

BATI ANADOLU BÖLGESİNDE KODA DALGALARININ SOĞURULMASI

Attenuation of Coda Waves in Western Anatolia

Aybige AKINCI*, A.Güngör TAKTAK* ve Semih ERGİNTAV**

ÖZET

Bu çalışmada Batı Anadolu bölgesinden alınmış deprem verilerinin koda dalgaları kullanılarak bölgedeki soğurulmanın diğer bir değişle Q_c parametresinin elde edilmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda TÜBİTAK Gebze (GBZT) istasyonunda üç bileşende sayısal olarak kaydedilmiş olan 1987 ve 1992 tarihlerin arasında $37^\circ-41^\circ\text{N}$ enlem ve $27^\circ-31^\circ\text{E}$ boylamlarında oluşmuş yaklaşık 116 depreme ait veri kullanılmıştır.

Bölgedeki koda Q_c Aki (1969) tarafından modellenmiş ve Aki ve Chouet (1975) tarafından geliştirilmiş olan tek saçılma modeli kullanılarak incelenmiştir. Merkez frekansları 1.5, 3, 6, 8, 10 Hz olan Butterworth süzgeci kullanılarak süzgeçlenmiş, sismogramların koda dalga genliklerinin eğimlerinden bölgedeki koda dalgalarının soğurulması hesaplanmıştır. Hesaplanan $Q_c(f)$ değerleri hem zamanın (30-190 s) hem de frekansın (1.5, 10 Hz) fonksiyonu olarak elde edilmiştir. Tüm bölge için erken koda dalgaları kullanılarak ($t < 100$ s) elde edilmiş koda Q değerlerinin frekans ile olan ilişkisi, 30 s kesme zamanı için $Q_c(f) = 50.7 f^{1.01}$, geç koda dalgaları kullanılarak ($t > 100$ s) elde edilmiş Q_c değerlerinin frekans ile olan ilişkisi, 190 s kesme zamanı için $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$ şeklinde bulunmuştur. Bölgede elde edilen Q_c değerlerinin zamana ve frekansa bağlı olduğu saptanmıştır. Daha sonra bölgenin kuzey kısmının 4 küçük alt bölgeye ayrılması ile daha ayrıntılı incelenmesi amaçlanmıştır. III numaralı alanı karşılık gelen bölge en yüksek soğurulma değerini sunmakta ve İzmir-Ankara ofiyolit zonu sınırına karşılık gelmektedir. IV. alana karşılık gelen bölgede ise Q_c değerleri kesme zamanı ile düzensiz bir değişim sunmaktadır. Bu düzensizlik ve süreksizlik bu bölgede var olabilecek bir düşük hız zonuna karşılık gelebilir.

ABSTRACT

By analyzing the decay of coda wave amplitude, we have determined coda Q , Q_c in the Western Anatolia (Turkey). Using the Single Isotropic Scattering Model, we analyzed 116 earthquakes which were registered at the GEBZE station, by using five narrow frequency bands centered at 1.5, 3, 6, 8, and 10 Hz. Coda Q values were obtained using different lapse times, between 30 to 190 seconds, in steps of 10 seconds. It is found the coda Q_c for Western Anatolia varies with frequency and lapse time. For a lapse time of 30 seconds, the frequency dependence of Q_c is $Q_c(f) = 50.7 f^{1.01}$ and for a lapse time of 190 seconds, it is $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$. In this region, the exponential value of the Q_c frequency dependence is practically constant, between 0.7 and 1.0. The obtained coda Q_c values were consistent with other Q_c values estimations for in different regions of the world.

To investigate the attenuation better, the whole area were divided into the four small regions. In spite of one station in Gebze, it has been tried to determine attenuative characteristics of different regions. Therefore, there was a chance to indicate and compare the regions that represent more attenuative crust than others. The Q_c determinations from the earthquakes which occurred in region-III around İzmir-Ankara ophiolitic zone ($39.00^\circ-30.50^\circ\text{N}$, $28.00^\circ-29.00^\circ\text{E}$) represent higher attenuation structure than others. In the area-IV, Q_c values have not indicated regular increase with lapse time and showed strong differences with depth. This could be interpreted as a presence of a low velocity layer in the crust.

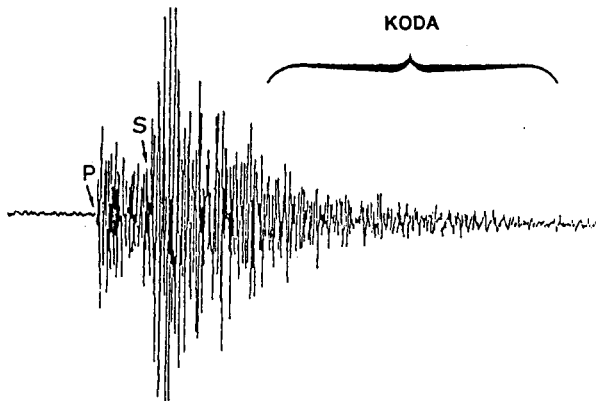
* DEÜ Müh. Fak. Jeofizik Müh. Böl., 35100 Bornova, İzmir.

** TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi, Yer Bilimleri Böl. Gebze-Kocaeli.

GİRİŞ

Bir bölgede var olan sismik riskin ortaya çıkartılması iki önemli olayın incelenmesine bağlıdır. Bunlardan birincisi kaynağa ait parametrelerin, ikincisi ise ortama ait parametrelerin elde edilmesidir. Ortama ait parametreler yine kendi içinde ortamın hız yapısı ve ortamın soğurma özellikleri olarak sınıflandırılan, iki önemli bölüme ayrılır. Sismik soğurma kavramı Knopoff (1964) tarafından tanımlanan ve kalite faktörü olarak isimlendirilen Q parametresi ile başlar. Q parametresi, sismik dalgaların yayılımı esnasında ortamın geometrik yayılma etkisinden bağımsız olarak, sismik dalga genliklerinde oluşan azalmanın boyutsuz ifadesidir. Sismik dalgaların bir ortamdaki soğurulması, hem yeriçi malzemenin elastik olmayan davranışı sonucu ortamda ilerleyen dalganın enerjisinin ısıya dönüşümünün, hem de ortamdaki saçıcı kütlelerin oluşturduğu heterojenitenin bileşimi şeklinde tanımlanabilir.

Sismik dalgaların soğurulması, ilgilenilen frekans bandına bağlı olarak çok sayıda farklı yöntemin kullanılması ile elde edilebilir. 0.75 ile 25 Hz frekansları arasındaki sismik dalgalar oldukça heterojen bir yapıdaki kabuk ve üst manto bölgesini örnekleyebilirler. Dolayısı ile bu frekanslar arasında Q_c 'nin frekansa bağımlılığı söz konusudur. Bir bölgenin soğurma yapısı hakkında koda dalgaları oldukça güvenilir sonuçlar verebilmektedir. Koda dalgalarının oluşum mekanizması ortamın heterojenitesine (bölgede çok sayıda saçıcı cismin bulunması), kabuk ve üst manto bölgesindeki saçıcı kütlelerin oluşturduğu bir mekanizma ile açıklanabilir. Sonuç olarak incelenen bölgedeki saçıcıların oluşturduğu farklı frekanslardaki birden fazla dalganın süperpozisyonu şeklinde oluşan koda dalgaları, bölgesel kısa periyot sismogramlarında P ve S dalgalarından sonra oluşan kuyruklar biçiminde gözlenir (Şekil 1).



Şekil 1. Bir sismogramda koda dalgalarının tanımı ve gösterimi.

Fig. 1. Description of coda wave on a seismogram.

Yüksek frekans sismogramlarının oluşturulması çok sayıda parametre gerektirdiğinden, deterministik yaklaşımlar ile kısa periyot sismik kayıtlardan soğurulma ölçümünün yapılması zordur. Yüksek frekanslı sismik dalgalar üzerinde ilk çalışma Aki (1969) tarafından gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada bölgesel depremlerin koda dalgalarının hem kaynak, hem de ortam etkileri hakkında bilgi taşıdığı ve bu dalgaların kullanılması sonucu Q parametresini nasıl elde edilebileceği tanımlanmıştır. Bu noktadan hareketle, Aki (1969), Aki ve Chouet (1975), Aki (1980 a,b) tarafından koda dalgalarının yayılımı ve oluşumu üzerine olası modeller (Tek saçılma modeli ve difüzyon modeli) geliştirilmiştir. Tek saçılma modeli; saçılmış dalga alanını zayıf olarak kabul ederek, Born yaklaşımını kullanır ve dalga alanı birden fazla saçıcı ile karşılaştığında ikinci bir dalga alanı üretmez. Difüzyon modelinde sadece ikincil dalga alanı incelenir ve geriye hiçbir enerji kalmaz, diğer bir tanımlama ile ortam şiddetli saçılım oluşturacak yapıdadır. Bu neden ile Dainty ve Toksöz (1981) bu modelin yeryüzü koşullarında uygulanmasının olası olmadığını, sadece Ay ortamında ve koşullarında uygulanabileceğini belirtmişlerdir. Daha sonra bu yaklaşımlar Gao ve diğ. (1983 a, b) tarafından geliştirilmiş ve ortamda birden fazla saçıcı göz önüne alınarak çoklu saçılma modeli geliştirilmiştir. Tek saçılma modeli günümüze kadar oldukça yaygın uygulanmış bir modeldir (Pulli 1984, Del Pezzo and Scarcella 1986, Haskov ve diğ. 1989, Ibanez 1990).

Bir bölgedeki Q_c değerleri o bölgedeki elastik olmayan soğurulmanın (Q_a) ve saçılımdan ileri gelen soğurulmanın (Q_s) toplamından oluşmaktadır. Bu iki değişkenin birbirinden ayrılması oldukça önemlidir ve her ikisinin de frekansa bağlı olarak elde edilmesi amacı ile son yıllarda birçok yaklaşım ve model (Örneğin; Energy Flux Model, Frankel ve Wenerberg 1987, Multiple Lapse time window analysis, Hoshiba 1991) kullanılmış, Q_s - Q_a ayırımı yapılmaya çalışılmıştır (Hoshiba ve diğ. 1991, Mayeda ve diğ. 1991 ve 1992, Fehler ve diğ. 1992, Hoshiba 1993, Akıncı ve diğ. 1995). Bu çalışmalara göre, Q bir bölgenin kabuk yapısındaki düzensizliği açıklayan, tektonik olarak aktif ve durağan bölgelerin ayırımını en iyi gösteren değişkendir. Ancak; bölgenin soğurma yapısı hakkında ayrıntılı bilgi verememektedir. Örneğin, Akıncı ve diğ. (1994) Batı Anadolu ve Ibanez (1990) Güney İspanya bölgelerinde Q_c değerlerini aynı bulmalarına rağmen, Akıncı ve diğ. (1995) Q_s - Q_a ayırımı yapıldıktan sonra her iki bölgenin oldukça farklı Q_s değerlerine ve yapısına sahip olduğunu göstermişlerdir. Sonuç olarak elde edilen Q_c sadece bir bölgenin aktif olup olmadığını gösteren ve diğer bölgeler ile karşılaştırma imkanı sağlayan bir parametre olarak düşünülmelidir.

Bu çalışmada ilk aşama olarak son yıllarda oldukça rağbet gören tek saçılma modelini kullanarak, Batı Anadolu bölgesinin soğurma özellikleri koda dalgaları yardımı ile frekansın ve zamanın fonksiyonu olarak elde edilmiştir.

TEK SAÇILMA MODELİ

Kabuk çalışmaları ya da deprem parametrelerinin incelenmesi, yatay ve homojen bir yeraltı modeli düşüncesi-ne dayalı olarak yapılmaktadır. Bu yaklaşım, yerkabuğunun sığ kesimleri tarafından kontrol edilen uzun periyodlu dalgalar için uygun görülmektedir. Sismolojide son yıllarda oldukça sık karşılaştığımız bir çok problemden birisi de, iki boyutlu yanal değişim içeren bir ortamda ilerleyen sismik dalgaların incelenmesi için özel bir yaklaşımın geliştirilmesidir. Bu problem gerçekte zor gözükmekte ise de, son yıllardaki istatistiksel yaklaşımlar ile bu zorluklar çözülmeye çalışılmaktadır. Şüphesiz verilen bir sismogramın büyük bir bölümü istatistiksel anlamda çözülemez. Çünkü bunların karakterleri ancak kaynak-alıcı arasında ilerleyen ışınların deterministik modellenmesi ile analiz edilebilir. Böylece tam anlamı ile bir istatistiksel tanımlama yatay heterojeniteye bağlı olarak sismogramda var olabilecek geri saçılmış dalgalar için kullanılabilir. Eğer yerkabuğunun heterojen bölümü, birincil dalgaların gelişlerine bağlı olarak oluşan ikincil dalgaları oluşturuyor ise saçılmış dalgalar, bu ikincil dalgaların üst üste binmesinden oluşan bir çok bağımsız olayın toplamı şeklinde düşünülebilir. Saçılma problemi için sismik verilerin incelenmesi, bölgesel depremlerin S fazını takip eden koda dalgalarında merkezlenmektedir. Küçük bölgesel depremlerde gözlenen yüksek frekanslı koda dalgaları, kaynak-alıcı civarındaki bölgede bulunan değişik heterojen saçıcılar ile karşılaşılan birincil dalgalar ve yüksek modlu dalgaların toplamından oluşmaktadır.

Aki (1969), koda dalgalarının yeryüzündeki rastgele dağılım gösteren birçok saçıcıdan geri saçılmış dalgaların bileşimi olduğunu önermiştir. Bu modele göre, r uzaklığındaki bir saçıcı kütlelen istasyona geri saçılmış dalganın ω açısal frekansındaki yerdeğiştirme spektrumu $\phi(\omega, r)$ olsun ve birim hacimde N tane saçıcı olduğunu kabul edelim. Bir $(r, r+\Delta r)$ mesafesinde, ve $(t, t+\Delta t)$ varış zamanındaki tüm geri saçılmış dalgaların taşıdığı enerji, dalgaların güç spektrumunun Δt ile çarpımına eşittir ve aşağıdaki şekilde ifade edilir.

$$P(\omega, t)\Delta t = \sum |\phi(\omega)|^2 = (dN/dr) \Delta r |\phi(\omega, r)|^2 \quad (1)$$

Burada, r_n istasyondan n saçıcıya olan uzaklıktır.

Birim saçıcıların yoğunluğunun σ olduğu ve $(r, r+\Delta r)$ olmak üzere küresel kabuktaki saçıcıların sayısının ise $(dN/dr) \Delta r = 4\pi\sigma r^2 \Delta r$ olduğu kabulünü yaparak, (1) bağıntısından aşağıdaki eşitliğe geçilebilir.

$$P(\omega, t)\Delta t = |\phi(\omega r)|^2 4\pi\sigma r^2 \Delta r \quad (2)$$

Bu eşitliğe hacim dalgalarının yayılma faktörü ve soğurulma parametresi katılarak, $r=vt/2$, $dr=v\Delta t/2$ olacak şekilde

$$P(\omega, t) = |\phi(\omega r)|^2 8 r_0^4 \pi \sigma v^{-1} t^{-2} e^{-\omega t/Q(\omega)} \quad (3)$$

eşitliği elde edilir. (3) eşitliği basit formda

$$P(\omega, t) = C(\omega) t^{-m} e^{-\omega t/Q_c(\omega)} \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. Buradaki m, geometrik yayılma faktörüdür ve kuramsal olarak yüzey dalgaları için $m=1$, hacim dalgaları için $m=2$ olarak alınır. (4) eşitliğinde tüm kaynak terimleri $C(\omega)$ parametresinin içinde toplanmıştır. (4) eşitliği aşağıdaki eşitlikten yararlanılarak dar-band-geçişli bir süzgeç ile süzgeçlenmiş sismogramdaki koda dalgalarının RMS genlikleri ile ilişkilendirilebilir:

$$A(\omega, t) = 2 [2P(r, \omega, t)\Delta f] \quad (5)$$

Buradaki Δf , ω merkez açısal frekansı olmak üzere, süzgecin band genişliğidir. Eğer (4) eşitliğini (5) eşitliğinde yerine koyarsak, ($m=1$ için)

$$A(\omega, t) = C(\omega) t^{-1} e^{-\omega t/2Q_c(\omega)} \quad (6)$$

bağıntısını elde ederiz. Buradaki $C(\omega)$ terimi kaynak faktörü olarak isimlendirilir. (6) eşitliğinin doğal logaritmasının alınması ile açısal frekansın fonksiyonu şeklinde Q_c değerleri elde edilir. Böylece (6) denklemi aşağıdaki şekilde tekrar düzenlenirse;

$$\ln [A(\omega, t) \cdot t] = C - [\omega t/2Q_c(\omega)] \quad (7)$$

elde edilir. (6) denklemdeki, $C(\omega)$ terimi sadece frekansa bağlıdır ve dar-band-geçişli süzgeç kullanılarak elde edil-

miş sismogramlar kullanıldığı takdirde sabit bir C değeri olarak alınabilir. (7) eşitliğinde görüldüğü gibi $\ln[A(\omega,t)]$ ve t arasında doğrusal bir ilişki vardır ve eğim $-\omega/2Q_c$ (ω)'ya eşittir.

Buradan elde edilen Q_c değerleri ortamdaki $Q_a(\omega)$ anelastik soğurulmanın, (enerjinin ısıya dönüşümü sonucu oluşur) ve $Q_s(\omega)$, saçılım soğurulmasının (ortamın heterojenitesine bağlı olarak oluşur), etkilerini taşımaktadır. Aki ve Chouet (1975) tarafından geliştirilen koda dalga kuramı kaynak ile alıcıyı aynı noktada kabul eder. Bu varsayım birincil dalgalardan uzun süre sonra kayıtlarda gözlenen (depremin başlangıç zamanından ölçülmek koşulu ile yaklaşık $2*t_s$ zamanından sonra) koda dalgaları üzerinde doğru sonuç vermektedir. Ancak bazı durumlarda, örneğin sismogram sonlarındaki sinyal/gürültü oranının düşük olması, yada verinin yeterince uzun kayıt edilemeyip kesilmesi durumunda, $2*t_s$ koşuluna bağlı kalınarak koda dalgalarının uzak episantr verilerinde gözlenmesi oldukça güç olmaktadır ve kaynak alıcı uzaklığının hesaba katılması gerekmektedir. Bu durumlar için Sato (1977) tarafından tek saçılma modeli genelleştirilmiş ve özellikle 100 km'den daha fazla kaynak-alıcı mesafesi içeren verilerin soğurulma hesapları için uygulanmıştır. Tekli Yönsüz Saçılma (Single Isotropic Scattering-SIS) olarak isimlendirilen bu model,

$$A(\omega,t) = C(\omega) K(r,a) e^{-\omega t/2Q_c} \quad (8)$$

ile tanımlanır. K (r,a)'in açık tanımı,

$$K(r,a) = (1/r[(1/a)\ln(a+1)/(a-1)])^{0.5} \quad (9)$$

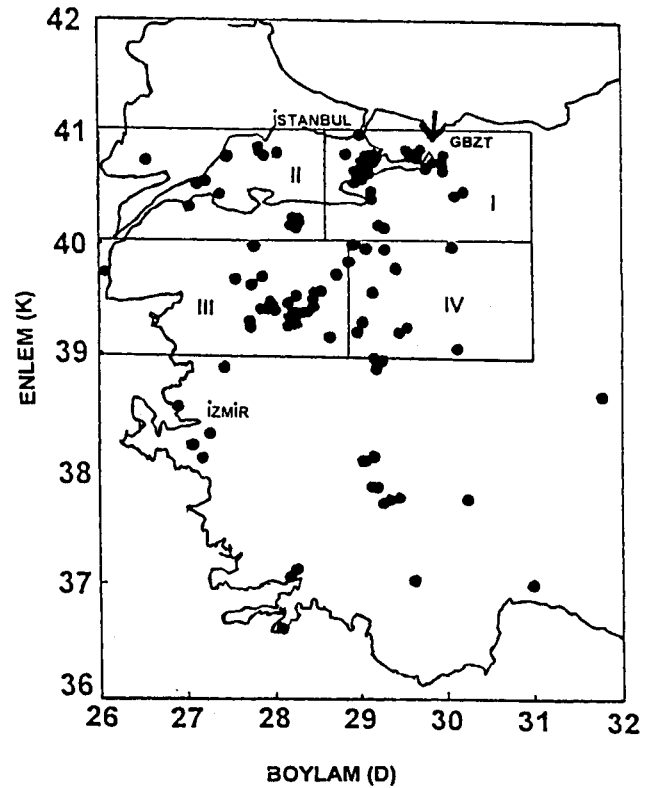
biçimindedir. Buradaki K(r,a); S dalgasına yakın kesme zamanında (t_c) artan koda dalga genliklerinin etkisini içermekle, r; kaynak alıcı uzaklığını, $a=t/t_s$ ile verilen eşitlikte t_s ; S dalga hızını göstermektedir. (8) eşitliğinden görüldüğü gibi $\ln[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ ve t arasında doğrusal bir ilişki vardır ve bu doğrusal ilişkiden elde edilen eğim $-\omega/2Q_c$ (ω)'ya eşittir ve $Q_c(\omega)$ kolaylıkla hesaplanabilir.

VERİ SEÇİMİ VE İŞLENMESİ

Bölgenin soğurulma özelliğini ortaya çıkartmak amacı ile çalışmada kullanılan veriler 1987-1992 dönemine ait olmak üzere, TÜBİTAK-GBZT üç bileşen (1 Hz-Mark L-4C) sayısal kayıt istasyonundan sağlanmıştır. 37° - 41° K enlem ve 27° - 31° D boylamlarında Batı Anadolu ve Güney Marmara'da kullanılan depremlerin episantr haritası Şekil

2'de verilmiştir. GBZT istasyonuna ait verilerin örnekleme saniyede 25 örnek olarak yapılmaktadır. Kullanılan depremlerin magnitüdüleri 3.3 ile 5.5 arasında, episantr mesafeleri ise 50-350 km arasında değişmektedir. Analiz edilen depremlerin çoğu sığ odaklı olup, derinlikleri 5-10 km arasındadır. Veri olarak, sinyal/gürültü oranı yüksek 116 deprem verisi kullanılmıştır.

Bu geniş magnitüd ve episantr aralığı bize hem uzun, hem de kısa kesme zamanlarında koda eğim ölçümü yapabilmemize izin verir niteliktedir. Örneğin; kısa episantr uzaklığında küçük magnitüdü bir deprem için 25 s den 60 s ye kadar koda eğim ölçümünün yapılması olanaklıdır. Diğer taraftan, uzun episantr uzaklığındaki sahip büyük



Şekil 2. Q_c analizi için kullanılan depremlerin episantr haritası ve incelenen bölgenin 4 küçük alt bölgeye bölünmesi ile Q_c analizi yapılan depremlerin episantr lokasyon haritası. Gebze (GBZT) istasyonu haritada üçgen ile gösterilmiştir.

Fig. 2. The epicenters of the earthquakes studied for coda Q_c analysis. Map of the whole area, Northwestern Anatolia was divided into four small subregions. The Gebze (GBZT) station is shown on map by a triangle.

magnitüdü bir deprem için 100 s den 200 s ye kadar koda eğim hesabı yapılabilir. Kesme zamanı, örneklenen ve incelenen bölgenin genişliği ve büyüklüğü ile ilişkilidir. Daha açık bir tanımlamayla verilen bir kesme zamanında kodanın oluşumundan sorumlu saçıcılar, bir yüzey kaynak için aşağıdaki eşitlik ile tanımlanan yüzey projeksiyonuna sahip bir elipsoidin yüzeyinde konumlanırlar, (Pulli, 1984);

$$x^2 / (vt/2)^2 + y^2 / [(vt/2)^2 - R^2/4] = 1 \quad (10)$$

buradaki R kaynak-alıcı mesafesi, v ortam hızı (S dalgaları için 3.5 km/sn alınabilir) t, kesme zamanı, x ve y yüzey koordinatlarıdır. Örneğin; 15 km episantr uzaklığındaki bir depremde, kesme zamanı 40's deki koda dalgaları, maksimum 100 km'lik bir uzaklık, 50 km'lik bir derinlikte ve toplam 15,000 km² lik bir yüzeyde konumlanan saçıcılarından etkilenmektedirler.

Veri analizi sırası ile aşağıdaki şekilde yapılmıştır;

1) Sinyal/gürültü (S/G) oranı 3'ten büyük olan depremler, diğer bir ifade ile gürültü içeriği az olan deprem kayıtları seçilmiştir.

2) Sismogramlar band geçişli Butterworth süzgeci ile süzgeçlenmiş, analiz sırasında Çizelge 1'de verilen süzgeç parametreleri kullanılmıştır.

3) (8) eşitliğinden yararlanılarak ve 2 saniye genişliğindeki kayan pencere, 1'er saniye aralıklar ile kaydırılarak süzgeçlenmiş verilerin RMS (Root Mean Square) genlikleri hesaplanmıştır.

4) Elde edilen $A(r,\omega,t)$ fonksiyonu daha sonra $1/K(r,a)$ terimi ile çarpılarak eşitliğin doğal logaritması alınmıştır. Hesaplanan $[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ eşitliği, t_c kesme zamanı ile değişmektedir (Şekil 3).

Çizelge 1. Koda analizinde kullanılan süzgeç parametreleri.

Table 1. Filter parameters used for coda wave analysis.

Band	Alçak frek.	Merkez frek.	Yüksek frek.
1	1.163	1.5	1.837
2	2.325	3.0	3.675
3	4.650	6.0	7.350
4	6.200	8.0	9.800
5	7.750	10.0	12.247

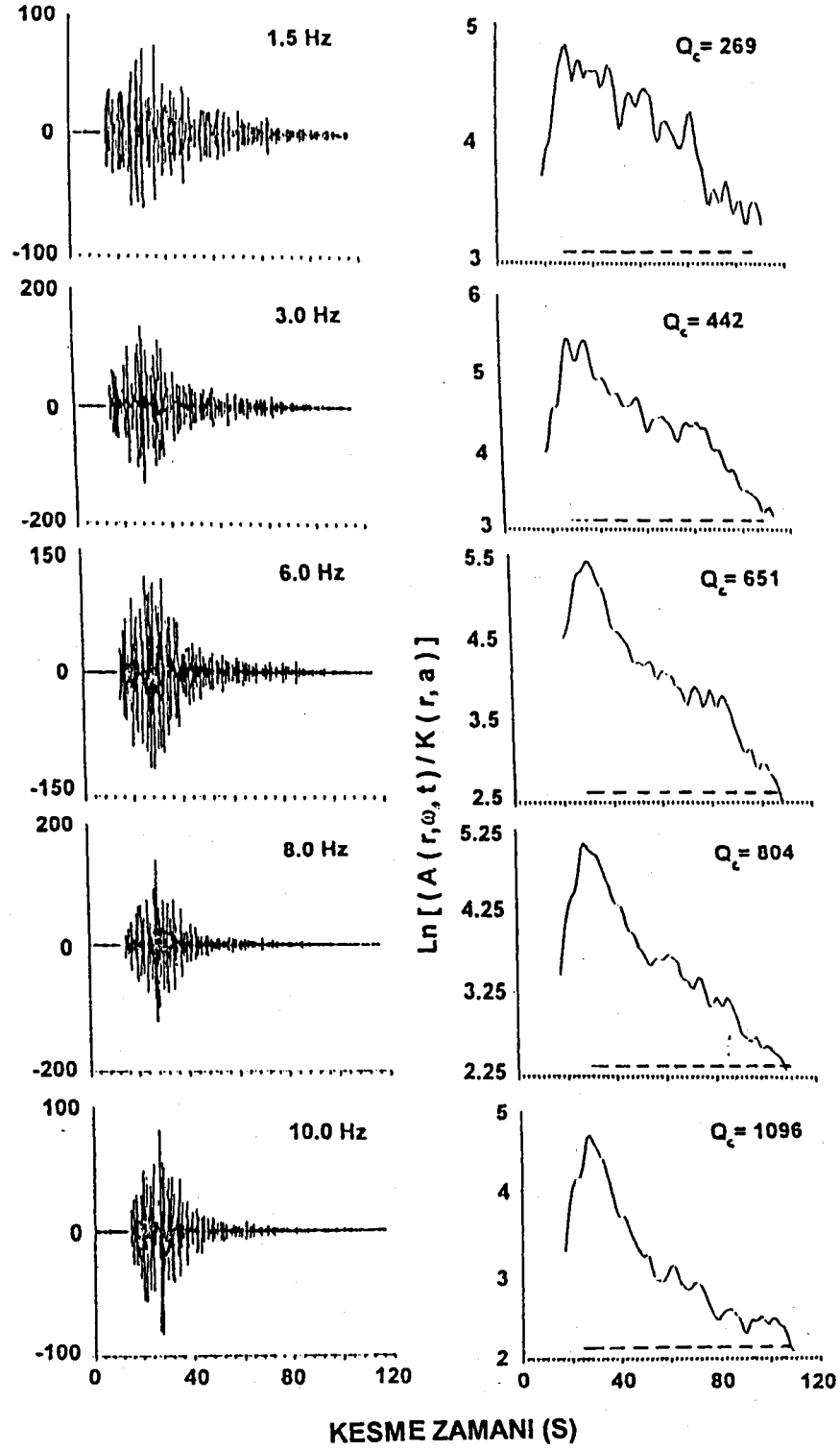
5) $[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ ve t_c arasındaki doğrusal ilişkinin oluşturduğu eğimden, $-\omega/2Q_c$, Q_c değerleri elde edilir. Genliğin maksimum olduğu nokta başlangıç noktası minimum olduğu nokta bitiş noktası olmak üzere ve başlangıç noktası sabit kalmak koşulu ile depremin başlangıç zamanından ölçülerek alınır t_c zamanı, bu aralık üzerinde 10 s'lik kaydırmalar ile sismogram sonuna kadar kaydırılarak Q_c değerleri hesaplanır.

6) Bu işlem, tüm veriler için tek tek yapıldıktan sonra, her kesme zamanına karşılık gelen Q_c değerlerinin ortalamasının alınmasıyla, zamanın (30-190 s) ve frekansın (1.5-10 Hz) fonksiyonu şeklinde Q_c değişimi elde edilir. Kullanılan veriler farklı episantr uzaklıklarında olduklarından farklı kesme zamanlarında farklı sayıda veri kullanılmıştır. Kullanılan veri sayısının kesme zamanına bağlı olarak değişimi Şekil 4'te verilmektedir.

En küçük kareler yöntemi kullanılarak, eğimden elde edilen Q_c değerleri; ilişki katsayısı 0.85 ve daha yukarısındaki verilerden seçilerek alınmıştır. her Q_c 'daki hata hesaplamaları ise standart sapma kullanılarak elde edilmiştir.

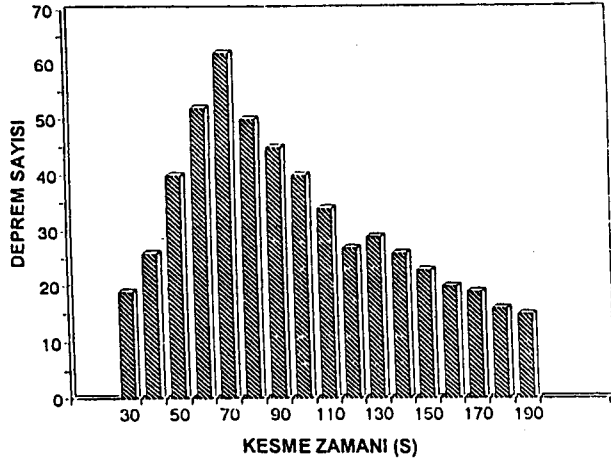
SONUÇLAR

Bir önceki bölümde anlatılan tüm işlemler sırası ile uygun S/G oranını sağlayan toplam 116 veriye uygulanmış ve bölgenin ortalama Q_c değeri frekansa (1.5-10 Hz) ve zamana (30-190 s) bağlı olarak hesaplanmıştır (Çizelge 2). Hesaplanan Q_c değerleri $1000/Q_c$ şeklinde frekansın fonksiyonu olarak Şekil 5a'da verilmiştir. Şekil 5a'da iki olay dikkati çekmektedir; birincisi Q_c değerlerinin frekansa bağlı olarak artması, ikincisi ise düşük frekanslara doğru Q_c değerlerindeki büyük saçılımdır. Bu saçılma koda dalgalarının kesme zamanına; daha açık tanımlamayla, pencere aralığının artmasına bağlı olarak değişik Q_c değerleri elde edilmesi şeklinde yorumlanmalıdır. Diğer bir deyişle, Q_c değerlerindeki zamana (t_c), bağlı değişim, bölgede derinlikle soğurulmanın değiştiğini belirleyen bir ilişkiyi ortaya çıkartmaktadır (Pulli 1984, Ibanez ve diğ. 1991). Şekil 5a'da görülen Q_c değerlerindeki saçılma, kullanılan verilerin geniş bir alan üzerinde incelenmesi nedeni ile oluşmaktadır. Hesaplanan ortalama Q_c değerleri (10) eşitliğine göre, 30 s kesme zamanında ve 100 km episantr uzaklığına sahip deprem verileri kullanılarak elde edilen Q_c değerleri 20-25 km derinliğindeki bir alandan, 70 s kesme zamanında ve 150 km episantr uzaklığına sahip deprem verileri kullanılarak elde edilmiş Q_c değerleri ise 100-110 km derinlikteki bir alandan elde edilmiş olmaktadır, bu büyüklükteki bir hacimde Q_c değerlerinin oldukça farklı değerler göstermesi doğaldır.



Şekil 3. Q_c analizi için bir örnek. Gebze istasyonunda kaydedilmiş episantr mesafesi 82 km olan bir deprem verisi (her sismogramın sağında verilen RMS koda genlikleri $\ln[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ tanımlaması ile verilen ve zamana göre değişen genliklerdir).

Fig. 3. Example of coda Q_c measurements. This record is for Gebze {GBZT} station, and the epicentral distance is 82 km: To the right of each filtered seismogram is shown the quantity $\ln[A(r,\omega,t)/K(r,a)]$ versus lapse-time, t .



Şekil 4. Kesme zamanı 10 s aralıklar ile elde edilen Q_c 'lar için kullanılan deprem verisi sayısının değişim grafiği.

Fig. 4. Distribution of lapse times for 10 sec intervals versus the number of observations.

Bu değişikliği daha iyi gözleyebilmek amacıyla kısa kesme zamanlarına ait ve üstkabuğa ait soğurulmayı belirleyen Q_c değerleri, uzun kesme zamanına ait ve alt kabuk ve Moho'ya ait soğurulmayı belirleyen Q değerlerinden ayrı incelenerek grafiklenmiştir (Şekil 5b). Kısa kesme zamanına karşılık gelen Q_c değerleri, uzun kesme zamanına ait Q_c değerlerinden çok daha küçüktür. Bunun nedeni yüzeye yakın üst kabuktaki soğurulmanın (erken koda dalgaları) daha derinlere nazaran (geç koda dalgaları) çok daha yüksek olmasıdır. Bu olayın doğal nedeni, derinlikle ortamın heterojenitesinin azalması buna paralel olarak yüksek Q_c düşük soğurmanın oluşmasıdır. Ancak diğer bir yaklaşım Gao ve diğ. (1983 a,b) tarafından sunulmuştur. Bu yaklaşımda, kısa kesme zamanındaki koda dalgaları için tek saçılma modelinin kullanılmasının daha uygun, buna karşın uzun kesme zamanındaki koda dalgaları için (çoklu saçılma içerdiklerinden dolayı) çoklu saçılma modeli kullanılmasının gerekliliği vurgulanmıştır.

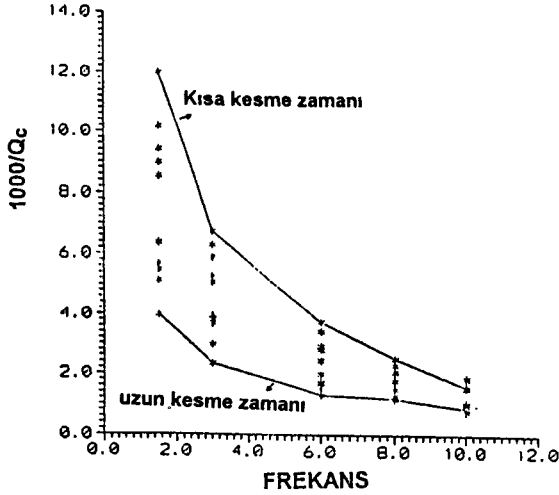
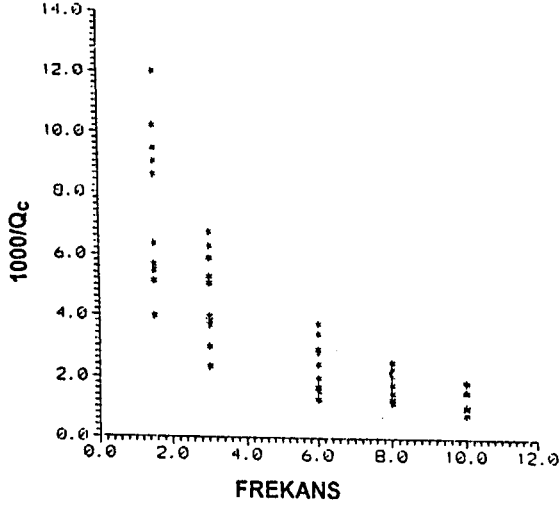
Çizelge 2. Farklı kesme zamanlarında elde edilen kalite faktörü, Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak gruplandırılması.
Table 2. Classification of quality factors (Q_c) for different lapse times as a function of frequency.

t_c (s)	1.5Hz		3.0Hz		6.0Hz		8.0Hz		10.0Hz	
	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata	Q_c	Hata
30	83.1	9.2	148.5	17.7	267.0	25.9	396.4	29.8	634.0	49.3
50	106.8	12.2	189.6	13.7	340.5	21.9	434.0	26.6	547.1	31.6
70	117.7	10.6	197.6	11.2	408.6	26.6	553.3	31.7	648.9	43.0
90	157.1	12.3	261.3	13.7	499.8	29.1	658.3	34.3	927.3	55.9
110	182.4	12.2	251.1	11.4	581.7	37.3	772.1	38.2	961.6	40.4
130	176.1	13.9	271.1	13.5	588.0	24.9	836.8	27.5	1271.5	66.0
150	195.0	13.2	335.8	14.1	635.7	24.5	756.4	24.0	1000.3	54.3
170	232.8	10.3	373.7	11.4	714.7	21.9	827.9	26.8	1153.3	61.7
190	251.0	9.7	427.7	13.0	759.3	26.8	800.0	39.5	1168.7	44.6

Çizelge 3. I-II-III ve IV. bölgelerde elde edilen Q_0 ($f=1$ Hz) değerlerinin zamanın ve frekansın fonksiyonu olarak sınıflandırılması.

Table 3. Coda Q_0 ($f=1$ Hz) values as a function of lapse time and frequency in regions I-II-III and IV.

Zaman (s)	1. Bölge		2. Bölge		3. Bölge		4. Bölge	
	Q_0	n	Q_0	n	Q_0	n	Q_0	n
30	50.91	1.0	-	-	35.44	1.16	54.15	0.92
40	78.55	0.77	64.01	0.94	54.09	0.93	104.89	0.67
50	84.19	0.88	52.22	0.91	69.01	0.88	198.35	0.28
60	78.34	1.0	63.54	0.87	51.24	0.99	72.60	0.82
70	90.101	0.99	86.01	0.80	65.08	0.94	62.97	0.98



Şekil 5. Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak değişimi. Veri saçılımı gösteren bir dağılım sunmaktadır.

Uzun ve kısa kesme zamanlarına karşılık gelen Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu olarak değişimi. Kısa kesme zamanlarında ($t < 100$ s) elde edilen Q_c değerlerinin, $Q_c(f) = 57.7 f^{1.01}$, ve uzun kesme zamanlarında ($t > 100$ s) elde edilen Q_c değerlerinin frekansın fonksiyonu $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$ şeklinde elde edilmesidir.

Fig. 5. Plot of all Q_c measurements as a function of frequency. Data show the scattered Q_c distribution. Plot of coda Q_c measurements as a function of frequency for long and short lapse times. While the measurements at short-lapse times ($t < 100$ sec) obey the relationship $Q_c(f) = 57.7 f^{1.01}$ the measurements at long-lapse times ($t > 100$ sec) obey the relationship $Q_c(f) = 183.2 f^{0.76}$.

İncelenen bölgeye ait hesaplanan Q_c değerleri frekansa büyük ölçüde bağımlılık gösterir. Bir bölgedeki Q_c değerlerinin frekansa bağımlılık derecesi o bölgede var olan tektonik aktivite ve sismisite ile ilişkilidir (Aki 1980 a, Pulli ve Aki 1981, Roecker ve diğ. 1982, Van Eck 1988, Del Pezzo ve diğ. 1990). Artan kesme zamanı, diğer bir deyişle artan derinlik ile Q_c değerlerinin frekans bağımlılık dereceleri azalmaktadır. Bu, derine doğru indikçe ortamın heterojenitesinin azaldığını ve yerkağının üst kesimlerine nazaran daha homojen bir yapı sunduğunu göstermektedir. Kısa kesme zamanına ait Q_c değerlerinin frekansa bağımlılığı,

$$Q_c(f) = 50.7 f^{1.01} \quad (t_c < 100 \text{ s})$$

eşitliği ile uzun kesme zamanına ait Q_c değerlerinin frekans bağımlılığı ise,

$$Q_c(f) = 183.2 f^{0.76} \quad (t_c > 100 \text{ s})$$

eşitliği ile elde edilmiştir. Görüldüğü gibi, uzun kesme zamanına (kabuğun derinliklerine) karşılık gelen Q_c 'nin frekansa bağımlılığı azalmakta, ortam yüzeye göre homojen bir yapıya dönüşmektedir.

Çalışmanın ikinci aşamasında, incelenen bölgenin kuzeyi dört alt bölgeye ayrılmış (Şekil 2) ve her bölge için Q_c değerleri zamanın ve frekansın fonksiyonu şeklinde incelenerek, bölgelerin soğrulma özelliklerinin farklılıkları ve benzerliklerinin ortaya çıkartılması amaçlanmıştır.

I. Bölgede toplam 34 deprem verisi kullanılarak Q_c değerleri zamanın ve frekansın fonksiyonu olarak hesaplanmıştır. 30 s kesme zamanına karşılık gelen ortalama Q_c değerleri frekansın fonksiyonu olarak $Q_c(f) = 50.91 f^{1.0}$ ve 70 s kesme zamanında $Q_c(f) = 90.1 f^{0.99}$ olarak hesaplanmıştır.

II. Bölge üzerinde toplam 15 deprem kullanılarak elde edilen Q_c değerleri 30 ve 70 s kesme zamanı için frekansa bağlı olarak $Q_c(f) = 64 f^{0.94}$ ve $Q_c(f) = 86 f^{0.80}$ şeklinde, III. Bölgede toplam 26 veri kullanılarak elde edilen frekans bağımlı Q_c değerleri 50 s ve 60 s kesme zamanlarında $Q_c(f=1\text{Hz})$ sırasıyla 69 ile 51 olarak bulunmuştur. IV. Bölgede ise Q_c değerleri kesme zamanı ile düzenli bir artış olmadan, 50 s kesme zamanından sonra gözle görülür derecede bir azalma göstermektedir. Dört bölge için Q_c değerlerinin frekansa ve zamana bağlı olarak değişimi Çizelge 3 de verilmiştir. En yüksek soğurulma III. Bölgeye karşılık gelen alan üzerinde saptanmıştır ve bu bölge İzmir-Ankara ofiyolit zonu sınırına karşılık gelmektedir. Zamana

bağlı olarak gözlenen düşük Q_c değerleri ve uzun-kısa kesme zamanlarına karşılık gelen bu değerlerin yaklaşık olarak aynı derecede yüksek frekans bağımlılıkları; derinlikle ortamın heterojenitesini kaybetmediğini ve soğurulmayı arttıran karmaşık bir yapının, ya da üst manto malzemesinin üst kabuğa yakın olduğunu işaret etmektedir. IV. bölgede ise derinlikle artan Q_c değerlerinde, belli bir derinlikten sonra ani bir düşüş gözlenmektedir. Belli bir derinlikten sonra soğurulma değerlerinde gözlenen bu ani artış, o derinlikte varolabilecek bir düşük hız zonuna veya oldukça aktif bir magmatik sokuluma karşılık gelen bir yapı-zon varlığı ile yorumlanabilir.

Simik ve tektonik açıdan oldukça aktif olan bu bölgede, derinliğe ve tektonizmaya bağlı daha ayrıntılı bilgi edinilmesi için farklı jeofiziksel verilerin bir araya getirilmesi gerekmektedir. Ayrıca Q_c 'nin fiziksel anlamı ortamın saçıcılığına ve elastik olmayan davranışına göre modellenmeli ve daha ayrıntılı olarak incelenmelidir. Tüm bunlar ancak bölgedeki sayısal sismoloji istasyonlarının, yöredeki problemlere bağlı olarak oluşturulacak, yerel sismik ağlarla desteklenmesi ile mümkündür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmaya yapıcı eleştiri ve önerileri ile katkıda bulunan editörlere teşekkürlerimizi sunarız. Çalışmada kullanılan deprem verilerinin sağlanmasına ve kullanımına izin veren TÜBİTAK-Marmara Araştırma Merkezi, Yer Bilimleri Bölümüne teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Aki, K. 1969, Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J.Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. ve Chouet, B. 1975, Origin of coda waves; source, attenuation and scattering effects. *J.Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K. 1980 a, Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21, 50-60.
- Aki, K. 1980 b, Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J.Geophys.Res.*, 85, 6496-6504.
- Aki, K. 1981, Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes, *Bull.Seism. Soc.Am.*, 71, 1687-1700.
- Akıncı, A. 1994, Attenuative Behaviour of Western Anatolia and Southern Spain using single and multiple scattering models. Ph.D.thesis, University of Dokuz Eylül, İzmir-Türkiye.
- Akıncı, A., G. Taktak ve S. Ergintav, 1994a, Attenuation of coda waves in the Western Anatolia. *Phys. Earth Planet. Int.*, 87, 155-165.
- Akıncı, A., Del Pezzo, E., ve Ibanez, J.M. 1995, Geometrical spreading and attenuation of Lg waves: a comparison between Western Anatolia and Southern Spain. *Tectonophysics*, NOS 1-3, 250, 47-60.
- Dainty, A.M., ve Toksöz, N. 1981, A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.
- Del Pezzo, E., Ferulano, F., Giarrusso, A. ve Martini, M. 1983, Seismic coda Q and scaling law of the source spectra at the Aeolian Islave, Southern Italy. *Bull. Seism. Soc.Am.* 73, 97-108.
- Del Pezzo, E. ve Scarcella, G. 1986, Three-component coda Q in the Abruzzi-Molise region, Central Apennines. *Annales Geophysicae*, 4, 589-592.
- Del Pezzo, E. De Martino S., De Miguel F., Ibanez J.M. ve Sorgente S. 1990, Characteristics of the seismic attenuation in two tectonically active zones of the Southern Europe. *Pure Apl. Geophy.* 135, 91-106.
- Fehler, M., Hoshiya, M., Sato, H. ve Obara, K. 1992, Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy vs hypocentral distance. *Geophys. J. Int.*, 108, 787-800.
- Frankel, A.D. ve Wennerberg, L. 1987, Energy-flux model of seismic coda; Separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seismic. Soc. Am.*, 77, 1223-1251.
- Gao, L.S., Lee L.G., Biswas N.N. ve Aki, K. 1983a, Effects of multiple scattering on coda waves in three dimensional medium. *Pure Appl. Geophys.* 121:3-15.
- Gao, L.S., Lee L.G., Biswas N.N. ve Aki, K, 1983b, Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc.Am.*, 73, 377-389.
- Haskov, J., Malone, S., McClurg, D. ve Crosson, R. 1989, Coda Q for the state of Washington. *Bull.Seism. Soc. Am.* 79, 1024-1038.
- Hoshiya, M. 1991, Simulation of multiple scattered coda waves excitation based on the energy conservation law. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 67, 123-136.
- Hoshiya, M., Sato, H. ve Fehler, M. 1991, Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope a Monte Carlo simulation of multiple isotropic scattering. *Papers in Meteorology ve Geophysics*, 42, 65-91.

- Hoshiya, M. 1993, Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the Multiple Lapse Time Window analysis of full seismogram envelope. *J. Geophys. Res.*, 98, 15.809-15.824,
- Ibanez, J.M. 1990, Coda wave and Lg attenuation in South Spain and Italy using digital seismograms. Ph.D.Thesis. Universidad de Granada. Granada. 306 pp, (In Spanish).
- Ibanez, J.M., Del Pezzo, E., De Miguel, F., Herraiz, M., Alguacil, G. ve Morales, J. 1990, Depth dependent seismic attenuation in the Granada zone (Southern Spain). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1222-1234.
- Knopoff, L. 1964, *Q*. *Rev. Geophys.*, 2, 625-660.
- Kvamme, L.B. ve Haskov, J. 1988, *Q* in Southern Norway. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1575-1588.
- Mayeda, K., Su, F. ve Aki, K. 1991, Seismic albedo from the total seismic energy dependence on hypocentral distance in Southern California. *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 104-114.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshiya, M., Aki, K. ve Zeng, Y. 1992, A comparative study of scattering, intrinsic and coda *Q*-1 for Hawaii, Long Valley, and Central California between 1.5 and 15 Hz. *J. Geophys. Res.* 97, 6661-6674.
- Pulli, J.J. 1984, Attenuation of coda waves in New Engle. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1149-1166.
- Rautian, T.G. ve Khalturin, V.I. 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 68, 923-948.
- Roecker, S.W., Tucker, B., King, J., ve Hartzfeld, D. 1982, Estimates of *Q* in central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 129-149.
- Sato, H. 1977, Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Van Eck T. 1988, Attenuation of coda waves in the Dead Sea region. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 2, 770-779.