİ

2.1 Soğurulmanın Tanımlanması

Sismik dalganın yayıldığı ortamın elastik özellikleri; P- ve S- dalga hızları gibi elastik parametreler ile tanımlanırken, ortamın anelastik özellikleri soğurulma parametresi ile tanımlanır. Soğurulma, sismik dalganın yayıldığı ortamın litolojisine ve fiziksel özelliklerine (basınç, sıcaklık, yoğunluk, akışkana doygunluk gibi) sismik dalga hızından daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametre olmasından dolayı kayaçların içinde bulunduğu ortamın fiziksel koşulları hakkında bilgi edinilmesini sağlar (Toksöz ve Johnston 1981).

Soğurulmanın etkisi, kayıt edilen sismik dalga genliklerinden izlenir. Sismik dalga genliklerini etkileyen başlıca faktörler; geometrik yayılım, tabaka ara yüzeylerinden gelen yansımalar, ince tabakalardan tekrarlı yansımalar (peg-leg), saçılma ve anelastisiteden kaynaklanan soğurulmadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1 : Sismik dalgaların genliklerini etkileyen faktörler (Sheriff,1975)

Geometrik yayılım, zaman bağımlı genlik değişimine neden olan bir faktör olup, sabit hızla yayılan bir sismik dalganın enerji yoğunluğunun, dalganın aldığı yolun karesi ile ters orantılı olarak azalımı şeklinde tanımlanmaktadır. Saçılma olayı, ortamda ilerleyen sismik dalganın kırılması ve oluşan yeni dalgacıkların girişimi

sonucunda meydana gelmektedir. Dalgacıkların girişimi, dalga enerjisini güçlendirici veya yok edici yönde gelişebilir. Anelastik soğurulma ise elastik dalga enerjisinin ısıya dönüşmesinin sonucudur. Saçılma ve anelastisite ile ilişkili soğurulma frekans bağımlı bir özellik göstermekle birlikte, geometrik yayılım bütün frekanslarda aynı özelliğı göstermektedir. Bu nedenle geometrik yayılımının sismik dalgaların genlikleri üzerindeki etkisinin giderilebilmesi mümkün olmaktadır. Ancak diğerk etkilerin giderilmesi oldukça zordur.

Sismik dalganın yer içinde ilerlemesi sırasında, enerjisinin saçılması ya da ısıya dönüşmesi sonucu genliğinde meydana gelen azalım soğurulma olarak tanımlanır. Literatürde yaygın olarak soğurulmayı tanımlamak için kullanılan tanımlar, soğurulma katsayısı (α), kalite faktörü Q veya tersi Q^{-1} (internal friction veya dissipation factor) ve logaritmik azalım (δ) parametreleridir. Bu parametreler,

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha v}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} . \quad (2.1)$$

bağıntıları ile ilişkilidir. Bağıntıda v , hızı; f , frekansı temsil etmektedir.

Soğurulma katsayısı: Tekdüze bir ortamda ilerleyen düzlem dalga,

$$A(x,t) = A_0 e^{-i(kx - \omega t)} , \quad (2.2)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Başlangıçta A_0 genliğine sahip dalganın genliğı, ilerlediğı yol ve zamana bağılı olarak üstel bir azalım gösterir. Bağıntıda ω , açısal frekans; k , dalga sayısı; x , uzaklık; t , zaman; A_0 , kaynaktaki genlik; $A(x,t)$, kaynaktan x uzaklık ve t zamandaki genliktir.

Soğurulma, frekans veya dalga sayısının kompleks alınması ile tanımlanır. Frekans değeriinin kompleks alınması ile zamanla değışen (temporal) soğurulma,

$$\omega = \omega_r + i\alpha \quad \rightarrow \quad A(x,t) = A_0 e^{-\alpha t} e^{i(kx - \omega_r t)} , \quad (2.3)$$

dalga sayısının kompleks alınması ile uzaklıkla değışen (spatial) soğurulma,

$$k = k_r + i\alpha \quad \rightarrow \quad A(x,t) = A_0 e^{-\alpha x} e^{i(k_r x - \omega t)} , \quad (2.4)$$

tanımları yapılır. Bağıntılarda α , tekdüze bir ortamda yayılan düzlem dalganın üssel azalımının sabiti olarak tanımlanan soğurulma katsayısıdır. Soğurulma birimi, açısal frekans ω 'nın kompleks terim alınması ile, zamanın tersi, dalga sayısı k 'nın

kompleks alınması ile, uzaklığın tersi olarak ifade edilmiş olur (Aki ve Richards, 1980; Toksöz ve Johnston, 1981).

Logaritmik azalım: Tekdüze bir ortamda yayılan düzlem dalganın soğurulması,

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x}, \quad (2.5)$$

bağıntısı ile temsil edilir. Soğurulma katsayısı α ' yı elde etmek için bağıntıda her iki tarafın logaritmasını ve uzaklığa (x) göre türevini alırsak,

$$\alpha = -\frac{d}{dx} \ln A(x), \quad (2.6)$$

bağıntısını elde ederiz. Kaynaktan iki farklı x_1 ve x_2 ($x_2 > x_1$) uzaklıktaki dalgaların genliklerinin, $A(x_1)$ ve $A(x_2)$ olduğunu kabul edersek 2.6 bağıntısı,

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} \ln \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right], \quad (2.7a)$$

şeklinde ifade edilir. Burada soğurulmanın birimi uzaklığın tersi olarak nepers/birim uzunluk olur. Aynı parametreyi dB/birim uzunluk cinsinden tanımlamak için,

$$\alpha = \frac{1}{x_2 - x_1} 20 \log \left[\frac{A(x_1)}{A(x_2)} \right], \quad (2.7b)$$

bağıntısı kullanılır. Yukarıda tanımlanan iki soğurulma birimi arasında (2.7a ve 2.7b), α (dB/birim uzunluk) = 8.686 α (nepers/birim uzunluk) ilişkisi vardır.

Serbest salınım yapan bir sistem için logaritmik azalım (δ^*),

$$\delta^* = \ln \frac{A_1}{A_2} = \alpha \lambda = \frac{\alpha c}{f}, \quad (2.8)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada A_1 ve A_2 , ardışık salınımların genliklerini; c , hızı; f , frekansı; λ , dalga boyunu temsil etmektedir. Logaritmik azalım δ^* ' nın birimi dB/ λ veya dB/T(periyod)' dir. Soğurulma katsayısı ile logaritmik azalım arasındaki ilişki, $\delta^* = \alpha(\text{dB}/\lambda)/8.686$ bağıntısı ile tanımlanır.

Kalite faktörü Q: Soğurulmanın en yaygın tanımlamalarından birisi de kalite faktörü Q veya tersi Q^{-1} , dir. Kalite faktörü Q ; sismik dalganın bir dalga boyu ilerlemesi

sırasında enerjisindeki azalmanın bir ölçüsü olarak tanımlanan, kayaçların içsel özellikleri ile ilgili boyutsuz bir büyüklüktür ve

$$Q = \frac{2\pi W}{\Delta W}, \quad (2.9)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Burada W , en büyük gerilme deformasyon (stress-strain) şartlarında depolanan enerjiyi; ΔW , dalganın bir dalga boyu ilerlemesi sonucunda enerjisinde meydana gelen azalımı göstermektedir (Aki ve Richards, 1980).

Q ' nun bir diğer tanımı, yaklaşık elastik cisimler için gerilme-deformasyon arasındaki ilişkiden verilebilir. Bir çok kayaç örneğinde, doğrusal olmayan gerilme-deformasyon ilişkisi gözlenir. Gerilmenin bir devri boyunca oluşan kısmi enerji kaybı küçükse, sinüzoidal değişen gerilme, sinüzoidal değişen bir deformasyona neden olur. Bu da yaklaşık olarak gerilme ile deformasyon arasında, frekanstan bağımsız küçük bir faz açısının oluşması ile sonuçlanır. Gerilme ile deformasyon arasındaki bu faz açısı (Φ), malzemenin içsel sürtünmesinin ölçüsüdür ve dalganın bir devirde kaybettiği enerji ile ilişkilidir. Gerilme-deformasyon oranı, elastik modül M ile tanımlanır. Gerilme, deformasyon veya yer değiştirme fonksiyonlarının, zamanın gerçel fonksiyonu olduğu kabulünden yola çıkarak bu ifadeleri frekans ortamında tanımlarsak, elastik modül kompleks olarak ifade edilmiş olur $M = M_R + iM_I$. Bu durumda kalite faktörü Q , faz kayması Φ ve elastik modül M arasındaki ilişki,

$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} = \tan \Phi = \Phi, \quad (2.10)$$

bağıntısı ile verilir. Burada M_R ve M_I sırasıyla kompleks elastik modülün gerçel ve sanal bileşenleridir. Soğurulmanın ölçümü için kullanılan dinamik sistemlerde ise Q ,

$$Q = \frac{f_r}{\Delta f}, \quad (2.11)$$

bağıntısından hesaplanır. Burada f_r , rezonans frekansı; Δf , rezonans frekansının yarısının yarı büyüklüğündeki bant genişliğidir.

Aşağıdaki bağıntı, soğurulmanın farklı tanımlamalarının birbirleriyle ilişkisini vermektedir.

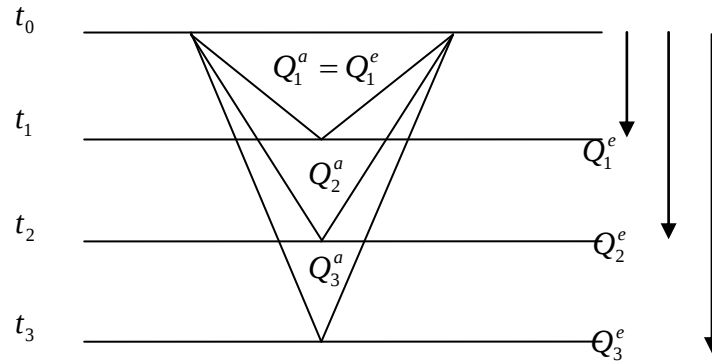
$$\frac{1}{Q} = \frac{M_I}{M_R} = \frac{\Delta f}{f} = \frac{\delta}{\pi} = \frac{\alpha c}{\pi f} = \frac{\alpha (dB/\lambda)}{8.686\pi}. \quad (2.12)$$

2.2 Etkin Q ve Ara Q Tanımları

Sismik kayıtlar üzerinden elde edilen Q değerleri, sismik dalganın ilerlediği yol boyunca, geçtiği tabakaların herbirini temsil eden Q değerlerinin (ara Q) ortalamasıdır. Elde edilen ortalama Q değeri, ‘etkin Q ’ olarak adlandırılır. Bir başka deyişle herhangi bir tabaka için hesaplanan etkin Q değeri, kendinden önceki tabakaların Q değerini de içerir. Etkin Q değerlerinden ‘ara Q ’ değerine geçiş, rms hızlardan ara hızların hesaplanmasına benzer şekilde aşağıdaki bağıntı ile elde edilir (Jannsen ve diğ., 1985; Dasgupta ve Clark, 1985);

$$Q_n^a = \frac{t_n - t_{n-1}}{(t_n / Q_n^e) - (t_{n-1} / Q_{n-1}^e)} \quad (2.13)$$

Bağıntıda Q^a , ara Q ; Q^e , etkin Q ; t , zaman; ve n , tabaka indisidir. Şekil 2.2' de etkin ve ara Q parametreleri tabaka indisleri ile birlikte gösterilmektedir.



Şekil 2.2: Etkin ($Q_n^e, n=1,2,3$) ve ara Q ($Q_n^a, n=1,2,3$) parametrelerinin grafik üzerinde gösterimi.

2.3 Soğurulmanın Kullanıldığı Yerler

Bir bölgeye ait sismik risk, deprem kaynağına, ortamın elastik ve anelastik özelliklerine yönelik çalışmalarla belirlenebilir. P ve S dalga hızları ortamın elastik özelliklerini belirtirken, soğurulma parametresi ise anelastik özelliklerini belirtmektedir. Soğurulma, dalganın yayıldığı ortamın litolojisine, basınç, sıcaklık, frekans, akışkan ve gazı doygunluk gibi fiziksel özelliklerine, sismik dalga hızından

daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametredir (Toksöz ve Johnston, 1981). Bu nedenle soğurulma kestirimleri kayaçların litolojisinin, fiziksel durumunun, sıvı/gaz doygunluğunun anlaşılmasına katkıda bulunan bir parametredir.

Q , gaz hidratları içeren çökellerin (Matsushima 2005; Priest ve diğ., 2006; Rossi ve diğ., 2007) ve fayların belirlenmesi çalışmalarında (Worthington ve Hudson, 2000; Kaşlılar-Özcan ve diğ., 2002; Kaşlılar 2008), petrol rezervuarlarının tanımlanmasında (Parra ve Hackert 2002; Rapaport ve diğ., 2004) ve sismik çözünürlüğün artırılması için uygulanan ters Q filtrelerinin (Hargreaves and Calvert, 1991; Saatçılar, 1996; Zhang ve Ulyrich, 2002) hazırlanmasında kullanılan önemli bir parametredir.

Q parametresi kırık ve çatlaklı ortamlarda, gaz ve sıvı içeren kayaçların varlığı durumunda düşük değerler almaktadır. Kırık ve çatlaklı yapısı nedeni ile sıvı ve gaz akışı içeren veya deniz tabanına yakın gevşek çökellerde düşük Q değeri elde edilmektedir (Worthington ve Hudson, 2000; Priest ve diğ., 2006). Çınarcık Havzası'nda yapılan ve akustik yöntemle dayanan ölçümler sonucu gaz çıkışlarının çoğunlukla bilinen aktif faylar civarında yoğunlaştığı gözlemlenmiştir (Géli ve diğ., 2008). Yapılan diğer çalışmalarda, hidrojen, metan ve helyum gaz anomalilerinin faylar civarında bulunduğu ve anomali değerlerinin büyüklüğünün tektonik aktivite ile ilişkili olduğu belirtilmektedir (Reimer, 1980; Jones ve Droz, 1983; Hovland ve diğ., 2002). Bu nedenle Q parametresi aktif fayların ve gaz içeren yapıların belirlenmesinde kullanılabilecek potansiyel bir parametredir.

2.4 Soğurulma ile İlgili Deneysel Çalışmalar ve Soğurulma Mekanizmaları

Yer içerisinde soğurulmanın davranışının belirlenmesi, belirli soğurulma mekanizmalarının tanımlanmasında fiziksel ve matematiksel yaklaşımların kullanılması ile yapılır. Literatürde yaygın olarak kullanılan soğurulma mekanizmaları; çatlak yüzeyleri ve tane sınırlarındaki sürtünme ile oluşan kaymanın neden olduğu soğurulma, gözeneklerdeki sıvı hareketinin neden olduğu soğurulma, termoelastik etkilerin sebep olduğu soğurulma, kristal düzensizliklerin etkisi ile oluşan soğurulmadır.

Soğurulma parametresinin; kayacın içinde bulunduğu fiziksel koşullar cinsinden yorumlanabilmesi için, laboratuvar çalışmaları ile kayaçların elastik ve anelastik

özelliklerinin belirlenmesi gerekmektedir. Kayaçların soğurulma özellikleri, bir çok farklı yöntem kullanılarak geniş bir frekans aralığında ve çeşitli ortam şartlarında incelenmektedir (Zener, 1948; Kolsky, 1953; Schreiber ve diğ., 1973). Kullanılacak yöntem soğurulmanın gerçek değerlerine, ilgilenilen frekans aralığına ve kayaç örneğinin inceleneceği fiziksel şartlara bağlı olarak seçilir. Salınım yöntemleri, 100 Hz-100 kHz' de; dalga yayılımı yöntemleri, ultrasonik frekans aralığı olan 100 kHz ve üzerinde; gerilme deformasyon eğrileri yöntemleri, 1 Hz' in altındaki frekans değerlerinde bilgiler sağlamaktadırlar. Yerin içinden alınan kayaç örneklerinin laboratuvarda saptanan soğurulma değerleri, kullanılan deney tekniklerine, ve frekans içeriğine bağlı olarak farklı sonuçlar verir. Yapılan bir çok deney sonucunda soğurulmanın bağlı olduğu özellikleri genellemek mümkün olmuştur. Bu özellikler temelde, frekans bağımlılığı, basınç bağımlılığı, sıcaklık bağımlılığı, akışkana doygunluk bağımlılığı şeklinde sınıflandırılabilir.

Yapılan deneyler sonucunda, kuru kayaçlarda, geniş bir frekans aralığında (10^{-2} - 10^7 Hz) soğurulmanın frekanstan bağımsız olduğu gözlenmiştir (Born, 1941; McDonal ve diğ., 1958; Attewell ve Ramana 1966; Karus ve Pasechnik, 1954; Bulatova ve diğ., 1970; Berzon, 1977; Martin ve diğ., 1992). Bununla beraber su içeren kayaçlarda soğurulma frekans bağımlı özellik göstermektedir (Born, 1941; Martin ve diğ., 1992). Gözenek ve çatlak içermeyen yoğun volkanik kayaçlarda ise, soğurulma ve anelastik özellikler kayaçların elastik özellikleri ile ilişkilidir. Çatlaklı, sıvı içeren kayaçlarda soğurulmanın artması ile hızın azaldığı, çatlakların kapanması durumunda ise artan basınçla birlikte soğurulmanın azaldığı gözlenmektedir. Ayrıca, hızın basınca daha az bağımlı olması durumunda soğurulmanın da basınca bağımlılığının daha az olduğu, hızın ve soğurulmanın basınç bağımlılığının doğrusal olmadığı belirlenmiştir. Konsolide olmuş çökellerde ise , soğurulma, basınç ve gözenekliliğin artması ile birlikte artmaktadır (Winkler ve Nur, 1979; Murphy, 1982; Bourbie ve diğ., 1987; Klimentos ve McCann, 1990). Ayrıca, soğurulma miktarı kuru kayaçlarda en küçük, doygun kayaçlarda ise en büyüktür (Winkler ve Nur, 1979). Gevşek çökellerde soğurulmanın tane boyutuna ve tane şekline bağlı olduğu gözlenmektedir. Tane kalınlığına bağlı olarak hız ve soğurulma artmaktadır. Makaslama dalga hızları ise tanenin boyutundan (ortalama 5 ile 600µm arası) etkilenmemektedir (Prasad ve Meissner, 1992). Q kuru kayaçlarda, 150° C altında, sıcaklıktan bağımsızdır (Gordon ve Davis, 1968). Yüksek sıcaklıklarda soğurulmanın artması, kayaçlarda

sıcaklık nedeni ile oluşan çatlaklarla ilişkilendirilmektedir. Sıvı içeren kayaçlarda ise, sıvının kaynama sıcaklığı civarında, soğurulmanın arttığı gözlenmiştir. Akışkan içeren kayaçlarda soğurulma, doygunluk derecesine, akışkanın özelliğine ve frekansa bağlı olarak artış göstermektedir. Kuru kayaçlarla kıyaslandığında, soğurulmanın, akışkan içeren kayaçlarda daha fazla olduğu gözlenmiştir.

Anelastik soğurulma sıcaklık, basınç, frekans gibi birçok fiziksel özelliğe bağlı olduğundan dolayı tek bir mekanizma ile açıklanması mümkün değildir. Anelastisiteyi açıklamak için kullanılan en basit model doğrusal elastisite ve akma mekanizmalarını birlikte içerir. Bu tür malzemeler viskoelastik olarak tanımlanmaktadır. Malzemenin doğrusal viskoelastik olabilmesi için belli bir zamandaki gerilme bileşenlerinin, oluşan deformasyon ile doğrusal ilişkili ve farklı zamanlarda uygulanan iki ayrı gerilme sonucu oluşan toplam deformasyonun, bu gerilmelerin her birinin ayrı ayrı uygulanması sonucu oluşan deformasyonların toplamına eşit olması gerekir. Viskoelastisite, elastik davranışta olmayan farklı tanımları içerir. Bunlar krip ve relaksasyon tanımlarıdır. Krip, sabit gerilme altında oluşan yavaş ve sürekli deformasyondur. Relaksasyon ise, sabit deformasyon altında gerilmenin yavaş azalımıdır. Doğrusal elastisite, doğrusal yay ile tanımlanır. Yaydaki uzama, yaya uygulanan kuvvetle doğru orantılıdır ve anlık gerilme karşısında anlık deformasyon oluşur. Kuvvet kaldırıldığında ise yay, hemen eski konumuna döner. Bu davranış elastik katılar için de geçerlidir. Gerilme, deformasyon ile doğru orantılıdır ve aralarındaki ilişki 2.14 bağıntısıyla temsil edilir;

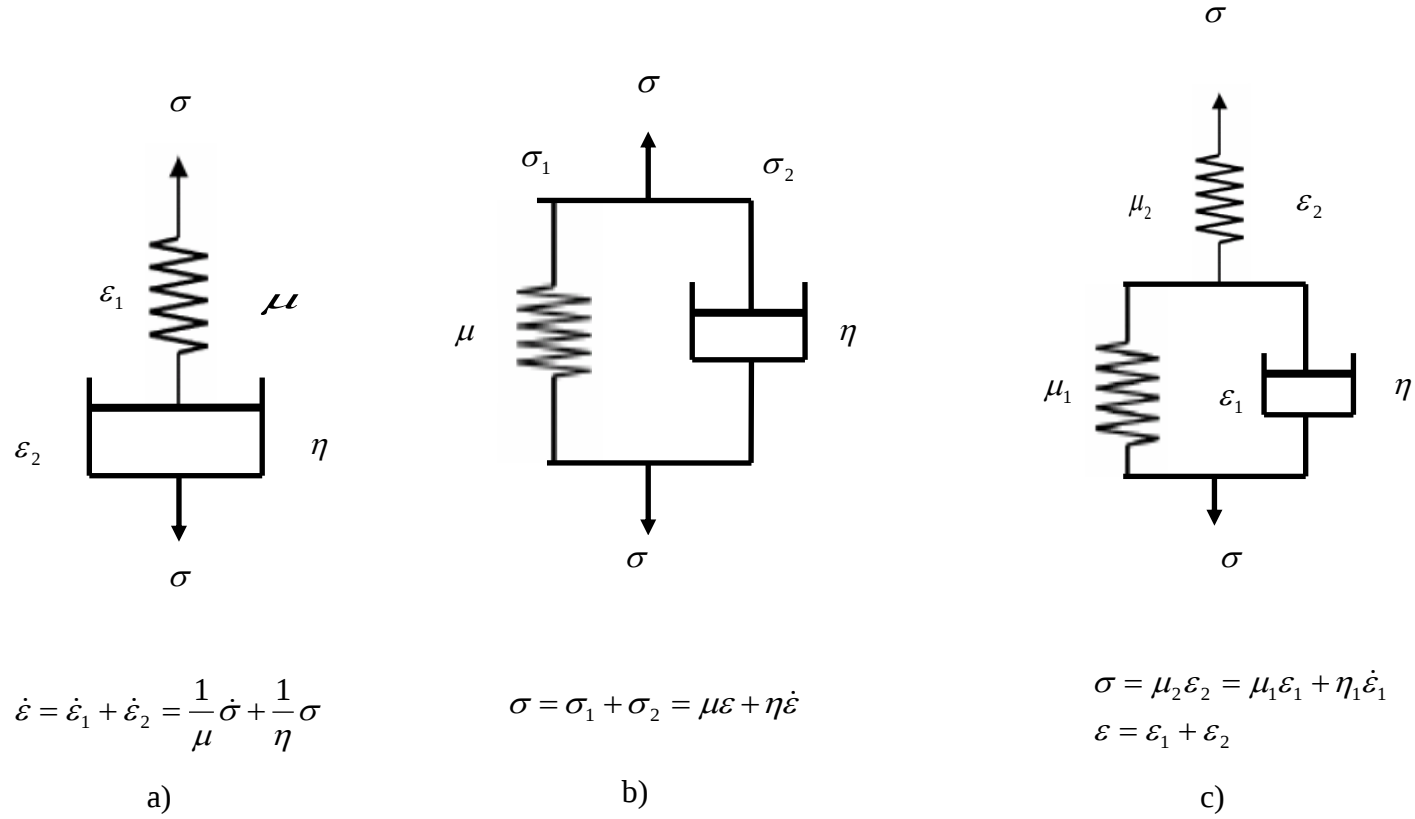
$$\sigma = M\varepsilon . \quad (2.14)$$

Bağıntıda σ , gerilme; ε , deformasyon ve M elastik modül olarak tanımlanır. Doğrusal akışkanlık ise içerisinde viskos akışkan bulunan silindir ile tanımlanır. Uzama oranı, silindirin pistonu ile uygulanan kuvvetle ilişkilidir;

$$\sigma = \eta \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} . \quad (2.15)$$

Bağıntıda η , viskozite katsayısı; $\partial \varepsilon / \partial t$, zamana bağlı deformasyon değişimidir. Sabit bir gerilme uygulandığında, malzeme sabit bir oranla ve sürekli olarak deformasyona uğrayacaktır. Viskoelastik malzemeyi tanımlamak için birçok mekanik model geliştirilmiştir. Bunlar içinde en temel modeller “Maxwell”, “Kelvin-Voight” ve “Standart Doğrusal Katı” modelleridir (Ben-Menahem ve Singh,1981).

Maxwell sisteminde (Şekil 2.3a), sistemi oluşturan elemanlara uygulanan gerilme aynı, toplam deformasyon ise elemanlar üzerinde ayrı ayrı oluşan deformasyonların toplamıdır. Kelvin-Voight modelinde (Şekil 2.3b) sistem elemanlarından oluşan deformasyonlar aynıdır. Toplam gerilme ise elemanlar üzerinde ayrı ayrı oluşan gerilmelerin toplamıdır. Ancak, Maxwell ve Kelvin-Voight modeli bir çok viskoelastik malzemeyi temsil edebilecek özellikte değildir. Maxwell modeli krip olayını, Kelvin-Voight modeli ise doğrusal elastisiteyi tanımlayamamaktadır. Standart doğrusal katı modelde sistem (Şekil 2.3c), doğrusal elastisite, krip ve relaksasyon özelliklerini tanımlayabildiği için bu model, yer içindeki kayaçların davranışını en iyi temsil eden model olarak kabul edilmektedir.



Şekil 2.3: Viskoelastisitenin tanımlanmasında kullanılan mekanik modeller. a) Maxwell modeli, b) Kelvin-Voight modeli, c) Standart Doğrusal Katı modeli. Modeller üzerinde, σ ; gerilme, ε ; deformasyon, μ ; yaya ait elastil modül, η ; akma katsayısı olarak tanımlanmıştır.

2.5 Q Hesabında Kullanılan Yöntemler

Literatürde, Q parametresinin saptanmasında kullanılan çok çeşitli yöntemler vardır. Bu yöntemler zaman ve frekans ortamında kullanılan yöntemler olmak üzere iki grupta incelenmektedir (Tonn, 1991). Q kestiriminde kullanılan yöntemler aşağıda özetlenmiştir.

2.5.1 Zaman ortamı yöntemleri

Genlik azalım yöntemi: Q hesabında kullanılan en basit yöntemlerden biri genliklerin azalımına dayalıdır. İki farklı uzaklık x_1 ve x_2 (veya zaman $t_1 = x_1 / c$ ve $t_2 = x_2 / c$) için genliklerin oranlanması kullanılır.

$$Q = \frac{\omega \Delta x}{2c} \left\{ \ln \left[\frac{a(x_1)}{a(x_2)} \right] \right\}^{-1}. \quad (2.16)$$

$f = 2\pi\omega$, baskın frekansı temsil etmektedir. Bu yöntem gerçek genlik kayıtlarının uygulanmasını gerektirmektedir.

Analitik sinyal yöntemi: Sismik iz, anlık genlik $a(t)$ ve anlık faz $\Phi(t)$ kullanılarak tanımlanabilir (Taner ve diğ., 1979).

$$u(t) = a(t) \cos[\Phi(t)]. \quad (2.17)$$

$u(t)$ ' nin analitik sinyali ise,

$$z(t) = a(t)e^{i\Phi(t)} = u(t) + iv(t). \quad (2.18)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Bağıntıda $v(t)$, $u(t)$ ' ye ortogonal sinyal; $u(t)$ ve $v(t)$ ise Hilbert dönüşüm çiftleridir. $u(t)$ ve $v(t)$ ' nin bilinmesi ile anlık genlik $a(t)$, anlık faz $\Phi(t)$ ve anlık frekans $f(t)$ hesaplanabilir (Taner ve diğ., 1979).

Dalgacık modelleme yöntemi: Bu yöntem Jannsen ve diğ., (1985) tarafından ortaya konulmuştur. Yöntemin esası, seyahat zamanları arasındaki fark ve dispersiyon ilişkisi kullanılarak, x_1 derinliğindeki bir referans sinyalinin, x_2 derinliğindeki gözlenen sinyale en uygun yaklaşımı sağlanıncaya kadar sentetik olarak Q değerlerinin değiştirilmesinden oluşur. Gözlenen ve hesaplanan sinyaller arasındaki kıyaslama, L_1 normunda (dalgacıkların genlikleri arasındaki fark) ve L_2 normunda (karelerinin farkı) gerçekleştirilir.

Faz modelleme yöntemi: Bu yöntem dalgacık modelleme yöntemine eşdeğerdir. Ancak bu yöntemde, anlık faz modellenir. Referans sinyalin anlık fazları, Q' 'yu değiştirerek ve dispersiyon bağıntısını uygulayarak sentetik olarak üretilir ve gözlemsel sinyal ile L_1 normuna göre karşılaştırılır.

Frekans modelleme yöntemi: Anlık frekanslar, anlık fazların türevleridir. Bu yaklaşım L_1 ve L_2 normları ile yapılmaktadır. Bu yöntem, yüksek frekanslara daha duyarlıdır. Bu yüzden soğurulmaya da daha hassas olması beklenir.

Yükselme zamanı yöntemi: Bu yöntem, ilerleyen dalganın dispersiyonuna bağlıdır. Yükselme zamanı ve soğurulma arasındaki ilişkiyi tanımlayan deneysel elde edilmiş bir bağıntı kullanılır.

Pulse genlik yöntemi: Hem yükselme zamanı hem de ilk varışın en büyük genliği (Λ) soğurulma ile orantılıdır.

$$\tau \propto 1/\Lambda \propto \Delta t / Q, \quad (2.19)$$

$$1/\Lambda = c_1 \Delta t / Q. \quad (2.20)$$

Bağıntıda c_1 sabittir. Bu yöntem, genlik azalım yöntemi ile yakın ilişkilidir ve gerçek genlik kayıtlarını gerektirmektedir.

2.5.2 Frekans ortamı yöntemleri

Karşılaştırma yöntemi: İki farklı derinlikteki sinyallerin karşılaştırmasına dayanan bir yöntemdir (Raikes ve White, 1974). Bu yöntemin esası, iki farklı derinlikteki sinyallerin birbirlerine göre çapraz güç spektrumu oranlarının logaritmik değerlerinden geçen doğrunun eğiminden Q' 'nun saptanmasına dayanmaktadır.

Spektrum modelleme yöntemi: Bir referans sinyalinin değişik Q değerleri için spektrumları üretilerek, Q parametresi saptlanmaya çalışılan sinyal benzeştirilir. Karşılaştırma işlemleri için L_1 ve L_2 normları kullanılır (Jannsen ve diğ., 1985). Spektrum modelleme yöntemi, zaman ortamında uygulanan dalgacık modelleme yöntemine bir yaklaşım yöntemi olmakla birlikte, spektrum modellemede faz bilgisi kullanılmadığı için tam olarak dalgacık modellemesine eşdeğer değildir.

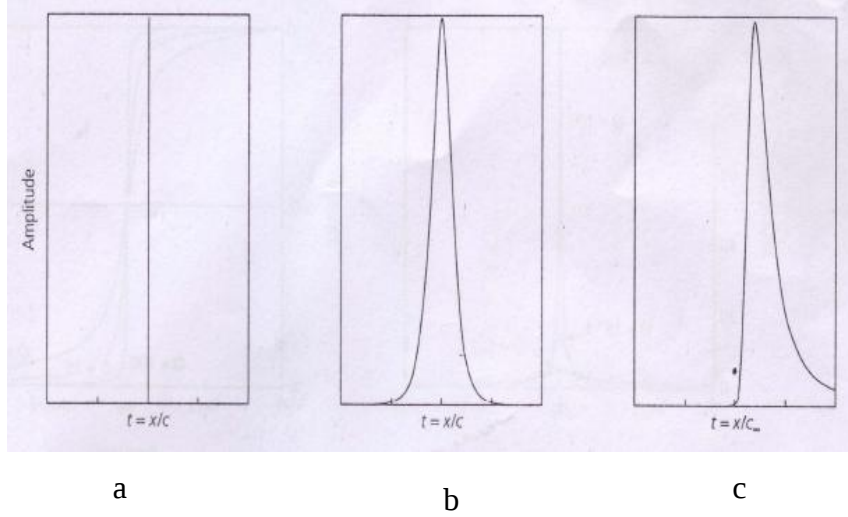
Spektrum oranlama yöntemi: Frekans ortamında Q hesaplanması için kullanılan en bilinen ve en yaygın olan yöntem Bath (1974) tarafından tanımlanan spektrum

oranlama yöntemidir. Bu yöntem, iki farklı derinlikteki sinyallerin genlik spektrum oranının logaritmik değerlerinden geçen doğrunun eğiminden Q saptanmasına dayanmaktadır. Spektrum oranlama ve karşılaştırma yöntemleri benzer sonuçlar vermektedir.

Yukarıda görüldüğü gibi Q parametresinin kestiriminde kullanılan bir çok yöntem vardır. Uygun yöntemin belirlenmesi verinin türüne, gürültüsüne ve kayıt özelliklerine bağlıdır. Jannsen ve diğ., (1985) sığ deniz çökellerinde küçük geliş açısına sahip yansımaları kullanarak dört farklı yöntem ile Q kestirimi yapmışlar ve yöntemler içerisinde dalgacık modelleme yönteminin düşük sinyal/gürültü oranlarında da iyi çalıştığını belirtmişlerdir. Bu nedenle bu çalışmada dalgacık modelleme yöntemi tercih edilmiştir.

2.6 Soğurulma Dispersiyon İlişkileri

Sismik dalganın soğurulmasının önemli bir sonucu fiziksel dispersiyondur. Dispersiyon olayı, dalgaların hızlarının frekansla değişmesi olayıdır. Tam elastik tekdüze ortamlarda dispersiyon gözlenmez. Ancak anelastik ortamlarda, sismik dalganın ilerlemesi sırasında, dalgayı oluşturan farklı frekans bileşenlerine sahip dalgacıklar, farklı faz ve grup hızı ile hareket ederler. Anelastik ortamlarda, dalga yayılımını, doğrusal dalga denklemi ile tanımlamak için, dispersiyon özelliğinin dikkate alınması gerekir. Dispersiyonun soğurulmadan dolayı nasıl ileri geldiğini görebilmek için sismik dalgaların şeklinin nasıl değiştiği göz önüne alınmalıdır. Bunun için, tekdüze elastik bir ortamda, hızı c olan bir delta fonksiyonunu göz önüne alalım (Şekil 2.4).



Şekil 2.4: a) Delta fonksiyonu şeklinde bir dalganın yayılımı. Dispersiyon olayı görülmemektedir ve bütün frekanslar aynı anda varmaktadır. b) Soğurulmaya uğrayarak genişleyen delta fonksiyonu. Dalga, varış zamanından daha erken zamanlarda enerji içermektedir. c) Fiziksel dispersiyona uğramış dalga. Dalga varış zamanından önce enerji içermemektedir (Stein ve Wysession, 2006).

$$u(x, t) = \delta(t - x/c) \quad (2.21)$$

Delta fonksiyonun Fourier dönüşümü,

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x, t) e^{-i\omega t} dt = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t - x/c) e^{-i\omega t} dt = e^{-i\omega x/c} \quad (2.22)$$

bağıntılar ile verilmektedir. 2.22 bağıntısı, zaman ortamında delta fonksiyonu ile temsil edilen bir dalganın, frekans ortamında tüm frekans bileşenlerinde aynı genlik değerine sahip olduğunu belirtmektedir. Eğer dispersiyon olmazsa, dalgayı oluşturan bütün frekans bileşenleri aynı hızla seyahat eder ve aynı zamanda varırlar (Şekil 2.5a). Soğurulmanın frekansın fonksiyonu olarak etkisi,

$$A(\omega) = e^{\frac{-\omega x}{2cQ}} \quad (2.23)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Bağıntı, Q ' nun sabit olduğu durumda, genliğin uzaklıkla azalım oranının frekansla nasıl arttığını göstermektedir. Soğurulmanın, delta fonksiyonu biçimindeki bir dalgayı nasıl etkilediğini görmek için 2.22 bağıntısını 2.23 bağıntısı ile çarpıp ters Fourier dönüşümünü alınırsa,

$$u(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(\omega) F(\omega) e^{i\omega t} d\omega = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{\frac{-\omega x}{2cQ}} e^{\frac{-i\omega x}{c}} e^{i\omega t} d\omega \quad (2.24)$$

bağıntısı elde edilir. 2.24 deki bağıntının integrali alınırsa izleyen bağıntı elde edilir.

$$u(x,t) = \left[(x/2cQ) / \left((x/2cQ)^2 + (x/c - t)^2 \right) \right] / \pi \quad (2.25)$$

Böylece delta fonksiyonu soğurulma nedeniyle genişlemiş ve $t=x/c$ zamanında en büyük değerini alan simetrik bir dalgacığa dönüşmüştür (Şekil 2.5b). Böyle bir çözümde sismik enerji, delta fonksiyonunun geometrik varış zamanından önce varacaktır (noncausality). Bir başka deyişle nedensellik koşulu sağlanmamış olacaktır. Bunun nedeni, soğurulmanın, dalganın yüksek frekans bileşenlerini sönümleyerek genişletmesidir. Nedensellik şartının korunabilmesi için soğurulma olayının dalgayı oluşturan her frekans bileşeninin aynı hızla hareket etmesini önlemesi gerekir. Bu da dispersiyon etkisinin dikkate alınması ile mümkündür. Böylece dalgayı oluşturan düşük frekanslı bileşenler daha yavaş hareket ederek daha geç varırlar. Nedensellik için gerekli matematiksel şartlar, $u(x,t) = 0, \quad t < x/c_\infty$ şeklinde belirtilmektedir. Burada $c_\infty = c(\infty)$ ilk varan sonsuz frekanslı dalgaların faz hızıdır. Faz hızı için frekansın fonksiyonu olarak dispersiyon ilişkisi,

$$c(\omega) = c_0 \left[1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right) \right] \quad (2.26)$$

bağıntısı ile verilmektedir. c_0 , referans hızı, ω_0 referans frekansıdır. Bu ilişki nedensellik şartını sağlamaktadır. Böylece dalga $t = x/c$ zamanından itibaren varmaktadır (Şekil 2.5c). Eğer soğurulma olmazsa, 2.24 bağıntısı dispersiyon göstermez ve delta fonksiyonu genişlemez.

Yukarıda bahsedildiği üzere, nedensellik şartının korunabilmesi için gerekli olan soğurulma-dispersiyon ilişkileri, frekans ortamında “Kramers-Krönig” integral dönüşümlerinin uygulanması ile elde edilir. Frekans ortamında tanımlanan, dalgacığa ait genlik ve faz bilgilerinin, birbirlerinin Hilbert dönüşümü olması, nedensellik şartının sağlanması için gereklidir. Bu özellikteki dalgacıklar minumum fazlı olarak tanımlanır (Aki ve Richards, 2002).

2.7 Sabit Q Yaklaşımı

Kjartansson (1979), Q kestirim için, belli bir referans frekansında tanımlı faz hızı ve Q olmak üzere iki değişken parametre ile tanımlı sabit Q (frekans bağımsız) yaklaşımı geliştirmiştir. Bu yaklaşımdaki Q operatörü,

$$B(\omega) = e^{\underbrace{\frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \tan\left(\frac{\pi\gamma}{2}\right)}_{\alpha} - i \underbrace{\frac{x\omega_0}{c_0} \left| \frac{\omega}{\omega_0} \right|^{1-\gamma} \text{sgn}(\omega)}_{\beta}}, \quad (2.27)$$

veya kısa şekli ile

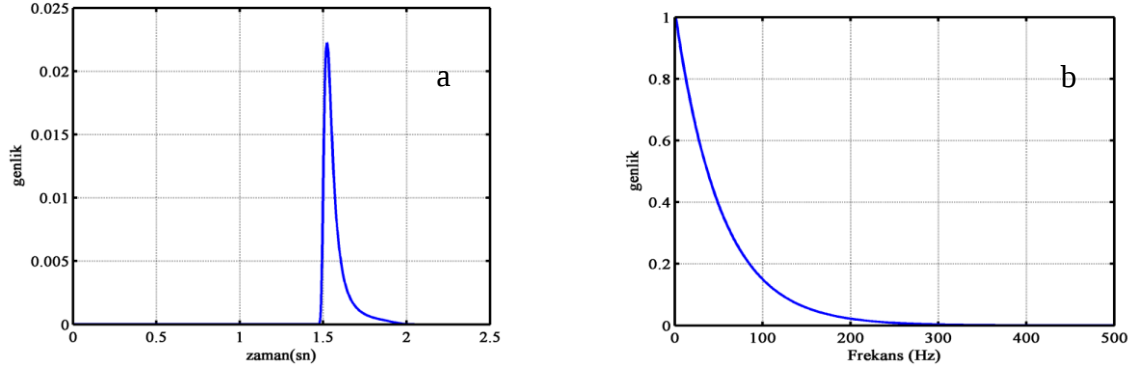
$$B(\omega) = e^{-\alpha(\omega)x} e^{i\beta(\omega)x}. \quad (2.28)$$

bağıntıları ile tanımlanmaktadır. 2.27 veya 2.28 bağıntıları ile tanımlı Q operatörü, sistemin tepki yanıtı, dispersiyon özelliğini içerecek ve nedensellik şartını sağlayacak şekilde frekans ortamında tanımlanmıştır. 2.27 bağıntısı ile temsil edilen sabit Q operatörünün, $t=1.5$ sn ve $Q=30$ için üretilmiş zaman ve frekans ortamı (genlik spektrumu) görüntüsü Şekil 2.5a ve b' den izlenmektedir. 2.27 ve 2.28 nolu bağıntılarda $\alpha(\omega)$, frekans bağımlı soğurulma terimini; $\beta(\omega)$, frekans bağımlı faz terimini; c_0 herhangi bir referans frekansında (ω_0) tanımlanan faz hızını; $\text{sgn}(\omega)$ ise signum fonksiyonunu temsil etmektedir.

$$\text{sgn}(\omega) = \begin{cases} 1 & \omega > 0 \\ -1 & \omega < 0 \end{cases},$$

Kalite faktörü Q ise, elastik modül M ve faz kayması Φ arasındaki ilişkinin sonucu olarak 2.27 bağıntısındaki tanjant terimi ile aşağıda belirtilen şekilde ilişkilidir,

$$\tan(\pi\gamma) = \frac{1}{Q}; \quad \gamma = \frac{1}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{1}{Q}\right) \approx \frac{1}{\pi Q}. \quad (2.29)$$



Şekil 2.5 : $t=1.5$ sn ve $Q=30$ için üretilmiş Kjartansson (1979) sabit Q operatörünün a) zaman ve b) frekans ortamı (genlik spektrumu) görüntüsü.

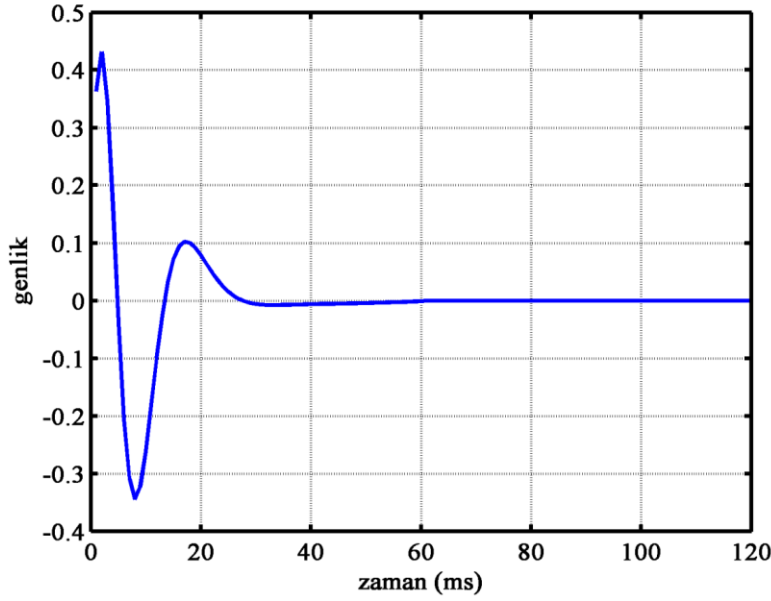
2.8 Yapay Sismogramların Oluşturulması

Soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar, 2.27 bağıntısı ile verilen frekans ortamında tanımlı sabit Q operatörünün (Kjartansson, 1979) Ters Fourier Dönüşümü alınarak elde edilen zaman ortamındaki tepki yanıtı ile minimum fazlı Ricker dalgacığının evriştirilmesi ile elde edilir.

Minimum fazlı dalgacık ham sismik veriyi kıyaslamada ve ters evrişim testi için kullanımda oldukça uygun bir modeldir. Minimum fazlı dalgacığı oluşturmanın bir yolu, dalgacığın z -dönüşümünün kutup ve sıfırlarının yerlerini belirlemektir. Diğer bir yol ise, dalgacığın genlik spektrumunu belirleyerek minimum fazlı dalgacık oluşturmaktır. Dalgacığın faz kısmı, dalgacığın genlik spektrumunun logaritmasının Hilbert dönüşümüne eşit ise dalgacık minimum fazlıdır. Böylece nedensellik koşulunu sağlayan minimum fazlı dalgacık üretilmiş olur. Şekil 2.6' da $f_{dom}=30$ Hz için üretilen minimum fazlı dalgacık izlenmektedir. Hilbert dönüşümü, bir fonksiyonun gerçel ve sanal bileşenleri arasındaki ilişkiyi vermektedir. Hilbert dönüşümü bir süzgeçleme işlemidir. Bu süzgeçlemede genlikler değişmez fakat bütün frekanslardaki bileşenlerin fazları $\pm\pi/2$ kadar değişir. Bir $s(t)$ fonksiyonunun Hilbert dönüşümü,

$$S_{Hi}(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{s(t') dt'}{t' - t} \quad (2.30)$$

bağıntısı ile tanımlanır.



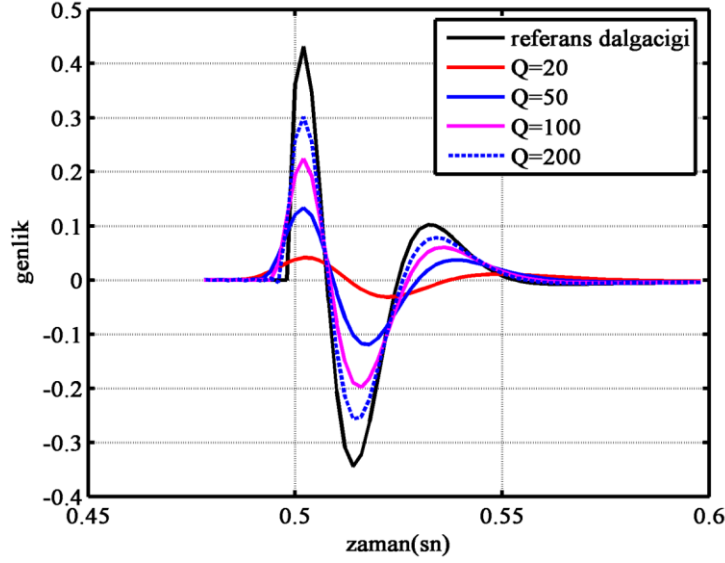
Şekil 2.6 : Min. Fazlı dalgacık. $f_{dom} = 30Hz$.

Yapay sismogramların zaman ortamında oluşturulmasında evrişim işlemi kullanılır. Evrişim işlemi frekans ortamında çarpma işlemine karşı gelmektedir. Frekans ortamında yapay sismogramlar oluşturulurken sisteme giren dalga şekli $X(\omega)$ (kaynak veya referans dalgacığı) ile sistemin tepki cevabı $H(\omega)$ çarpılır

$$h(t) * x(t) \leftrightarrow H(\omega) \cdot X(\omega) \quad (2.31)$$

Bağıntıda $x(t)$ giriş dalgacığının, $h(t)$ ise sistemin yanıtının zaman ortamı ifadesidir.

Q değerleri; 20, 50, 100, ve 200 için 2.25 nolu bağıntı test edilmiştir. Örnekleme aralığı, 2 ms, referans frekansı 50 Hz ve dalgacığın gidiş-geliş zamanı da 500 ms' ye olarak seçilmiştir. Soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar, sabit Q operatörü ile dominant frekansı 30 Hz olan minumum fazlı kaynak dalgacığının evriştirilmesi ile elde edilmiştir. Elde edilen dalgacıklar, aynı grafik üzerinde gösterilmiştir. Düşük Q değerlerinden yüksek Q değerlerine doğru gidildikçe dalgacık bandının daraldığı ve genliğinin arttığı gözlenmektedir (Şekil 2.7). Düşük Q değerlerinde dalgacıkların biçimleri birbirinden oldukça farklı olmakla birlikte, yüksek Q değerlerine doğru dalgacık biçimlerinin birbirine benzediği izlenmektedir.



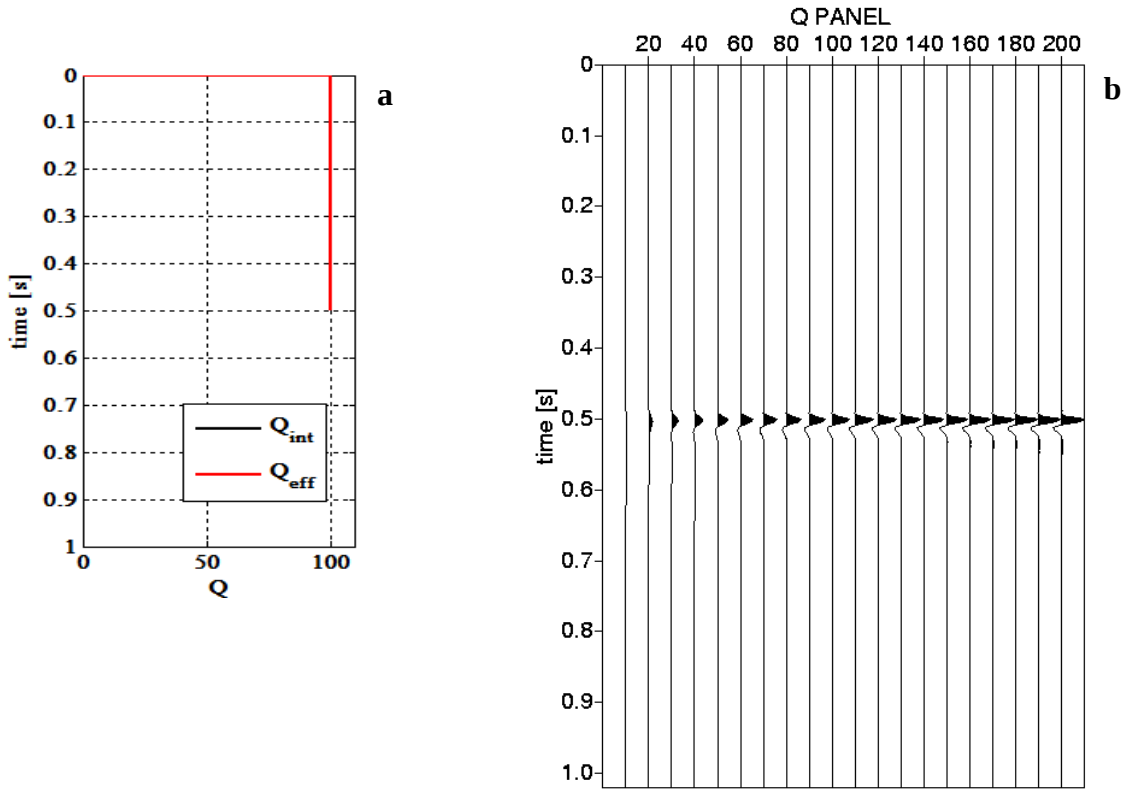
Şekil 2.7 : Farklı Q değerleri kullanılarak soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar.

2.9 Q Parametresinin Kestirimi

Daha önce bahsedildiği gibi, Sabit Q yaklaşımı (Kjartansson, 1979) ile sistemin tepki yanıtı, dispersiyon özelliğini içerecek ve nedensellik şartını sağlayacak şekilde frekans ortamında tanımlanmıştır (2.27). Frekans ortamında tanımlı sabit Q operatörünün Ters Fourier dönüşümü alınarak elde edilen zaman ortamındaki tepki yanıtı ile minimum fazlı Ricker dalgacığının evriştirilmesi sonucunda soğurulmaya uğratılmış dalgacık elde edilmektedir. Birden fazla tabakalı ortam olması durumunda ara Q değerlerinden etkin Q değerleri hesaplanarak belirtilen yansıma zamanları ve Q değerleri için Q operatörleri hazırlanır ve minimum fazlı dalgacıklar ile evriştirilerek yapay sismogramlar oluşturulur. Belirlenen Q aralığı ve artımı (örneğin $Q=10-200$ ve $\Delta Q=10$) için soğurulmaya uğratılmış dalgacıklardan oluşan Q paneli (yapay sismogramlar) oluşturulur. Seçilen yansıma seviyeleri için yapay sismogram ile ilgili yansıma seviyesini temsil eden Q paneli arasında kayan pencere yardımı ile ilişki katsayıları hesaplanır ve içlerinden en büyük olanlar seçilir. Seçilen en büyük ilişki katsayıları içerisindeki en büyük olanı belirlenerek tabakaya ait etkin Q değeri olarak atanır. İzleyen bölümlerde tek ve üç tabakalı ortam modelleri için Q panelinin oluşturulması ve Q parametresinin kestirilmesine yönelik modelleme çalışmalarından bahsedilecektir.

2.9.1 Tek tabakalı model için Q panel oluşturma

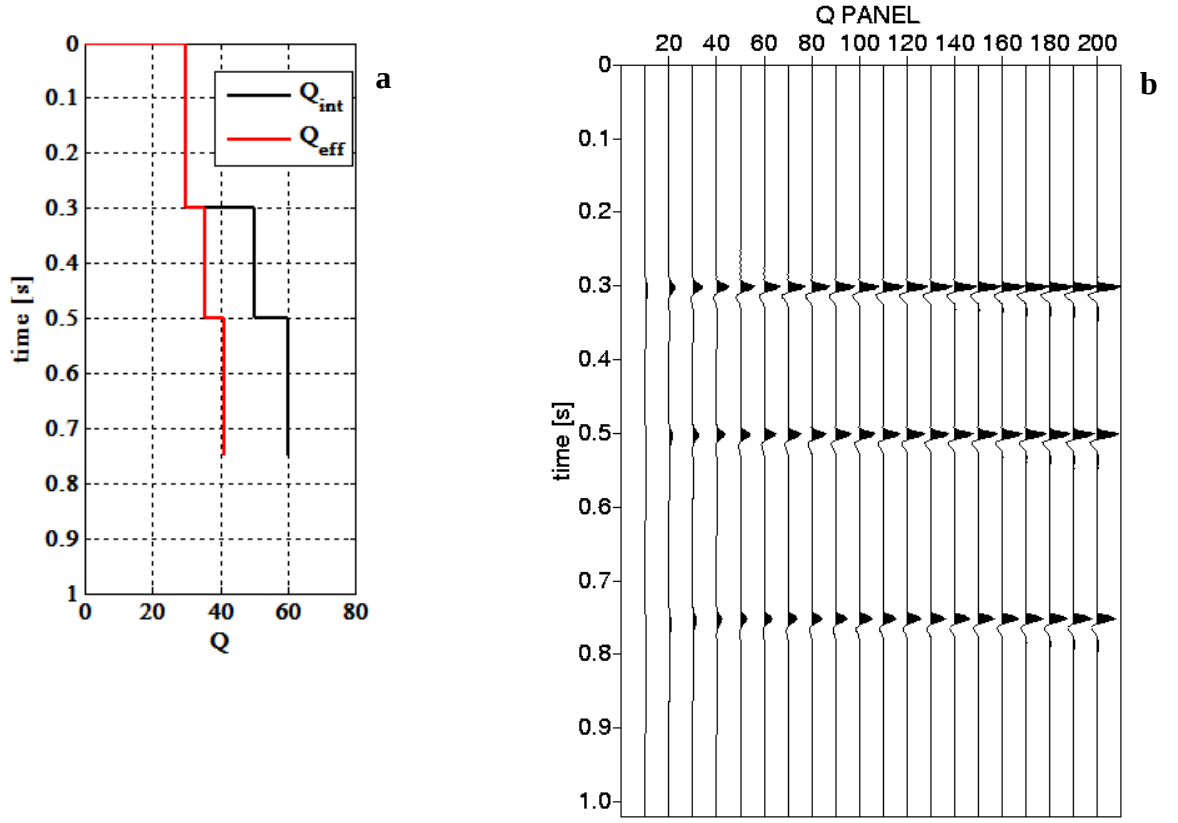
Çalışmada gidiş-geliş zamanı 500 ms ve tabakaya ait Q değeri 100 olan bir model kullanılmıştır (Şekil 2.8a). Şekil 2.8a’ da gösterilen Q_{int} , ara Q ; Q_{eff} ise etkin Q ’ yu temsil etmektedir. İlk tabaka için ara Q değerleri ile etkin Q değerleri eşit olduğundan Şekil 2.8a’da tek bir model izlenmektedir. Q panelinin değer aralığı 10 ve 200 arasında ve artım miktarı da 10 olarak seçilmiştir. Verilen Q değerinde üretilen paneller Şekil 2.8b’ de izlenmektedir.



Şekil 2.8 : a) Tek tabakalı Q modeli ($Q_{int} = Q_{eff}$) ve b) ilgili Q paneli.

2.9.2 Üç tabakalı model için Q panel oluşturma

Çalışmada gidiş-geliş zamanları 300, 500 ve 750 ms, Q değerleri 30, 50, 60 olarak seçilen bir model kullanılmıştır (Şekil 2.9a). Şekil 2.9a’ da gösterilen Q_{int} , ara Q ; Q_{eff} ise etkin Q ’ yu temsil etmektedir. Q panelinin değer aralığı 10 ve 200 arasında ve artım miktarı da 10 olarak seçilmiştir. Şekil 2.9b’ de verilen Q değerlerinde üretilen Q paneli izlenmektedir.



Şekil 2.9 : a) Üç tabakalı Q modeli ve b) ilgili Q paneli

Q operatörleri kaynak dalgacığı ile evriştirildikten sonra Q değerini bildiğimiz yapay veri ile kıyaslanmaktadır. Bu kıyaslama işleminde; ilişki katsayısı yöntemi kullanılmıştır. İlişki katsayısı iki değişkenin birbiri ile olan uyumunun ölçüsü olup

$$r = \frac{C_{xy}}{\sqrt{C_{xx}C_{yy}}} , \quad (2.32)$$

bağıntısı ile tanımlanır. Bağıntıda yer alan değişkenler sırasıyla aşağıda verilmiştir.

$$C_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \quad (2.33)$$

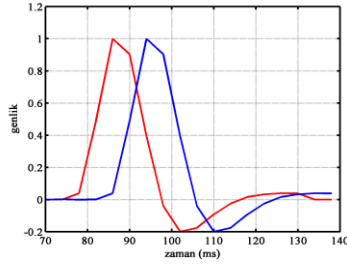
$$C_{xx} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 , \quad (2.34)$$

$$C_{yy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 , \quad (2.35)$$

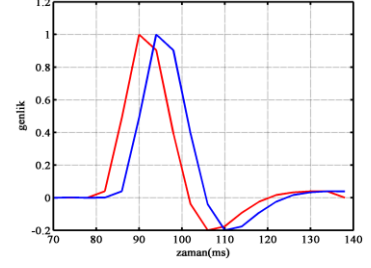
İlişki katsayısı, değişkenlerin, ortalamaları civarında birlikte gösterdikleri değişimin, herbirinin standart sapmalarının çarpımına oranı olarak tanımlanır. İlişki katsayısı değerinin; +1 olması pozitif uyumu, -1 olması negatif uyumu, 0 olması uyum olmadığını göstermektedir.

Yapay veri ile Q panelinde yer alan ve panel olarak isimlendirilen sismogramlar, yapay veri sabit tutulup panel veri yapay veri üzerinde kaydırılacak şekilde her bir kaymadaki ilişki katsayıları hesaplanır. En büyük benzerliğin elde edildiği kaymadaki değerler seçilir. En büyük değerler içindeki en büyük değer seçilerek tabakaya ait Q değeri olarak atanır. Şekil 2.10, Şekil 2.11 ve Şekil 2.12’ de sırasıyla $Q=30$, 50 ve 60 için üretilen panellerin ve yapay verinin farklı kayma değerlerindeki durumu ve hesaplanan ilişki katsayısı değerleri grafiklenmiştir. Mavi ile gösterilen dalgacıklar yapay veriyi, kırmızı ile gösterilenler ise Q paneli, temsil etmektedir.

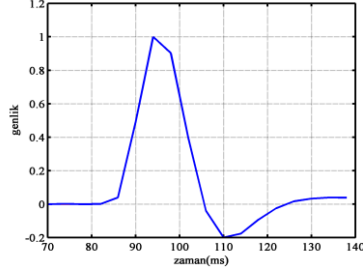
Şekil 2.10’ de üç tabakalı Q modelinde 1. ara yüzey (300 ms) ve $Q=30$ için üretilen panel ve yapay verinin farklı kayma değerlerindeki durumu görülmektedir. Şekilden de izlendiği üzere 3. kayma durumunda, yapay veri ile Q panel arasında tam bir uyum olup, ilişki katsayısı (r), 1.000 olarak hesaplanmıştır.



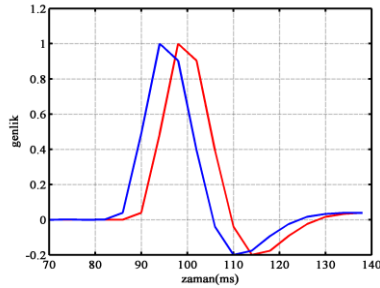
$r=0.3436$
 $i=1$



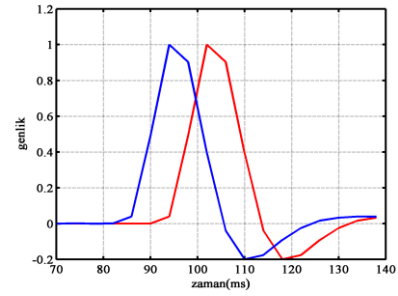
$r=0.7904$
 $i=2$



$r=1.0000$
 $i=3$



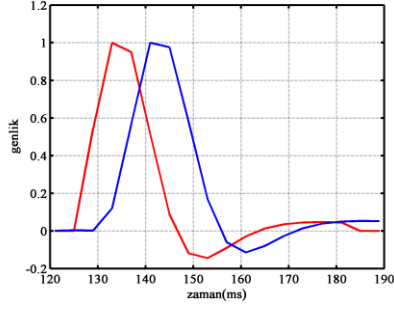
$r=0.7904$
 $i=4$



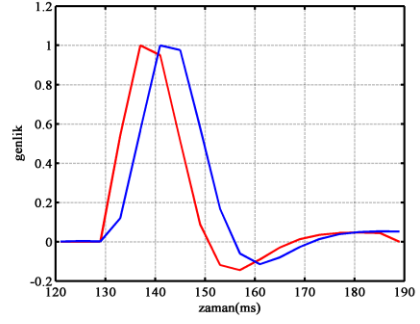
$r=0.3436$
 $i=5$

Şekil 2.10 : Üç tabakalı Q modelinde birinci ara yüzey (300 ms) ve $Q=30$ için üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri. Şekilde, kırmızı çizgi Q panelini; mavi ise yapay veriyi göstermektedir.

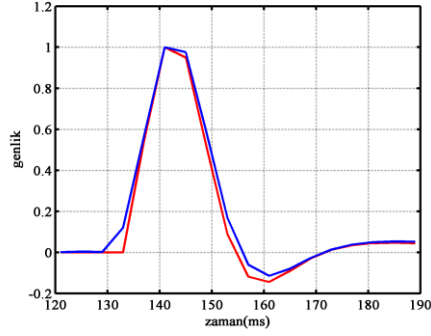
Şekil 2.11' de $Q=50$ ve 2. ara yüzey (500 ms) için üretilen panel ve yapay verinin farklı kayma değerlerindeki durumu görülmektedir. Panel ve yapay veri arasında en büyük benzerliğin elde edildiği kayma durumu 3. adımda elde edilmiştir ve bu adımda ilişki katsayısı değeri 0.9971 olarak hesaplanmıştır. En az benzerliğin olduğu kayma durumu ise 5. adım olup ilişki katsayısı değeri 0.4512 olarak elde edilmiştir.



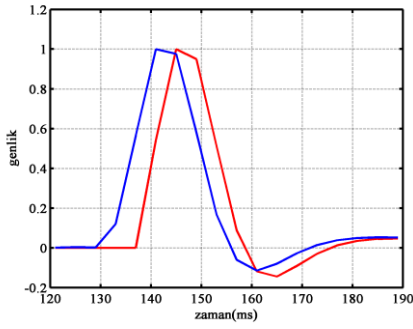
$r=0.5115$
 $i=1$



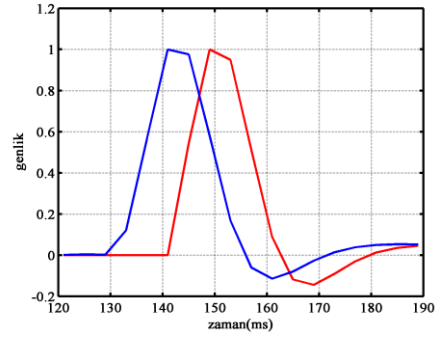
$r=0.8580$
 $i=2$



$r=0.9971$
 $i=3$



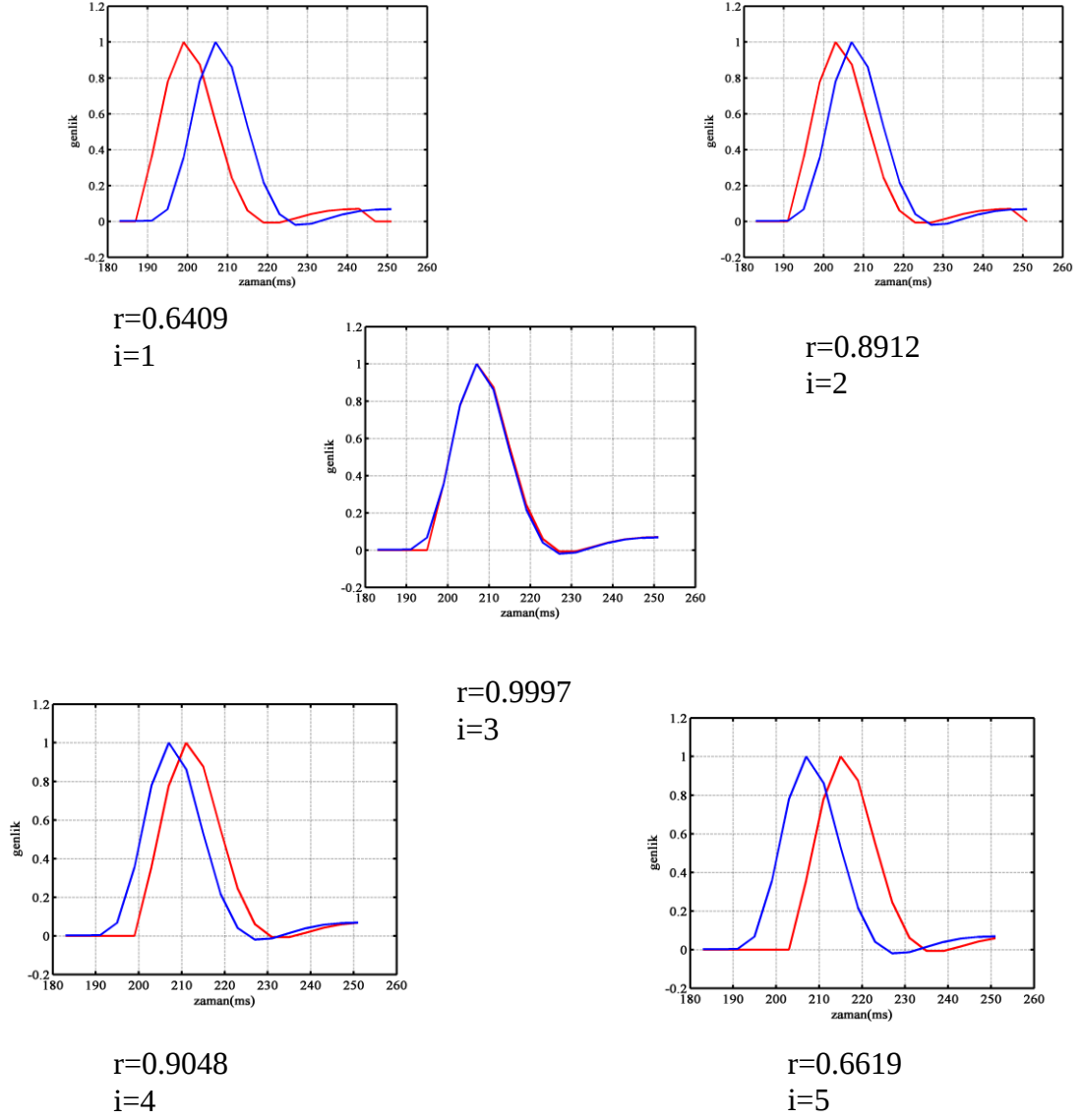
$r=0.8217$
 $i=4$



$r=0.4512$
 $i=5$

Şekil 2.11 : Üç tabakalı Q modelinde, ikinci ara yüzey (500 ms) ve $Q=50$ için üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri. Şekilde, kırmızı çizgi Q paneli, mavi ise yapay veriyi göstermektedir.

Şekil 2.12' de $Q=60$ ve 3. ara yüzey (750 ms) için üretilen panel ve yapay verinin farklı kayma değerlerindeki durumu görülmektedir. Q panel ile yapay veri arasında en iyi uyum 3. kayma adımında elde dilmiş olup, bu kayma adımında hesaplanan ilişki katsayısı değeri 0.9997' dir. En az uyum ise 1. kayma da olup, ilişki katsayısı 0.6409 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 2.12 : Üç tabakalı Q modelinde üçüncü tabaka ara yüzey (750 ms) ve $Q=60$ üretilen paneller ile yapay yansıma dalgacığının farklı kayma indislerindeki ilişki katsayısı değerleri. Şekilde kırmızı çizgi Q paneli; mavi ise yapay veriyi temsil etmektedir.

Farklı Q değerleri için üretilen paneller ile yapay sismogramın yukarıda belirtilen seviyeler için ara Q değerlerinden (30, 50 ve 60), elde edilen etkin Q değerlerinden oluşturulan paneller yapay veriler ile kıyaslanmış ve her Q değeri için en büyük ilişki katsayısı değerleri sırasıyla 1.0000, 0.9971 ve 0.9997 olarak hesaplanmış ve bu değerlere karşılık gelen Q değerleri tabakayı temsil eden etkin Q değeri olarak atanmıştır.

Yapay veri ile Q paneli arasındaki kıyaslama işlemi için uygulanan ilişki katsayısı yöntemine ek olarak L_1 normu da test edilmiştir. L_1 normu gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki farkların mutlak değerinin toplamı olarak tanımlanmakta ve

$$e = d^{gözlenen} - d^{hesaplanan}, \quad (2.36)$$

$$L_1 = \sum_{i=1}^n |e_i|, \quad (2.37)$$

bağıntısı ile temsil edilmektedir. L_1 normu değerinin 0 olması iki değişken arasındaki tam uyumu göstermektedir.

Çizlege 2.1 'de üç tabakalı Q modeli için verilen ara Q değerleri, bu değerlerden hesaplanan etkin Q ve tabakaları temsil eden Q_{son} değerleri ile, oluşturulan Q panel ile yapay veri arasındaki kıyaslama işleminde kullanılan ilişki katsayısı, L_1 norm yöntemlerinin sonuçları görülmektedir.

Çizelge 2.1 : Üç tabakalı Q modelinde verilen Q^a değerleri kullanılarak elde edilen Q_e değerleri. Elde edilen Q^e değerleri ile oluşturulan yapay veri üzerinde Q^e panelleri ile tabakaları temsil eden Q_{son} değerlerinin hesaplanması. Q^e ve dalgacık modelleme yöntemi ile hesaplanan Q_{son} değerleri arasında elde edilen hata oranları

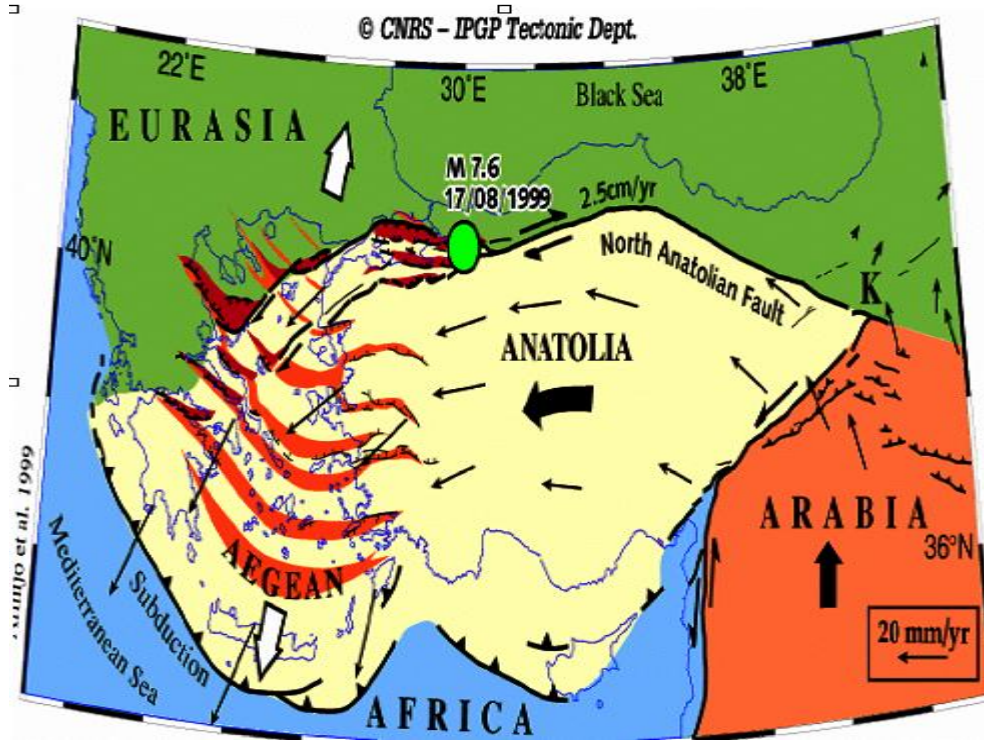
Arayüzey	t(ms)	Q^a	Q^e	Q_{son}	İlişki Katsayısı	L_1 Norm	% Hata
1	300	30	30	30	1.0000	0.00	0
2	500	50	35.71	40	0.9971	0.111	12
3	750	60	41.28	40	0.9997	0.034	3.1

3. YÖNTEMİN İZMİT KÖRFEZİ SİSMİK YANSIMA VERİSİNE UYGULANMASI

3.1 Türkiye'nin Tektonik Özellikleri

Türkiye önemli bir deprem kuşağı olan Alp-Himalaya kuşağı içerisinde yer almakta ve bu kuşağın karakteristik tektonik özelliklerini de bünyesinde taşımaktadır. Şekil 3.1' de Türkiye ve yakın çevresinin tektonik haritası görülmektedir. Türkiye' de neotektonik devre, Bitlis kent kuşağı boyunca Anadolu-Arap kıtası çarpışması ile başlamıştır. Doğu Anadolu ve Batı İran boylamlarında Avrasya ile Arap kıtası arasında son okyonus litosferinin de kaybolması ile sonuçlanan orta Miyosen yaşlı bu çarpışma ile birlikte normal kalınlıktaki kıtasal litosfer, okyanusal litosfer gibi rahatlıkla dalamayacağından, Arap kıtası-Avrasya yaklaşması Türk-İran platosu sınırları içerisinde kıta kabuğunun yamulması ile karşılanmaya başlamıştır. Çarpışma cephesinin (Bitlis-Zagros hattı) ard ülkesindeki kıta kabuğu (Doğu Anadolu' ada yayları/ filiş ve melan kamalarından oluşan birikim karmaşığı) yaklaşmayı kısıtlı kalınlaşarak (kıvrım ve bindirme tektoniğı) karşılamış, ancak gittikçe artan kabuk kalınlığı ve buna paralel olarak yükselen litostatik basınç bu tür yamulmayı giderek güçleştirmiştir. Nihayet, Orta ve Batı Anadolu' yu kapsayan bir Anadolu levhası, meydana gelen Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca Doğu Anadolu sıkışma bölgesinden batıya kolaylıkla dalabilen Doğu Akdeniz litosferinin üzerine itilmeye başlamıştır. Saroz Körfezinin hemen batısında Kuzey Anadolu transform fayının güneybatı-kuzeydoğu doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi, Anadolu levhasının batıya hareketine engel olduğundan tüm Ege ve Batı Anadolu' da doğu-batı yönlü bir sıkışma rejimi ortaya çıkmıştır. Bu doğu-batı sıkışmanın kuzey-güney yönlü bir gerilme ile karşılanması sonucunda Ege Graben sistemi oluşmuştur. Burada Tortonyen' den beri gelişmiş %50 oranındaki kuzey-güney gerilme etkisi, gittikçe azalmakta ve doğuda, Kuzey ve Doğu Anadolu transform faylarının birleştikleri Karlıova eklemine kadar devam etmektedir. Konya ve Tuz Gölü ovaları gibi geniş genç havzaların oluşumu bu gerilmeye bağlanabilir. Ancak, Orta Anadolu' daki gerilme

geometrisi, Anadolu levhasının batıya hareketinin sonuçlarından biri olan Isparta açısının etkisiyle karmaşık bir manzara sunar. Gerek bu karmaşıklık ve gerekse Orta Anadolu’ da doğrusal gerilme hızının Ege’ ye oranla daha düşük olması, buradaki gerilme yamulmasının yanal atımlı fay sistemleri ile gerçekleşmesi sonucunu ortaya çıkarmıştır. Böylece Türkiye’ nin neotektoniği batı’ da Ege Graben sistemi, ortada ova rejimi ve doğu da Türk-İran platosunun batı-kuzeybatı kesimini oluşturan Doğu Anadolu sıkışma rejimi olarak üç ana neotektonik bölgeye bölünebilir. Trakya ve Adana/Kilikya havzaları ile Karadeniz kıyı bölgeleri (yani Kuzey Anadolu transformunun kuzeyinde kalan bölgeler) bu rejimler dışında yan neotektonik bölgeler oluştururlar, fakat kökensel olarak bunlar da Anadolu-Arap kıtası çarpışmasının eserleridir (Şengör, 1985)



Şekil 3.1 : Türkiye ve yakın çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Armijo ve diğ., 1999).

3.2 Marmara Bölgesinin Tektonik Özellikleri ve Yapılan Jeofizik Çalışmalar

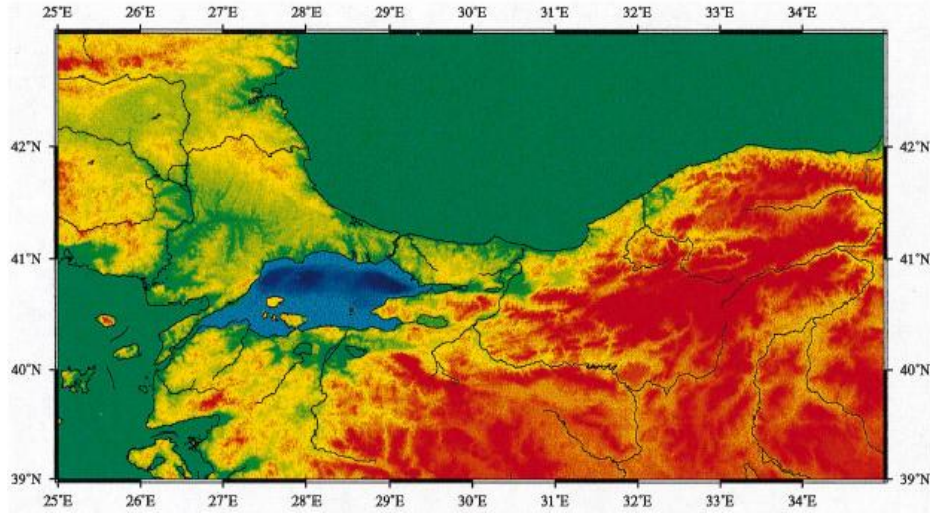
Marmara Bölgesi, Kuzey Anadolu Fayı’ nın (KAF) batı ucunda yer alan aktif tektonik bir zondur. Bölge KAF’ ın doğrultu atımlı hareketinin ve Güneybatı Anadolu’ nun açılma rejiminin etkisi altındadır. Bu nedenle Marmara Bölgesi karmaşık tektonik bir yapıya sahiptir.

3.2.1 Marmara bölgesinin tektonik özellikleri

Aktif bir deprem kuşağı olan Alp-Himalaya kuşağı üzerinde yer alan Anadolu levhası, Avrasya levhası ile Arap ve Afrika levhalarının çarpışmasıyla karakterize edilmektedir (Barış ve diğ., 2005). Çarpışma ilk Miyosen boyunca başlamış ve Anadolu levhasının kısalmasına, kalınlaşmasına ve yükselmesine sebep olmuştur. Arap-Afrika ve Avrasya levhaları arasında gerçekleşen kıta kıta çarpışması sonucu Anadolu levhası, batıya doğru hareket etmektedir. Bu hareket esnasında Anadolu levhası içinde kırılma ve faylanmalar gelişmiştir. Marmara Bölgesi'nin üzerinde bulunduğu KAF'ın oluşumu bu neotektonik döneme rastlamaktadır.

Yaklaşık 1500 km uzunluğundaki KAF, doğrultu atımlı, sağ yönlü ve sismik olarak aktif bir faydır. KAF ilk olarak Miyosen sonları ve Pliyosen başlarında aktif hale gelmiştir. Fay, doğuda Güney Anadolu Fayı ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşim noktasından başlamakta, Marmara Denizi'ni geçerek batıda Ege Denizi'ne kadar devam etmektedir (Barış ve diğ., 2005). KAF'ın batı ucundaki Marmara bölgesi, doğuda, doğrultu atımlı rejim ve batıda genişleme rejimi arasında bir geçiş bölgesi olarak tanımlanmaktadır. KAF, Marmara Denizi'nde kuzey ve güney kol olmak üzere ikiye ayrılmaktadır (Cormier ve diğ., 2006, Armijo ve diğ., 2007). Şekil 3.2' de Marmara Bölgesi'nin topografik haritası görülmektedir.

KAF'ın kuzey kolu, üç küçük çek-ayır havza serisi olan İzmit ve Karamürsel havzalarını geçerek Marmara Denizi'nin kuzey kenarına dalmaktadır.. Kuzey kolun deniz altındaki parçası üç büyük çek-ayır sistemden oluşmaktadır. Daha sonra fay, Saroz Körfezinin güney sınırına kadar devam etmektedir. Fayın güney kolu ise, Bursa ve Manyas-Karacabey havzaları arasında devam etmekte, Gönen ve Pazarköyü geçerek Biga Yarımadası'nı kesmekte ve Edremit Körfezi'nde Ege Denizi'ne girmektedir (Gülbüz ve diğ., 2000).

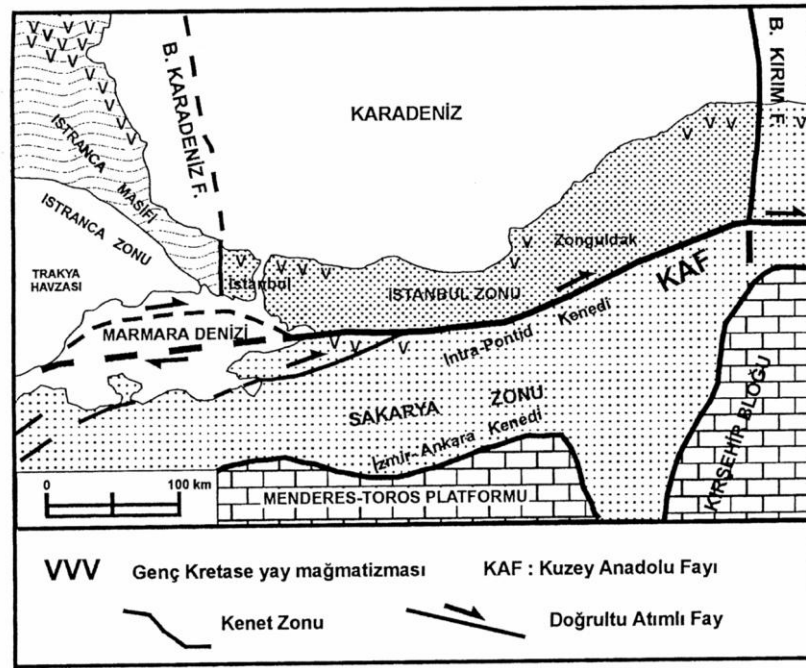


Şekil 3.2 : Marmara Bölgesi' nin topografik haritası (Gürbüz ve diğ.,2000).

3.2.2 Marmara bölgesinin genel jeolojisi

Marmara Bölgesi, paleotektonik döneme ait üç bölgeye ayrılmaktadır. Pontidler, Sakarya Kıtası ve İntra Pontid kent kuşağı. Şekil 3.3' de Marmara denizi ve çevresinde yer alan kent kuşakları görülmektedir.

Pontidler, İntra-Pontid kent kuşağının kuzeyinde yer almakta ve kendi içinde Istranca Masifi, İstanbul Paleozoyik istifi ve Armutlu-Almacık metamorfikleri olmak üzere üçe ayrılmaktadır. Bu kıta parçası Paleozoyik yaşlı metamorfik ve metamorfik olmayan kayaçlar ve Senozoyik yaşlı çökel ve volkanik istiflerden oluşmaktadır. Sakarya kıtası, güneyde İzmir-Ankara kent kuşağı ile İntra-Pontid kent kuşağı arasında yer almaktadır. Temelde yer alan metamorfik olmayan Paleozoyik yaşlı birimler, Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerle örtülmüştür (Yılmaz, 1997). İntra-Pontid kent kuşağı Sakarya kıtası ile Pontidler arasında yer almaktadır.



Şekil 3.3: Marmara Denizi ve çevresinde yer alan kent kuşakları ve Kuzey Anadolu Fayı (Görür, 1996).

3.2.3 Marmara bölgesinde yapılan jeofizik çalışmalar

Marmara Bölgesi, KAF' ın doğrultu atımlı hareketinin ve Güneybatı Anadolu' nun açılma rejiminin etkisi altında olduğundan dolayı oldukça karmaşık tektonik bir yapıya sahiptir. Bölgenin bu karmaşık tektonik ve jeolojik yapısının daha iyi anlaşılabilmesi için çeşitli jeolojik ve jeofizik ölçümler yapılmıştır. Sismoloji, sismik, GPS ve gravite gibi ölçümler bölgenin aktif faylar ile ilgili sığ yapıların anlaşılabilmesi için sıkça kullanılmıştır (Barış ve diğ., 2005)

GPS (The Global Positioning System) verileri: Levha hareketlerine ve deformasyonuna etki eden kuvvetleri belirlemek amacı ile GPS çalışmalarından faydalanılmaktadır. Bu amaçla, Reilinger ve diğ., (1997), McClusky ve diğ., (2000), Meade ve diğ., (2000), Ayhan ve diğ., (2002) bölgede GPS çalışmaları yapmışlardır. Çalışmaların sonucunda, KAF' ın kuzey kolunun orta ve güney kola oranla daha aktif olduğu belirlenmiştir ve KAF' ın ortalama kayma hızı 20 mm/yıl olarak hesaplanmıştır

Gravite ve manyetik ve sismik veriler: Ateş ve diğ., (2001) tarafından sismik, gravite ve manyetik, Adatepe ve diğ., (2002), tarafından sismik ve gravite, Okay ve diğ., (2000), Alper ve Yaltırak, (2002) ve Barış ve diğ., (2005) tarafından sismik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, Miyosen-Pliyosen çökel dizileri için düşük gravite ve sismik hız değerleri, deformasyonun etkisi ile yükselen bölgeler

için yüksek gravite ve sismik hız değerleri bulunmuştur. Marmara Denzinin orta bölümünün oldukça deformasyona uğramış bir zon olduğunu belirlenmiştir. Ayrıca, manyetik ve gravite profilleri, Gölcük civarında keskin bir negatif anomali değeri göstermiştir. Bu negatif anomali, normal bir bileşen ile KAF' ın çatallaşmasının göstergesi olabilir. İzmit Körfezinde ise benzer bir profil gözlenmektedir. Marmara denzinin güney kıyısının 20-25 km uzağında da negatif bir anomali değeri gözlenmektedir. Bu negatif anomali Marmara Denzinde KAF' ın batı uzaması ile ilişkilidir. Düşük yoğunluklu çökel birimler negatif gravite anomalilerin sebebi olabilir.

Sismolojik veriler: Marmara Bölgesi KAF' ın etkisi nedeni ile sismik olarak aktif bir bölgedir. Güçlü tarihsel depremler ($M > 7$) ve sismik boşlukların varlığı bölgenin yüksek sismik risk etkisi altında olduğunu göstermektedir. Bölgede, Toksöz ve diğ., (1979), Ambraseys ve diğ., (1991), Gürbüz ve diğ., (2000) tarafından sismolojik çalışmalar yapılmıştır. Çalışmalar sonucunda, episantr dağılımının Marmara Denzinin kuzeyinde çek-ayır sistem boyunca bir aktivite gösterdiği bulunmuştur. KAF' ın kuzey kolu boyunca sismik aktivite oldukça doğrusaldır fakat Marmara Denzinin güneyinde Bursa ve İzmit kollarında azalmaktadır. Mikrosismik gerilim, makaslama rejim ile uyum sağlamaktadır.

3.3 İzmit Körfezi Tektoniği ve Yapılan Jeofizik Çalışmalar

İzmit Körfezi, uzunluğu yaklaşık 50 km, genişliği ise yerden yere değişmektedir. En geniş yeri yaklaşık 10 km, en dar yeri 2 km, uzun eksenı Doğu-Batı doğrultulu olan bir elips şeklindedir. Bölge $40^{\circ} 41'$ ve $40^{\circ} 48'$ enlemleri ile $29^{\circ} 20'$ ve $29^{\circ} 57'$ boylamları arasında yer almaktadır.

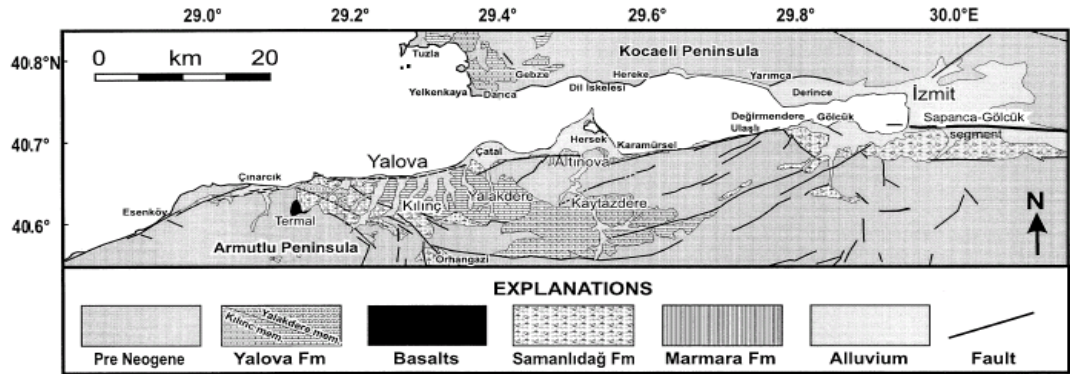
3.3.1 İzmit körfezinin tektonik özellikleri

KAF, Türkiye boyunca doğu-batı yönünde uzanan, önemli bir kıtasal transform faydır. KAF' ın kuzey kolu doğu'da İzmit Körfezi' ne girmektedir (Çağatay ve diğ., 2004; Cormier ve diğ., 2006). İzmit Körfezi; doğuda, KAF' ın doğrusal doğrultu atımlı rejimi ile batıda, Marmara Denizi' nin çek-ayır havzası arasında bir geçiş bölgesidir. Bölge, KAF' ın kuzey kolu tarafından kontrol edilen negatif çiçek yapısı göstermektedir. Geç Pliyosende, KAF, ana fay olarak Marmara Denizi' ne ulaşmıştır. Sağ taraflı makasla rejimi altında ana fay civarında küçük ölçekli faylar gelişmiştir (Alpar ve Yaltırak, 2002). İzmit Körfezi; batı, merkez ve doğu olmak üzere üç

havzadan meydana gelmektedir. Her havza 10-20 km uzunluğunda, 5-9 km genişliğinde ve 40-210 m derinliğindedir. Havzalar iki sıg eşik ile birbirlerinden ayrılmışlardır (Cormier ve diğ., 2006). Körfezde iki ayrı fay grubu bulunmaktadır (Kuşçu ve diğ., 2002). Bunlardan biri, aktif olmayan fakat körfezin havzalarını bir çek-ayır sistemi ile geliştirmiş olan faylardır. Bu sistem, daha sonra doğu-batı yönünde gelişmiş olan bir diğ er fay tarafından kesilerek körfeze bugünkü tektonik yapısını kazandırmıştır.

3.3.2 İzmit körfezinin genel jeolojisi

Şekil 3.4’ te İzmit Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası görülmektedir. Kuzeyde ve güneyde Neojen öncesi birimler daha yaygın olarak gözlenmektedir. Yalova formasyonu bölgenin güneyinde dağılım göstermektedir. Bazaltik kayalar ise sadece Termal civarında gözlemlenmiştir. Samanlıdağ formasyonu ise Gölcük, Değirmendere ve İzmit’ in güneyinde yer almakta, bunun üst kısmında ise alüvyon çökelleri yer almaktadır. Marmara Formasyonuna bölgede çok az noktada rastlanmaktadır. Kocaeli yarımadasının temel jeolojisi paleotektonik dönem yapısı olan İstanbul zonuna denk gelmektedir (Okay ve Görür, 1995) Kocaeli yarımadasının güney sınırı ise aynı zamanda paleotektonizmada İntra-Pontid kent zonuna karşılık gelen KAF zonu tarafından belirlenmiştir.



Şekil 3.4 : İzmit Körfezi ve çevresinin jeoloji haritası (Alpar ve Yaltırak, 2002).

Armutlu Yarımadası’ nda Yalova güneyindeki bazı yükseltiler dışında Samanlı dağları kütsel bir yükselim gösterir. Yüksek bölgeler Neojen öncesi temel kayalardan oluşmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1995). Orta batı kesimine rastlayan Yalova-Yalakdere yöresinde Geç Miyosen- Erken Pliyosen yaşlı çökeller Yalova Formasyonuna rastlanmaktadır. Yalova Formasyonu Kılınç ve Yalakdere olmak üzere iki ana birimden oluşur. Kılınç Formasyonu, yaklaşık 200 m kalınlığında Geç-

Miyosen-Erken Pliyosen yaşı bir birimdir (Emre ve diğ., 1998). Kiltası, silt, kum, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşından oluşmaktadır. Yalacdere Formasyonu ise yaklaşık 200m kalınlığında ve içerdđi birimlerden dolayı Erken Pliyosen yaşıdır. Kum, silt ardalanmalı kiltası ile kireçtaşı ve karbonatlı kumtaşlarından oluşur.

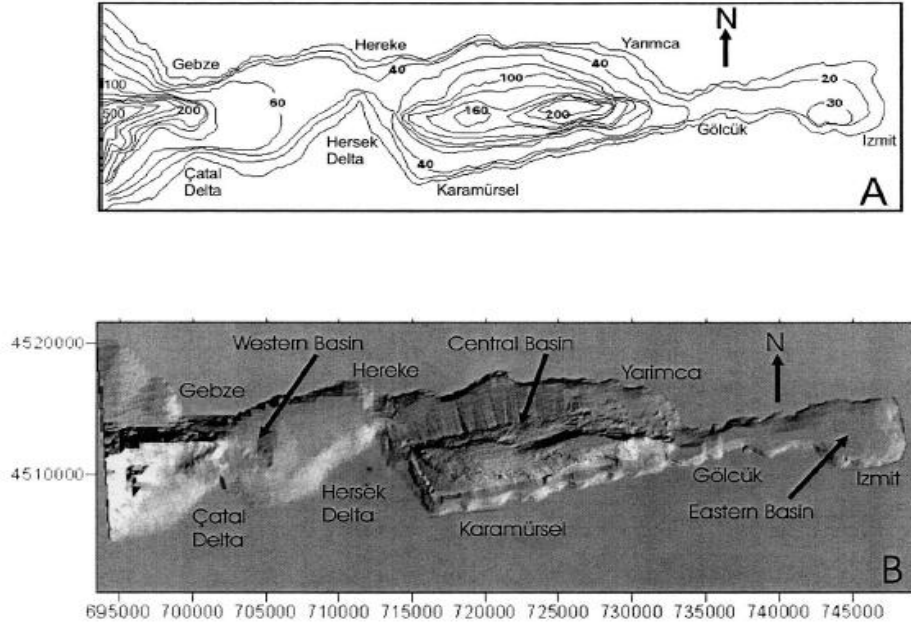
Yalova Formasyonun üzerinde, kuzeyden ve güneyden KAF tarafından sınırlandırılmış olan Samanlıdağları üzerindeki eski alüvyonlardan oluşan Samanlıdağ Formasyonu yer alır. Bu formasyon Geç Pliyosen yaşıdır. Samanlıdağ Formasyonunun üzerinde ise Marmara Formasyonu yer alır. Yaklaşık 2-80 m kalınlığa sahiptir. Kum, çakıl ve silt birimlerinden oluşmakta ve Geç Pliyostesen yaşıdır (Emre ve diğ., 1998). Alüvyal çökeller ise, Hersek, Çatal ve Gölcük kıyı şeridini örten en önemli alüvyal yelpazedir. Silt ve kilden oluşmuştur. Kocaeli yarımadasında İzmit ve Derince arasında geniş bir yayılım göstermektedir.

3.3.3 İzmit körfezinde yapılan jeofizik çalışmalar

Batimetri: İzmit Körfezi' nin morfotektonik özelliklerinin belirlenmesi için multi-beam verileri kullanılarak hazırlanan batimetri haritalarından yararlanılmaktadır. Bölgede, Gökaşan ve diğ., (2001); Çağatay ve diğ., (2004), Cormier ve diğ., (2006), batimetri çalışmaları yapmışlardır. Şekil 3.5' te İzmit Körfezi' nin batimetri haritası görölmektedir. Yapılan batimetri çalışmaları sonucunda, İzmit Körfezi' nin üç havzadan meydana geldiği belirlenmiştir (Cormier ve diğ., 2006). Körfezde gözlenen en önemli morfolojik özellikler; şelfler, kıtasal kaymalar ve iki sırtla birbirinden ayrılan, doğu, merkez ve batı havzalarıdır.

Doğu (Gölcük) havzası en sığ olan havzadır. Değirmendere-Tütünçiftlik hattının doğusunda yer almaktadır. Yaklaşık 40 m derinliğinde ve 6 km uzunluğundadır. Derinlik batıdan doğuya doğru gidildikçe azalır. Merkez (Karamürsel) havzası Gölcük-Yarımca ve Hersek deltalarının arasında yer alır. Elips şeklindeki bu havza, doğu havzasına göre daha geniştir ve daha derindir. Derinliği yaklaşık 200 m dir. Batı havzası ise, dar bir doğu-batı kanyon yoluyla 1200 m derinlikli Çınarcık havzası ile batıya bağlanır. KAF' ın izi kanyonun güney duvarını izlemektedir. Bu üç havzayı birbirinden ayıran iki eşik bulunmaktadır. Doğu ve Merkez havzaları arasındaki eşik, Derince ve Gölcük arasında gözlenmektedir. Derinliği yaklaşık 30 m

dir. İkinci eşik ise Hersek ve Hereke arasında olup derinliği yaklaşık 60 m dir.



Şekil 3.5 : İzmit Körfezi' nin batimetri haritası (Göktaşan ve diğ., 2001).

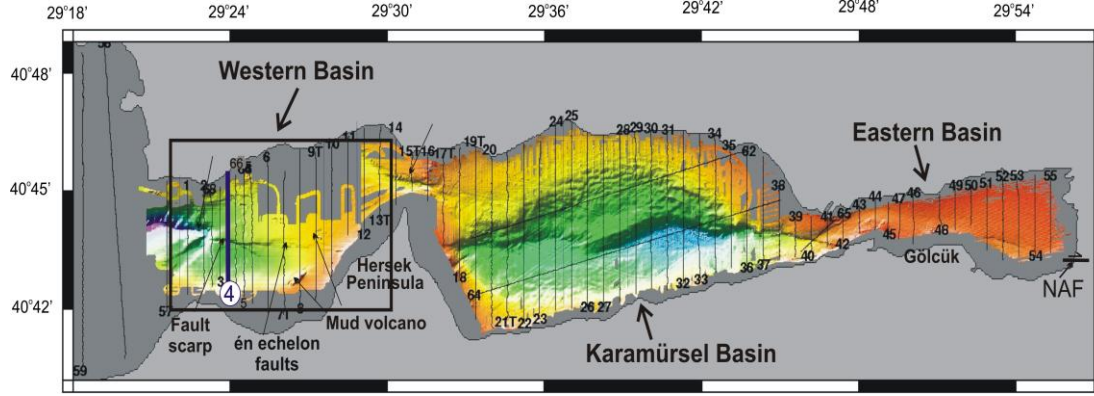
Sismik veriler: Bölgede, Göktaşan ve diğ., (2001), Alpar ve Yaltırak (2002), Kuşçu ve diğ., (2002), Kurt ve Yücesoy, (2006) sismik çalışmalar yapmışlardır. Yapılan çalışmalar sonucunda körfezde iki fay grubu belirlenmiştir. Bunlardan biri aktif olmayan fakat körfezin havzalarını bir çek-ayır sistemi ile geliştirmiş olan faylardır. Diğeri ise, bu sistemi kesen doğu-batı yönünde gelişmiş olan faydır.

Sismolojik veriler: Karabulut ve diğ., (2002), tarafından 1999 İzmit depreminden sonra yapılan çalışmada, üç aktivite kümesi gözlemlenmiştir. Bu kümelerden biri, Marmara denizinin doğusuna uzanmaktadır. Buradaki sismik aktivite, ana kırığın fay düzlemini özetlemekte ve Hersek Yarımadası' nın 35 km arkasında son bulmaktadır. Bir diğeri aktivite kümesi Armutlu Yarımadası' nda; üçüncü küme ise Tuzla Yarımadası' nın birkaç kilometre güneybatısında yer almaktadır. Odak mekanizması çözümleri, İzmit kırığının ana kolu boyunca doğrultu atımlı ve normal faylanma olduğunu göstermektedir. Bu iki farklı mekanizma, bölgede, kayma ayırmasının varlığını göstermektedir.

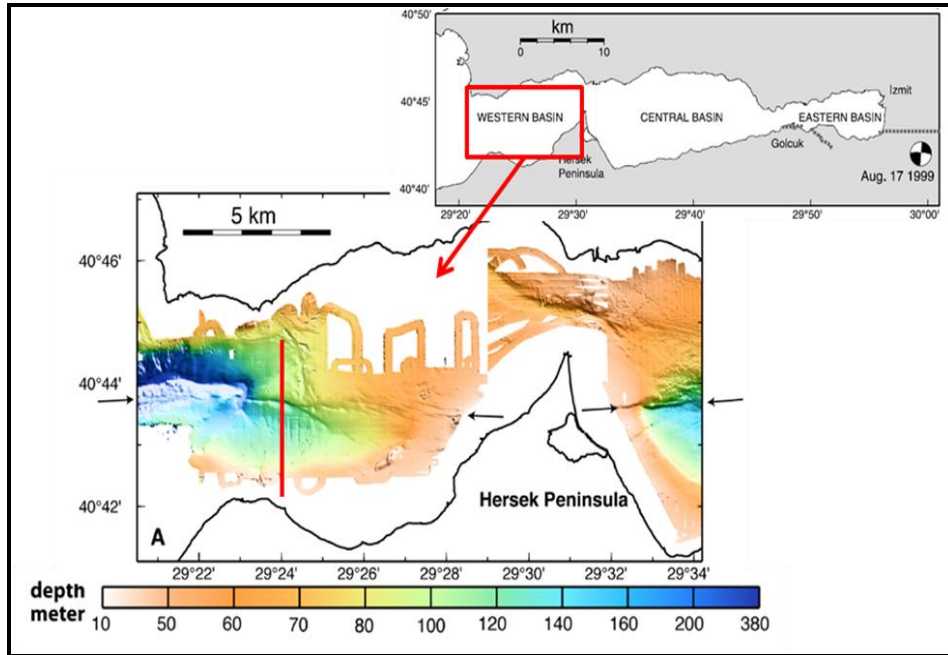
3.4 Çalışma Alanı ve Kullanılan Sismik Verinin Özellikleri

Bu çalışmada, 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında MTA Sismik-I gemisi tarafından İzmit Körfezi' nde toplanmış (Şekil 3.6) çok kanallı sismik yansıma verileri

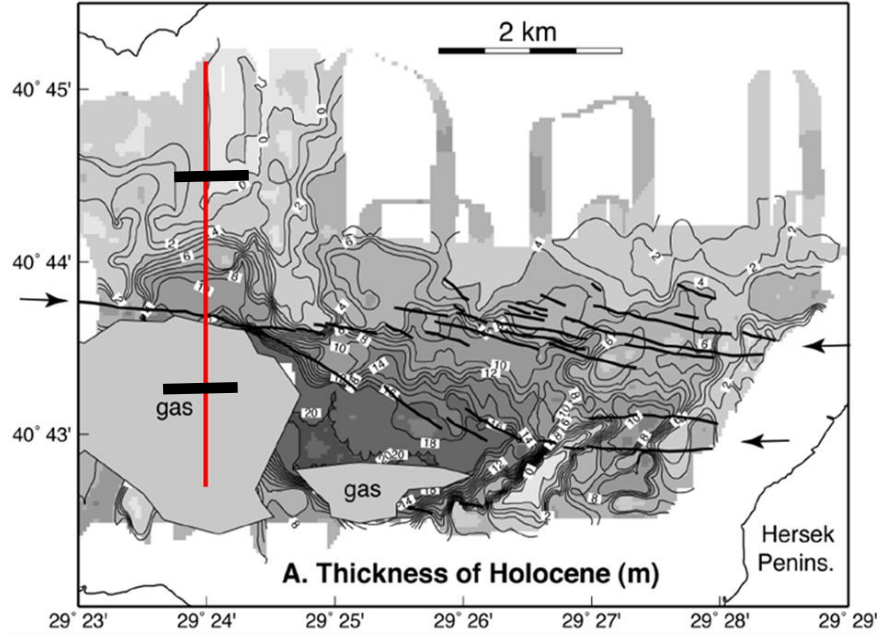
kullanılarak (Şengör ve diğ. 1999) körfezin batı havzasında (Darıca Havzası) anelastik soğurulma kestirimi yapılmıştır. Kullanılan deniz sismik verisinin atış aralığı 6.25, atış-alıcı uzaklığı 12.5 m., örnekleme aralığı 1 ms. ve kayıt uzunluğu 1356 ms. dir. Şekil 3.7 ve Şekil 3.8’ da kutu içerisine alınmış bölge çalışma alanını belirtmektedir.



Şekil 3.6 : MTA Sismik-I gemisi tarafından İzmit Körfezi’ nde toplanmış hatlar (Kurt ve Yücesoy.,2006’ dan değiştirilerek alınmıştır.). Siyah kutu içerisine alınmış alan çalışma bölgesini göstermektedir. 4 numaralı sismik hat Q kestiriminde kullanılmıştır.



Şekil 3.7 : İzmit Körfezi Batı Havzasının Batimetri Haritası (Cormier ve diğ., 2006) ve Q kestirimi yapılan sismik hat (kırmızı).



Şekil 3.8 : İzmit Körfezi Batı Havzası’ nda Holocene örtüsünün kalınlığı ve bölgede yüksek gaz içeren çökellerin varlığı (Cormier ve diğ.,2006). Oklar Kuzey Anadolu Fayı’ nı (KAF), kırmızı çizgi 4 numaralı sismik hattı ve üzerindeki siyah yatay çizgiler Q kestirimi yapılan bölgeyi temsil etmektedir.

3.5 Yöntemin Sismik Veriye Uygulanması

Bu çalışmada bölüm 2 de bahsedilen sabit Q yaklaşımı (Kjartansson, 1979) ve dalgacık modelleme yöntemi (Jannsen ve diğ., 1985) kullanılarak Q kestirimi yapılmıştır. Jannsen ve diğ., (1985) sığ deniz çökellerinde küçük geliş açısına sahip yansımaları kullanarak dört farklı yöntem ile Q kestirimi yapmışlar ve yöntemler içerisinde dalgacık modelleme yönteminin düşük sinyal/gürültü oranlarında da iyi çalıştığını belirtmişlerdir. Bu nedenle bu çalışmada dalgacık modelleme yöntemi tercih edilmiştir. Yöntem İzmit Körfezi batı havzasında yer alan 4 numaralı sismik hatta uygulanmış ve ilk sonuçlar elde edilmiştir. Yöntemin sismik veriye uygulanması aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

- Yansıma seviyelerinin belirlenmesi için tek kanallı sismik yansıma kesitleri oluşturulur,
- Q kestiriminde kullanılacak atış verisinin ilk 10 kanalı içinde (küçük açılı yansıma), yansıma seviyelerinin en iyi izlendiği sismik iz seçilir,
- Seçilen sismik izin deniz tabanı yansıması kaynak dalgacığı olarak alınır,

- Sismik iz üzerindeki yansıma seviyeleri dikkate alınarak, tabakaları temsil eden dalgacıkların başlangıç ve bitiş zamanları belirlenir,
- Seçilen izin genlik spektrumu incelenerek baskın frekans belirlenir ve sabit Q yaklaşımında tanımlı olan referans frekansı olarak kullanılır,
- Sismik iz üzerinden belirlenen yansıma zamanları kullanılarak değerleri belirli bir aralıkta ($Q=10-200$) ve belirli bir artımla ($\Delta Q=10$) değişen ve etkin Q değerlerini dikkate alarak hesaplanan Q operatörleri üretilir ve kaynak dalgacığı ile evriştirilerek (deniz tabanı yansıması) soğurulmaya uğratılmış yapay sismogramların oluşturduğu Q paneli elde edilir,
- Belirlenen herbir yansıma seviyesi için farklı Q değerlerine sahip yapay dalgacıklar, aynı seviyeyi temsil eden gerçek dalgacık üzerinde örnekleme aralığı kadar kaydırılarak herbir kaymadaki ilişki katsayısı hesaplanır ve en büyük değeri seçilir,
- Belirlenen en büyük ilişki katsayısı değerleri kümesi içerisindeki en büyük ilişki katsayısı seçilerek ilgili yansıma seviyesini temsil eden dalgacığın, dolayısı ile de ilgili tabakanın etkin Q değeri olarak atanır,
- İlişki katsayısının 0.8 ve üstü olduğu değerlere karşı gelen etkin Q değerleri değerlendirmeye katılır ve tabakayı temsil eden Q değerleri olarak atanır. İlişki katsayısının 0.8' den küçük olduğu Q değerleri değerlendirmeye alınmaz,
- Çalışma sonunda elde edilen Q değerleri sismik kesit üzerine işlenerek yatay ve düşey yöndeki değişimi, incelenerek sonuçlar yorumlanır.

Yukarıda özetlenen işlem aşamaları kullanılarak elde edilen sonuçlar izleyen bölümde verilmiştir.

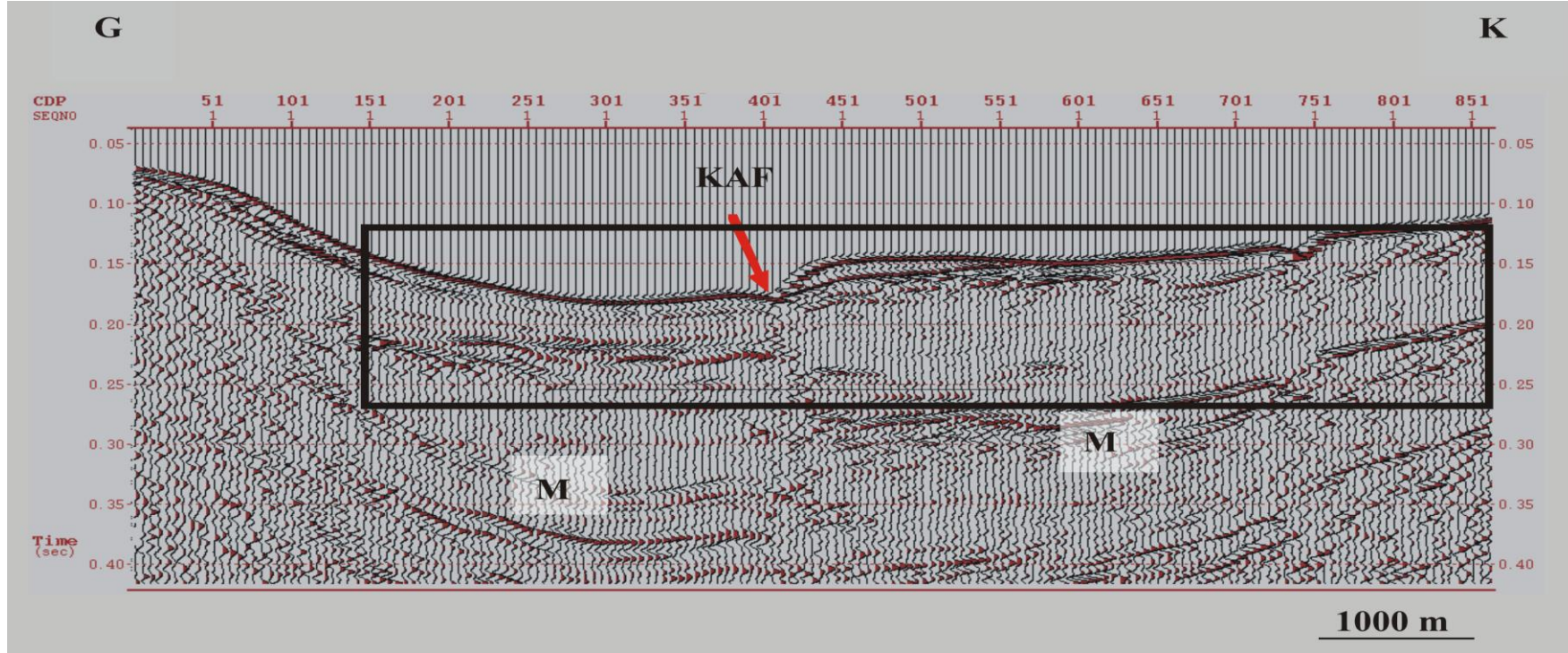
3.6 Sismik Veriden Kestirilen Etkin Q Değerleri

Sismik izden hesaplanan ara Q , litolojinin türü, sıvıya ya da gaza doygunluğunu belirlemek için kullanılabilir. Ara Q parametresi, kayacın sıvıya doygunluğuna ya da gözenek basıncındaki değişmelere sismik hızlardan daha duyarlı olan petrofiziksel bir parametredir (Winkler ve Nur, 1979). Bu çalışmada hedeflenen ise, ara Q değerlerini ve bu değerlere karşılık gelen litoloji türlerini belirlemek yerine, etkin Q

değerlerini kestirerek soğurulmanın göreceli değişimini sismik izlerden belirlemektedir.

Bu çalışmada sismik yansıma verileri kullanılarak İzmit Körfezi Batı (Darıca) Havzası'nda etkin Q parametresinin düşey ve yanal yönde değişintisi izlenmeye çalışılmıştır. Tabaka arayüzeylerini temsil eden yansıma seviyelerini belirlemek için önce tek kanallı sismik yansıma kesiti oluşturulmuştur (Şekil 3.9). Kesitin oluşturulmasında ve görüntülenmesinde Paradigm Geophysical Disco-Focus (5.0) veri işlem paketi kullanılmıştır. İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında yer alan 4 numaralı hat üzerinde, 10 atışta bir (62,5 m) seçilen yansıma seviyelerinde Q kestirimi yapılmıştır. Fay civarında Q kestirimi yapılan atış sayısı bire düşürülmüştür. İlgili sonuçlar Çizelge 3.1' de izlenmektedir. Sismik yansıma verisinden, etkin Q değerlerini dikkate alınarak hesaplanan Q operatörlerinin kaynak dalgacığı ile evriştirilmesi sonucu elde edilen ve soğurulmaya uğratılmış dalgacıklardan oluşan Q paneli ile aynı seviyeyi temsil eden gerçek dalgacıkların kıyaslanması amacı ile ilişki katsayısı yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntemde Q 'nun 100' den büyük değerlerinde ilişki katsayısı değerlerinin birbirine çok yakın değerler alması ve (Kaşlılar-Özcan, 2000) çözüm duyarlılığının azalması nedeni ile çalışmada 100' den büyük Q değerleri dikkate alınmamıştır.

Şekil 3.9' da İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasındaki 4 nolu hatta ait Q kestirimi sonuçları tek kanallı sismik yansıma kesitinde izlenmektedir. Şekil 3.10' da ise çalışma bölgesinde elde edilen etkin Q değerleri görülmektedir.



Şekil 3.9 : İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasındaki 4 numaralı hatta ait tek kanallı sismik yansıma kesiti (Disco/Focus 5.0). Yatay eksen atış numaralarını, düşey eksen ise zamanı (sn) belirtmektedir. Siyah çerçeve Q kestirimi yapılan bölgeyi belirtmektedir. M deniz tabanı tekrarlı yansımalarını, kırmızı ok ise Kuzey Anadolu Fayını (KAF) göstermektedir. Şekilde düşey abartama 3 olup, $V_p = 2000$ m/sn kabul edilerek hesaplanmıştır).

KAF civarında, özellikle kuzey kısmında (400-440 nolu atışlar arasında), düşük etkin Q değerleri elde edilmiştir. Elde edilen düşük etkin Q değerleri ($10 < Q < 30$), aktif Kuzey Anadolu Fay' ı ile ilişkilendirilebilir.

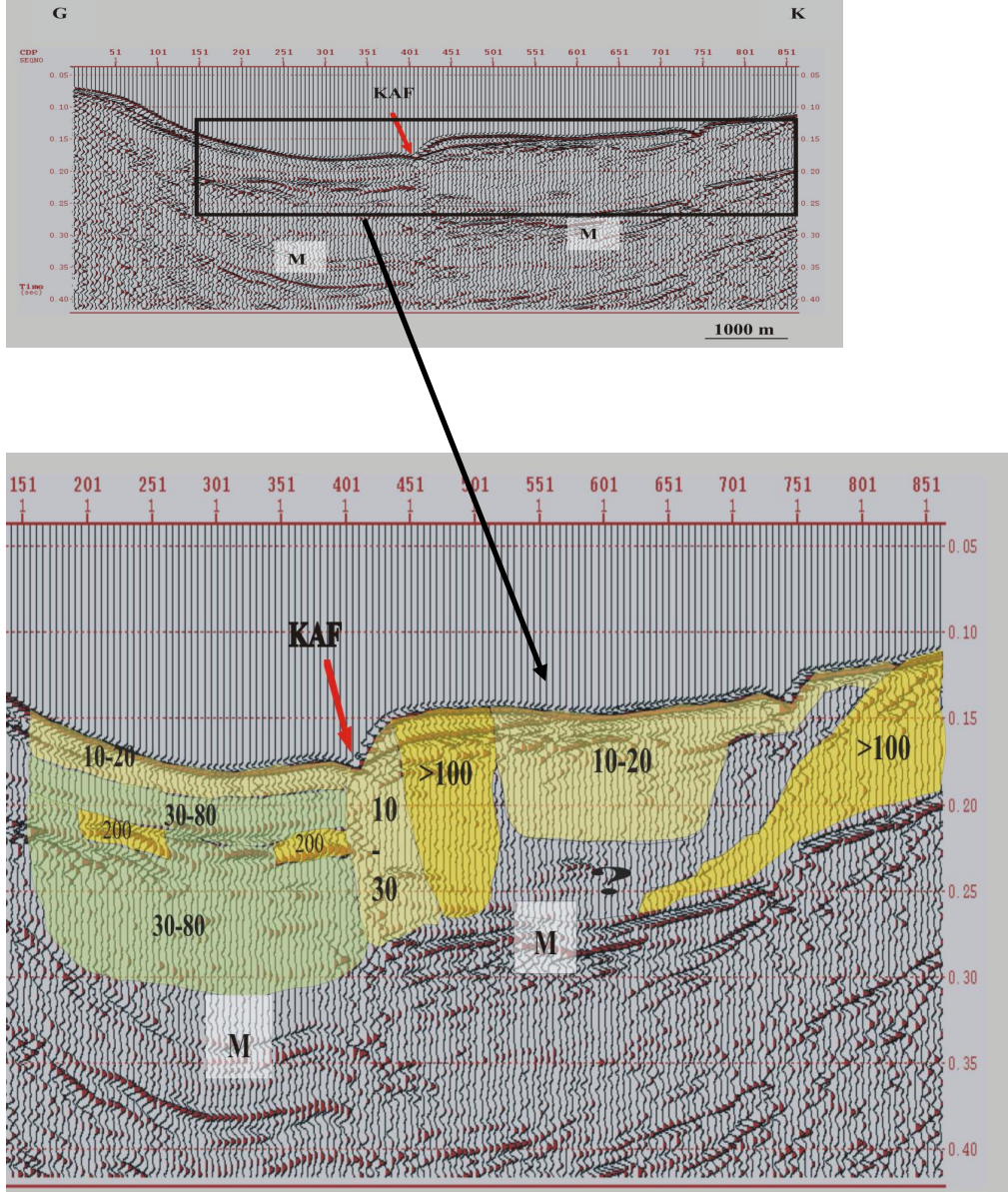
KAF' ın güney kısmında, yaklaşık 0.17 sn gidiş-geliş zamanının üzerinde (150-400 nolu atışlar arasında) yanal yönde izlenen düşük etkin Q değerleri ($10 < Q < 20$), deniz tabanına yakın seviyelerdeki gevşek sedimanlarla ilişkilendirilmektedir. Düşük Q değerlerinin elde edilmesinin nedeni, genç çökeller içerisindeki gözenekli yapılar ve içerisindeki sıvı ve/veya gaz akışıdır. Ayrıca bu seviyelerin deniz tabanına yakın en sığ kısımları Holosen yaşlı güncel denizel ve gölsel çökellerle ilişkilendirilebilir (Dolu ve diğ., 2007).

Ayrıca bu bölgeden elde edilen düşük etkin Q değerlerinin altında, yaklaşık 0.17 sn ve 3.0 sn gidiş- geliş zamanları arasında değerleri 30 ile 80 arasında değişen etkin Q değerleri gözlenmiştir. Bu bölge Pleistosen yaşlı iri taneli çakıllı çamurtaşı çökelleri ile ilişkilendirilebilir (Dolu ve diğ., 2007). Ayrıca bu bölgede yaklaşık 0.21-0.23 gidiş-geliş zamanları arasında etkin Q değerinin yüksek olduğu ($Q=200$) iki seviye gözlenmiştir. KAF' ın kuzey kısmında (400-430 numaralı atışlar arasında), düşük etkin Q değerlerinden sonra, 510 numaralı atışa kadar etkin Q değerinin yüksek olduğu ($Q>100$) bir bölge gözlenmektedir. 510 ve 700 nolu atışlar arasında (yaklaşık 0.22 sn gidiş geliş zamanı arasında), genç çökeller içerisindeki gözenekli yapılar ve içerisindeki sıvı ve/veya gaz akışı ile ilişkilendirilebilen düşük etkin Q değerlerinin ($10 < Q < 20$) elde edildiği bir bölge gözlenmiştir. Bu bölgenin altında ise seçilen atışlardaki sinyallerin kaliteli olmaması nedeni ile Q kestirimi yapılamamıştır.

Çizelge 3.1' de sismik yansıma verilerinden hesaplanan Q değerleri ve bu değerlere karşılık gelen atış ve zaman bilgileri görülmektedir.

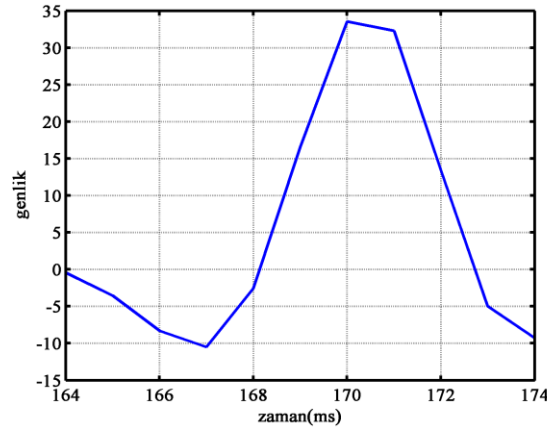
Çizelge 3.1: 4 nolu hatta ait sismik yansıma verilerinden hesaplanan Q değerleri ve bu değerlere karşılık gelen atış ve zaman bilgileri

Atış no	Zaman (sn)	Q değerleri
150-400	~ 0.17	$10 < Q < 20$
510-700	~ 0.22	$10 < Q < 20$
400-430	~ 0.27	$10 < Q < 30$
150-400	~ 0.30	$30 < Q < 80$
430-510	~ 0.27	$Q > 100$
625-869	$\sim 0.25-0.10$	$Q > 100$
200-250	$\sim 0.21-0.23$	$Q = 200$
350-400	$\sim 0.21-0.23$	$Q = 200$



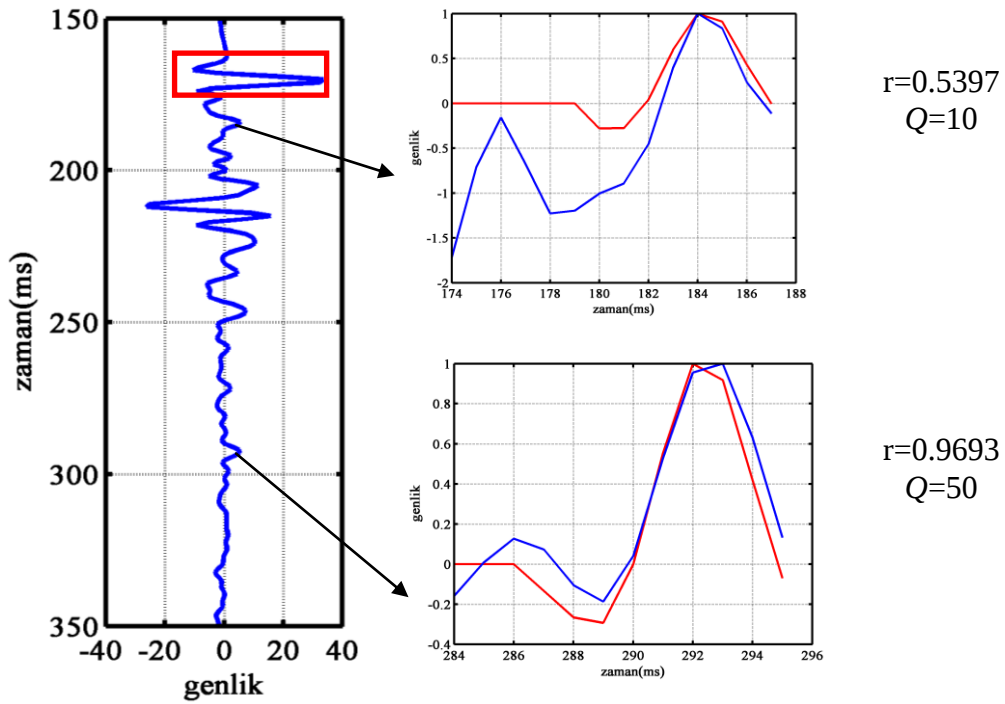
Şekil 3.10: Etkin Q değerlerinin 4 numaralı sismik hat üzerinde görüntülenmesi. Yatay eksen atış numaralarını, düşey eksen ise zamanı (sn) belirtmektedir.

Yöntemin sismik veriye uygulanması kısmında bahsedildiği üzere, Q paneli oluşturmak için, Q operatörleri ile evriştirilen referans dalgacığı olarak deniz tabanı yansıması kullanılmıştır. Yöntemin yapay veriye uygulanmasında, referans dalgacığı olarak minimum fazlı dalgacık alınırken, yöntemin gerçek veriye uygulanmasında kullanılan referans dalgacığının (deniz tabanı yansıması) minimum fazlı dalgacık olması zorunluğu yoktur. Şekil 3.11’ de 261 numaralı atışa ait referans dalgacığı (deniz tabanı yansıması) izlenmektedir. Şekil 3.11’ de 261 nolu atışa ait (atış no için bakınız Şekil 3.9) seçilen iki yansıma seviyesindeki dalgacıklar ile bu seviyeler için hesaplanan etkin Q ve ilişki katsayısı değerleri gösterilmiştir.



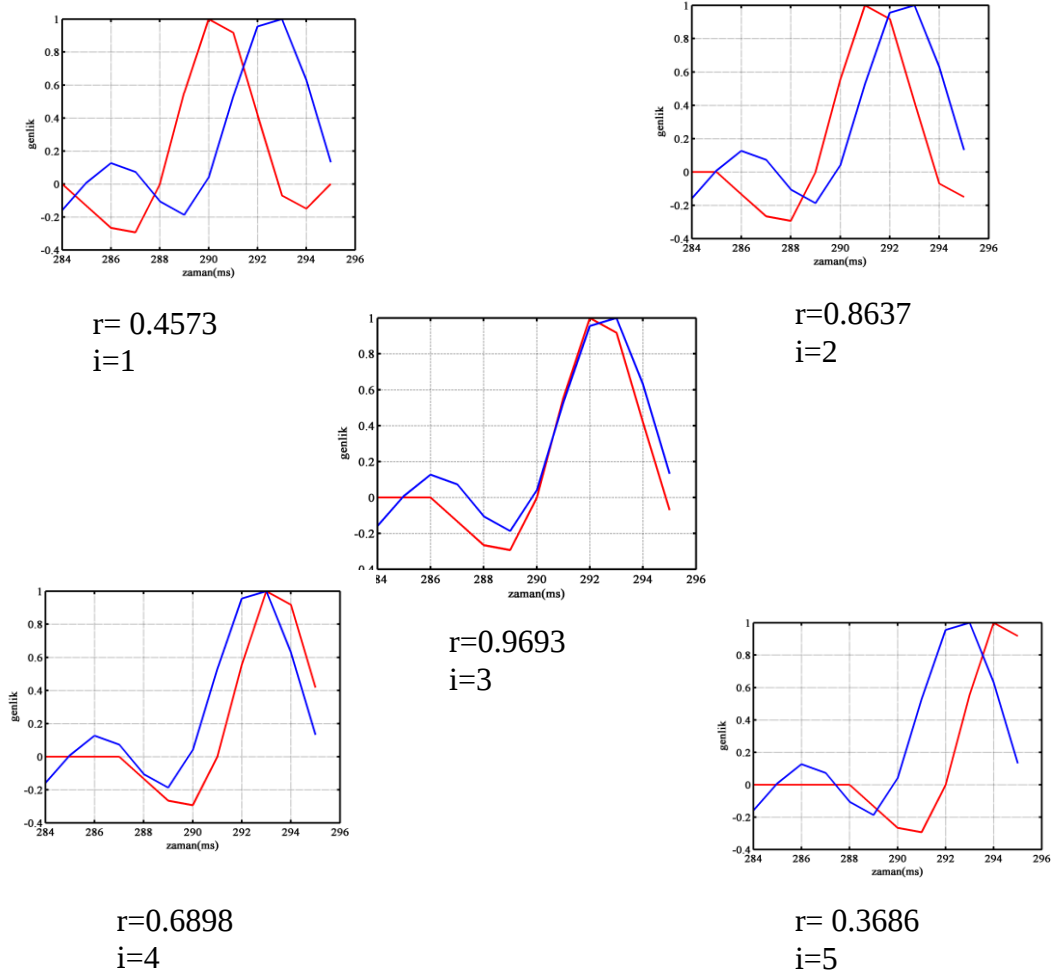
Şekil 3.11 : 261 numaralı atışa ait referans dalgacığı

Şekil 3.12’ de 261. atışa ait iz görülmektedir. Bu iz için biri iyi diğeri kötü kestirime örnek olacak iki örnek verilmiştir. Örnek verilen ilk seviyede Q panel ile gerçek dalgacık arasında iyi bir uyum olmayıp ilişki katsayısı 0.53 olarak hesaplanmıştır. İkinci seviyedeki ilişki katsayısı 0.96 ve Q değeri 50 olarak hesaplanmıştır.



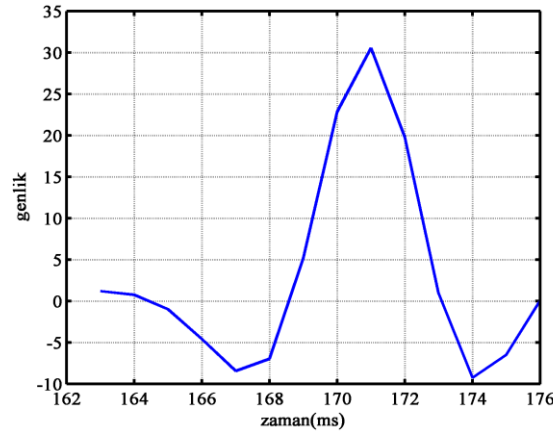
Şekil 3.12 : 261. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları. En iyi uyumun hesaplandığı grafiklerde kırmızı yapay dalgacıkları (Q paneli) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir. İz üzerinde ki kırmızı kutu ise şekil 3.11’ de izlenen referans dalgacığını belirtmektedir.

Şekil 3.13' te 261. atıştan örnek verilen ikinci seviye için hesaplanan Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri izlenmektedir. En iyi uyumun olduğu 3. kayma adımında ilişki katsayısı değeri 0.9693, en az uyumun olduğu 5. kaymada ise 0.3686 olarak hesaplanmıştır.



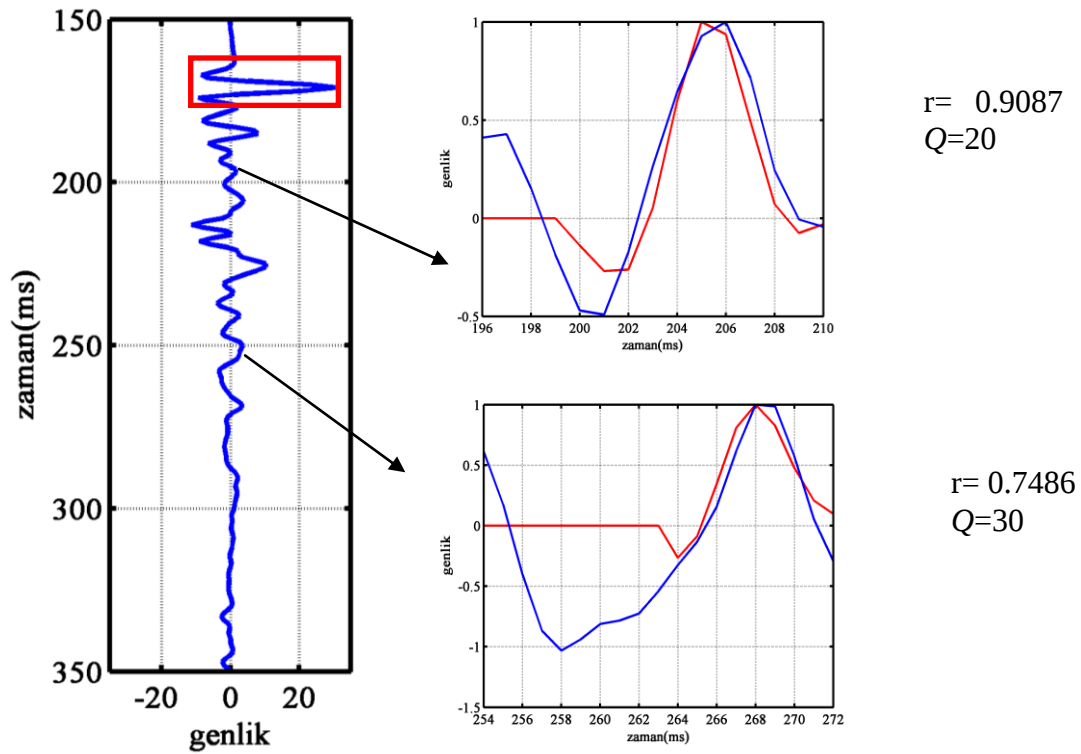
Şekil 3.13: 261. atışın örnek verilen ikinci seviyesi için ($Q=50$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri. Grafiklerde kırmızı, yapay dalgacıkları (Q panel) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir.

Şekil 3.14' te ise 350 numaralı atışa ait referans dalgacığı (deniz tabanı yansıması) ve Şekil 3.15' de aynı atışa ait seçilen iki yansıma seviyesindeki dalgacıklar ile bu seviyeler için hesaplanan etkin Q ve ilişki katsayısı değerleri izlenmektedir.



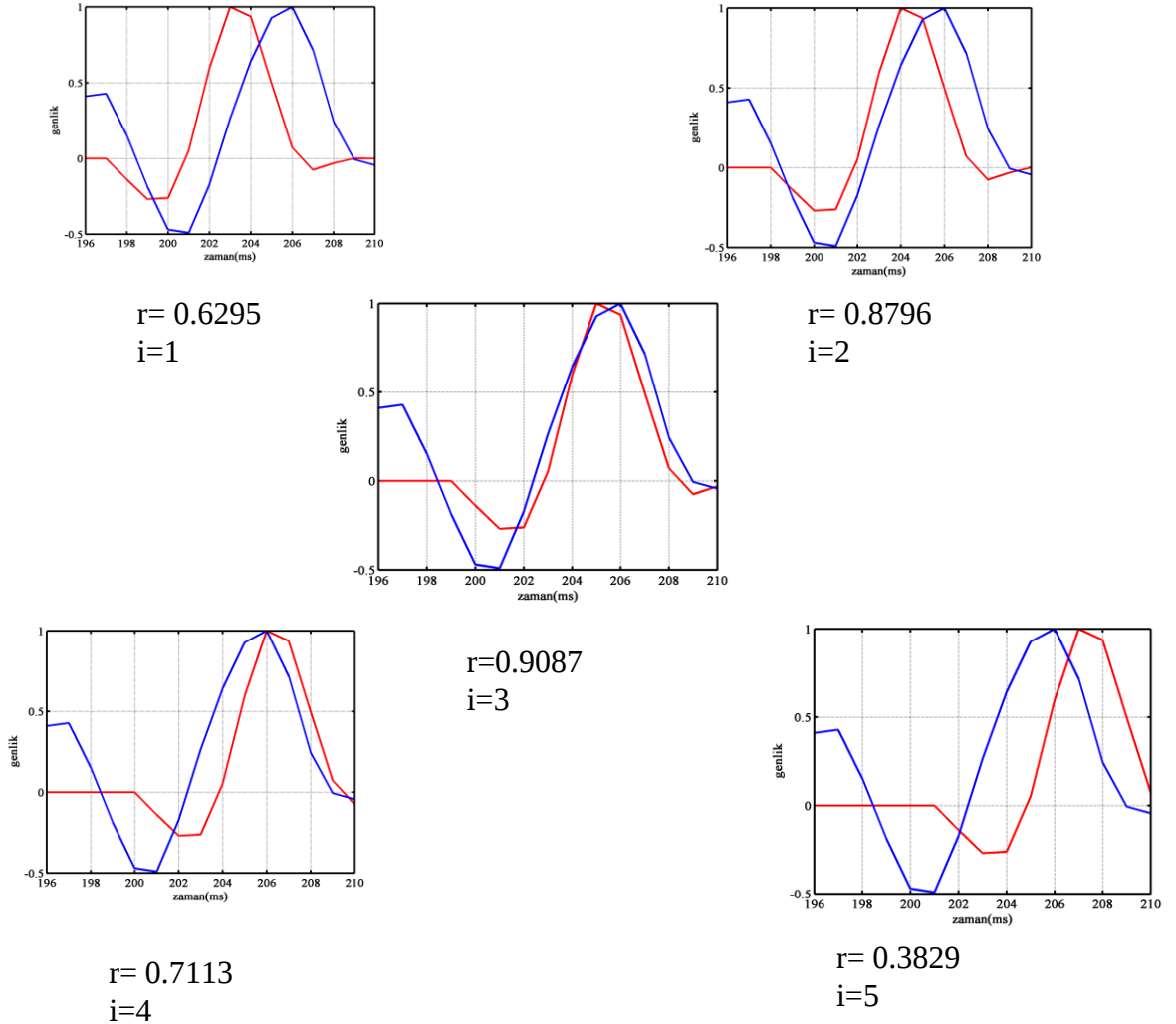
Şekil 3.14 : 350 numaralı atışa ait referans dalgacı

Şekil 3.15’ de 350. atışa ait iz görülmektedir. Örnek verilen ilk seviyedeki ilişki katsayısı 0.90 ve Q değeri 20 olarak hesaplanmıştır. İkinci seviyede ise Q panel ile gerçek dalgacık arasında iyi bir uyum olmayıp ilişki katsayısı 0.74 olarak hesaplanmıştır.



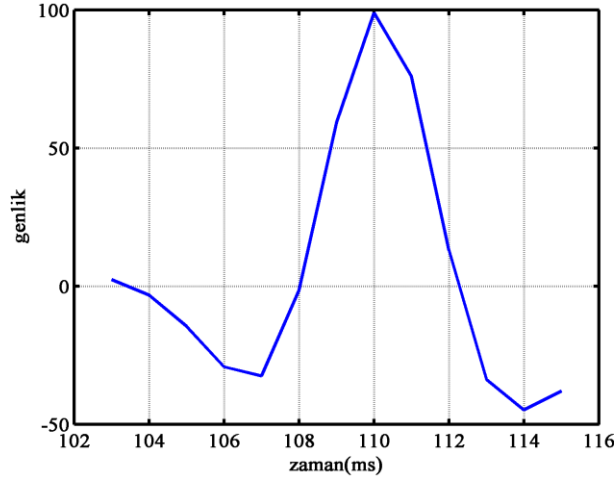
Şekil 3.15 : 350. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları. En iyi uyumun hesaplandığı grafiklerde kırmızı yapay dalgacıkları (Q paneli) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir. İz üzerinde ki kırmızı kutu ise şekil 3.14’ te izlenen referans dalgacığını belirtmektedir.

Şekil 3.16' da 350. atıştan örnek verilen ilk seviye için hesaplanan Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri izlenmektedir. En iyi uyumun olduğu 3. kayma adımında ilişki katsayısı değeri 0.9087, en az uyumun olduğu 5. kaymada ise 0.3829 olarak hesaplanmıştır.



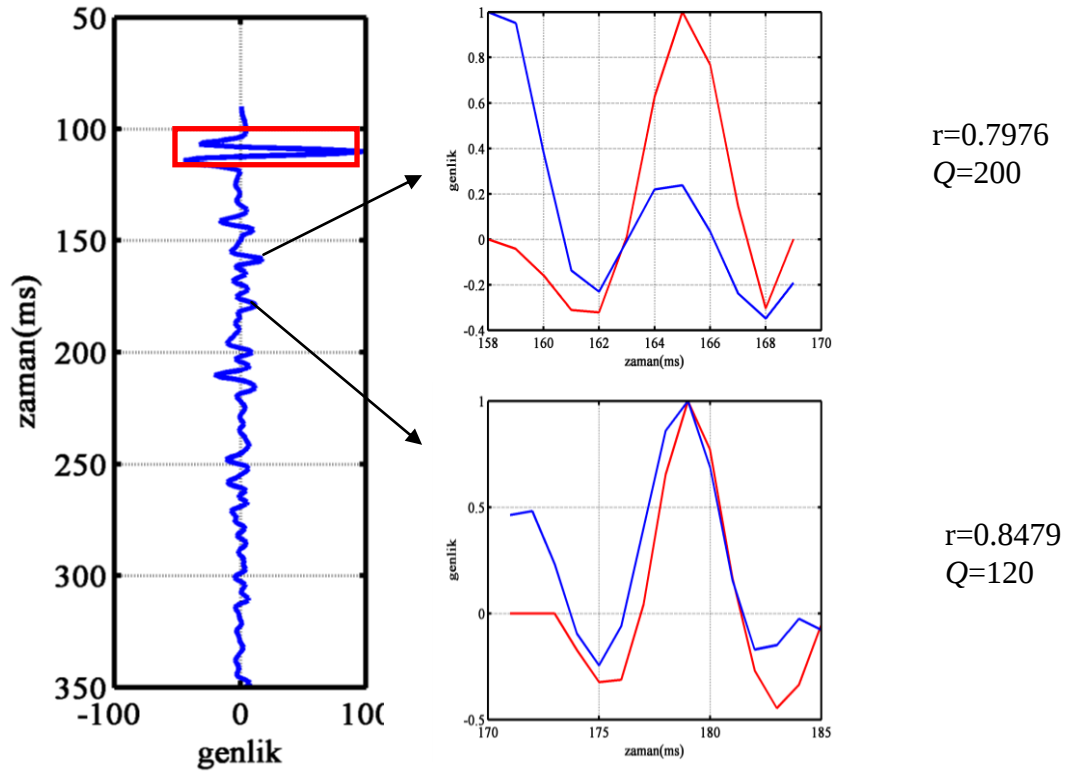
Şekil 3.16: 350. atışın örnek verilen ilk seviyesi için ($Q=20$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri. Grafiklerde kırmızı, yapay dalgacıkları (Q panel) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir.

Şekil 3.17' de ise 780 umaralı atışa ait referans dalgacığı (deniz tabanı yansıması ve Şekil 3.18' de aynı atışa ait seçilen iki yansıma seviyesindeki dalgacıklar ile bu seviyeler için hesaplanan etkin Q ve ilişki katsayısı değerleri izlenmektedir



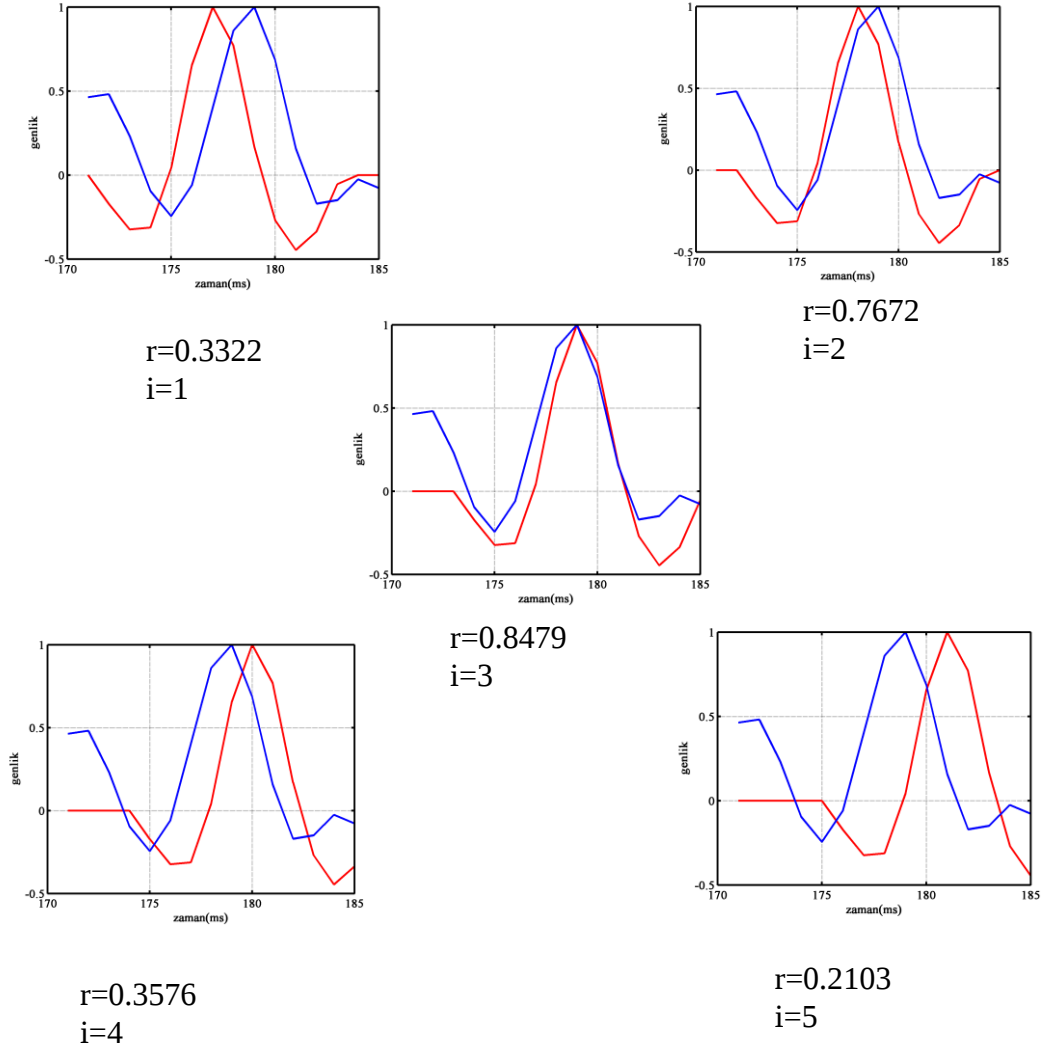
Şekil 3.17 : 780 numaralı atışa ait referans dalgacığı

Şekil 3.18’ de 780. atışa ait iz görülmektedir. Örnek verilen ilk seviyede Q panel ile gerçek dalgacık arasında iyi bir uyum olmayıp ilişki katsayısı 0.79 olarak hesaplanmıştır. İkinci seviyedeki ilişki katsayısı 0.84 ve Q değeri 120 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.18 : 780. atıştan iki farklı seviye için kestirilen etkin Q değerleri ve ilgili ilişki katsayıları. En iyi uyumun hesaplandığı grafiklerde kırmızı yapay dalgacıkları (Q paneli) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir. İz üzerinde ki kırmızı kutu ise şekil 3.17’ de izlenen referans dalgacığını belirtmektedir.

Şekil 3.19' te 780. Atıştan örnek verilen ilk seviye için hesaplanan Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri izlenmektedir. En iyi uyumun olduğu 3. kayma adımında ilişki katsayısı değeri 0.9087, en az uyumun olduğu 5. kaymada ise 0.3829 olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.19: 780. atışın örnek verilen ikinci seviyesi için ($Q=120$) Q panel ve gerçek dalgacığın farklı kayma durumlarında elde edilen ilişki katsayısı değerleri. Grafiklerde kırmızı, yapay dalgacıkları (Q panel) mavi ise gerçek veriyi göstermektedir.

4. SONUÇLAR

Bu çalışmada, sabit Q yaklaşımı (Kjartansson, 1979) ve dalgacık modelleme yöntemi (Jannsen, 1985) kullanılarak soğurulma parametresinin kestirimini sağlayacak Matlab tabanlı bir program yazılmış, programın sayısal testlerini yapılmış ve yöntemi İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında, 17 Ağustos 1999 depremi sonrasında MTA Sismik-1 gemisi tarafından toplanmış sismik yansıma verilerine uygulayarak Q parametresinin bölgede bulunan Kuzey Anadolu Fayı civarında yatay ve düşey yönde değişimi incelenmiştir.

Tez kapsamında anelastik kökenli soğurulma incelenerek, soğurulma parametrelerinden biri olan ve sismik dalğanın bir dalga boyu ilerlemesi sırasında enerjisinde meydana gelen azalımın ölçüsünü veren Q (kalite faktörü) parametresi kestirilmiştir. Q parametresinin frekansla değişmediği “sabit Q ” yaklaşımı kullanılmıştır (Kjartansson, 1979). Q parametresinin kestirimi için, diğer yöntemlere kıyasla düşük sinyal/gürültü oranlarında da iyi sonuç alınabilen, dalgacık modelleme yöntemi kullanılmıştır (Jannsen ve diğ., 1985). Sismik yansıma verisi kullanılarak elde edilen Q değerleri etkin Q değerleridir. Etkin Q , sismik dalğanın ilerlediği yol boyunca, geçtiği tabakaların herbirini temsil eden ara Q değerlerinin ortalamasıdır. Bu çalışmada frekans ortamında tanımlı Q operatörünün (Kjartansson, 1979) zaman ortamı tepki yanıtı ile kaynak dalgacığı evriştirilerek soğurulmaya uğratılmış yapay sismogramlar oluşturulmuştur. Yöntem küçük açılı yansımalar için geçerli olduğundan bu koşulu gerçek veride sağlayabilmek için atış noktasına en yakın ilk on hidrofonda kaydedilen sismik izler içerisinde sinyal/gürültü oranı en iyi olan iz seçilerek Q kestiriminde kullanılmıştır. Kaynak dalgacığı olarak ise seçilen izin deniz tabanı yansıması kullanılmıştır. Sismik iz üzerinden belirlenen yansıma seviyeleri için belirli bir aralıkta (örneğin $Q=10-200$) ve artım miktarında (örneğin $\Delta Q=10$) tanımlanan farklı Q değerleri için Q paneli olarak adlandırılan yapay sismogramlar oluşturulmuştur. Her bir yansıma seviyesi için elde edilen soğurulmaya uğratılmış dalgacıklar, gerçek yansıma verisindeki dalgacık üzerinde kaydırılarak her bir kaymadaki ilişki katsayısı hesaplanmıştır. Elde edilen en büyük ilişki katsayısı

belirlenmiş ve her Q değerini temsil eden yapay dalgacıklar için aynı işlem tekrarlanmıştır. Daha sonra en büyük ilişki katsayısı değerleri içerisinde en büyük olan belirlenerek gerçek yansıma dalgacığının temsil ettiği tabakanın etkin Q değeri olarak atanmıştır (Kaşlılar-Özcan ve diğ., 2002). Elde edilen etkin Q değerleri 100' den büyük ve küçük değerler olarak iki sınıfa ayrılmıştır. Bunun nedeni, Q ' nun 100' den büyük değerlerinden sonra ilişki katsayısı değerlerinin birbirine çok yakın değerler alması ve çözüm duyarlılığının azalmasıdır. Ayrıca, etkin Q ' daki değişimler, ancak kestirildiği tabakaya ait ara Q değeri, bu tabakanın üzerinde yer alan tabakaların ortalama ara Q değerinden büyük ölçüde farklı ise izlenebilmektedir.

Yukarıda bahsedilen yöntem ve özelliklerin dikkate alınması ile İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında yer alan 4 numaralı hat üzerinde, 10 atışta bir (62,5 m) seçilen yansıma seviyelerinde Q kestirimi yapılmış ve fay civarında Q kestirimi yapılan atış sayısı bire düşürülmüştür. Yapılan Q kestirimi sonucunda İzmit Körfezi Batı (Darıca) havzasında yanal ve düşey yönde aşağıdaki gözlemler elde edilmiştir.

Çalışma bölgesinin deniz tabanına yakın seviyelerinde, 150-400 ve 510-710 numaralı atışlar arasında, gevşek sedimanlarla ilişkili olduğu düşünülen düşük etkin Q değerleri ($10 < Q < 20$) elde edilmiştir. Düşük Q değerlerinin elde edilmesinin nedeni, genç çökeller içerisindeki gözenekli yapılar ve içerisindeki sıvı ve/veya gaz akışı olup, deniz tabanına yakın en sık kısımları Holosen yaşlı güncel denizel ve gölSEL çökellerle ilişkilendirilebilir (Dolu ve diğ., 2007).

KAF' ın güney kısmında düşük etkin Q değerlerinin altında, yaklaşık 0.17 sn ve 3.0 sn gidiş- geliş zamanları arasında etkin Q değerleri 30 ile 80 arasında değişen, Pleistosen yaşlı iri taneli çakıllı çamurtaşı çökelleri ile ilişkilendirilen (Dolu ve diğ., 2007) bir bölge gözlenmiştir. Ayrıca bu bölgede yaklaşık 0.21-0.23 gidiş-geliş zamanları arasında etkin Q değerinin yüksek olduğu ($Q=200$) iki seviye gözlenmiştir.

Çalışmada düşük etkin Q değerleri ile faylar arasında bir ilişki olduğu görülmektedir. Kuzey Anadolu Fayının gözlendiği bölgede (400-430 numaralı atışlar arasında) değerleri 10 ile 30 arasında değişen etkin Q değerleri elde edilmiştir. Faylar çatlaklı ve kırıklı yapıları nedeniyle gözenekli ortamlardır. Özellikle aktif

faylar sıvı ve gaz akışının gözlendiği ve gaz çıkışlarının yoğun olduğu bölgelerdir (Géli ve diğ., 2008). Bu nedenle fay civarında düşük Q değerlerinin elde edilmiş olması beklenen bir sonuçtur. Elde edilen bu sonuca göre, düşük etkin Q değerleri, kırıklı ve çatlaklı yapısı nedeniyle sıvı ve gaz akışı içeren fay zonlarının belirlenmesinde bir belirteç olarak kullanılabilir.

KAYNAKLAR

- Adatepe, F., Demirel, S. ve Alpar, B.,** 2002. Tectonic setting of the southern Marmara Sea region based on seismic reflection data and gravity modelling, *Mar. Geol.*, **190**, 383–395.
- Aki, K. ve Richards, P. G.,** 1980. *Quantitative seismology*, W. H., Freeman and Company, San Fransisco.
- Aki, K. ve Richards, P. G.,** 2002. *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalita, California, USA.
- Alpar, B. ve Yaltirak, C.,** 2002. Characteristic features of the North Anatolian Fault in the eastern Marmara region and its tectonic evolution, *Mar. Geol.*, **190**, 329–350.
- Ambraseys, N. N. ve Finkel, C. F.,** 1991. Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea Region , *Terra Nova* **3**, 527- 539.
- Ates, A., Kayiran, T. ve Şençer, I.,** 2003. Structural interpretation of the Marmara region, NW Turkey, from aeromagnetic, seismic and gravity data, *Tectonophysics*, **367**, 41–99.
- Attawell, P. B. Ve Ramana, Y. V.,** 1966. Wave attenuation and internal friction as functions of frequency in rocks, *Geophysics*, v. **31**, 1049-1056.
- Ayhan, M. E., Demir, C., Lenk, O., Kiliçoğlu, A., Altiner, Y., Barka, A., Ergintav, S. ve Özener, H.,** 2002. Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 216–229.
- Bariş, Ş., Nakajima, J., Hasegawa, A., Honkura, Y., Ito, A. ve Üçer, S.B.,** 2005. Three dimensional structure of V_p/V_s and V_p/V_s in the upper crust of the Marmara region, NW Turkey, *Earth Planets Space*, **57**, 1019-1038.
- Ben-Menahem, A. ve Singh, S. J.,** 1981. *Seismic Waves and Sources*. Springer-Verlag Inc. New York.
- Berzon, J. S.,** 1977. *Seismiceskaja rajvedka verticalno sloistych sred fundamenta*, Izdat, Nedra, Moskva.
- Born, W. T.,** 1941. Attenuation constant of earth materials, *Geophysics*, **6**, 132-148.
- Bourbie, T., Coussy, O. ve Zinzner, B.,** 1987. *Acoustics of porous media*, Gulf Publ. Comp., Houston TX.
- Bulatova, S. M., Volkova, E. A. ve Dubrov, E.,** 1970. *Akusticeski karotas*, Izdat, Nedra Leningrad.
- Cormier, M.H., Seeber, L., McHugh, C. M. G., Polonia, A., Çagatay, N., Emre, Ö., Gasperini, L., Görür, N., Bortoluzzi, G., Bonatti, E., Ryan, W. B. F. ve Newman, K. R.,** 2006. North Anatolian Fault in the Gulf of İzmit (Turkey): Rapid vertical motion in response to minor bends of a

nonvertical continental transform, *Journal of Geophysical Research*, Vol. **111**, B04102, doi:10.1029/2005JB003633.

- Çağatay, N., Polonia, A., Gasperini, L., Amorosi, A., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Capotondi, L., Cormier, M. H., Görür, N., McHugh, C. ve Seeber, L., 2004.** Holocene slip rate of the North Anatolian Fault beneath the Sea of Marmara, *Earth and Planetary Science Letters*, **227**, 411– 426.
- Demirbağ, E., Şengör, A.M.C., Tüysüz, O., Kurt, H., Görür, N. ve Kuşçu, İ., 1999.** A Preliminary Note on the Structure of the Gulf of İzmit: Implications for the Westerly Prolongation of the North Anatolian Fault. In: *Proceedings of the İTU-IAHS International Conference on the Kocaeli Earthquake, 17 August 1999, İstanbul, 2-5 December, 1999*, pp. 25-31.
- Dolu, E., Gökaşan, E., Meriç, Ergin, M., Görüm, T., Tur, H., Ecevitoglu, B., Avşar, N., Görmüş, M., Batuk, F., Tok, B. ve Çetin, O., 2007.** Quaternary evolution of the Gulf of İzmit (NW Turkey): a sedimentary basin under control of the North Anatolian Fault Zone, *Geo-Mar Lett.* **27**:355–381
- Gasgupta, R. ve Clark, R. A., 1994.** Succesful estimation of Q from surface seismic data: Methodology and case studies, Annual Meeting Abstracts, *Society of Exploration Geophysicists*, 1602-1605.
- Géli L., Henry P., Zitter T., Dupré S., Tryon M., Çağatay M.N., Mercier de Lépinay B., Le Pichon X., Şengör A.M.C., Görür N., Natalin B., Uçarkuş G., Özeren S., Volker D., Gasperini L., Burnard P., Bourlange S., the Marnaut Scientific Party, 2008.** Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara, *Earth and Planetary Science Letters*, **274**, 34–39.
- Gordon, R. B. ve Davis, L. A., 1968.** Velocity and attenuation of seismic waves in imperfectly elastic rock, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3917-3935.
- Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Tok, B., Doğan, E. ve Güneysu, C., 2001.** Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data, *Mar Geol* **175(1/4)**:271–294.
- Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, S. B., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F. ve Yörük, A., 2000.** The seismotectonics of the Marmara region (Turkey): results from a microseismic experiment. *Tectonophysics* **316**:1–17.
- Hargreaves N.D. ve Calvert A.J., 1991.** Inverse Q filtering by Fourier transform, *Geophysics*, **56**, 519-527.
- Hovland M., Gardner J.V. ve Judd A.G., 2002.** The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards, *Geofluids*, **2**, 127–136.

- Jannsen D., Voss J. ve Theilen F.**, 1985. Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms, *Geophysical Prospecting*, **33**, 479-497.
- Jones V.T. ve Drozd R.J.**, 1983. Predictions of oil or gas potential by near surface geochemistry. *AAPG Bull.*, **67**, 932-952.
- Karabulut, H., Bouin, M. B., Bouchon, M., Dietrich, M., Cornou, C. ve Aktar, M.**, 2002. The seismicity in the eastern Marmara Sea after the 17 August 1999 Izmit Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* **92**, 387- 393.
- Karus, E. B. ve Pasecnic, I. P.**, 1954. *Izucenie uprugich i poglascajuscich svoistv gornich porod v ich estestvennom zaleganii metodami seismoakustiki*, Izvestija. AN SSSR, Ser. Geofiz., 6.
- Kaşlılar-Özcan, A.**, 2000. Marmara Bölgesi'nde Soğurulma Yapısının İncelenmesi, *Doktora Tezi*, ITU Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Kaşlılar, A.**, 2008. Estimating Attenuation by Using Marine Seismic Reflection Data. In: *70th EAGE Conference and Exhibition, Rome, Italy, 9-12 June 2008*.
- Kaşlılar-Özcan A., Boztepe-Güney A. ve Ecevitoglu B.**, 2002. Estimates of Attenuation Structure in the Çınarcık Basin of the Marmara Sea, northwest Turkey, *Phys. Earth Planet. Int.*, **130**, 1-16.
- Kjartansson E.**, 1979. Constant Q - wave propagation and attenuation, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4737-4748.
- Klimentos, T. ve McCann, C.**, 1990. Relationships among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones, *Geophysics*, **55**, 8, 998-1014.
- Kolsky, H.**, 1953. Stress waves in solids, Oxford Univ. Press, London.
- Kurt, H., Yücesoy, E.**, 2006. Investigation of submarine active tectonism in the gulf of İzmit by multi-channel seismic reflection data, Proc. Türkiye 17. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi (CD Basımı), Ankara, 4-7 Ekim
- Kurtuluş, C.**, 2002. *Sismik Arama*, Kocaeli Üniversitesi Yayınları, No:55
- Kuşçu, Y., Okamura, M., Matsuoka, H. ve Awata, Y.**, 2002. Active faults in the Gulf of İzmit on the North Anatolian Fault, NW Turkey: a high resolution shallow seismic study, *Mar. Geol* **190(1/2)**:421-433.
- Maresh J., White R. S., Hobbs R. W. ve Smallwood J. R.**, 2006. Seismic attenuation of Atlantic margin basalts: Observations and modeling, *Geophysics*, **71**, 6, B211-B221.
- Martin, R. J., Haupt, R. W. Ve Toksöz, M. N.**, 1992. Modulus dispersion and attenuation in sandstone and granite, Trans. *54th EAEG Meeting, Paris*, paper, D028.
- Matsushima J.**, 2005. Attenuation measurements from sonic waveform logs in methane hydrate-bearing sediments at the Nankai trough exploratory well off Tokai, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03306.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. ve Veis, G., 2000.** Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695–5719.
- McDonal, F. J., Angona, F. A., Mills, R. L., Sengbush, R. L., van Norstrand, R. G., White, J. E., 1958.** Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale, *Geophysics*, **23**, 421-439.
- Meissner, R., 1986.** *The continental Crust*, Academic Press Inc., New York, USA
- Murphy, F. W., 1982.** Effects of partial water saturation on attenuation in sandstones, *Journ. Acoust. Soc. Am.*, **71**, 1458-1468
- Okay, A., Demirbağ, E., Kurt, H., Okay, N. ve Kusu, I., 1999.** An active deepmarine strike-slip basin along the North Anatolian fault in Turkey, *Tectonics*, **18**, 129–147.
- Okay A.I., Kaslilar-Özcan A., Imren C., Boztepe-Güney A., Demirbağ E. ve Kuşçu I., 2000.** Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study, *Tectonophysics*, **321**, 189-218.
- Özer, N., Hisarlı, M., Kocçak, D., Duzgit, Z., Tok, B. ve Tankut, M., 2001.** Seismicity of the Marmara Region and its indications concerning the other geophysical and geological findings, *EOS Trans. AGU*, **82**(47), F936.
- Parra, J. O. ve Hackert, C. L., 2002.** Wave attenuation attributes as flow unit indicators, *The Leading Edge*, **21**, 564-572.
- Priest J.A., Best A.I. ve Clayton C.R.I., 2006.** Attenuation of seismic waves in methane gas hydrate-bearing sand, *Geophys. J. Int.*, **164**, 149–159.
- Raikes, S. A. ve White, R. E., 1984.** Measurements of earth attenuation from downhole and surface seismic recordings, *Geophys. Prosp.*, **32**, 892-919.
- Rapaport, M. B., Rapaport, L. I. ve Ryjkov, V. I., 2004.** Direct detection of oil and gas fields based on seismic inelasticity effect, *The Leading Edge*, **23**, 276-278.
- Reilinger, R. E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R., Toksöz, M.N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O. ve Sanli, I., 1997.** Global positioning system measurements of present day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone, *J. Geophys. Res.*, **102**(B5), 9983–9999.
- Reimer D.M., 1980.** Use of soil gas helium concentrations for earthquake prediction, limitations imposed by diagenetic variation, *J. Geophys. Res.*, **85**, 3107–3114.

- Rossi G., Gei D., Böhm G., Madrussani G. ve Carcione J. M.,** 2007. Attenuation tomography: An application to gas-hydrate and free-gas detection, *Geophysical Prospecting*, **55**, 655–669.
- Saatçılar R.,** 1996. An algorithm for Q filtering, *J. Seismic Exp.*, **5**, 157-168.
- Schreiber, E., Anderson, O. L. ve Soga, N.,** 1973. *Elastic Constants and Their Measurements*, McGraw-Hill Inc, New York.
- Şengör, A. M. C., Görür, N., ve Şaroğlu, F.,** 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Special Publication, **37**, pp. 227-264, Eds. Biddle, K. T. and Christie-Blick, N., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Sheriff, R. E.,** 1975. Factors affecting seismic amplitudes. *Geophysical Prospecting*, **23**, 125-138.
- Smith, A. D., Taymaz, T., Oktay, F., Yuce, H., Alpar, B., Basaran, H., Jackson, A. J., Kara, S. ve Simsek, U.,** 1995:. High resolution seismic profiling in the Sea of Marmara (NW Turkey): Late Quaternary sedimentation and sea level changes, *GSA Bull.*, **107/8**, 923–936.
- Stein, S. ve Wysession, M.,** 2006. *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*, Blackwell Publishing, Oxford, UK.
- Toksöz, M. N., Shakal, A. F. ve Michael, A. J.,** 1979. Spacetime migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pure Appl. Geophys.*, **117**, 1258–1270.
- Toksöz M.N. ve Johnston D.H.,** 1981. *Seismic Wave Attenuation*, Geophysics Reprint Series No.2, Society of Exploration Geophysicists, (eds. Toksöz, M.N. and Johnston, D.H.), **ISBN 0-93183-016-8**.
- Tonn R.,** 1991. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods, *Geophysical Prospecting*, **39**, 1-27.
- Winkler, K. W. ve Nur, A.,** 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks, *Geophys. Research Letters*, **6**, 1-4
- Wong, H. K., Lüdmann, T., Ulug, A. ve Görür, N.,** 1995. The Sea of Marmara: A plate boundary sea in an escape tectonic regime, *Tectonophysics*, **244**, 231– 250.
- Worthington M.H. ve Hudson J. A.,** 2000. Fault properties from seismic Q , *Geophys. J. Int.*, **143**, 937-944.
- Yılmaz, Y., Genç, S. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M. Ve Yılmaz, K.,** 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of Northwestern Anatolia, *Tectonophysics*, **243**, pp. 155-171
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, C. ve Şengör, A.M.C.,** 1997. *Geology and tectonic evolution of Pontides*. In: Robinson AG (ed) *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region*. **AAPG Mem 68:183–226**.

- Zener, C. M.**, 1948. Elasticity and Anelasticity of Metals University of Chicago Press., Chicago.
- Zhang, C. ve Ulrych, T. J.**, 2002. Estimation of quality factors from CMP records, *Geophysics*, **67**, 1542–1547.

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Burçak BAYDAR

Doğum Yeri ve Tarihi: İstanbul, 1981

Lisans Üniversitesi: Kocaeli Üniversitesi, 2005

Yayın Listesi:

Baydar, B., and Kaslılar, A., Investigation of Seismic Q Parameter Variation Around the North Anatolian Fault in the Western İzmit Bay. International Symposium on Historical Earthquakes and Sites in the Eastern Mediterranean Region, proceedings, 10-12 September 2009, İstanbul, Turkey, (accepted).

