



T.C.
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

46



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research
(Bull. Earthq. Res.)*



Temmuz [July] / 1984
Cilt [Volume]: 11

Sayı [Issue]: 46

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

İstanbul İçin Deprem Olma Olasılığının Weibull Dağılımından Yararlanarak Elde Edilmesi [Probability of Earthquake Occurrence as Obtained from Weibull Distribution Analysis for Istanbul]

A. Mete IŞIKARA 5-13

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

İki Doğrultuda Bileşik Eğilme Etkisindeki Betonarme Kesitlerin Taşıma Gücüne Göre Hesabı [Calculation of Reinforced Concrete Sections Under the Effect of Compound Bending in Two Directions According to the Bearing Capacity]

Ahmet DURMUŞ, Uğur EYÜBOĞLU 14-49

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

5 Temmuz 1983 Biga Depremi ve Artçı Deprem Etkinliği [5 July 1983 Biga Earthquake and Aftershock Event]

Esen ALSAN, Levent TEZUÇAN, Ersin BAŞARIR, Erhan AYHAN,

Nusret SANCAKLI 50-75

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Rayleigh Dalgalarının Güney Ege Denizindeki Bölgesel Atenüasyonu [Regional Attenuation of Rayleigh Waves in the South Aegean Sea]

Ülben EZEN 76-101

DİĞER [OTHER]

Heterojen Ortamda Sismik Hacim Dalga Sönümlerinin Yerinde Araştırılması [In Situ Investigation of Seismic Volume Wave Damping in Heterogeneous Environment]

Sefer GÜL 102-123

**DEPREM
ARAŞTIRMA
BÜLTENİ**

46

İSTANBUL İÇİN DEPREM OLMA OLASILIĞININ
WEIBULL DAĞILIMINDAN YARARLANARAK ELDE EDİLMESİ

PROBABILITY OF EARTHQUAKE OCCURANCE AS OBTAINED
FROM WEIBULL DISTRIBUTION ANALYSIS FOR İSTANBUL

A.Mete İŞİKARA

İ.Ü. Mühendislik Fakültesi,Jeofizik Bölümü,İstanbul

Özet :

Kalite-kontrol araştırmalarında geniş bir uygulama sahası bulunan Weibull dağılımı bu çalışmada İstanbul için şiddeti IX ve daha büyük olan depremler için uygulanmıştır.

Dağılımı belirleyen katsayılar bulunduktan sonra ortalama tekraralama periyodu ve standart sapması,birikimli,geçerlilik ve yoğunluk fonksiyonlarının tahmini yapılmıştır. Ortalama tekraralama periyodu ve standart sapması sırasıyla 118.68 ve 46.94 yıl olarak tahmin edilmiştir. Ayrıca olasılık yoğunluk fonksiyonu 100 yıl civarında bir maksimum göstermektedir. İstanbul için,ele alınan büyüklükte deprem olma olasılığı, içinde bulunduğumuz yıllarda %30 civarındadır,önümüzdeki yüzyılın ilk yarısının başında ve sonunda % 55 ve % 85 civarlarına ulaşacaktır.

ABSTRACT :

The Weibull distribution function,which is widely applied to quality-control research,is made use of in this paper in the probabilistic treatments of earthquake occurrence for İstanbul,taking into account the IX intensities (or greater) earthquakes.

The parameters related to the distribution are found and on the basis of these,mean return period and its standart deviation,cumulative,reliability and density functions are estimated. The mean return period and its standart deviation are estimated as 118.68 and 46.94 years respectively. Probability of having an earthquake in an area İstanbul, at this time amounts to 30 % and reach some 55 % and 85 % by the beginning and at the end of the next century. The probability density function has a maximum at about 100 years.

1. GİRİŞ :

Bir yanda Türkiye'nin en büyük ve nüfusu en fazla olan bir şehri, diğer yanda ülkemizin bilim,kültür,endüstri ve ticaret merkezi olması,İstanbul ve civarının deprem riskinin belirlenmesini tartışmasız çok önemli kılmaktadır. Çünkü,yayınlanan deprem kataloğlarına bakılırsa,İstanbul ve civarının zaman zaman büyük olarak adlandırabileceğimiz depremlere sahne ve bu depremlerle ilgili belgelerde incelendiğinde yörede büyük hasarların meydana gelmiş olması,konunun önemini daha açık olarak ortaya koymaktadır.

Bu bilgilerin ışığında, İstanbul için büyük sayılabilecek depremlerin vuku bulma ve tekrarlama olasılıklarının belirlenmesinin önemi ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle, araştırmamızda, sözü edilen olasılıkların tahminleri, Weibull dağılımından yararlanarak verilmeye çalışılacaktır.

2. VERİLER VE YÖNTEM :

Çalışmamıza kaynak olan veriler, Türkiye ve civarını içine alan ve yaklaşık 4000 yılı kapsayan katalogdan (Sosyal ve diğerleri, 1981) yararlanarak, Sipahioğlu (1982)'den alınmıştır. Sözü edilen çalışmada, İstanbul için şiddeti 9 ve daha büyük olan depremler belirlenmiş ve bunlar Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1. Çalışmamıza kaynak olan veriler

Tarih	Gözlemsel Dışmerkez		Şiddet
	Enlem	Boylam	
325	41.00	29.00	IX
427	41.00	29.00	IX
478	40.80	29.00	IX
553	40.75	29.00	X
865	41.00	29.00	IX
986	41.00	29.00	IX
1344	41.00	29.00	IX
1462	41.00	29.00	IX
1509	40.75	29.00	IX
1659	41.00	29.00	IX
1766	41.00	29.00	IX
1894	40.80	29.00	X

Her ne kadar bu katalogdaki verilerden yararlanarak Magnitüd (büyüklük)-şiddet amprik bağıntısı bulunmamışsa da, şiddeti 9 ve 10 olan depremlerin magnitüdlерinin 7.0'ye çok yakın veya daha büyük olduğu M. İpek'in magnitüd-şiddet bağıntısından yararlanılırsa söylenebilir. Bunlarda, gelişme sürecinde olan Türkiye gibi ülkelerde büyük hasarlara neden olması yüzünden, büyük sayılabilecek depremler olarak tanımlanmışlardır. Ayrıca, bunların zaman boyutuna göre olan dağılımlarında Olaylar Serisi Analizi kapsamı içinde, Weibull dağılımının uygulanabilmesini haklı kılacak bir izlenim uyandırmıştır.

Weibull dağılımı, özellikle modern teknolojiye kalite-kontrol araştırmalarında geniş bir uygulama sahası bulurken, deprem istatistiğine ilk uyarlaması Hagiwara (1974) tarafından yapılmış ve daha sonraları Rikitake (1975, 1976), bu yöndeki uygulamaları sürdürmüştür. Bu dağılımla ilgili geniş bilgi, bu çalışmalardan elde edilebilir.

Burada yalnızca, çalışmamızın daha iyi anlaşılabilmesi için aşağıda verilen geniş bir açıklamasıyla yetinilecektir. Şöyleki:

Küçük zaman aralıklarını Δt ile gösterelim. t ile $t + \Delta t$ zaman aralığında deprem olma olasılığı, depremin t zamanından önce

olmaması koşulu ile $\lambda(t) \cdot \Delta t$ ile belirlenir. Tehlike oranı (hazard rate) olarak adlandırılan $\lambda(t)$ 'in dağılımı Weibull dağılımı olarak

$$\lambda(t) = Kt^m \quad (1)$$

dır. Buradan geçerlilik (reliability) ve olasılık yoğunluk fonksiyonları

$$R(t) = \exp \left[- \int_0^t \lambda(t) dt = \exp \left(- \frac{Kt^{m+1}}{m+1} \right) \quad (2)$$

$$f(t) = -dR(t)/dt = Kt^m \exp \left[- Kt^{m+1}/(m+1) \right] \quad (3)$$

bağıntıları ile verilir. Bu bağıntılarda K ve m dağılımı belirleyen katsayılardır. Ayrıca birikimli deprem olasılık fonksiyonu

$$F(t) = 1 - R(t) \quad (4)$$

ile verilir. Yukarıda bağıntılardan yararlanarak ortalama tekrarlama periyodu;

$$E[t] = \int_0^{\infty} t f(t) dt = \left(\frac{K}{m+1} \right)^{-1/m+1} \Gamma \left(\frac{m+2}{m+1} \right) \quad (5)$$

ve bunun standart sapması,

$$(E[t^2] - E^2[t])^{1/2} = E[t] \left[\Gamma \left(\frac{m+3}{m+1} \right) - \Gamma^2 \left(\frac{m+2}{m+1} \right) \right]^{1/2} / \Gamma \left(\frac{m+2}{m+1} \right)$$

bağıntıları ile bulunur. Bağıntılarda görülen

Γ , gama fonksiyonudur.

Hemen dikkati çekeceği üzere Weibull modelini belirleyebilmek için K ve m katsayılarının saptanması gerekir. Her ne kadar iki yol önerilirse de, bunlardan burada uygulanış şekli olan ve $\frac{1}{R(t)}$ 'in iki defa logaritması alınarak,

$$\text{Log}_e \text{Log}_e \left(\frac{1}{R(t)} \right) = \text{Log}_e \left(\frac{K}{m+1} \right) + (m+1) \text{Log}_e t \quad (7)$$

eşitliğinden yararlanıp, En Küçük Kareler Yöntemini uygulayarak bulmaktadır.

Tablo 1'deki verilerimizi yöntemin ışığı altında düzenleyip, yukarıda sözü edilen yol ve (7) bağıntısı dikkate alınarak gerekli işlemler yapıldıktan sonra, bunların $\text{log}_e \text{log}_e \frac{1}{R(t)}$ ile $\text{log}_e t$ 'ye

göre dağılımları Şekil 1'de gösterilmiştir. Weibull modeli için, bu dağılıma uyabilecek en iyi doğru denkleminin katsayılarının tahmini, Hagiwara (1974) ve Rikitake (1975)'inde yaptıkları şekilde son iki uç nokta (içi boş dairelerle gösterilmiştir) ihmal edilip, En Küçük Kareler Yöntemi uygulayarak yapılmıştır.

3. ELDE EDİLEN OLASILIK FONKSİYONLARININ SUNULMASI :

Şekil 1'deki dağılıma uyarlanan doğru denkleminin katsayılarından yararlanarak, $m = 1.73$ ve $K = 5.93.10^{-6}$ olarak bulunmuştur. Bir önceki bölümdeki bağıntılara dikkat edilirse, bu katsayılar yardımıyla, İstanbul için öncelikle, büyük sayılabilecek depremlerin tekrarlama periyodu ve standart sapmasının tahminleri yapılabilir. Bunların yanında Weibull dağılımına bağlı birçok değeride fonksiyonel olarak belirleyebilmek mümkündür.

(5) ve (6) bağıntılarından yararlanarak, İstanbul için söz konusu depremlerin tekrarlama periyodu $E [t] = 118.68$ yıl ve standart sapmasıda $(E [t^2] - E^2 [t])^{1/2} = 46.94$ yıl olarak tahmin edilmiştir. Bu tahminler, Sipahioğlu (1982)'nin tahminleri ile karşılaştırıldığında, araştırmacı şiddeti IX ve daha büyük tüm depremleri ele alındığından bu değeri yaklaşık 160 yıl civarında bulmuştur. Tahminimiz, sözü edilen tahmine standart hata sınırları içinde uyumdadır. Bununla beraber, tahminimizin, araştırmacının çalışmasında belirlendiği, bir sonraki etkinlik sürecine geçişteki maksimum etkinlik boşluğu olan 113 yıl ile bir uyum gösterdiği söylenebilir.

Bu iki tahminin yanısıra, geçerlilik ve yoğunluk fonksiyonlarında zamana göre elde edilmiştir. Bu iki fonksiyon Şekil 2'de birlikte gösterilmiştir. Geçerlilik fonksiyonuna baktığımızda, geçerliliğin $t = 120$ yıl civarında yaklaşık 1/3 nispetine doğru azaldığı ve daha sonra sıfıra yaklaştığı görülür. Diğer taraftan ise yoğunluk fonksiyonu $t = 100$ yıl civarında maksimuma ulaşmaktadır. Buradan $t = 100$ ile 120 yıl civarlarına kadar İstanbul'un büyük sayılabilecek bir depreme sahne olamayacağı söylenebilir. Şüphesiz, yöntemin ön gördüğü şekilde bu sonuçları, İstanbul'da ele aldığımız şiddette olan en son depremin tarihini nazarı itibare alarak değerlendirmek icap eder. Bu tarihlerde şekillerde alt sırada verilmiştir.

Diğer taraftan zamanın fonksiyonu olarak birikimli olasılık fonksiyonu Şekil 3'de gösterilmiştir. Şekli incelediğimizde İstanbul'da birikimli olasılığa göre ele alınan büyüklükte deprem olma şansının içinde bulunduğumuz yıllarda % 30 civarında olduğu görülür. Birikimli olasılığın önümüzdeki yüzyılın ilk yarısında alabileceği değerlere göre, % 55 ile % 85'e doğru ulaşacağı izlenebilir.

Bir diğer yaklaşım, yakın bir gelecekte büyük sayılabilecek bir depremin olma olasılığının şartlı olasılık tahminidir. Bunun için, t'su andaki zamanı gösteriyorsa, sorununu aradığımız önümüzdeki zaman aralığıda $(t, t + \tau)$ arasında olursa, Şartlı olasılık,

$$P(\tau/t) = 1 - R(t + \tau) / R(t) \quad (8)$$

bağıntısı ile verilir. Bu şekilde, $\tau = 10$ yıl alınarak belirlendiğimiz şartlı olasılık fonksiyonu, Şekil 4'de gösterilmiştir. Bu şekli belli bir başlangıçtan itibaren 10'ar yıllık süreçler içerisinde deprem olma olasılığı şeklinde değerlendirmek gerekir.

4. SONUÇLARIN İRDELENMESİ :

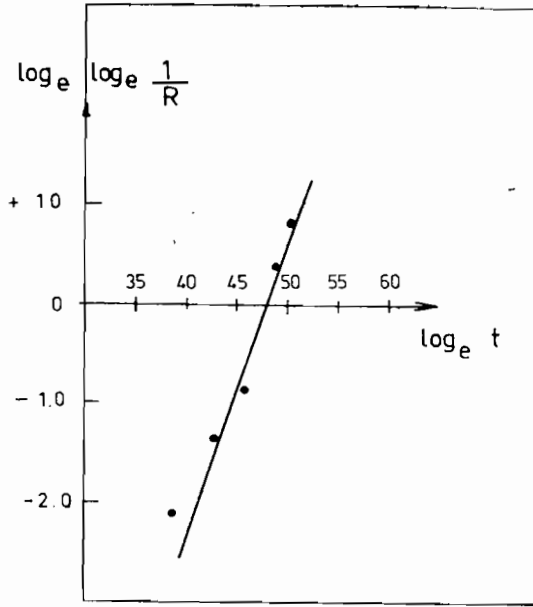
Araştırma konumuz itibari ile bu yönde ilki olan bu çalışmamızda sunulan sonuçlara göre, belli büyüklükte ve aynı tektonik rejime maruz

olan bölgelerin depremlerini ele alarak vuku bulma olasılıklarının, zamanın fonksiyonu olarak Weibull dağılımı aracılığı ile verilebileceğidir. Bu nedenle,yöntemle ilgili uygulamalar sürdürülerek ve gerekecek irdellemeler yapılacaktır.

Ancak geçmişte elde edilen istatistiksel verilere dayanmaktan çok,bizzat gözlenen fiziksel olgulara dayanarak bir depremin vuku bulacağıının olasılık tahminlerinin yapılmasının daha gerçekçi olduğu tartışılmazdır. Bu nedenle çalışmamızda sunulan sonuçları bu açıdan değerlendirmek ve yapılan tahminlere belli büyüklükte bir deprem olma olasılığının tahminini ortaya koyan ilk sonuçlar gözüyle bakmak gerekir. Bununla beraber,bu şekilde yapılan olasılık tahminlerinin deprem zararlarının azaltılması yönünde,bazı önlemlerin alınabilmesi ve gerekli çalışmaların yapılabilmesi için bazı tavsiyelerde bulunabileceği gerçeğinde getireceğini unutmamak lazımdır. Örneğin, eğer birikimli olasılığın belli bir değeri geçtiği, 0.5 gibi, zamanı dikkate alarak,deprem zararlarının azaltılması yönünde harekete geçmek üzere bir karar verirsek, gerek mühendislik ve gerekse de depremlerin önceden belirlenmesi ve diğer çalışmaların yoğunlaştırılması için bu tahminler bir ölçü olabilir.

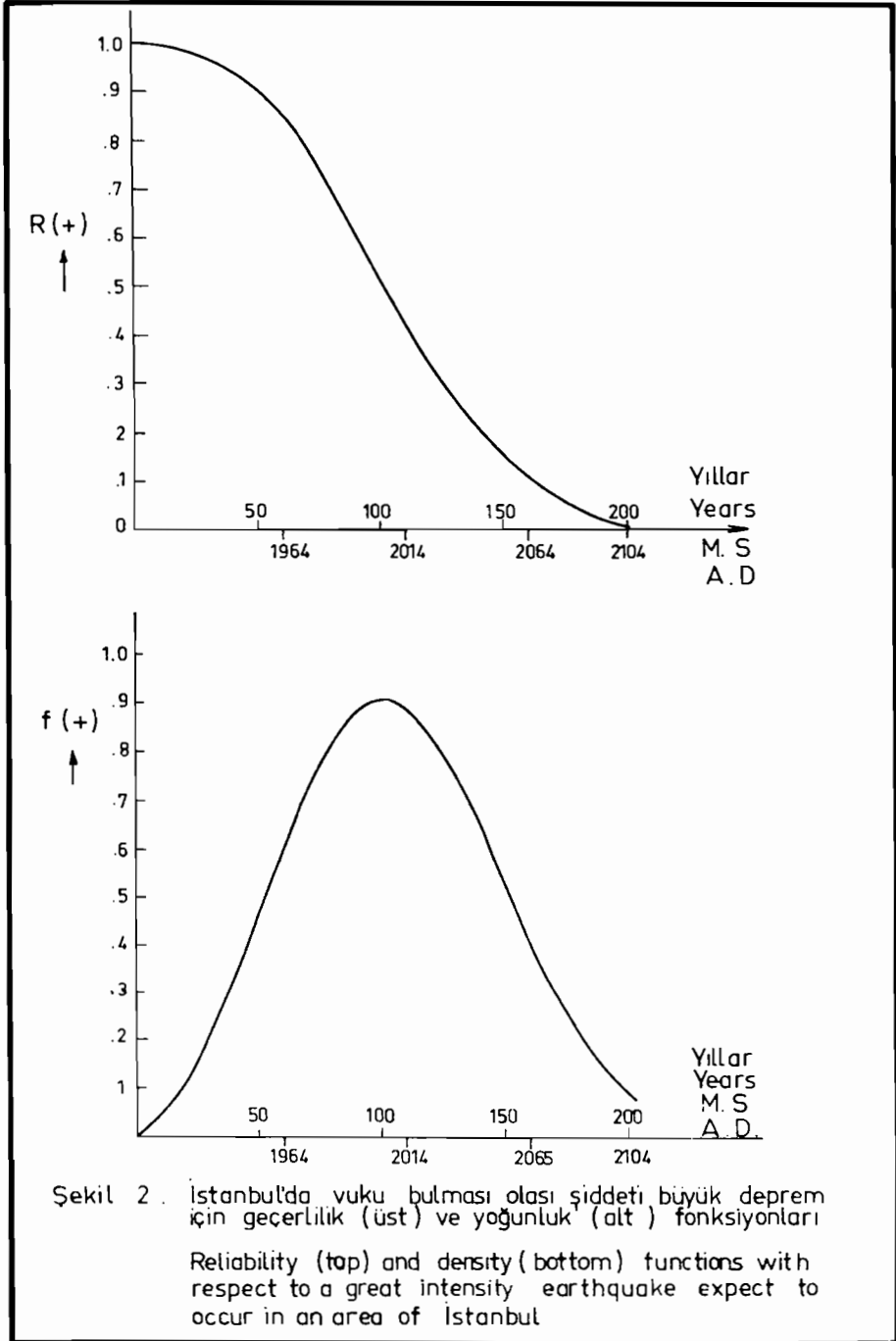
YARARLANILAN KAYNAKLAR :

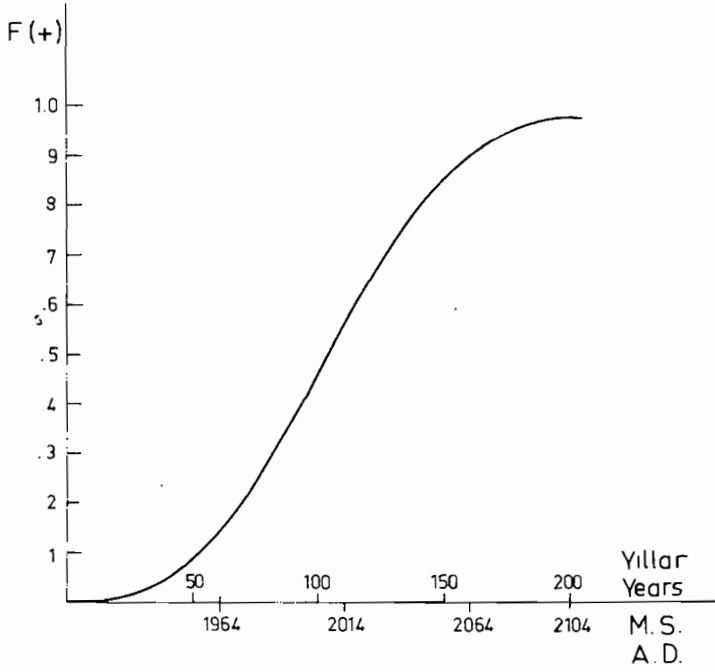
- Hagiwara,Y. (1974), Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain. Tectonophysics, 23 : 313-318.
- Rikitake, T. (1975),Statistics of Ultimate Strain of the Earth's crust and probability of earthquake occurrence, Tectonophysics,26, 1-21.
- Rikitake, T. (1976),Recurrence of Great Earthquakes at Subduction Zones,Tectonophysics,35,335-362.
- Sosyal.H,S.Sipahioğlu,D.Kolçak,Y.Altınok(1981) Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu.TBTAK Yayını
- Sipahioğlu,S.(1982),Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Çevresinin Deprem Etkinliğinin İncelenmesi,Doktora Tezi. İ.O.Mühendislik Fakültesi.



Şekil .1 $\log_e \log_e 1/R - \log_e t$ dağılımı ve uyarlanan doğru

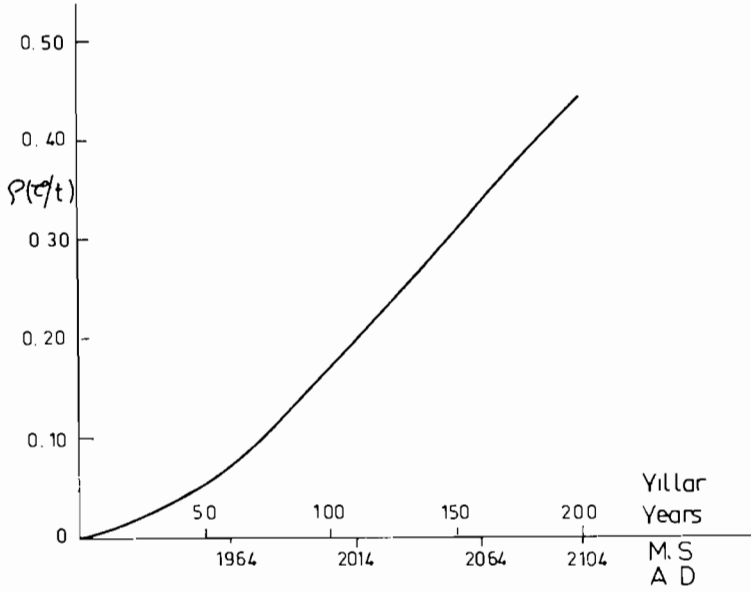
$\log_e \log_e 1/R$ vs $\log_e t$ in Weibull model and fitting line





Şekil 3. İstanbul'da deprem olma birikimli olasılık fonksiyonu

Cumulative probability for an earthquake to recur in Istanbul area



Şekil 4 10 ar yıllık sürelerde İstanbulda deprem olma şartlı olasılık fonksiyonu (Belli bir epokdan itibaren)

Conditional probability for an earthquake occurring in Istanbul area within 10 years time, from a certain epoch indicated on the abscissa

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ETKİSİNDEKİ
BETONARME KESİTLERİN TAŞIMA GÜCÜNE GÖRE
HESABI

Ahmet DURMUŞ (1) Uğur EYÜBOĞLU (2)

(1) Doç.Dr.Ing., (2) Arş.Gör.Yük.Müh.
Karadeniz Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği
Bölümü, Betonarme Bilim Dalı, Trabzon.

RESUME

On a traité, dans cet article, du calcul à l'état-limite ultime des section en beton armé soumise à la fléxion composée déviée.

Dans une premiere étape, independenement la geometrie de sections, on a déterminé les principes du calcul sur une section de forme quelconque. Ensuite, on a étudié les sections rectangulaires courants dans la vie pratique et donné quelques abaques conernant à ces sections avec plusieurs exemples numériques de leurs utilisations.

ÖZET

Bu çalışmada iki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki betonarme kesitlerin, taşıma gücüne göre, hesabı üzerinde durulmuştur.

Önce kesit geometrisine bağlı kalmaksızın hesap esasları, genel bir kesit üzerinde belirtilmiştir. Daha sonra pratik hayatta çok kullanılan dikdörtgen kesitler incelenmiş ve bunlara ait bazı abaklar ile bu abakların kullanımına dair çeşitli sayısal örnekler verilmiştir.

1. GİRİŞ

Yapıya etkiyen yatay yükler (deprem ve rüzgar yükleri gibi) olmasa bile pratik hayatta, ömrü boyunca, yalnız eksenel basınç etkisinde kalan bir yapı elemanına, özellikle bir kolona rastlamak hemen hemen mümkün değildir. Zira yapılarda çok kullanılan kolonlar bir yandan yapı planı diğer yandan hareketli yükler sebebiyle çoğu zaman bileşik eğilme etkisinde kalırlar. Yine bu elemanlardaki bileşik eğilme genellikle iki doğrultuda bileşik eğilmedir. Ancak iki doğrultudaki eğilme momentlerinden biri diğerine oranla

çok küçükse bu durumdaki bir kesitin yalnız büyük moment dikkate alınarak bir doğrultuda bileşik eğilmeye göre hesaplanmasının sakıncalı olmayacağı düşünülebilir [4,5,6,7,16].

Bu yaklaşıma göre, eğer yapıdaki kolonlar iki doğrultuda kirişlerle bağlanmışlarsa, köşe kolonları haricindeki, dış cephe kolonlarının sabit yükler altında dahi bir doğrultuda, köşe kolonlarının ise iki doğrultuda bileşik eğilme etkisinde oldukları hususunda şüphe yoktur [18,19,21,22].

Durum böyle olunca, yalnız düşey yükler için bile proje mühendisi, özellikle kolonların projelendirilmesinde, birçok kesiti iki doğrultuda bileşik eğilmeye göre hesaplamak zorundadır [25].

Bu gerçekten hareketle, bu çalışmada iki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki betonarme kesitlerin taşıma gücüne göre hesabı üzerinde durulmuştur.

Önce kesit geometrisine bağlı kalmaksızın hesap esasları ve hesap sırası, kendi betonarme yönetmeliğimize [1,2] uygun olarak, genel bir kesit üzerinde belirtilmiştir. Daha sonra, pratikte çok kullanılan betonarme dikdörtgen kesitler incelenmiş ve bunlara ait geliştirilmiş bazı abaklar ile bu abakların kullanılmasına dair çeşitli sayısal örnekler verilmiştir. Diğer donatı halleri için gerekli abaklar kaynak [18,20,21] den temin edilebilir. Böylece proje mühendisine, çalışmanın teorik kısmını anlamaya gerek kalmadan bile bu tür bir hesabı cep elektronik hesap makineleri ile rahatça yapabileme imkanının sağlanması düşünülmüştür.

Çalışmada kullanılan semboller, birkaç istisna ile, Uluslararası semboller (SIO), birimler de Uluslararası birimlerdir (SI) [1,2,3,9,10,12,13]. Ancak hesapları alışılmış eski birimlere göre (metrik sistem birimleri) yaparak sadece sonuçların SI ye çevrilmesi de mümkündür. Bunun için sayfa 22 de birimlere ait bir çizelge verilmiştir. Diğer taraftan malzeme gruplarını gösteren yeni sembollerin eski karşılıkları da parantez içinde gösterilmiştir.

Kolonların burkulmaya göre hesabı, ikinci mertebe teorisi ile kesit hesabına dönüştürüldüğünden [1], ikinci mertebede moment-

lerini ($M_d' = \beta \cdot M_d$) dikkate alarak bu çalışmada gösterilen yolla (Bkz. sayısal örnekler) yapılabilir.

2. TEMEL İLKELER VE VARSAYIMLAR

Eğilme momenti ve aksenal yükün (bağımsız ve bileşik) etkisindeki herhangi bir kesitin incelenmesi bazı klasik varsayımlar yardımıyla gerçekleştirilir. Bunlar :

1) Enkesit boyutları uzunluklarına göre küçük olan yapı elemanlarında (moment sıfır noktaları arasındaki mesafenin kesit yüksekliğine oranı 2 den büyük olan yapı elemanları) kesit taşıma gücünü yitirinceye kadar düzlem kesitler düzlem kalır. O halde kesitin birim şekildeğiştirme diyagramı doğrusaldır. Bu varsayım dairesel eğilme halinde deneysel olarak ta doğrulanmakta ancak, kesitte kesme kuvvetinin bulunduğu durumlarda kabul edilmiş olmaktadır [3,8,20,23].

2) Donatı ile beton arasındaki kenetlenme (aderans) tamdır. Dolayısıyla donatıdaki birim boydeğişimi kendisini saran betonunkine özdeştir. Burada da donatı çubuğunun çekmeye maruz olması halinde kendisini saran betonun çatlamamış olduğu kabul edilmiş olmaktadır [24,25].

3) Çekme bölgesindeki betonun kesit dayanımına etkisi yoktur. Dolayısıyla kesit tarafsız eksen düzeyine kadar çatlamıştır [1,15,17].

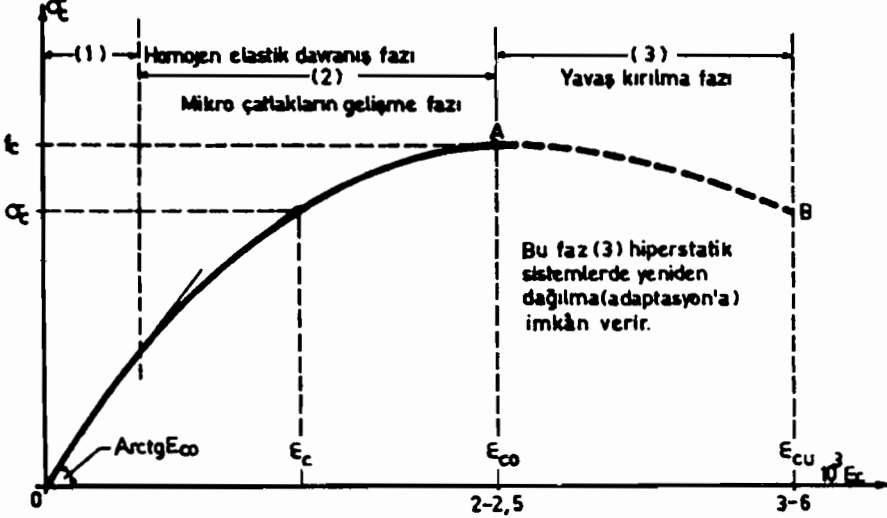
4) Klasik (geleneksel) betonun maksimum birim kısalma kapasitesi basit ve bileşik eğilmede 0.003 ($=\epsilon_{cu}$), merkezi basınçta 0.002 ($=\epsilon_{cu}$) dir [1,5].

5) En çok çekme etkisindeki donatının maksimum birim uzama kapasitesi 0.010 ($=\epsilon_{su}$) dur. Bu sınırlandırma düzlem kesitlerin düzlem kalması ve elemanın stabilitesini hedef almaktadır [8,13,21].

6) Beton ve donatının gerilme-şekildeğiştirme diyagramları ($\sigma_c - \epsilon_c$) ve ($\sigma_s - \epsilon_s$) bellidir.

6-a) Betonun gerilme-şekildeğiştirme diyagramı: Kesitin taşıma gücü sona ereceği anda, basınç bölgesi betonundaki gerilme dağı-

lımı klasik betonun bir eksenli merkezi basınçta elde edilen $\sigma_c - \epsilon_c$ eğrisinin benzeridir (Şekil 1) [13,14,18,19].



ŞEKİL 1. Klasik betonun gerilme-şekildeğiştirme diyagramı.

Ancak bu diyagramı birçok parametre etkilediğinden analitik olarak ifade edilmesi zordur. Nevarki betonarme kesit hesaplarında gerilme dağılımının şeklini değil, dağılımın vereceği bileşke kuvvetle bu bileşkenin moment kolu dolayısıyla uygulanma noktası kullanılmaktadır. Dağılımın bu iki özelliği ise üç bağımsız katsayı (k_1, k_2, k_3) ile belirlenebilmektedir [1,18,19].

k_1 : Dikdörtgen basınç dağılımında dikdörtgen derinliğinin tarafsız eksen derinliğine oranı,

k_2 : Beton basınç gerilmesi bileşkesi derinliğinin tarafsız eksen derinliğine oranı (ağırlık merkezi katsayısı). Basınç bölgesinin şekli dikdörtgense ağırlık merkezi ortada, dolayısıyla $k_2 = \frac{k_1}{2}$ olur.

k_3 : Maksimum basınç gerilmesinin beton hesap basınç-dayanımına oranı.

Betonun karakteristik, silindir, basınç dayanımına göre k_1 aşağıdaki değerleri alır.

$$\begin{aligned} f_{ck} \leq 25 \text{ N/mm}^2 & \text{ ise } k_1 = 0.85 \\ f_{ck} > 25 \text{ N/mm}^2 & \text{ ise } k_1 = 0.85 - 0.006 (f_{ck} - 25) < 0.85 \end{aligned}$$

nişları elastikse tarafsız eksenin konumunun normal kuvvetin değerinden bağımsız olduğunu ve bu eksenin konumunun yalnız basınç merkezinin koordinatlarına bağlı bulunduğunu göstermektedir. Nevarki eğer kesit malzemelerinin davranışı elastik değilse tarafsız eksenin konumu normal kuvvetin şiddetine bağlıdır. Bu durumda tarafsız eksenin yeri, basınç merkezine bağlı olarak, doğrudan doğruya belirlenemez. Bunun için ters bir yol izlemek gerekir. Bu ters yol, iki parametreye bağlı olarak tanımlanan tarafsız eksenine göre basınç merkezinin koordinatlarını saptamak ve böylece tarafsız eksenin bu konumuna tekabül eden son normal kuvveti (N_x) hesaplamaktan ibarettir [6,24].

Özetle, belirli bir basınç merkezine tekabül eden tarafsız eksen ve son normal kuvveti ters bir işlemle araştırmak uygun düşmektedir. Bu ters işlemse zorunlu olarak sayısal iterasyon yapmayı gerektirmektedir.

4. TANIM VE GÖSTERİLİMLER

xoy düzlemindeki betonarme bir kesit $A_{ci}(x_i, y_i)$ $i=1, \dots, n$ çevre koordinatları ve kesiti A_{sj} koordinatları $A_{sj}(x_j, y_j)$ $j=1, \dots, m$ olan donatı alanlarıyla tanımlanmıştır (Şekil 5).

Beton ve donatıların davranış yasaları:

Donatı için $\sigma_{sd} = f(\epsilon_s, f_{yd})$

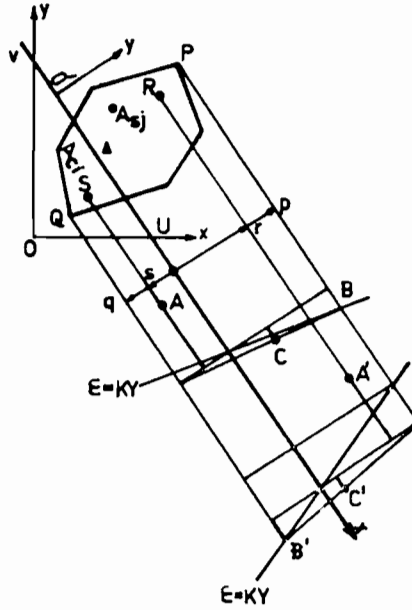
Beton için $\sigma_{cd} = g(\epsilon_c, f_{cd})$ şekliyle bellidir.

Tarafsız eksenin (Δ) yeri iki parametre ile tanımlansın:

- . Apsisi $\overline{ou} = u,$
- . Ordinatu $\overline{ov} = v.$

XOY yeni bir eksen takımı olarak seçilsin ve bu yeni eksen takımının OX eksenini tarafsız eksen olan Δ doğrusu ile çakışsın. Bu yeni eksen takımında yukarıda tanımlanan koordinatlar, eksen değişimi ile, aşağıdaki duruma dönüşürler.

$$A_{ci}(X_i, Y_i), A_{sj}(X_j, Y_j)$$



ŞEKİL 5 : İki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki betonarme herhangibir kesit.

5. SON SINIR DURUMDA BİRİM ŞEKİLDEĞİŞTİRMELERİN HESABI

XO'Y eksen takımında koordinatları X,Y olan kesitin bir noktasının ϵ birim şekildeğiştirmesi $\epsilon=KY$ olarak belirlenebilir. ϵ fonksiyonu Δ tarafsız eksenine göre kesiti K eğimi ile kesen π düzlemiyle gösterilebilir. K'nın biri pozitif diğeri negatif olmak üzere herbiri son sınır duruma tekabül eden iki değeri vardır. Bu iki değer π düzleminin, mutlak değerce en küçük değer veren üç dönme noktasının en az birinden geçmesinden ileri gelmektedir (Bkz. Şekil 4).

Tarafsız eksenin kesitin tepe noktalarına (P,Q) cebrik uzaklıkları p ve q ile gösterilirse bu uzaklıklar aşağıdaki gibi tanımlanabilir.

$$p = \text{Max} (Y_i), \quad i=1,n$$

$$q = \text{Min} (Y_i), \quad i=1,n$$

Kesit içinde, tarafsız eksene en uzak olan R ve S donatılarının tarafsız eksene göre cebrik uzaklıkları r ve s ile gösterilirse

bu uzaklıklar da şöyle gösterilebilir:

$$r = \text{Max } (Y_j), \quad j=1, m$$

$$s = \text{Min } (Y_j), \quad j=1, m$$

Pozitif K değeri için A, B ve C dönme noktaları aşağıdaki gibi tanımlanabilir:

$$A: \quad Y = s + \epsilon = -0.010$$

$$B: \quad Y = p + \epsilon = 0.003$$

$$C: \quad Y = \frac{2p+q}{3} + \epsilon = 0.002$$

Son sınır duruma tekabül eden K:

$$K_1 = \text{Min} \begin{cases} -0.010/s \\ 0.003/p \\ 0.002/\frac{2p+q}{3} \end{cases} \quad \text{değerini alır.}$$

Negatif K değerleri için A', B' ve C' şöyle tanımlanabilir:

$$A': \quad Y = r + \epsilon = -0.010$$

$$B': \quad Y = q + \epsilon = 0.003$$

$$C': \quad Y = \frac{2q+p}{3} + \epsilon = 0.002$$

Son sınır duruma tekabül eden K:

$$K_2 = \text{Max} \begin{cases} -0.010/r \\ 0.003/q \\ 0.002/\frac{2q+p}{3} \end{cases} \quad \text{değerini alır.}$$

Görüldüğü gibi bu K değerleri, dolaylı olarak, tarafsız eksenini belirleyen u, v gibi iki parametrenin fonksiyonudur. Bu durumda aşağıdaki gösterilim yapılabilir:

$$K_1 = K_1(u, v)$$

$$K_2 = K_2(u, v)$$

6. SON SINIR DURUMDA KESİT KUVVETLERİNİN HESABI

Kesit içindeki herhangi bir noktanın xOy eksen takımındaki koordinatları x, y, XO'Y eksen takımındaki koordinatları da X, Y ile gösterilirse ϵ birim şekildeğiştirmesi aşağıdaki bağıntı ile ifade edilebilir [6,21].

$$\epsilon = KY = K(ax+by+c)$$

Bu durumda betondaki gerilmeler:

$$\sigma_{cd} = g(\epsilon) = f(KY) = \sigma_{cd}(x,y)$$

Donatıdakiler ise:

$$\sigma_{sdj} = f(\epsilon_{sj}) = \sigma_{sdj}(x_j, y_j) \text{ olur.}$$

Gerilmelerden doğan kesit kuvvetleri:

• Eksenal kuvvet:

$$N = \iint_{A_c} \sigma_{cd}(x,y) dx dy + \sum_j \sigma_{sdj} A_{sj}$$

• Ox eksenine göre moment:

$$M_x = \iint_{A_c} y \sigma_{cd}(x,y) dx dy + \sum_j y_j \sigma_{sdj} A_{sj}$$

• Oy eksenine göre moment:

$$M_y = \iint_{A_c} x \sigma_{cd}(x,y) dx dy + \sum_j x_j \sigma_{sdj} A_{sj}$$

Eksenal kuvvetin basınç merkezi koordinatları:

$$e_x = M_y/N, \quad e_y = M_x/N \text{ olur.}$$

Özetle, eksenal kuvvetin basınç merkezi koordinatları (e_x, e_y) tarafsız eksen (Δ) belirleyen u ve v parametrelerinin fonksiyonudur:

$$N = N(u,v), \quad e_x = e_x(u,v), \quad e_y = e_y(u,v)$$

f ve g fonksiyonları belli ise, integral işlemleri için Simpson formülü gibi klasik sayısal yöntemler kullanılmak suretiyle bu üç fonksiyon (N, e_x, e_y) sayısal olarak hesaplanabilir [6].

7. BELİRLİ BİR BASINÇ MERKEZİNE GÖRE KESİTİN TAŞIYABİLECEĞİ EKSENEL YÜK (N_T)

Madde 6 da, tarafsız eksenin yerinin bilindiği varsayımıyla, $N=N(u,v)$, $e_x=e_x(u,v)$ ve $e_y=e_y(u,v)$ fonksiyonlarının belirlenmesi için sayısal bir hesap süreci verilmiştir.

Son iki ifadenin tersinden (inversion)

$$\begin{aligned} e_x &= e_x(u,v) & \longrightarrow & & u &= u(e_x, e_y) \\ e_y &= e_y(u,v) & & & v &= v(e_x, e_y) \end{aligned} \quad \text{yazılabilir.}$$

Böylece e_x, e_y belli ise tarafsız eksenin u, v koordinatları, dolayısıyla konumu belirlenebilir. Bu ters işlemi yapmak için başta Newton-Raphson yöntemi olmak üzere birçok sayısal yöntem vardır [6].

u ve v nin sayısal değerleri bulununca son eksenel kuvveti (N_r) elde etmek için bu değerleri $N=N(u,v)$ fonksiyonunda yerine koymak yeterlidir.

Not: 1) Belirli bir tarafsız eksene (Δ), şekildeğiştirme düzleminin sırasıyla pozitif ve negatif eğimleri için, iki son durum tekabül etmektedir. Aynı şekilde bir basınç merkezine (e_x, e_y), biri şekildeğiştirme düzleminin pozitif diğeri de negatif eğimi dikkate alınmak suretiyle iki son eksenel kuvvet (N_r) tekabül etmektedir.

2) İki doğrultuda basit eğilme, iki doğrultuda bileşik eğilmenin özel bir halidir. Zira e_x ve e_y nin sonsuz olması halini iki eksenli basit eğilmeyi gösterir. O halde iki eksenli basit eğilmede son momentlerin (M_{xr}, M_{yr}) araştırılması, e_x ve e_y dışmerkezliliklerine (eksantrikliklerine) çok büyük değerler verilmek suretiyle yukarıda sunulan yöntemle yapılabilir.

8. SİMETRİK DONATILI DİKDÖRTGEN KESİTLER

Pratikte kolon kesitleri genellikle dikdörtgen ve donatıları da çoğuzaman simetrik olarak yerleştirildiğinden bu çalışmada bu tür kesitlerin hesabı üzerinde durulmuştur. Bu tip kesitlerin hesabında genellikle kesitin b ve h boyutları $h \geq b$ (Şekil 6), donatı çubuğu sayısı, düzen ve konumuna ($d'/h, b'/b$) karar verilir. Kesiti oluşturan malzemelerin hesap dayanımları, kesit kuvvetleri (N_d, M_{xd}, M_{yd}) belli iken bu kesite konması gerekli donatı alanının belirlenmesi gerekir.

N_d : Eksenel hesap yükü (basınç)

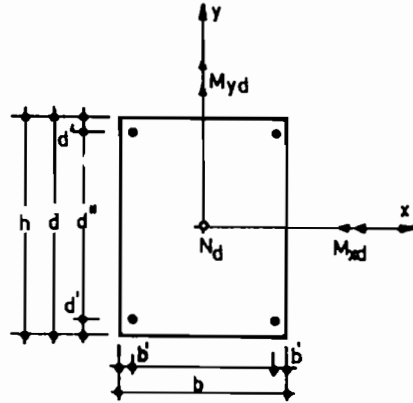
M_{xd} : x eksenini etrafında (y eksenini doğrultusunda) etkiyen hesap eğilme momenti ($M_{xd} = N_d \cdot e_x$);

M_{yd} : y eksenini etrafında (x eksenini doğrultusunda) etkiyen hesap eğilme momenti ($M_{yd} = N_d \cdot e_y$).

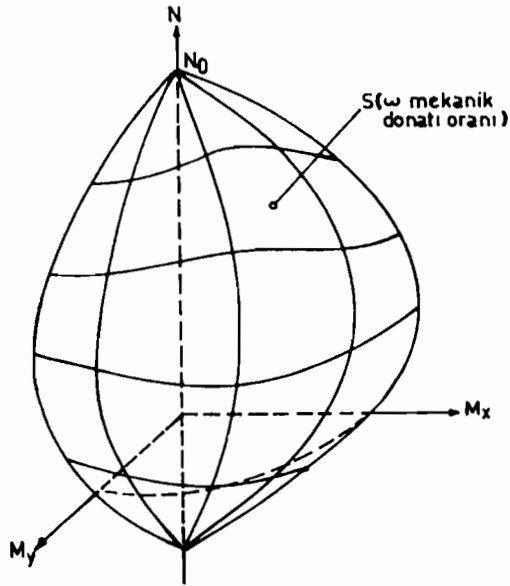
Bu tür problemin çözümünü kolaylaştırmak için birtakım boyutsuz abaklar hazırlanmıştır. Madde 8.1 de bu abaklar üzerinde durulmuştur.

8.1. Boyutsuz Abaklar

İki doğrultuda bileşik eğilmeye ait rozet şeklindeki bu abaklar, bir doğrultuda bileşik eğilmeye ait karşılıklı etki diyagramlarının eşdeğeridirler. Birbirine dik N , M_x , M_y eksen takımında, madde 7 de verilen denklemlerin tanımlandığı "karşılıklı etki yüzeyleri" donatı cinsine, miktarına ve yerleşme biçimine bağlıdır (Şekil 7) [22,24].



ŞEKİL 6. Dikdörtgen bir kesitte bazı gösterimler.



ŞEKİL 7. Betonarme bir kesitte karşılıklı etki yüzeyleri.

Bu karşılıklı etki yüzeyleri çeşitli sabit N değerlerinde geçen yatay düzlemlerle kesilirse M_x , M_y düzleminde herbiri belirli

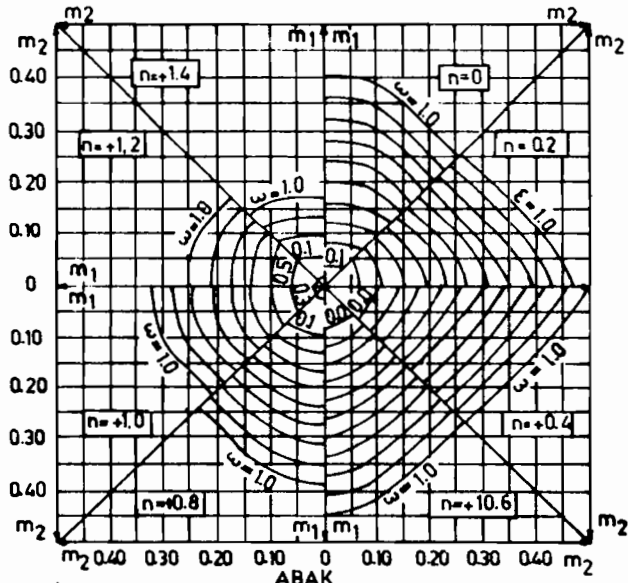
bir toplam donatı miktarına ait eğri ailesi elde edilir (Şekil 8). Şekil 6 daki gösterimler uyarınca boyutsuz parametrelere (m_x, m_y, n, ω) geçilirse yani momentler, eksenel yük ve donatı alanı boyutsuz hale getirilirse bunlar:

$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}}, \quad m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}}, \quad n = \frac{N_d}{bh f_{cd}}$$

$$\omega = \rho_t m = \frac{A_{st} \cdot f_{yd}}{bh f_{cd}} \quad \text{olarak gösterilebilirler.}$$

Bu durumda problem, kenarları birim olan bir kare kesitin incelenmesine dönüşmüş olur [6].

Şeklin bir eksene, iki eksene yada dört eksene göre simetri özelliğinden yararlanarak m_x, m_y düzleminin yalnız yarısı, dörtte birini ya da sekizde birinin gösterilmesi ile yetinilebilir. Böylece "n" nin iki, dört yada sekiz farklı değerine tekabül eden ω (mekanik donatı oranı) eğrileri aynı grafik üzerinde gösterilebilir [22]. Bu şekilde çizilmiş abaklar rozete benzediklerinden rozet abaklar adıyla anılırlar (Bkz. Şekil 8).



ŞEKİL 8. Dört eksene göre simetrik örnek bir abak

Bu abaklarla hesap yapılırken

$$\begin{array}{l} m_x > m_y \text{ ise } m_x = m_1, m_y = m_2 \\ m_x < m_y \text{ ise } m_y = m_1, m_x = m_2 \end{array} \text{ olarak alınır.}$$

Bir kesit hesabında (çözümleme yada kesit tayini) eğer kesite etkiyen n değeri abakta yazılıysa, bu n değerinin bulunduğu bölgede toplam mekanik donatı oranı (ω) m_x ve m_y nin kesiştiği noktadan geçen eğri üzerinden doğrudan doğruya alınır. Eğer n değeri abakta yazılı değilse bu n değerini arasına alan abaktaki iki n değeri için okunan ω değerleri arasında doğrusal oranlama (enterpolasyon) yapmak suretiyle mevcut n değerine karşılık gelen ω hesaplanır. Eğer hesap kesit tayini ise belirlenen bu ω ya tekabül eden donatı kesite konur. Hesap kesit çözümlemesi (tahkik) ise kesitin yeterli olabilmesi için belirlenen bu ω değerinin kesitte mevcut ω değerinden küçük olması gerekir. Aksi halde mevcut n değeri için kesit yetersiz kalıyor demektir.

8.2. Bir Doğrultuda Bileşik Eğilmeye İndirgeme

Kesitteki donatı çubuklarının bütün özellikleri özdeş ve kesitin her bir yüzüne eşit sayıda konmuşlarsa (Şekil 9), P.Jimenez Montoya [22] tarafından geliştirilen ve iki doğrultuda bileşik eğilme problemini bir doğrultuda bileşik eğilme problemine dönüştüren basitleştirilmiş yöntem kullanılabilir.

N_d dış kuvvetinin, kesitin iki simetri eksenine göre dışmerkezlilikleri e_x ve e_y olmak üzere

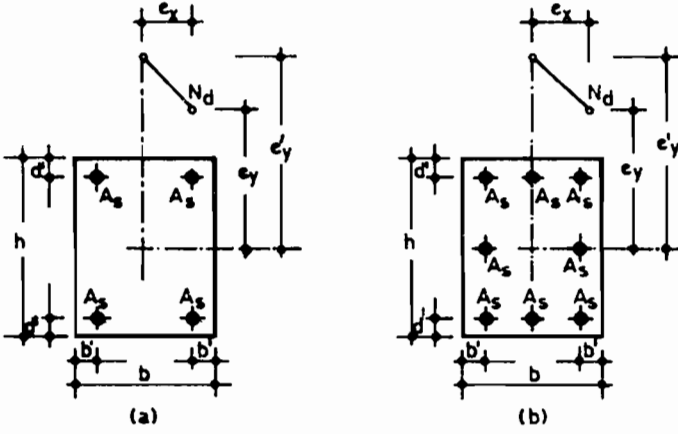
$$\frac{e_y}{h} \geq \frac{e_x}{b} \text{ ise}$$

hesap sanki N_d enkesitin en büyük boyutunu içine alan ortalama düzleme

$$e'_y = e_y + \beta e_x \frac{h}{b}$$

fiktif dışmerkezliliği ile uygulanmış gibi yapılabilir (Şekil 9a,b).

Bağıntıdaki β katsayısı $n = \frac{N_d}{bh f_{cd}}$ nin fonksiyonu olarak Çizelge 1 den alınabilir.



ŞEKİL 9. Normal kuvvetin gerçek ve fiktif dışmerkezliliği. (Eksantriklik)

Çizelge 1 : β katsayıları çizelgesi

n	0.0	0.1	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.1	1.2
β	0.6	0.7	0.8	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4

Fiktif dışmerkezlilik (e'_y) belirlendikten sonra hesap bir doğrultuda bileşik eğilmeye ait bağıntılar yada karşılıklı etki diyagramları yardımıyla yapılabilir (örneğin, bkz. Abak 5 ve 6).

Eğer bu işlem sonucunda abaktan alınan toplam mekanik donatı oranı $\omega \geq 0.60$ ise β değerini 0.1 arttırarak, $\omega \leq 0.20$ olması halinde ise β yı 0.1 azaltarak yeni bir hesap yapmak gerekir (Bkz. Örnek 2).

8.3. Yaklaşık Yöntemlerle Hesap

Madde 3 de iki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki bir kesit hesabının, tarafsız eksenin yeri bilinmediğinden, uzun bir iterasyon işlemi gerektiğini belirtmiştik. Bu nedenle birçok araştırmacı yaklaşık dolayısıyla daha kolay yöntemler geliştirmiştir. Bu yaklaşık yöntemlerin hepsini bu çalışma kapsamında açıklamaya imkan olmadığından burada sadece, en kolay ve gerçek sonuçlara en yakın değer veren Bresler formülünün verilmesiyle yetinilmiştir [1,18,19,20,21].

- N_{xy} : İki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücünü ($e_x = M_{yd}/N \neq 0$, $e_y = M_{xd}/N \neq 0$);
- N_x : Yalnız y eksenini doğrultusunda (x eksenini etrafında bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücünü ($e_x = 0$, $e_y \neq 0$);
- N_y : Yalnız x eksenini doğrultusunda (y eksenini etrafında bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücünü ($e_x \neq 0$, $e_y = 0$);
- N_0 : Kesitin eksenel yük taşıma gücünü ($e_x = e_y = 0$) göstermek üzere Bresler formülü aşağıdaki gibidir:

$$\frac{1}{N_{xy}} = \frac{1}{N_x} + \frac{1}{N_y} - \frac{1}{N_0}$$

Bu formül $N_{xy} \geq 0.10 N_0$ olması halinde ve yalnız dikdörtgen kesitler için geçerlidir. Az rastlanmakla beraber bu koşul sağlanmadığı zaman ($N_{xy} < 0.10 N_0$) eksenel yük ihmal edilerek ($N_d = 0$) kesit yalnız eğilme momentine göre hesaplanabilir [1,20,21].

Bresler formülü ile kesite konması gerekli donatı miktarı doğru-
dan doğruya değil ancak deneme yanılma (tatonman) yoluyla belirlenebilir.

Diğer taraftan kapalı formüllerle hesap yapılırsa N_{xy} nin hesabı kesitin her iki doğrultuda dengeli eksenel yük taşıma güçleri (N_{xb} , N_{yb}) ve dengeli dışmerkezlikler (e_{xb} , e_{yb}), bir doğrultuda bileşik eğilmeye göre N_x , N_y değerleri ve N_0 in bilinmesinin zorunlu kıldığından ayrıca uzun işlemler gerektirmektedir. Ancak bir doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki bir kesitin eksenel yük taşıma gücü (N_x yada N_y) aynı hal için hazırlanmış karşılıklı etki eğrilerini içeren abaklar yardımıyla daha kolay olarak bulunabilir (örneğin, Bkz. madde 9 abak 5 ve 6). Bunun için önce kesite etkiyen momentlerin indirgenmiş değerleri (m_x ve m_y) belirlenir. Sonra ilgili abanın apsis eksenini üzerindeki bu değerlerden çıkılan diklerin kesitteki mevcut mekanik donatı oranına (ω) ait olan karşılıklı etki eğrisini kestiği noktalardan apsis eksenine çizilen paralellerin ordinat eksenini kestiği noktalardan indirgenmiş eksenel kuvvetler (n_x , n_y) alınıp, bunlara bağlı olarak N_x , N_y değerleri kolayca hesaplanabilir. N_0 da belirlenince, Bresler formülü ile kesitin taşıyabileceği N_{xy} daha kolay olarak

hesaplanır (Bkz. Örnek 3). $N_{xy} \geq N_d$ olmalıdır. Aksi halde bu eşitsizlik, ekonomik bir şekilde, sağlanıncaya kadar donatı miktarı artırılır.

8.4. Sayısal Örnekler

Burada madde 9 da verilen abakların kullanılmasını kolaylaştırıcı sayısal örnekler verilmiştir. Çözümlerde Uluslararası Birimler Sistemi (SI) kullanılmıştır. Ancak hesapları alışılmış metrik sistemi göre yaparak yalnız sonuçların SI birimlerine çevrilmesi de mümkündür. Kullanılan semboller de birkaç istisna ile Uluslararası sembollerdir (SIO).

8.4.1. Kesit Tayını

ÖRNEK 1:

Bilinenler: $b=400 \text{ mm}$, $h=400 \text{ mm}$, $b'=d'=40 \text{ mm}$

$N_d=2000 \text{ kN}$, $M_{xd}=210 \text{ kNm}$, $M_{yd}=160 \text{ kNm}$

Malzeme: C30 (BS30) $\rightarrow f_{cd}=20 \text{ N/mm}^2$

S420 (BÇIII) $\rightarrow f_{yd}=365 \text{ N/mm}^2$

Aranan : Donatı miktarı ve yerleşme biçimine göre kesite konması gerekli toplam donatı alanı ($A_{st}=?$).

Çözüm :

$$m_x = \frac{M_{xd}}{b h^2 f_{cd}} \rightarrow m_x = \frac{210 \cdot 10^6}{400 \cdot 400^2 \cdot 20} = 0.164$$

$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}} \rightarrow m_y = \frac{160 \cdot 10^6}{400^2 \cdot 400 \cdot 20} = 0.125$$

$$n = \frac{N_d}{b h f_{cd}} \rightarrow n = \frac{2000 \cdot 10^3}{400 \cdot 400 \cdot 20} = 0.625$$

$m_x > m_y$ olduğundan:

$$n = 0.625$$

$$m_1 = m_x = 0.164$$

$$m_2 = m_y = 0.125$$

alınarak donatı miktar ve yerleşme biçimine göre ilgili abaktan gerekli mekanik donatı oranı (ω) okunur.

a) Dört eşit köşe donatısı hali (abak 1).

$$\left. \begin{array}{l} n = 0.6 \text{ için } \omega \cong 0.42 \\ n = 0.8 \text{ için } \omega \cong 0.56 \end{array} \right\} \text{değerleri arasında doğrusal}$$

oranlama (enterpolasyon) ile

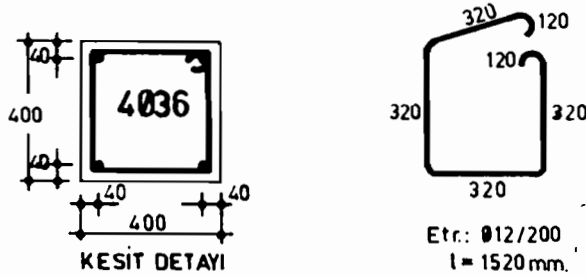
$$n = 0.625 \text{ için } \omega = 0.44 \text{ olarak hesaplanır.}$$

Toplam donatı alanı:

$$A_{st} = \frac{\omega \cdot b \cdot h \cdot f_{cd}}{f_{yd}} \rightarrow A_{st} = \frac{0.44 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20}{365} = 3857 \text{ mm}^2$$

olarak bulunur.

$$\text{Seçilen donatı : } 4\emptyset 36 \text{ (4072 mm}^2\text{)}$$



b) Altı eşit donatı hali (abak 2,3).

$$\left. \begin{array}{l} \text{Abak 2 den } n = 0.6 \text{ için } \omega \cong 0.5 \\ \text{Abak 3 den } n = 0.6 \text{ için } \omega \cong 0.6 \end{array} \right\} \text{değerleri arasında doğrusal}$$

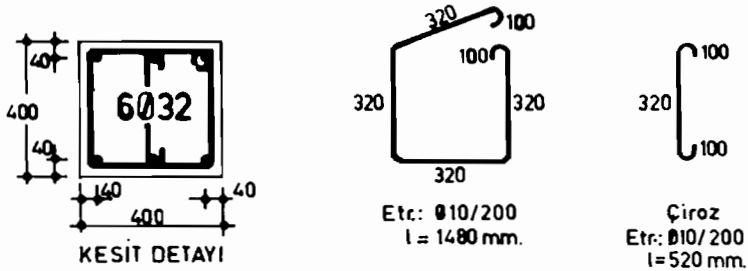
oranlama (enterpolasyon) ile

$$n = 0.625 \text{ için } \omega = 0.513 \text{ olarak hesaplanır.}$$

Toplam donatı alanı:

$$A_{st} = \frac{\omega \cdot b \cdot h \cdot f_{cd}}{f_{yd}} \rightarrow A_{st} = \frac{0.513 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20}{365} = 4497.5 \text{ mm}^2$$

$$\text{Seçilen donatı : } 6\emptyset 32 \text{ (4826 mm}^2\text{)}$$



c) Sekiz eşit donatı hali (abak 4)

$$\left. \begin{array}{l} n = 0.6 \text{ için } \omega \approx 0.5 \\ n = 0.8 \quad \text{"} \quad \omega \approx 0.62 \end{array} \right\} \text{değerleri arasında doğrusal}$$

oranlama (enterpolasyon) ile

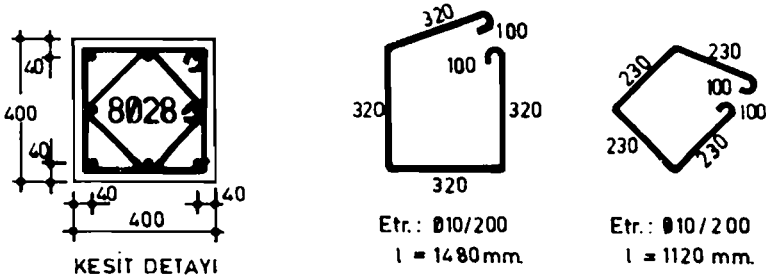
$$n = 0.625 \text{ için } \omega = 0.515 \text{ olarak hesaplanır.}$$

Toplam donatı alanı:

$$A_{st} = \frac{\omega \cdot b \cdot h \cdot f_{cd}}{f_{yd}} \rightarrow A_{st} = \frac{0,515 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20}{365} = 4515 \text{ mm}^2$$

olarak bulunur.

Seçilen donatı : 8Ø28 (4926 mm²)



ÖRNEK 2: Bir doğrultuda bileşik eğilmeye indirmek suretiyle çözüm.

Bilinenler: Örnek 1 deki veriler.

Aranan : Altı eşit donatı için kesite konması gerekli toplam donatı alanı ($A_{st}=?$).

$$\text{Çözüm} : e_x = \frac{M_{yd}}{N_d} \rightarrow e_x = \frac{160}{2000} = 0.08 \text{ m}$$

$$e_y = \frac{M_{xd}}{N_d} \rightarrow e_y = \frac{210}{2000} = 0.105 \text{ m}$$

$$n = \frac{N_d}{b \cdot h \cdot f_{cd}} \rightarrow n = \frac{2000 \cdot 10^3}{400 \cdot 400 \cdot 20} = 0.625$$

Çizelge 1 den $\left. \begin{array}{l} n = 0.6 \text{ için } \beta = 0.7 \\ n = 0.7 \quad \text{"} \quad \beta = 0.6 \end{array} \right\} \text{değerleri arasında}$

doğrusal oranlama (enterpolasyon) ile

$$n = 0.625 \text{ için } \beta = 0.675 \text{ olarak hesaplanır.}$$

Fiktif dışmerkezlilik:

$$e'_y = e_y + \beta \cdot e_x \cdot \frac{h}{b} \rightarrow e'_y = 0.105 + 0.675 \cdot 0.08 \cdot \frac{0.40}{0.40} = 0.159 \text{ m}$$

Kesite etkiyen fiktif eğilme momenti (M'_{xd})

$$M'_{xd} = e'_y \cdot N_d \rightarrow M'_{xd} = 0.159 \cdot 2000 = 318 \text{ kNm}$$

$$m'_x = \frac{M'_{xd}}{b \cdot h^2 \cdot f_{cd}} \rightarrow m'_x = \frac{318 \cdot 10^6}{400 \cdot 400^2 \cdot 20} = 0.248$$

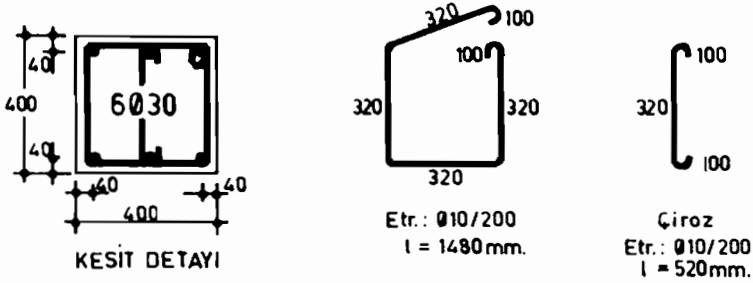
Abak 5 den $m'_x = 0.248$

$n = 0.625$ değerlerine karşılık $\omega = 0.47$ olarak okunur. $0.20 < \omega < 0.60$ olduğundan $\beta = 0.675$ değeri uygun bir değerdir.

Toplam donatı alanı:

$$A_{st} = \frac{\omega \cdot b \cdot h \cdot f_{cd}}{f_{yd}} \rightarrow A_{st} = \frac{0.47 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20}{365} = 4121 \text{ mm}^2$$

Seçilen donatı: $6\phi 30$ (4241 mm^2)



Not: Sonuçlar arasındaki bu küçük fark tolerans sınırları içerisindedir (Bkz. örnek 1a,b,c).

Oysa, örnek 1 deki momentler ihmal edilerek ($M_{xd} = M_{yd} = 0$) hesap sadece aksenal yüke ($N_d = 2000 \text{ kN}$) göre yapılırsa $A_{st} < 0$, küçük moment ihmal edilerek ($M_{yd} = 0$) bir doğrultuda bileşik eğilmeye göre ($M_{xd} = 210 \text{ kNm}$, $N_d = 2000 \text{ kN}$) yapılırsa gerekli donatı alanı $A_{st} = 2192 \text{ mm}^2$ olarak bulunur. Emniyetten aşırı derecede taviz veren bu durumun sakıncası ortadadır.

8.4.2. Kesit Çözümlemesi

ÖRNEK 3.

Bilinenler : $b = 400 \text{ mm}$, $h=400 \text{ mm}$, $b'=d'=40 \text{ mm}$

$N_d = 2000 \text{ kN}$, $M_{xd} = 210 \text{ kNm}$, $M_{yd} = 160 \text{ kNm}$

$A_{st} = 4826 \text{ mm}^2$ (örnek 1b, 6Ø32)

Malzeme : C30 (BS30) $\rightarrow f_{cd} = 20 \text{ N/mm}^2$

S420 (BÇIII) $\rightarrow f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$

Aranan : Bresler formülü ile N_{xy} nin hesabı.

Çözüm : $\frac{1}{N_{xy}} = \frac{1}{N_x} + \frac{1}{N_y} - \frac{1}{N_o}$ Bağıntısı vardır. O halde

Sırasıyla N_x , N_y ve N_o değerleri hesaplanırsa;

$$A_{st} = \frac{\omega \cdot b \cdot h \cdot f_{cd}}{f_{yd}} \rightarrow \omega = \frac{A_{st} \cdot f_{yd}}{b \cdot h \cdot f_{cd}} \rightarrow \omega = \frac{4826 \cdot 365}{400 \cdot 400 \cdot 20} = 0.550$$

$$m_x = \frac{M_{xd}}{b \cdot h^2 \cdot f_{cd}} \rightarrow m_x = \frac{210 \cdot 10^6}{400 \cdot 400^2 \cdot 20} = 0.164$$

$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 \cdot h \cdot f_{cd}} \rightarrow m_y = \frac{160 \cdot 10^6}{400^2 \cdot 400 \cdot 20} = 0.125$$

Kesitin kare olmaması halinde m_x ve m_y nin paydalarının farklı değer alacağına dikkat etmek gerekir.

$$\left. \begin{array}{l} m_x = 0.164 \\ \omega = 0.550 \end{array} \right\} \text{ için abak 5 den } n_x = 0.98 \text{ alınır.}$$

$$n_x = \frac{N_x}{b \cdot h \cdot f_{cd}} \rightarrow N_x = n_x \cdot b \cdot h \cdot f_{cd} \rightarrow N_x = 0.98 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20 = 3200020 \text{ N}$$

$$\left. \begin{array}{l} m_y = 0.125 \\ \omega = 0.550 \end{array} \right\} \text{ için abak 6 da, } n_y = 1.05 \text{ alınır.}$$

$$n_y = \frac{N_y}{b \cdot h \cdot f_{cd}} \rightarrow N_y = n_y \cdot b \cdot h \cdot f_{cd} \rightarrow N_y = 1.05 \cdot 400 \cdot 400 \cdot 20 = 3360000 \text{ N}$$

$N_o = 0.85 f_{cd} b h + A_{st} f_{yd}$ değerleri yerine konursa

$N_o = 0.85 \cdot 20 \cdot 400 \cdot 400 + 4826 \cdot 365 = 4481490 \text{ N}$ olarak bulunur. Bu değerler de Bresler formülünde yerine konursa;

$$\frac{1}{N_{xy}} = \frac{1}{3200020} + \frac{1}{3360000} - \frac{1}{4481490}$$

$$N_{xy} = 2584133 \text{ N} \rightarrow N_{xy} = 2584.13 \text{ kN bulunur.}$$

$N_{xy} > 0.1 N_o = 448.1 \text{ kN}$ olduğundan yapılan işlem geçerlidir.

$N_{xy} = 2584.13 > N_d = 2000 \text{ kN}$ eşitsizliği de sağlandığından kesit yeterlidir. $A_{st} = 4826 \text{ mm}^2$ örnek 1b nin sonucu olarak bilindiğinden neticenin böyle çıkması bekleniyordu. A_{st} bilinmiyorsa tahmin edilen değerleri ile $N_{xy} > N_d$ oluncaya kadar birkaç kez tatonman yapmak gerektiği biraz önce belirtilmişti.

9. ABAKLAR

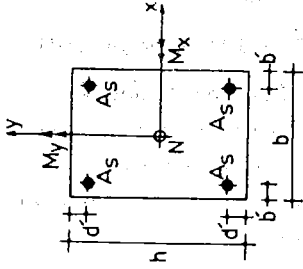
Burada bu çalışmaya konu olan sayısal örneklerin çözümünde kullanılan abaklar verilmiştir (abak 1...9). Herbir abağın yanında bu abakla hesap yapmak için gerekli koşullar, hesap bağıntıları ve kullanım şekli yazılıdır. Diğer donatı durumları için gerekli abaklar kaynak [20,21] den temin edilebilir.

BİRİMLER

Bu çalışmada Uluslararası birimler sistemi (SI) kullanılmıştır. Bu sistemdeki birimlerin metrik eşdeğerleri 9.8 N yerine 1 kgf= 10 N varsayılarak aşağıdaki çizelgede verilmiştir.

Cinsi	Uluslararası sistem (SI)	Sembolü	Metrik sistem
-	Newton	N	0.10 kgf
-	Deka-newton	daN	1.00 kgf
Tekil yük	Kilo-newton	kN	100.00 kgf
Eşit yayılı yük şiddeti	Kilo-newton/metre	kN/m	100.00 kgf/m
Dayanım yada gerilme	Newton/mm ²	N/mm ²	10.00 kgf/cm ²
Moment	Kilo-newton·metre	kN·m	100.00 kgf·m

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

S420 (BÇ.III) 2
($f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$)

$A_{st} = 4A_s$

$d'/h = \delta/b = 0.10$

$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}}$$

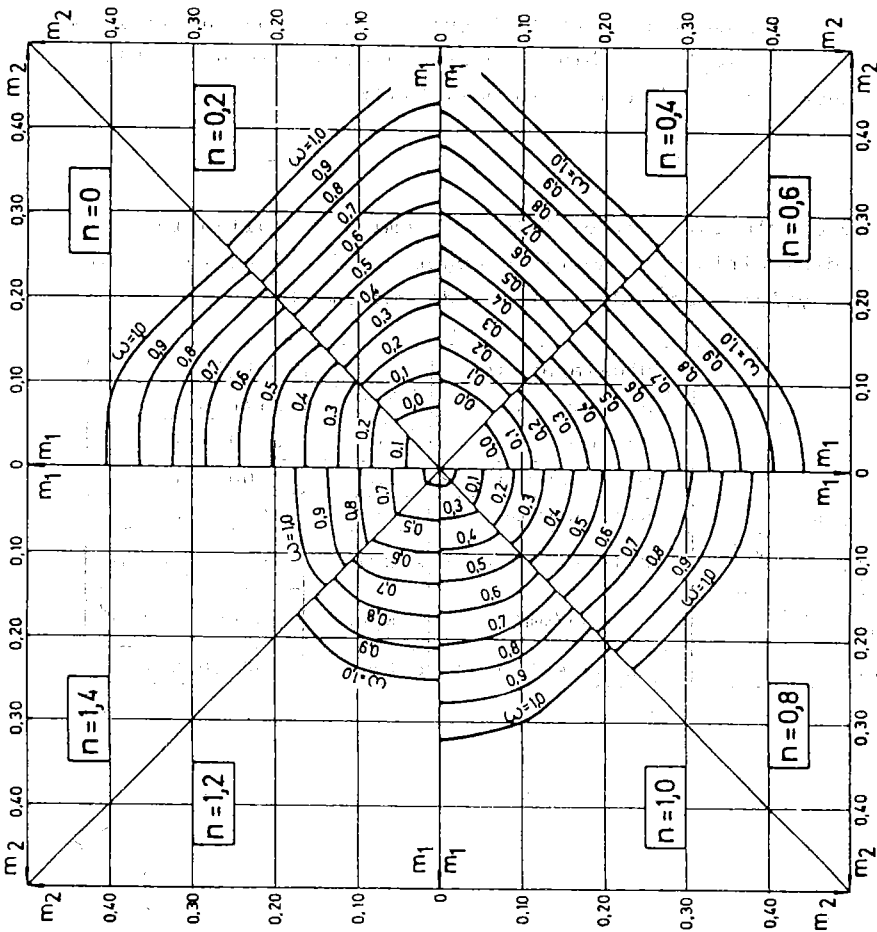
$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}}$$

$$n = \frac{N d}{b h f_{cd}}$$

$$w = \frac{A_{st} f_{yd}}{b h f_{cd}}$$

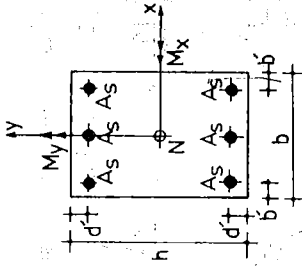
$m_x > m_y$ ise : $m_1 = m_x, m_2 = m_y$

$m_x < m_y$ ise : $m_1 = m_y, m_2 = m_x$



ABAK 1

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

S420 (BÇIII) 2
($f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$)

$A_{st} = 6 A_s$

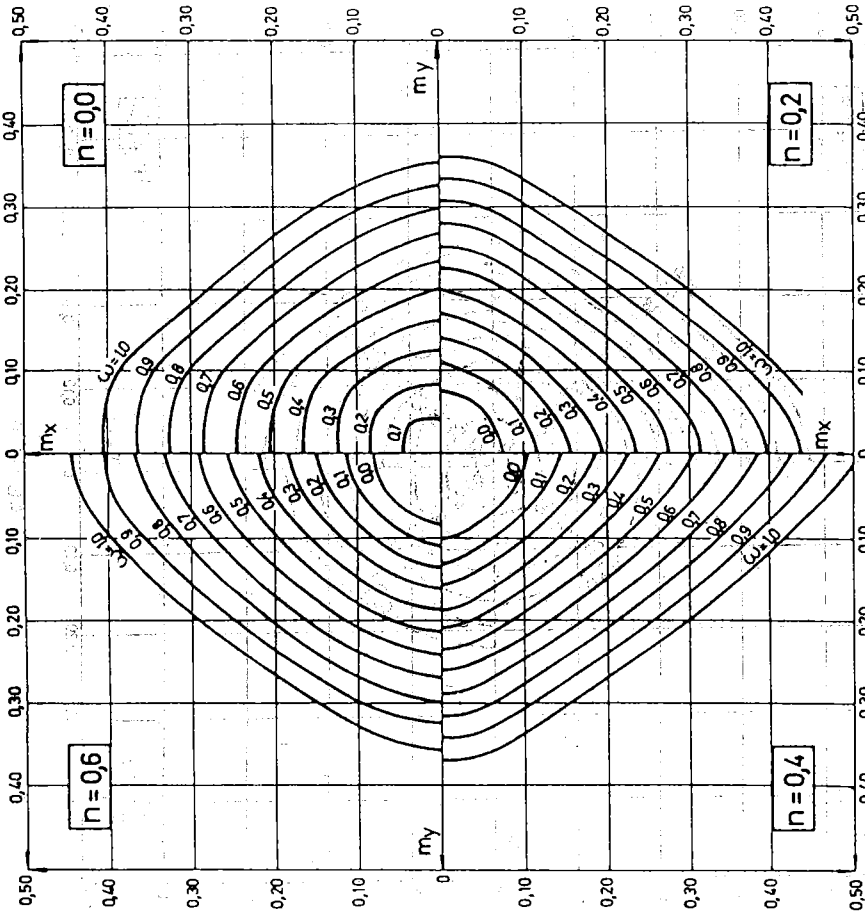
$d/h = b/b = 0.10$

$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}} \quad m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}}$$

$$n = \frac{N_d}{bh f_{cd}} \quad w = \frac{A_{st} f_{yd}}{bh f_{cd}}$$

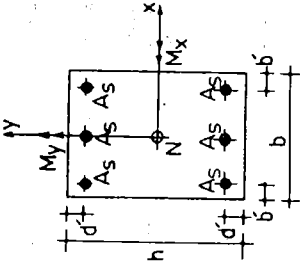
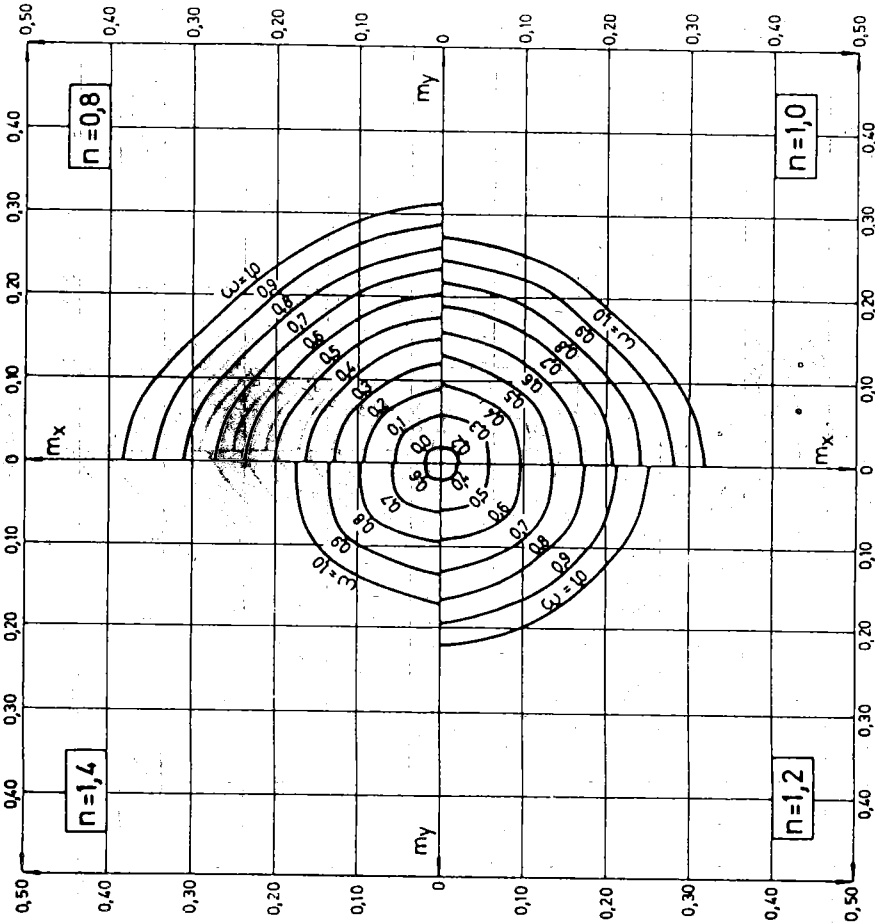
$m_x > m_y$ ise : $m_1 = m_x, m_2 = m_y$

$m_x < m_y$ ise : $m_1 = m_y, m_2 = m_x$



ABAK 2

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

S420 (BÇIII)
 $(f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2)$

$A_{st} = 6 A_s$

$d'/h = b/b/b = 0.10$

$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}} \quad m_y = \frac{M_{yd}}{bh^2 f_{cd}}$$

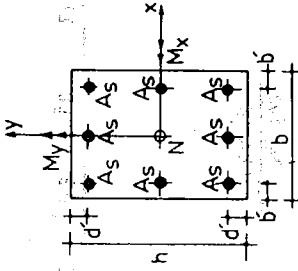
$$n = \frac{Nd}{bh f_{cd}} \quad w = \frac{A_{st} f_{yd}}{bh f_{cd}}$$

$m_x > m_y$ ise : $m_1 = m_x, m_2 = m_y$

$m_x < m_y$ ise : $m_1 = m_y, m_2 = m_x$

ABAK 3

İKİ DÖĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI
 S420 (BÇIII) 2
 ($f_{yd}=365 \text{ N/mm}^2$)
 $A_{st}=8 \cdot A_s$
 $d'/h=b'/b=0.10$

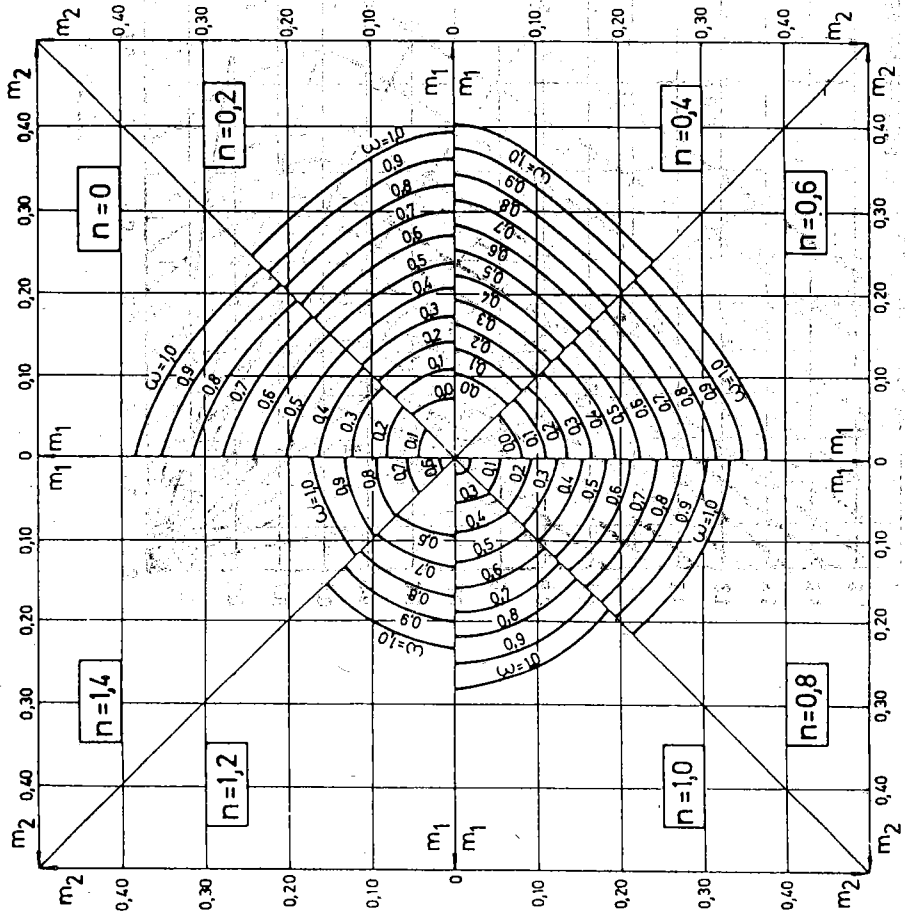
$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}}$$

$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}}$$

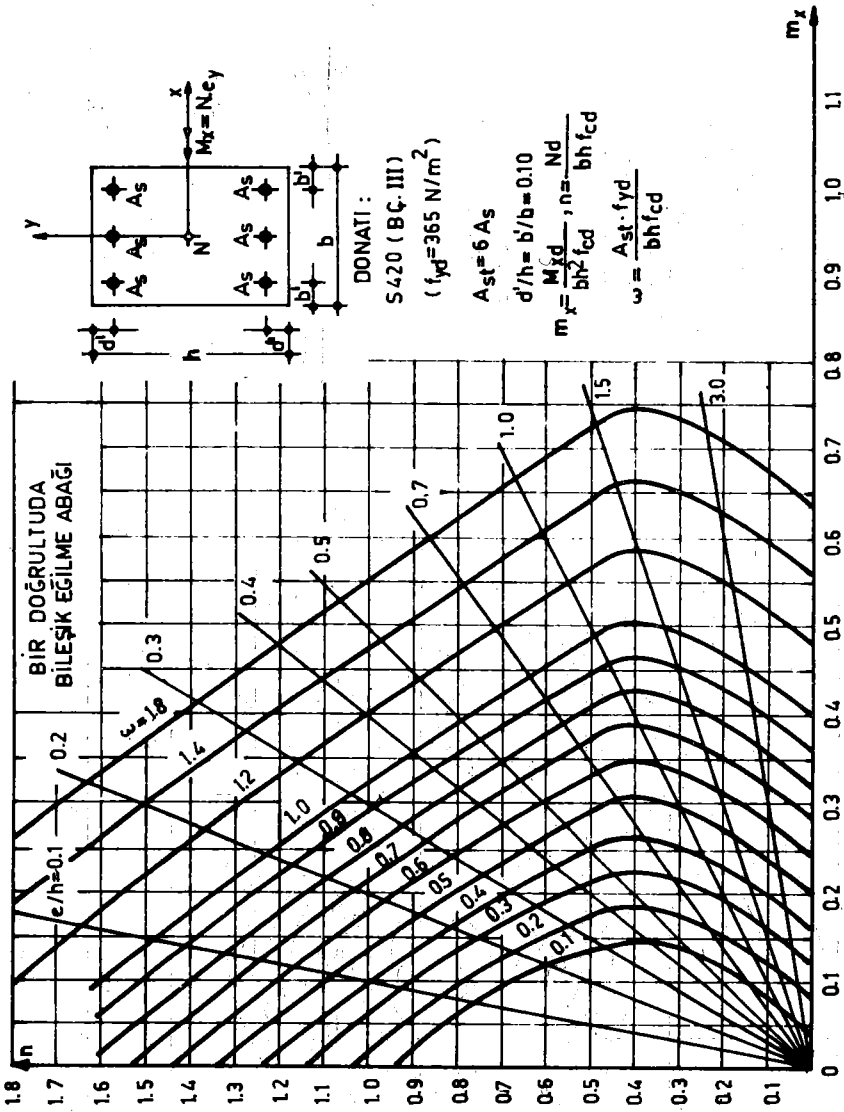
$$n = \frac{N_d}{bh f_{cd}}$$

$$w = \frac{A_{st} f_{yd}}{bh f_{cd}}$$

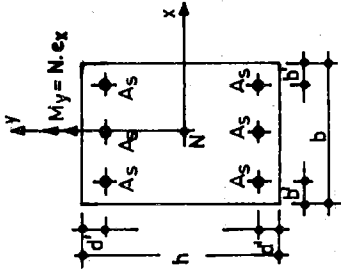
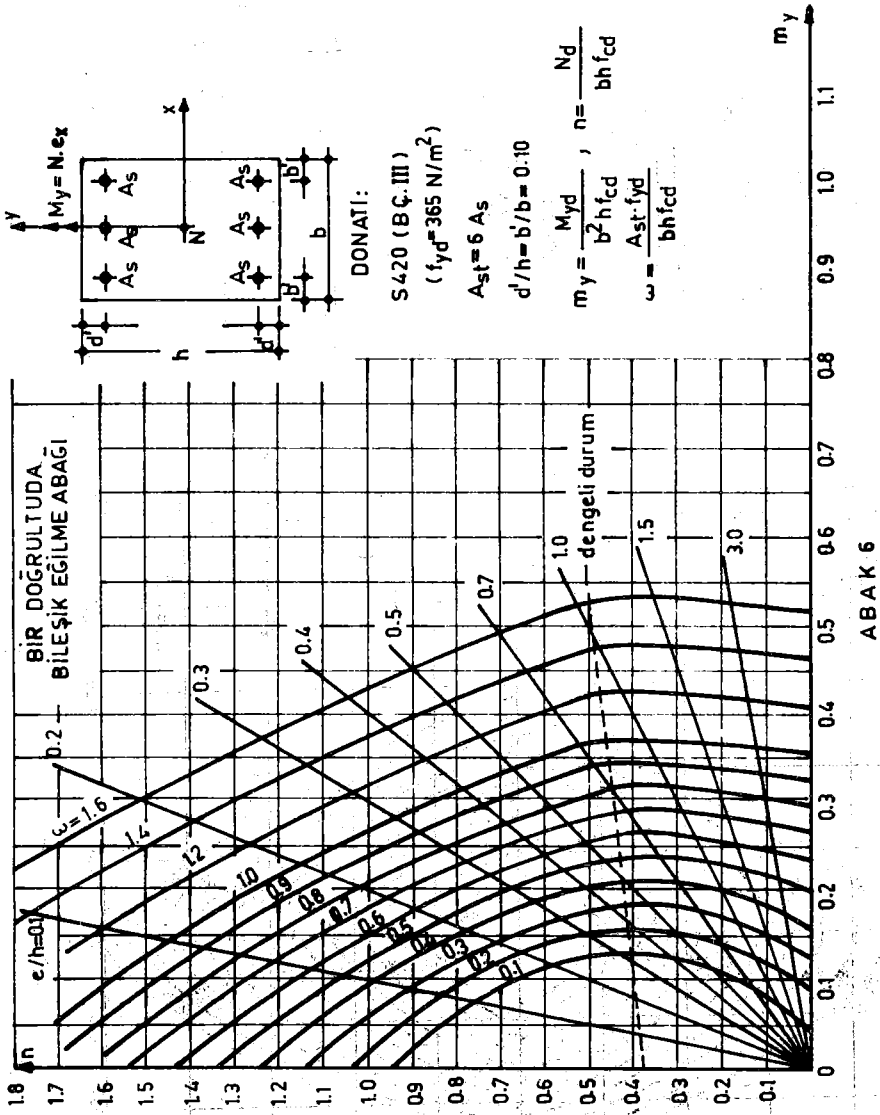
$m_x > m_y$ ise $m_1 = m_x, m_2 = m_y$
 $m_x < m_y$ ise $m_1 = m_y, m_2 = m_x$



ABAK 4



ABAK 5



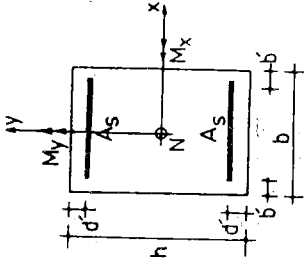
DONATI:

S 420 (BÇ. III)
($f_{yd} = 365 \text{ N/m}^2$) $A_{st} = 6 A_s$ $d'/h = b'/b = 0.10$

$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 \cdot h \cdot f_{cd}}, \quad n = \frac{N_d}{b \cdot h \cdot f_{cd}}$$

$$\omega = \frac{A_{st} \cdot f_{yd}}{b \cdot h \cdot f_{cd}}$$

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

S420 (BÇIII) 2
($f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$)

$A_{st} = 2 A_s$

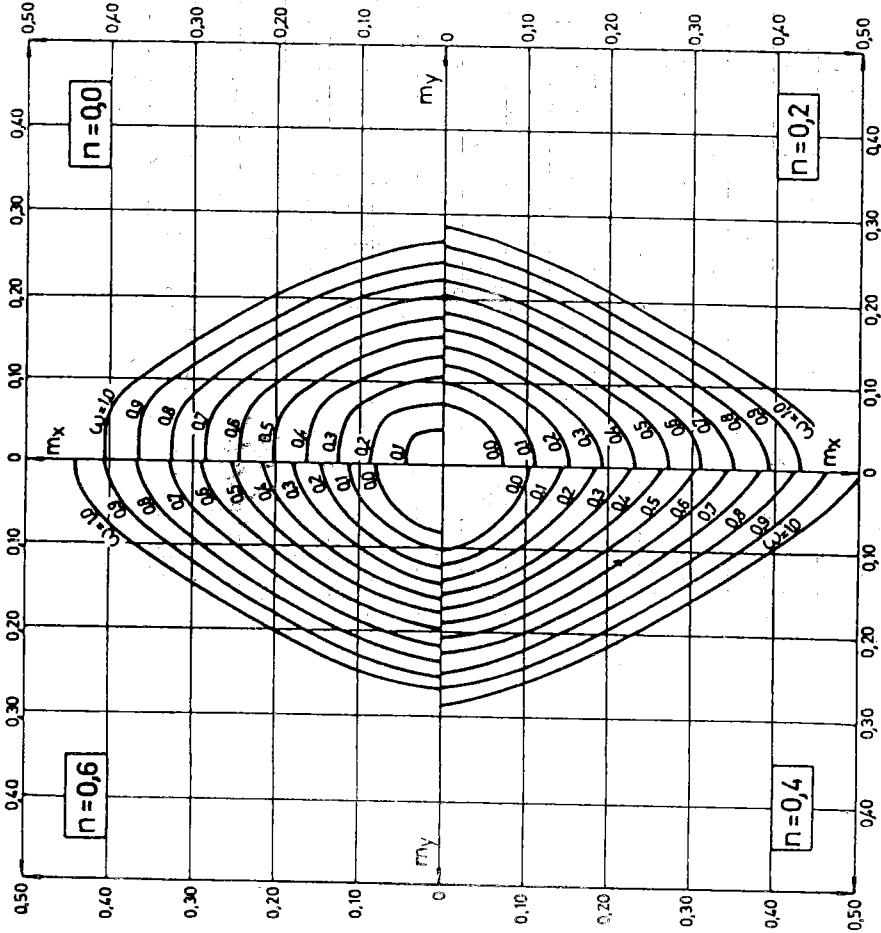
$d'/h = \delta/b = 0.10$

$$m_x = \frac{M_x d}{b h^2 f_{cd}}$$

$$m_y = \frac{M_y d}{b^2 h f_{cd}}$$

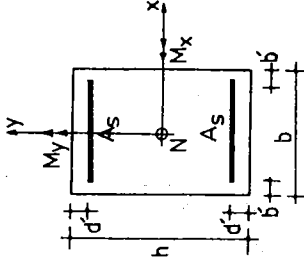
$$n = \frac{N d}{b h f_{cd}}$$

$$w = \frac{A_{st} f_{yd}}{b h f_{cd}}$$



ABAK 7

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

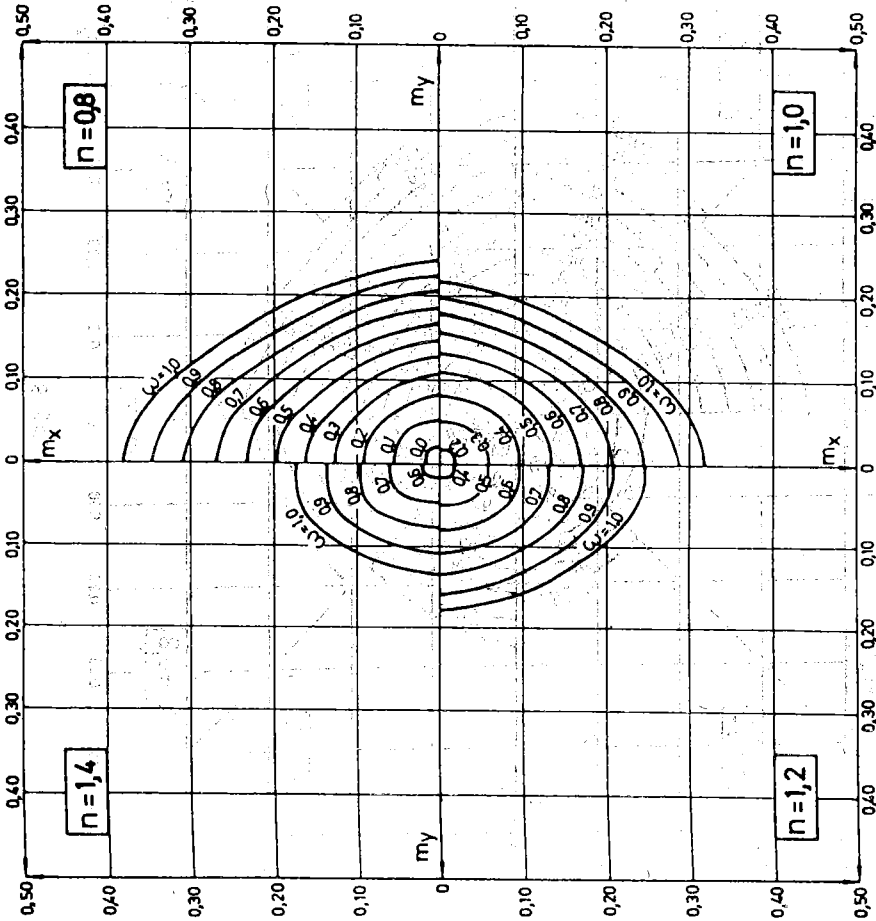
S420 (BÇIII) 2
($f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$)

$A_{st} = 2A_s$

$d'/h = b'/b = 0.10$

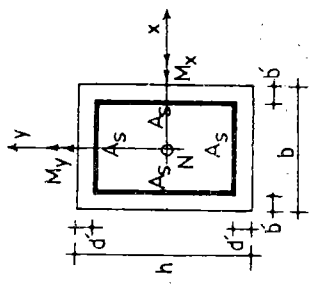
$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2 f_{cd}} \quad m_y = \frac{M_{yd}}{b^2 h f_{cd}}$$

$$n = \frac{N_d}{bh f_{cd}} \quad w = \frac{A_{st} f_{yd}}{bh f_{cd}}$$



ABAK 8

İKİ DOĞRULTUDA BİLEŞİK EĞİLME ABAĞI



DONATI

S420 (BÇIII) 2
($f_{yd} = 365 \text{ N/mm}^2$)

$A_{st} = 4A_s$

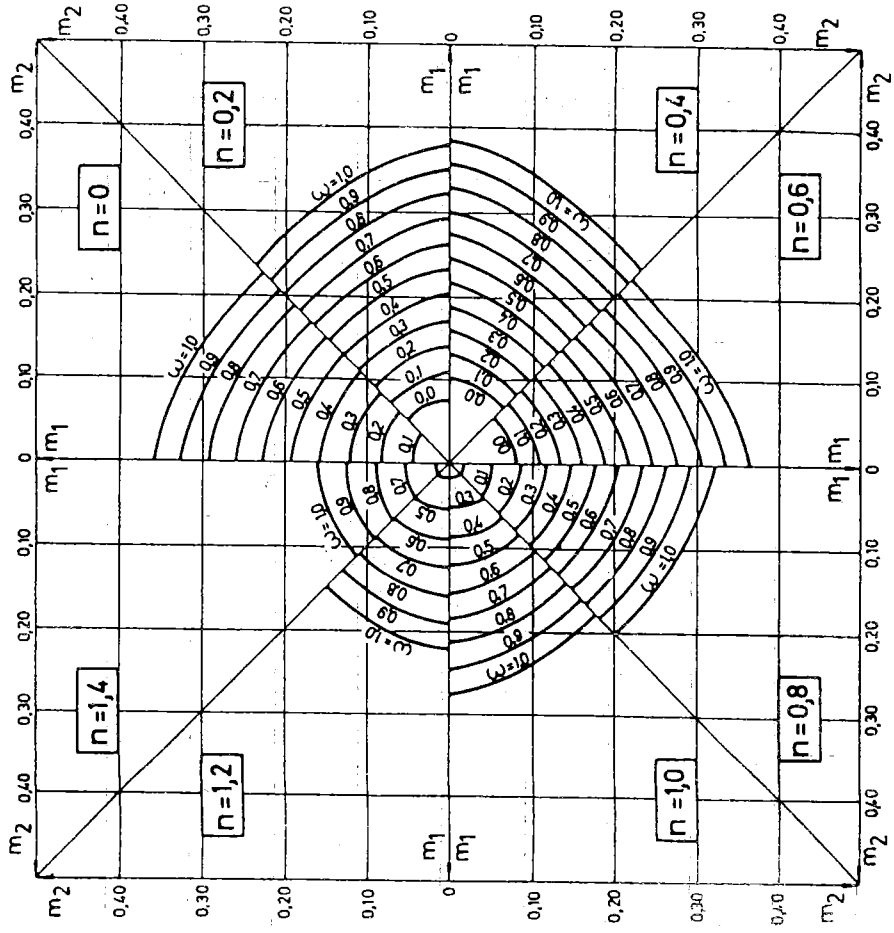
$d'/h = b'/b = 0.10$

$$m_x = \frac{M_{xd}}{bh^2f_{cd}}$$

$$m_y = \frac{M_{yd}}{b^2hf_{cd}}$$

$$n = \frac{N_d}{bhf_{cd}}$$

$$w = \frac{A_{st}f_{yd}}{bhf_{cd}}$$



ABAK 9

SEMBOLLER

- A_c : Beton kesit alanı
 A_{st} : Kesitteki toplam donatı alanı
 A_s : Çekme donatısı alanı, kesitteki herbir donatı çubuğunun yada çubuk gurubunun alanı
 A'_s : Basınç donatısı alanı
 A_{sj} : Kesit içindeki "j" numaralı donatının alanı
 b : Dikdörtgen kesitin x eksenini doğrultusundaki kenarı, kesitin eni
 b' : Kesitin b eksenini doğrultusunda beton örtü kalınlığı (pas payı)
 d : Faydalı yükseklik
 d' : Kesitin h kenarı doğrultusunda beton örtü kalınlığı
 d'' : Çekme ve basınç donatısının ağırlık merkezleri arasındaki uzaklık
 E : Elastisite modülü
 E_c : 28 günlük betonun elastisite modülü
 E_{co} : Betonun başlangıç elastisite modülü
 E_s : Donatının elastisite modülü
 e : Dışmerkezlilik (eksantrisite)
 e_x : x eksenini doğrultusunda dışmerkezlilik (M_{yd}/N_d)
 e_y : y " " " " (M_{xd}/N_d)
 e'_y : y " " " " fiktif dışmerkezlilik
 F_c : Betondaki basınç gerilmelerinin bileşkesi
 f_c : Betonun, silindir, basınç dayanımı
 f_{cm} : 28 günlük betonun, silindir, ortalama basınç dayanımı
 f_{ck} : 28 günlük betonun, silindir, basınç dayanımı (karakteristik dayanım)
 f_{cd} : 28 günlük betonun, hesap, basınç dayanımı
 f_{cu} : 28 günlük betonun, son (ultime), basınç dayanımı ($f_{cu} = 0.85 f_{cd}$)
 f_{ym} : Donatının, ortalama, akma dayanımı (gerilmesi)
 f_{yk} : Donatının, karakteristik, akma dayanımı
 f_{yd} : Donatının, hesap, akma dayanımı
 f_{su} : Donatının çekme dayanımı
 $f_{o,2}$: Donatının itibari akma dayanımı
 h : Dikdörtgen kesitin y eksenini doğrultusundaki kenarı, kesitin toplam yüksekliği
 k_1 : Doldurma katsayısı (dikdörtgen basınç dağılımında, dikdörtgen derinliğinin tarafsız eksen derinliğine oranı)
 k_2 : Ağırlık merkezi katsayısı (kesitin basınç gören üst yüzünden, beton basınç bileşkesine olan uzaklığın tarafsız eksen derinliğine oranı)

- k_3 : Maksimum basınç gerilmesinin beton hesap basınç dayanımına oranı
 M : Eğilme momenti
 M_x : x eksenini etrafında (y eksenini doğrultusunda) etkiyen eğilme momenti
 M_y : y eksenini etrafında (x eksenini doğrultusunda) etkiyen eğilme momenti
 M_d : Hesap eğilme momenti
 M_{xd} : x eksenini etrafında etkiyen hesap eğilme momenti
 M_{yd} : y " " " " " "
 $M_r (M_u)$: Kesitin eğilme momenti taşıma gücü (direnme momenti)
 M_{xr} : Kesitin x eksenini etrafında moment taşıma gücü
 M_{yr} : Kesitin y " " " " " "
 m : İndirgenmiş eğilme momenti, bir sabit (f_{yd}/f_{cd})
 m_x : x eksenini etrafında etkiyen indirgenmiş eğilme momenti ($M_{xd}/b h^2 f_{cd}$)
 m_y : y eksenini etrafında etkiyen indirgenmiş eğilme momenti ($M_{yd}/h b^2 f_{cd}$)
 N : Eksenel basınç kuvveti (merkezi normal kuvvet), Newton, 1 kgf=9.8 N (1 kgf=10 N varsayılmıştır)
 N_d : Hesap eksenel kuvveti
 N_o : Kesitin eksenel yük taşıma gücü ($e_x=e_y=0$)
 N_x : Yalnız x eksenini etrafında (y eksenini doğrultusunda) bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücü ($e_x=M_{yd}/N_d=0, e_y=M_{xd}/N_d \neq 0$)
 N_y : yalnız y eksenini etrafında (x eksenini doğrultusunda) bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücü ($e_x=M_{yd}/N_d \neq 0, e_y=M_{xd}/N_d=0$)
 N_{xy} : İki doğrultuda bileşik eğilme etkisindeki kesitin eksenel yük taşıma gücü ($e_x \neq 0, e_y \neq 0$)
 n : İndirgenmiş eksenel hesap yükü ($N_d/b h f_{cd}$)
 x : Basınç yüzünden tarafsız eksene olan uzaklık (tarafsız eksen derinliği)
 z : Moment kolu
 γ_{mc} : Betona uygulanan malzeme katsayısı
 γ_{ms} : Donatıya uygulanan malzeme katsayısı
 β : Bir katsayı, moment büyütme katsayısı
 Δ : Tarafsız eksen
 ϵ : Birim boydeğişimi
 ϵ_c : Betonun birim boydeğişimi

- ϵ_{c1} : Kesitin üst lifindeki birim boydeğişimi
 ϵ_{c2} : Kesitin alt lifindeki birim boydeğişimi
 ϵ_{cu} : Betondaki en büyük birim boydeğişimi
 ϵ_s : Donatıdaki birim boydeğişimi
 ϵ'_s : Basınç donatısındaki birim boydeğişimi
 ϵ_{sj} : Kesitin herhangi bir j numaralı donatısındaki birim boydeğişimi
 ϵ_{sy} : Donatının f_{yd} gerilmesine tekabül eden birim boydeğişimi
 ρ_t : Kesitteki toplam donatı oranı
 σ : Normal gerilme
 σ_c : Betondaki basınç gerilmesi
 σ_s : Çekme donatısındaki gerilme
 σ'_s : Basınç " " "
 σ_{sj} : Herhangibir j numaralı donatı çubuğundaki gerilme
 $\bar{\sigma}$: Standart sapma
 ω : Toplam mekanik donatı oranı ($A_{st} \cdot f_{yd} / b \cdot h \cdot f_{cd}$)

KAYNAKLAR

1. TS 500-82 : Betonarme yapıların Hesap ve Yapım kuralları, Türk Standardları Enstitüsü, I. Baskı, Ankara, Mart, 1982
2. TS 3233 : Öngerilmeli Beton Yapıların Hesap ve Yapım Kuralları Türk Standardları Enstitüsü, I. Baskı, Ankara, Şubat, 1979.
3. Building Code Requirements for Reinforced Concrete (ACI 318-71) American Concrete Institute, Mich., U.S.A., 1971.
4. BAEL : Règles de calcul du béton armé aux états limites, SNBATI, Paris, 1979.
5. Comité-Euro-International du béton: Code Modèle CEB/FIP pour les structures en béton, Bulletin d'Information, No.124/125-F, Vol.II, CEB, Paris, Nisan, 1978.
6. ALBIGES, M., JALIL, W, A., BOUTIN, J, P.: Calcul du béton armé aux limites ultimes, Cours professé aux stages de perfectionnement de l'ITBTP, Paris, 1973.
7. ARNAUD, M., DURMUŞ, A., LORRAIN, M.: Le rôle des effets transversaux dans la flexion des planchers nervurés en Béton armé: Conséquences sur la sécurité, Annales de l'ITBTP, serie EM/173, No.376, Paris, Ekim, 1979.

8. BİLGE, M.R.: İlk Gerilmeli Hipersitatik Sistemlerde Elastik Safadan Sonra Geçen Olaylar, Doçentlik tezi, İ.T.Ü. İnşaat Fakültesi, İstanbul 1956.
9. DURMUŞ, A.: Contribution à l'étude des ruine d'éléments de structures en béton-Application aux pièces armées, Université Paul Sabatier, No d'ordre 556, Toulouse (Fransa), Kasım, 1976.
10. DURMUŞ, A., ARNAUD, M., LORRAIN, M.: Sur les Mécanismes de ruine de poutres en béton, Karadeniz University Mathematical Journal Vol.V, No.1, 1982.
11. DURMUŞ, A.: Etude théorique de la stabilité d'un élément en acier en prenant en compte les contraintes résiduelles, INSA de Toulouse (Fransa), Haziran, 1974.
12. DURMUŞ, A.: Betonarme Yapıların Taşıma Gücüne Göre Hesabı, Türkiye Mühendislik Haberleri, Sayı 305, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, Ankara, Temmuz-Ağustos, 1983.
13. DURMUŞ, A., Betonarmede Taşıma Gücüne Göre Hesap, MMLS öğrencileri için ders notları, K.Ü. İnşaat Mühendisliği Bölümü, Trabzon, 1983.
14. DURMUŞ, A.: İki Eksenli Basınca Maruz Betonun Mekanik Davranışı, II. Ulusal Mekanik Kongresi-Bildiriler, Trabzon Ağus., 1981.
15. DURMUŞ, A.: Yanal Basınç Etkisindeki Betonarme Kirişler, TÜBİTAK 7. Bilim Kongresi-Bildiriler, Kuşadası/Aydın, Eylül, 1980
16. DURMUŞ, A., LORRAIN, M., ARNAUD, M.: Döşemelerle Beraber Çalışan Öngerilmeli Beton ve Öngerilmeli Betonarme Kirişler, III. Ulusal Mekanik Kongresi-Bildiriler, Kirazlıyayla/Bursa, 5-9 Eylül, 1983.
17. DURMUŞ, A.: Betondan Yapı Elemanlarının Harabiyet Kriteri ve Bu Kriterin Betonarme Ögelere Tatbiki, Türkiye İnşaat Mühendisleri 7. Teknik Kongresi-Bildiriler, Ankara, Ekim, 1978.
18. ERSOY, U.: Betonarme Kesitlerin Taşıma Gücüne Göre Hesabı, ODTÜ, Ankara, 1971.
19. ERSOY, U., ATIMTAY, E.: Betonarme-Temel İlkeler ve Hesap Yöntemleri, Güven Kitabevi, Ankara, 1975.
20. ERSOY, U., TANKUT, T., AKTAN, E., ATIMTAY, E., ERBATUR, F.: Taşıma Gücü El Kitabı, ODTÜ, Ankara, 1980.
21. EYÜBOĞLU, U.: Betonarme Bir Konut Yapısının Taşıma Gücü Yöntemiyle Projelendirilmesi ve Bu Projelendirmenin Üstünlükleri, Yüksek Lisans Tezi, Trabzon, Kasım, 1983.

22. MONTOYA, P.J., MESSEGUER, A.G., MORAN CABRE, F.: Hormigon Armado, Gustavo Gili, Barcelona, 1973.
23. MORAN CABRE, F.: Design of reinforced concrete sections under normal force and stresses in the ultimate limit state, Documentacion complémentaire au Manuel de Calcul "Flexion Compression" Bulletin d'Information du CEB, No.83, Paris, Nisan, 1982.
24. PERCHAT, J.: Calculo en el estado limite ultimo en flexion compression de las piezas de hormigon armado, Estructuras, 2º Serie, tomo, IX, No.3-4, Madrid, 1973.
25. RAKOSNIK, Y., TICHY, M.: Calcul plastique des ossatures en béton, Eyrollès, Paris, 1975.

5 TEMMUZ 1983 BİGA DEPREMİ VE ARTÇI DEPREM ETKİNLİĞİ

E. Alsan, L. Tezuçan, E. Başarır, E. Ayhan,
N. Sancaklı (x)

Summary

In this study the properties of the aftershock sequence and the focal mechanism of the Biga earthquake of July 5, 1983 ($M_s=6.1$) which took place in the Marmara region are investigated. The data were obtained from Boğaziçi University Kandilli Observatory seismic network. Epicenter of the main shock calculated as $40.34^\circ N$ and $27.21^\circ E$, the origin time was 12 01 28.7 U.T. Locations of 189 aftershocks have been determined for 1000 hours after the main shock. A northward concentration of the epicenters is recognised. The parameters a and b in the magnitude-frequency relation were calculated as 5.107 and 1.183 respectively for the aftershock sequence. The decay parameter p was found equal to 1.024.

The fault plane solution of the main shock showed a thrust mechanism and the plane chosen as fault plane showed an azimuth of 79.5° from the North and dipped to $10.5^\circ NW$ which coincidences with the aftershock distribution.

Özet

Bu çalışmada 5 Temmuz 1983 Biga depremi ($M_s=6.1$) ve onu izleyen deprem etkinliği 1000 saatlik bir süre içinde incelenmiştir. Bu incelemede Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi deprem istasyonları ağının verisinden yararlanılmıştır. Ana depremin koordinatları 40.34° Kuzey enlemi, 27.21° Doğu boylamı olarak bulunmuştur. Artçı depremlerden 189 tanesinin episantr çözümü yapılmış ve bunların haritalanmasında, kuzeye denize doğru bir episantr dağılımı görülmüştür. Öncü deprem etkinliğinin görülmediği Biga depreminde, artçı depremlerin magnitüd-frekans ilişkisinde a ve b değerleri sırasıyla 5.107 ve 1.183, artçı depremlerin zamanla azalış oranını gösteren p değeri ise 1.024 olarak bulunmuştur.

Ana depremin fay düzlemi çözümünde K $79.5^\circ D$ doğrultusunda, eğim yönü KB 10.5° olan bindirme bir fay saptanmıştır. Ayrıca deprem bölgesinin geçmişteki depremselliğinin ana hatları belirlenmiş ve tektonik yapı ile olan ilişkileri araştırılmıştır.

(x) Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Sismoloji Servisi

Giris

5 Temmuz 1983 de yerel saat ile 15:02 de Türkiye'nin kuzeybatısı şiddetli bir deprem ile sarsıldı. Marmara denizinin güneyinde, Biga yarımadasında meydana gelen bu depremin parametreleri Milletlerarası Sismoloji Merkezlerince aşağıdaki gibi verilmiştir:

Kaynak	Oluş zamanı (GMT)	Episantr koordinatları	Derinlik	Magnitüd
NEIS (U.S. Department of the Interior Geological Survey, National Earthquake Information Service)	12 01 27.38	40.324°Kuzey 27.222°Doğu	10 km.	$m_b=5.7$ $M_s=6.1$
CSEM (Centre Sismologique Euro Mediterraneeen)	12 01 29.6	40.33°Kuzey 27.28°Doğu	10 km.	$M_{LH}=6.2$ (GLL,MOX) $M_{LV}=6.2$ (LJU,MOX) $M=5.6$ (LDG,UPP) $M_{AW}=5.9$ (ATH,TIR)

Bu saptamalara göre depremin episantrı Biga'nın kuzeyinde, Biga ile Karabiga arasında yer almaktadır.

Marmara bölgesinde kuvvetle hissedilen deprem Çan, Biga ve köylerinde can ve mal kaybı yaratarak 3 kişinin ölümlüne 34 kişinin yaralanmasına neden oldu. Biga ilçesi ve kuzeyindeki Gümüşçay nahiyesi ile Çınarköprü ve Egridere köyleri en fazla hasar gören yerler oldu (İmar ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Dairesi raporu, Ekim 1983).

Ana depremi izleyen günlerde, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesinin Türkiye'nin batı kısmındaki deprem istasyonlarınca çok sayıda artçı deprem kaydedildi. Özellikle 5-6 Temmuz günleri artçı depremler sayıca büyük yoğunluk gösterdi. Artçı depremler Ağustos ayı ortalarına kadar sayıları gittikçe azalarak devam etti.

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi deprem istasyonları ağının verilerinden yararlanmak suretiyle, Biga artçı deprem etkinliğinin karakteristikleri 5 Temmuz-16 Ağustos tarihleri arasındaki 43 günlük süre için incelenmiş, bölgenin geçmişteki depremselliğinin ana hatları belirlenerek tektonik yapı ile olan ilişkiler ve ana depremin mekanizması araştırılmıştır.

Bölgenin tektonik yapısı

Araştırma bölgemiz Türkiye'nin tektonik birimleri içinde Pontidlerde yer alır. Pontidler Karadeniz kıyıları ile Marmara ve Ege kıyılarını, Karaburun yarımadasına kadar uzanan kuzeybatı Anadolu bölgesini kapsar. Pontidler bölgesinin gelişmesi Paleozoik ve Mesozoik çağlarda başlamıştır. Marmara çevresindeki masifler Paleozoik yaşlı olup Kaledonien ve Herinien orojenezleri esnasında gelişmişlerdir. Marmara bölgesinin tektonik yapısında son jeolojik çağlarda oluşmuş fay sistemleri önemli rol oynar (Ketin, 1968).

Harita 1 de Marmara bölgesinde yer alan ve araştırma alanımızın depremselliğinde etkin rol oynayan kırık sistemleri verilmektedir. Haritadan görüldüğü gibi ele alınan bölgenin kuzeyinde Saros körfezinden başlayıp, Marmara denizinin içinden geçerek İzmit körfezine ulaşan graben çizgisi vardır. Bunun güneyinde Bandırma'dan başlayıp Gemlik körfezine doğru uzanan fay çizgisi yer alır. Daha güneyde ise Manyas gölü depresyonu ve Yenice-Gönen fayı bulunmaktadır. Bu bölge Kuzey Anadolu fay kuşağının batı ucu olarak görülür. Anadolu'yu doğudan batıya aşan Kuzey Anadolu fay sistemi sağ yönlü, doğrultu atımlı fay karakteri göstermektedir. Nitekim 1953 Yenice-Gönen depreminde 4.3 m. yatay atım saptanmıştır. Kuzey Anadolu fay kuşağı levha tektoniği açısından da önem taşır. Son yıllarda üzerinde çok durulan levha tektoniği ile ilgili çalışmalarda önerilen modellere göre, Türkiye'yi içine alan levha, kuzeydeki Avrasya ve güneydeki Afrika ana levhaları arasına sıkışmış olup, bunun kuzey sınırını Kuzey Anadolu fayının oluşturduğu kabul edilmektedir (McKenzie 1972, Alptekin 1978).

Böylece etkin bir tektonik yapıya sahip olduğu görülen bölge, yıllar boyu şiddetli depremlere sahne olmuştur.

Bölge depremselliğine genel bakış

Bölgenin depremselliğinin ana hatlarına belirlemede, son 100 yılda oluşan büyük depremlerin ($M_s \geq 4.5$) dökümünün yanı sıra, son 10 yılın depremselliği daha düşük magnitüd seviyesine inilerek incelenmiş ve 1982 Mayıs ayında Biga yöresinde izlenen deprem etkinliğine ayrıca yer verilmiştir.

1882-1982 depremselliği: Harita 2 de, bu süre içinde bölgede meydana gelen $M_s \geq 4.5$ olan depremlerin episantrları oluş yılları ile birlikte gösterilmiştir (Ergin ve arkadaşları 1967, Alsan et al. 1975, Soysal ve arkadaşları 1981). Bu haritadan tarihsel depremlerin bölgedeki belli başlı kırık sistemlerini islediği görülmektedir. Şekil 1 de tarihsel depremlerin yıllara göre dağılımı ve yıl içinde gözlenen en büyük magnitüdü verilmektedir. 100 yıllık dönem içinde $M_s \geq 4.5$ olan 30 deprem saptanmıştır. Bu depremlerden 8 inin magnitüdü 5.5 dan, 2 sinin ise 7 den büyüktür.

1882-1982 verisi için magnitüd-frekans (kümülatif) ilişkisi log $N = a - bM$ araştırıldığında, magnitüdün artmasıyla deprem oluş sayısının azalması arasındaki oranı belirleyen b değeri 0.50 olarak bulunmuştur. Elde edilen a ve b değerlerinden hareketle, araştırma bölgemiz için, deprem ortalama geri dönüş periyodu T ve belli süreler için deprem olma olasılığı P aşağıdaki bağıntılardan yararlanılarak araştırılmıştır (Epstein, Lomnitz 1966; Bath 1979):

$$T(M) = \frac{10^{bM}}{10^{a_1}} \quad (1)$$

$$a_1 = a - \log I \quad (2)$$

$$P(M, t) = 1 - \exp(-t/T(M)) \quad (3)$$

Tablo 1

Kaynak	Veriyi kap- sayan süre	Araştırma bölgesi	$M_B >$	b	$M_B \geq 5.5$ için deprem olasılığı				$M_B \geq 5.5$ için geri dönüştürme periyodu (yıl)
					1 yıl	10 yıl	25 yıl	50 yıl	
Üçer ve arkadaşları (1977)	1900-1970	40.0°-40.5° K 26.5°-27.5° D	4.2	0.44-0.52					
Bath (1979)	1913-1970	39.0°-41.0° K 27.0°-29.0° D	4.5	0.57	%25				
İmar ve İskan Ba- kanlığı Deprem Araştırma Dairesi raporu (1983)	1917-1980	39.0°-41.0° K 26.0°-28.0° D	4.3	0.54	%14		%98		%100
Bu çalışma	1882-1982	39.8°-40.8° K 26.5°-28.0° D	4.5	0.50	%11	%68	%94		9

burada a_1 senelik ortalama deprem sayısını veren a değeri, K araştırma süresi, t ise P nin araştırıldığı periyotlardır.

Bu çalışmada K araştırma süresi 100 yıldır. $M_g \geq 5.5$ olan depremler için ortalama geri dönüş periyodu ve 1, 10, 25, 50 yıllık t periyotları için deprem olma olasılıkları hesaplanmıştır. Tablo 1 de bu çalışmanın sonuçları ile birlikte, daha önce Marmara bölgesinin depremselliği ile ilgili olarak yapılan istatistik çalışmalarda elde edilen değerler de gösterilmiştir. Bu tabloda gösterilen çalışmalarda ele alınan bölgelerin ve kapsanan sürelerin biraz farklı olması elde edilen istatistik değerlerde de bazı farklılıklara neden olmuştur. Ancak bütün bu çalışmalarda b değeri 0.5 civarında bulunmuştur ki, bu da bölgede zaman zaman hasar verici depremlerin meydana geldiğini göstermektedir.

1973-1982 depremselliği: 1970 yılından itibaren Kandilli Rasathanesinin Batı Türkiye'de deprem istasyonları kurmaya başlaması ile küçük magnitüdü depremlerin yakalanabilme olanağı doğmuştur. Batı Türkiye deprem istasyonları ağından elde edilen verilerin Kandilli Rasathanesi Sismoloji Bölümüne değerlendirilip episantr çözümlerinin yapılması ile, Milletlerarası Sismoloji Merkezlerince çözümlenemeyen küçük magnitüdü ($m_b \leq 4.5$) depremlerin de yerleri saptanabilmiş ve böylece düşük magnitüd seviyesindeki etkinlikler de izlenebilmiştir (Ayhan ve Sancaklı 1983, Üçer ve arkadaşları 1977, 1979, 1980; Alsan ve arkadaşları 1980, Başarır ve arkadaşları 1980, Tezuçan ve arkadaşları 1982, Ayhan ve arkadaşları 1983, Sancaklı ve arkadaşları 1984).

Şekil 2 de 1973-1982 depremlerinin yıllara göre sayıca dağılımı ve yıl içinde erişilen en büyük magnitüdüler gösterilmiştir. Şekildeki düz çizgiler $m_b \geq 3.0$, kesikli çizgiler ise $2.0 < m_b < 3.0$ olan depremlerin sayılarını vermektedir. $m_b \geq 3.0$ olan depremlerin sayısal değişimi genel olarak ele alındığında şekil, deprem sayısının zamanla arttığı izlenimini vermektedir. Ancak küçük magnitüdülere gidildikçe yakalanabilen deprem sayısına güvenilirlik azalacağından, magnitüdü 3.0 dan küçük olan depremler için elde edilen sayılara gerçek değerler olarak bakılamaz. Ayrıca 1978 yılından itibaren Kandilli Rasathanesince Marmara bölgesinde radyo bağlantılı deprem istasyonları ağının çalıştırılmaya başlanması ile bölgedeki istasyon sayısının artması deprem yakalama oranını arttırdığından, 1978 den önceki yıllar için $m_b \geq 3.0$ olan deprem sayısına güvenilirlik daha da azdır. Bu nedenlerle deprem episantrlarının bölge içindeki dağılımlarında, güvenilir veri olarak magnitüdü 3.0 dan büyük depremler ele alınmış ve Harita 3 de gösterilmiştir.

Ele alınan 10 yıllık süre içinde 1982 yılı en yüksek etkinliği göstermiştir. Biga çevresinde yer yer episantr kümelenmeleri 1975, 1979 ve 1982 yılları için saptanmış, diğer yıllarda ise bölge içinde dağınık episantrlar gözlemlenmiştir.

1982 depremselliği: 1982 yılında bölgede oluşan depremlerin sayısal dağılımı Şekil 3 de 1983 yılı etkinliği ile birlikte gösterilmekte olup, birim olarak 10 günlük deprem sayısı ele alınmaktadır. Şekilde birim sürede oluşan en büyük magnitüd ve $m_b \geq 3.0$ olan deprem sayısı da belirtilmiştir. Üçer'in gibi 1982 yılındaki etkinlik Mayıs ayında belirlenmiştir. Mayıs etkinliğinin günlük ortalama deprem sayısı 2 dir. Bu aydan sonra etkinlik azalmış ve ayda 2-3 depremle devam etmiştir. Ekim ayının sonunda en büyük magnitüdü 3.7 olan küçük bir etkinlik daha izlenmiştir.

Harita 4, 1982 depremlerinin episantr dağılımını göstermektedir. Biga'nın batı ve güneybatısındaki episantr kümelenmelerini Mayıs ayı etkinliği oluşturmaktadır.

Veri

5 Temmuz 1983 de Biga yöresinde meydana gelen depremle ortaya çıkan etkinliğin incelenmesinde, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesinin Batı Türkiye'deki deprem istasyonları ağının kayıtları kullanılmıştır.

Harita 5 de Kandilli Rasathanesi deprem ağı istasyonlarının yerleri gösterilmiştir. Şekilde Üçgen ile gösterilenler radyo bağlantılı istasyonlardır ve merkez istasyon ISK (İstanbul-Kandilli) ile bağlantı halindedirler. Bunlardan KCT (Karacabey), TKMT (Tokmak) ve BNT (Bandırma) istasyonları 1983 Haziran sonundan itibaren çalışmaya geçirilmişlerdir.

Merkez istasyonda 8z periyotları 1.0 saniye olan Benioff sismometreli ve Kinematics kayıtçılı sismograf sistemleri üç bileşen olarak ve maksimum deplasman büyütmeleri 0.25 saniyede 60000 civarında olacak şekilde çalıştırılmaktadırlar. Radyo bağlantılı istasyonlarda 1.0 saniye 8z periyotlu Willmore Mark III tipi düşey sismometreler çalıştırılmakta olup, sinyaller merkez istasyondaki alıcılar vasıtasıyla manyetik band üzerine kaydedilmekte ve aynı anda da kayıtçılar üzerine mürekkepli kayıt alınmaktadır. Diğer deprem istasyonlarında ise 1.0 saniye 8z periyotlu Geotech Teledyne S-13 tipi düşey sismometreler kullanılmakta ve mürekkepli kayıt alınmaktadır. Bu sismograf sistemlerinin maksimum deplasman büyütmeleri 0.2 saniyede 200000 civarındadır.

Bu çalışmada en büyük veriyi sağlayan Marmara bölgesindeki istasyonlar olmuştur. Temmuz-Ağustos 1983 süresi içinde istasyonların çalışma durumları Şekil 4 de verilmiştir. Bu şekilde düz çizgiler istasyonların devamlı kayıt verdiği, boşluklar ise kayıt alınmayan günleri göstermektedir.

Deprem parametrelerinin saptanması

Episantr çözümleri: Ana deprem ve bunu izleyen artçı depremlerin episantrlarının saptanmasında Flinn (1960) tarafından verilen yöntemin geliştirilmesiyle elde edilen bilgisayar programı (Üçer ve arkadaşları, 1977) kullanılmıştır. Batı Anadolu'daki kabuk yapısı tam olarak bilinmediğinden, yaklaşık bir yapı olarak Herrin (1968) tarafından verilen kabuk modeli benimsenmiştir. Bu nedenle elde edilen ocak derinliklerine güvenirlilik az olduğundan, bu çalışmada derinliklere yer verilmemiştir.

Çözümlemede ana depremin parametreleri aşağıdaki gibi bulunmuştur:

Oluş zamanı: 12 Ol 28.7 (GMT)

Episantrın enlemi: 40.34° Kuzey

Episantrın boylanı: 27.21° Doğu

Bu deprem ile ilgili belirgin bir öncü deprem etkinliği saptanmamıştır. Artçı deprem araştırması 5 Temmuz-16 Ağustos arasındaki 43 günlük süre içinde meydana gelen $m_b \geq 2.0$ olan depremler için yapılmıştır. 189 artçı depremin episantr çözümü elde edilmiştir. Ancak bu değer ele alınan

magnitüd sınırı içindeki artçı depremlerin gerçek sayısını yansıtmamaktadır. Zira, ana depremi izleyen ilk birkaç saatte depremler çok kısa aralıklarla meydana geldiğinden, bazı depremlerin üst üste kaydedilmesi ile başlangıçları maskelenmiş ve değerlendirilmeleri yapılamamıştır. Ayrıca, ele alınan süre içinde bazı istasyonların da arızalanmalar nedeniyle sürekli kayıt verememesi bazı artçı depremlerin çözümlenememesine neden olmuştur.

Magnitüd: Artçı deprem magnitüdüleri depremlerin kayıt üzerindeki devam sürelerinden hesaplanmıştır. Genel olarak;

$$M = a + b \log T + c \Delta \quad (T=\text{süre}, \Delta=\text{episantr uzaklığı}) \quad (4)$$

bağıntısı ile verilen süreye bağlı magnitüd denklemleri batı Türkiye deprem istasyonları ağı için geliştirilmiş bulunmaktadır (Üçer ve arkadaşları 1977, 1980). Bir deprem için muhtelif istasyonlardan süreye bağlı magnitüd (m_p) elde edilmekte ve bu magnitüdlerin ortalaması o depremin magnitüdü olarak alınmaktadır.

Ana depremin koda dalgaları üzerine çok sayıda artçı deprem bindiğinden gerçek kayıt süresi okunamamış ve bu nedenle magnitüdü saptanamamıştır.

Artçı depremlerin episantr dağılımı

Bilgisayar programı ile episantr çözümleri yapılan, 5 Temmuz - 16 Ağustos tarihleri arasındaki artçı depremlerin yerel dağılımı Harita 6 da verilmiştir. Haritada, artçı deprem episantrlarının Biga'nın kuzeyinde Biga ile Karabiga arasında yoğunlaşmış olduğu ve Marmara denizi içine doğru saçılma gösterdiği görülmektedir. Artçı deprem etkinliğinin gösterdiği en büyük magnitüd 4.2 olmuştur. Etkinlikte magnitüdü 4.0 dan büyük iki deprem gözlenmiştir. Bunlardan biri 5 Temmuz günü saat 17:30 (GMT) de meydana gelen 4.2 magnitüdü deprem, diğeri ise 8 Temmuz günü saat 02:55 (GMT) de meydana gelen 4.1 magnitüdü depremdir. Bu depremler ana depremin biraz güneyinde yer almışlardır.

Şekil 5 de ise ana depremi izleyen ilk 24 saat içindeki artçı depremlerin yerel dağılımı gösterilmiştir. Bu dağılım episantrlarının kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yayıldıkları izlenimini vermektedir. Artçı depremlerin birinci gün içindeki dağılımları ile 43 günlük dağılımları karşılaştırılırsa, başlangıçta kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yayılan episantrların zamanla kuzeye ve kuzeydoğuya doğru saçılma gösterdiği söylenebilir.

Artçı depremlerin magnitüd dağılımı

Artçı depremlerin oluş sayısının magnitüd ile olan ilişkisini araştırmada Gutenberg-Richter'in istatistik bağıntısı (Richter, 1958) kullanılmıştır:

$$\log N = a - bM \quad (5)$$

Bu çalışmada deprem sayısı N kümülatif olarak ele alınmıştır. Bağıntı, magnitüd aralığını 0.2 almak suretiyle, 43 günlük süre içinde oluşan

$m_p \approx 2.3$ olan depremler için araştırılmıştır. Şekil 6 da en küçük kareler yöntemiyle çözümlenen bağıntının grafiği verilmektedir. Gözlem değerleri küçük dairelerle gösterilmiştir. Bu grafikten de görüldüğü gibi magnitüd-frekans bağıntısına veren doğru 2.3 den küçük magnitüdlere için gözlem değerlerinden sapmaktadır. Bu durum $m_p \approx 2.3$ olan depremler için verinin eksik olduğunu gösterir. Bağıntının a sabiti 5.107, b değeri ise 1.183 olarak bulunmuştur.

Artçı depremlerin zaman dağılımı

Biga artçı deprem etkinliğinin sayısal dağılımı Şekil 3 de gösterilmektedir. 10 günlük zaman birimi içine düşen deprem sayısının verildiği bu grafikten, etkinliğin Temmuzun 10 una kadar olan sürede çok yoğun olduğu ve azalarak Ağustos sonuna kadar sürdüğü görülmektedir.

Artçı deprem sayısında zamanla meydana gelen azalışın araştırılmasında aşağıdaki bağıntı uygulanmıştır:

$$N = A \cdot t^{-P} \quad (6)$$

burada, t ana depremin oluşundan itibaren geçen zaman, N ise t zamanındaki deprem sayısıdır. A ve p sabitlerdir. (6) formülü $t < 100$ gün olan araştırmalar için en uygun bağıntı olarak bulunmuştur (Utsu 1961, Mogi 1962).

Şekil 7 de ana depremi izleyen zaman içinde meydana gelen deprem sayısı logaritmik olarak grafiklendirilmiştir. 1000 saat (43 gün) içinde meydana gelen depremler ele alınmıştır. Bu veriden hareketle (6) bağıntısının en küçük kareler yöntemiyle elde edilen çözümü, şekilde düz çizgi ile gösterilmiştir. Bu doğrunun eğimini veren p değeri artçı deprem sayısının zamanla azalma oranını gösterir. Bu çalışmada p değeri 1.024 olarak elde edilmiştir.

Odak Mekanizması çözümü

Biga depreminin odak mekanizmasının çözümünü yapmak için "NEIS, Earthquake Data Report" bilgilerinden yararlanılmıştır. Buna göre 94 istasyonun P dalgası ilk hareket yönü okumalarından 44 ü kompresyon, 50 si de dilatasyondur. Çözüme Wickens(1967) bilgisayar programı kullanılarak gidilmiştir. Sayısal değerler Tablo 2 de görülmektedir. Wulff ağı kullanılarak istasyonların indüşümleri, ilk hareket yönleri, fay düzlemi ve yardımcı düzlemin doğrultu ve eğimleri, P, T ve B eksenlerinin azimut ve dalımları Şekil 8 de gösterilmiştir. Bilindiği gibi odak mekanizması çözümlerinde birbirine dik iki düzlemin oluşturduğu bir çift çözümlülük vardır. Buna göre Biga depremi için elde edilen fay düzlemlerinden biri, doğrultusu $K79.5^\circ D$, eğim yönü $KB10.5^\circ$ ve eğim açısı 32.4° olan bindirme bir faylanmayı göstermektedir. Diğer fay düzlemi ise $K64.3^\circ B$ doğrultusunda, eğim yönü $GB25.7^\circ$ ve eğim açısı 62.9° olan ters bir faylanmayı göstermektedir. Burada artçı depremlerin kuzeye doğru bir yayılma göstermesi düşünüldükçe eğim yönü $KB10.5^\circ$ olan düzlem fay düzlemi olarak seçilmiştir.

Tablo 2

Düzlem	Doğrultu	Eğim açısı	Eğim yönü
A	K79.5°D	32.4°	KB10.5°
C	K64.3°B	62.9°	GB25.7°
Eksen	Azımut	Dalım	
F	192.3°	15.9°	
B	286.1°	16.4°	
T	60.5°	66.8°	

Sonuc

Bu çalışmada 5 Temmuz 1983 Biga depremi ve ardından gelen artçı deprem etkinliğinin karakteristikleri, bölgenin uzak ve yakın geçmişteki depremselliğini belirleyen karakterler ve tektonik yapı ile olan ilişkiler açısından ele alınmış ve şu sonuçlara ulaşılmıştır:

Deprem parametrelerinin bilgisayar ile saptanmasında, ana depremin episantri Biga'nın kuzeyinde, 40.34° Kuzey ve 27.21° Doğu olarak bulunmuştur.

İlk 24 saat içinde oluşan artçı depremlerin dağılımı episantriların kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yayıldıkları izlenimini vermiştir. Zamanla episantrilar kuzeye Marmara denizi içine doğru saçılma göstermişlerdir.

Artçı depremlerde saptanan en büyük magnitüd 4.2 dir. Artçı deprem etkinliğinin magnitüd-frekans ilişkisinden b değeri 1.183 olarak elde edilmiştir ki, bu da bölgenin kırıklı yapısına işaret eder. Artçı depremlerin zamanla azalmasını araştırmada ise, artçı deprem sayısındaki azalma oranını veren p değeri 1.024 olarak bulunmuştur. p sabitinin yüksek değeri ana depremden sonra bölgede stresin hızla azaldığını göstermektedir. Ele alınan bölgenin jeotektonik yapısına bağlı sabitler olan b ve p nin 1 in üstünde değerler alması artçı deprem etkinliğini karakterize eden hususlardır.

5 Temmuz 1983 depremi ile ortaya çıkan etkinliğin içinde yer aldığı Marmara bölgesinin güney kısmında 1983 den önceki son büyük deprem 1969 daki Gönen depremidir ($M_g=5.7$). 1969 ve 1983 depremleri arasındaki 14 yıllık süre, bölgenin depremselliğinin genel karakterlerinin araştırılmasında $M_g \geq 5.5$ olan depremler için elde edilen 9 yıllık ortalama geri dönüş periyodunun üstündedir. Diğer taraftan 1973-1982 süresi için bölge depremselliğinin araştırılmasının verdiği sonuçlar, son yıllara doğru gidildikçe küçük magnitüdü deprem sayısında artma olduğunu ima etmektedir. Nitekim son yıllarda Marmara bölgesi ve civarında deprem fırtınası (swarm) özelliği gösteren etkinlikler kuvvet kazanmaya başlamıştır. Bunlardan en önemlileri araştırma bölgesinin doğusunda yer alan Bursa etkinliği ile güneydoğusunda yer alan Emet-Gediz etkinliğidir. 1970 de meydana gelen Gediz depreminden ($M_g=7.3$)

bu yana Emet, Gediz ve civarı etkinliğini devam ettirmekte ve bu etkinlik zaman zaman deprem fırtınası haline dönüşmektedir. 1976, 1979 ve 1980 Emet-Gediz deprem fırtınalarının en kuvvetli olduğu yıllar olmuştur. Bursa'nın fırtına şeklinde etkinlik göstermesi 1978 in sonunda başlamış ve 1979 da kuvvet kazanmıştır.

1982 yılının Mayıs ayında da Biga yakınında 15 gün kadar süren fırtına özelliğinde bir etkinlik belirmiştir. Bu etkinliğin yeri 1983 deki Biga artçı deprem bölgesinin güneybatı ucuna raslamaktadır. Marmara bölgesinde düşük magnitüd seviyesindeki etkinlik artışına Crampin ve Üçer(1975) in Marmara bölgesi depremselliği ile ilgili çalışmalarında da değinilmiştir. Ele aldığımız Marmara bölgesinin bu yöresi sıcak su kaynakları bakımından oldukça zengindir. Bu da bölgenin kırıklı yapısını işaret eder. Komuya levha tektoniği açısından bakıldığında, Kuzey Anadolu Fayının oluşturduğu levha sınırı dolayısıyla, araştırma bölgemiz kabuğun daraldığı bir sıkışma zonu içinde yer almaktadır. Bölgenin kırıklı yapısı levhaların bağıl hareketlerinden doğan stresin kısmen yoğun mikrodeprem etkinlikleri halinde boşalmasına yardımcı olmaktadır. Nitekim 1983 Biga depreminin meydana gelmesi için, bölgede $M_{2.5}$ olan depremler için saptanan ortalama geri dönüş periyodunun 1.5 kağı kadar fazla bir sürenin geçmesi gerekmektedir ki, bu da bölgede son yıllarda mikrodeprem etkinliğinin artmasına bağlanabilir.

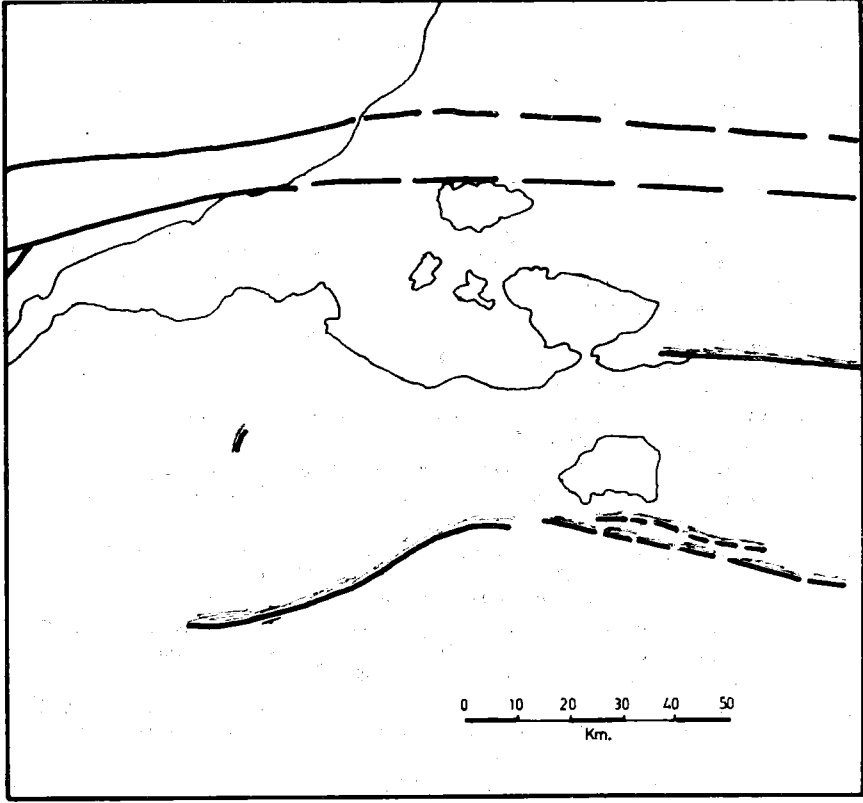
1983 Biga depremi ve bölgede oluşan daha önceki depremlerin odak mekanizması çözümleri, yörede genel olarak kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu gerilimlerin hakim olduğunu göstermektedir. 18.3.1953 Yenice-Gönen depremi çözümünün (Canitez 1969, McKenzie 1972) doğrultu atımlı faylanma, 6.10.1964 Manyas depremi çözümünün (McKenzie, 1972) normal faylanma göstermesine karşın, 3.3.1969 Gönen depremi ters faylanma göstermektedir (McKenzie, 1972).

3.3.1969 depremi ile 5.7.1983 Biga depreminin faylanma doğrultuları ve biçimleri ile P, T ve Eksenlerinin doğrultu ve dalımları uygunluk göstermektedir. Bu ise, Marmara denizindeki graben ile Yenice-Gönen fayı arasında kalan bölgede, ters yöndeki tensiyonel streslerin bir sıkışma bölgesi meydana getirmesi ile ters fayların oluştuğu sonucunu çıkartabilir.

Yararlanılan Kaynaklar

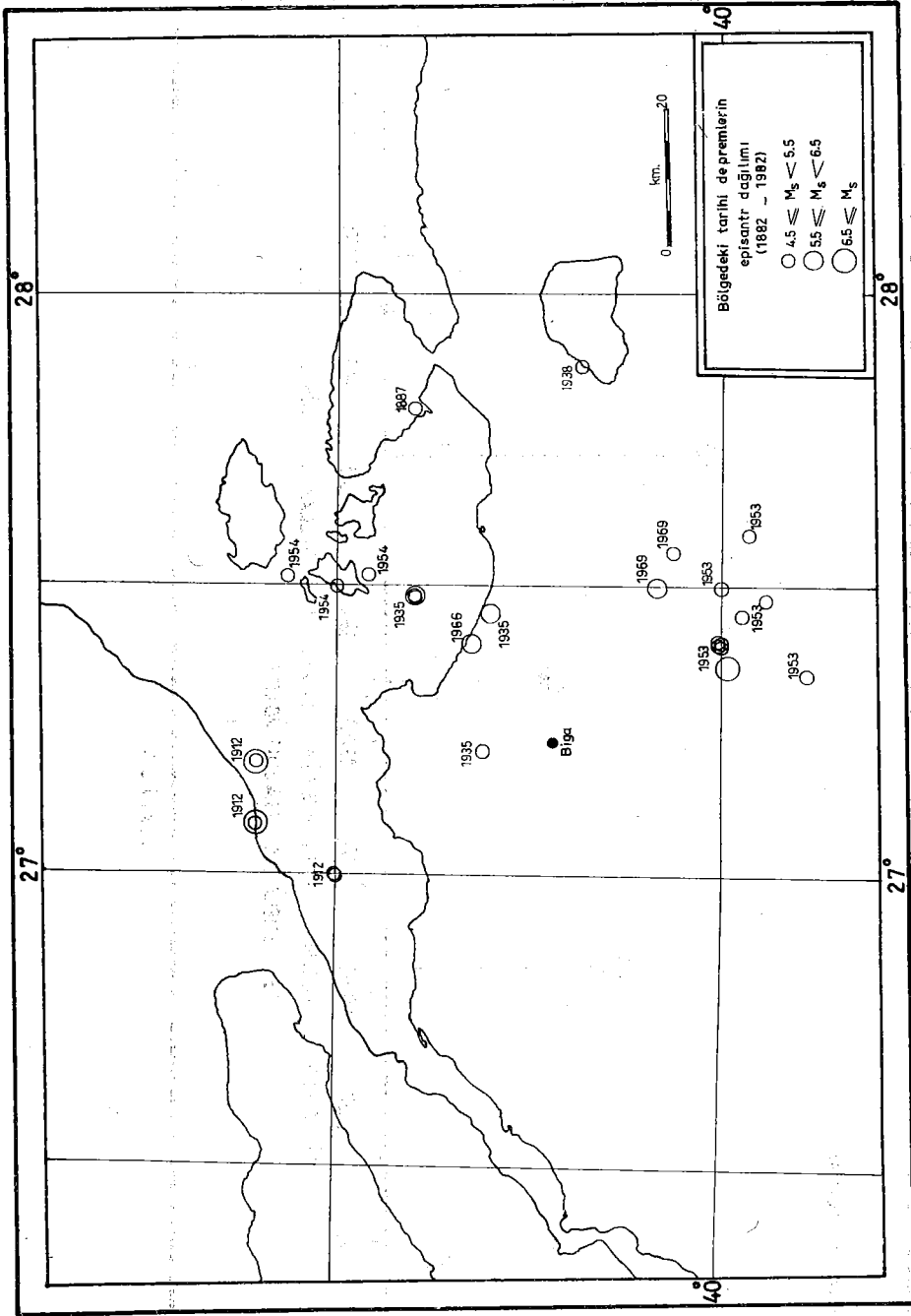
- 5 Temmuz 1983 Biga depremi raporu. T.C. İmar ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ekim 1983.
- Alptekin, Ö. (1978). "Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri - 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli". Jeofizik, cilt VII, sayı 3, 30-56.
- Alsan, E., L. Tezuçan and M. Bath (1975). "An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970". Kandilli Obs., İstanbul, and Seismol. Inst., Uppsala, Rep. No. 7-75, 166 pp.
- Alsan, E., L. Tezuçan, E. Başarır, E. Ayhan, N. Uluşan, S. B. Uçer (1980). "1977 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 29, 1-57.
- Ayhan, E., E. Alsan, E. Başarır, S. B. Uçer, L. Tezuçan, N. Kafadar, E. Kasnak (1983). "1981 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Bülteni, sayı 41, 36-90.
- Ayhan, E., N. Sancaklı (1983). "1971-1975 yıllarında Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Bülteni, sayı 42, 48-128.
- Başarır, E., L. Tezuçan, E. Alsan, E. Ayhan, N. Uluşan, S. B. Uçer (1980). "1978 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 30, 1-62.
- Bath, M. (1979). "Seismic risk in Turkey - a preliminary approach". Tectonophysics, 54, T9-T16.
- Canitez, N. (1969). "Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları". İ.T.U. Maden Fakültesi yayını.
- Crampin, S. and S. B. Uçer (1975). "The seismicity of the Marmara Sea region of Turkey". Geophys. J.R. astr. Soc., 40, 269-288.
- Epstein, B. and C. Lomnitz (1966). "A model for the occurrence of large earthquakes". Nature, 211, pp. 954-956.
- Ergin, K., U. Güçlü ve Z. Uz (1967). "Türkiye ve civarının deprem kataloğu". İstanbul Tek. Üniv., Maden Fak., Arz Fiziği Enst. yayınları, No. 24.
- Flinn, E. A. (1960). "Local earthquake location with an electronic computer". Bull. Seism. Soc. Am., 50, No. 3, pp. 467-470.
- Herrin, E., E. P. Arnold, B. A. Bolt, G. E. Clawson, E. R. Engdhal, H. W. Freedman, D. W. Gordon, A. L. Hales, J. L. Lohdell, O. Nuttli, C. Romney, J. Taggart and W. Tucker (1968). "Seismological tables for P phases". Bull. Seism. Soc. Am., vol. 58, pp. 1193-1241.
- Ketin, İ. (1968). "Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler". Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, sayı 71, 129-134.
- McKenzie, D. P. (1972). "Active tectonics of the Mediterranean region". Geophys. J.R. astr. Soc., 30, 109-185.

- Mogi, K. (1962). "On the time distribution of aftershocks accompanying the recent major earthquakes in and near Japan". Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 40, 107-124.
- Richter, C. F. (1958). "Elementary Seismology". Freeman and Co., San Francisco, 768 pp.
- Sancaklı, N., E. Başarır, E. Ayhan, E. Alsan, L. Tezuçan, S. B. Üçer, E. Kasnak (1984). "1982 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Baskıda.
- Soysal, H., S. Sipahioğlu, D. Kolçak, Y. Altınok (1981). "Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu". Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Matematik-Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG 341.
- Tezuçan, L., E. Ayhan, E. Alsan, E. Başarır, S. B. Üçer, N. Sancaklı (1982). "1980 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 36, 5-60.
- Utsu, T. (1961). "A statistical study on the occurrence of aftershocks". Geophys. Mag., 30, 521-605.
- Üçer, S. B., E. Ayhan, E. Alsan (1977). "Türkiye'nin deprem bölgelerinin belirlenmesinde bazı istatistik yaklaşımlar". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 18, 1-25.
- Üçer, S. B., E. Alsan, N. Ulsan, E. Başarır, E. Ayhan, L. Tezuçan, C. Kaptan (1977). "Batı Türkiye'de deprem etkinliği (Eylül-Aralık 1976)". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 19, 45-114.
- Üçer, S. B., E. Ayhan, N. Ulsan, L. Tezuçan, E. Alsan, E. Başarır (1979). "Batı Türkiye deprem etkinliği (Ocak-Ağustos 1976)". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 27, 28-58.
- Üçer, S. B., E. Ayhan, E. Başarır, N. Sancaklı, E. Alsan, L. Tezuçan (1980). "1979 yılı Batı Türkiye deprem etkinliği". Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, sayı 31, 1-72.
- Wickens, A. J. and J. H. Hodgson (1967). "Computer re-evaluation of earthquake mechanism solutions 1922-1962". Pub. Dom. Obs. Ottawa, vol. 33, No. 1.

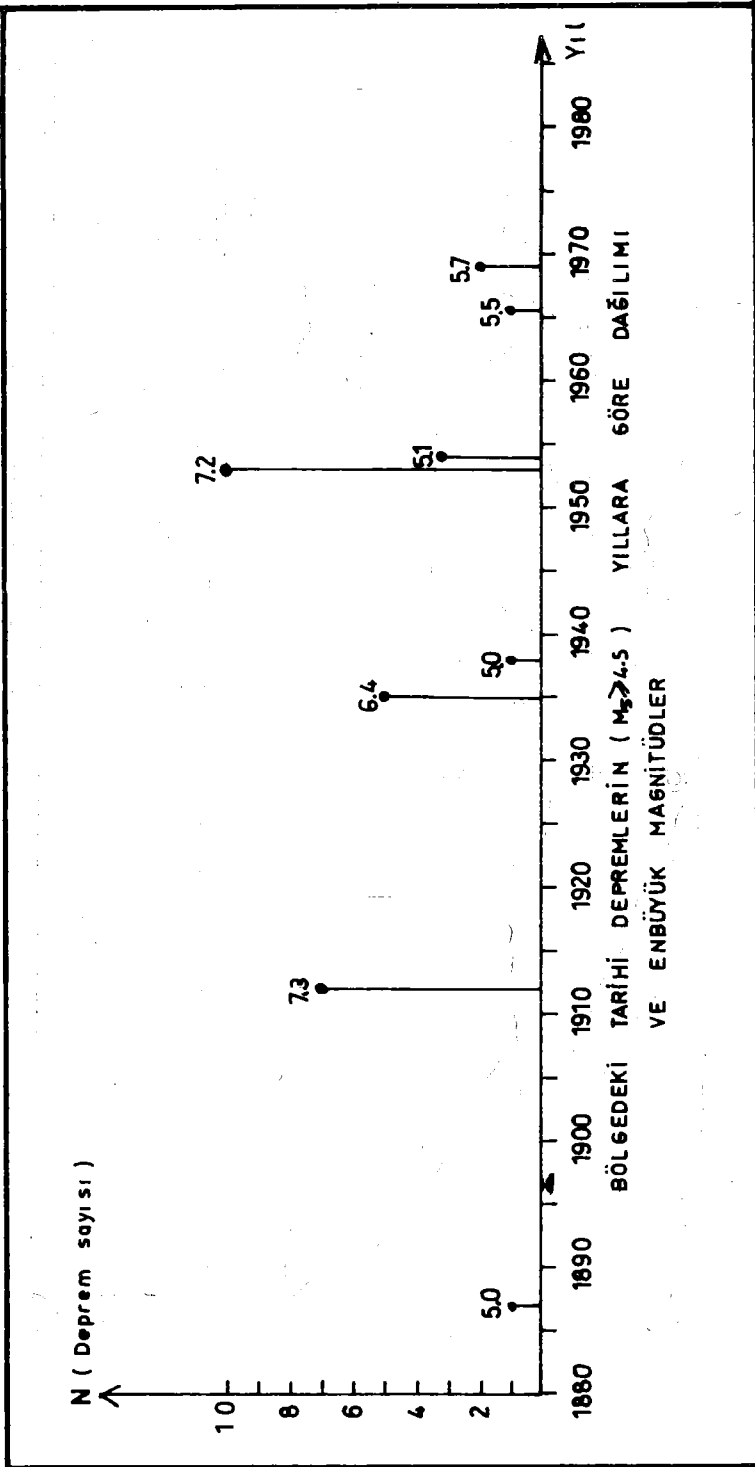


Harita - 1

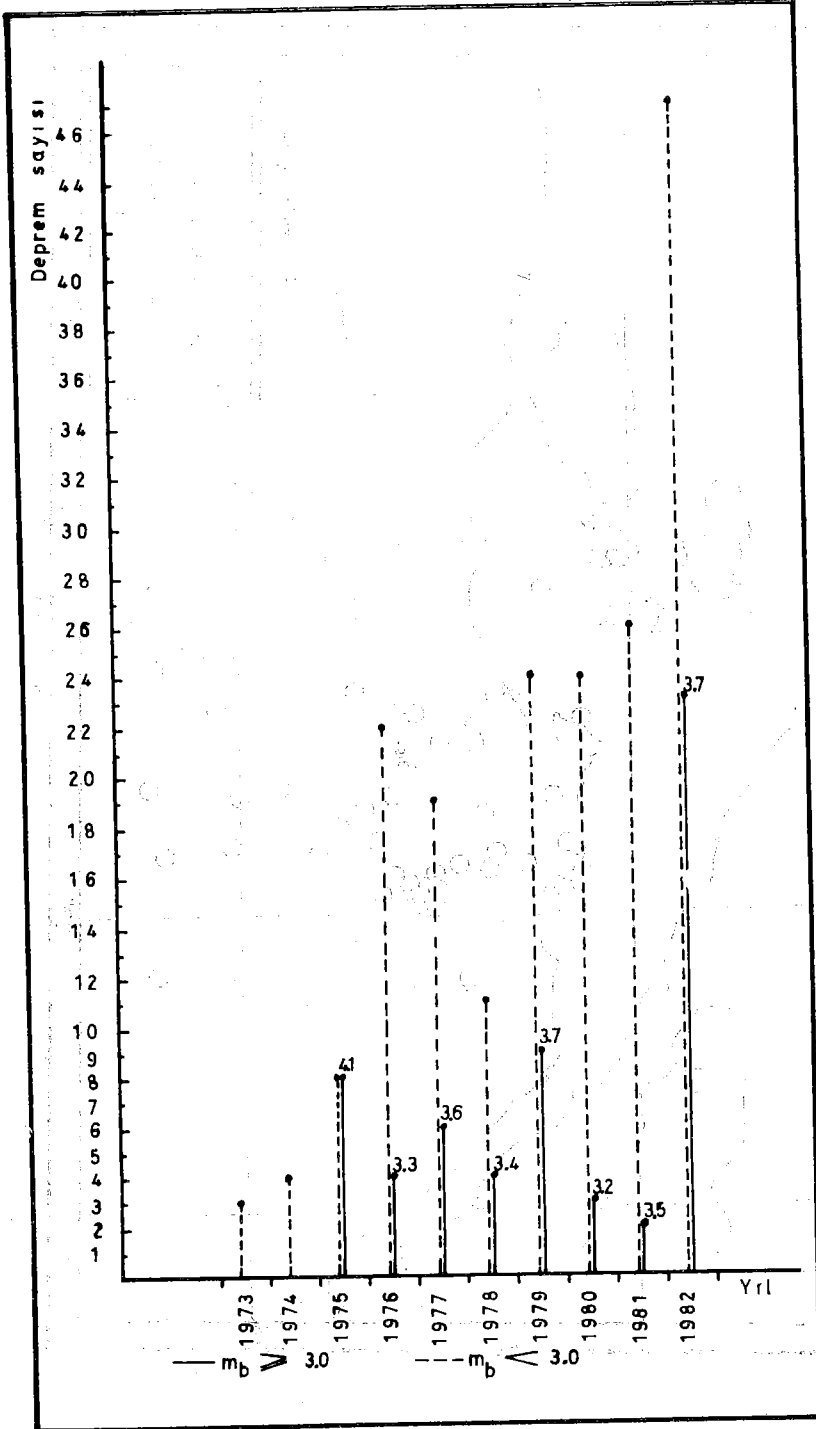
Araştırma Bölgesindeki kırık sistemleri
(" Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic
Map of the Balkan Region " dan alınmıştır)



Harita - 2

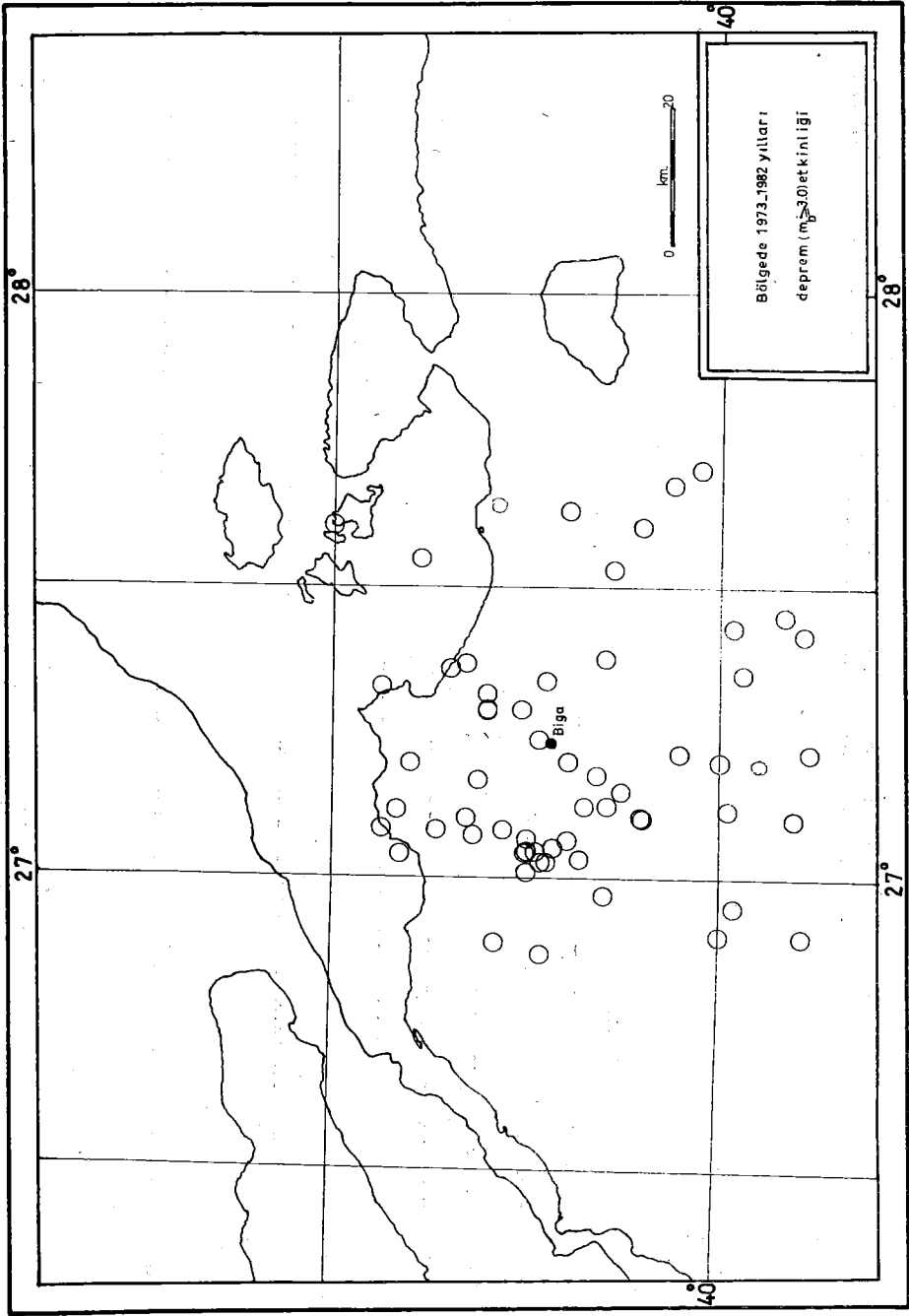


Şekil -1

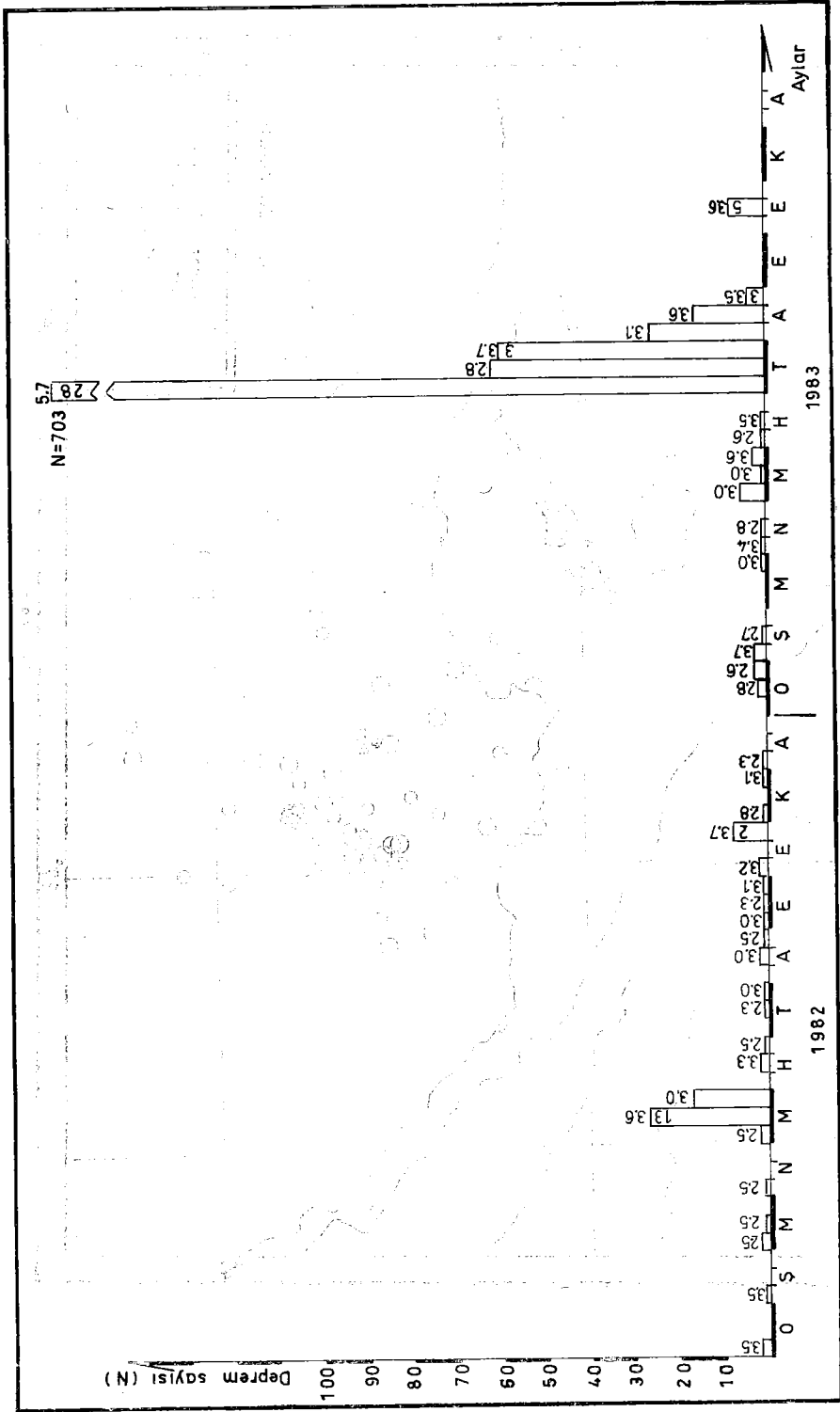


Şekil-2

1973 -1982 depremlerinin yıllara göre sayıca dağılımı
ve yıl içinde erişilen en büyük magnitüdler

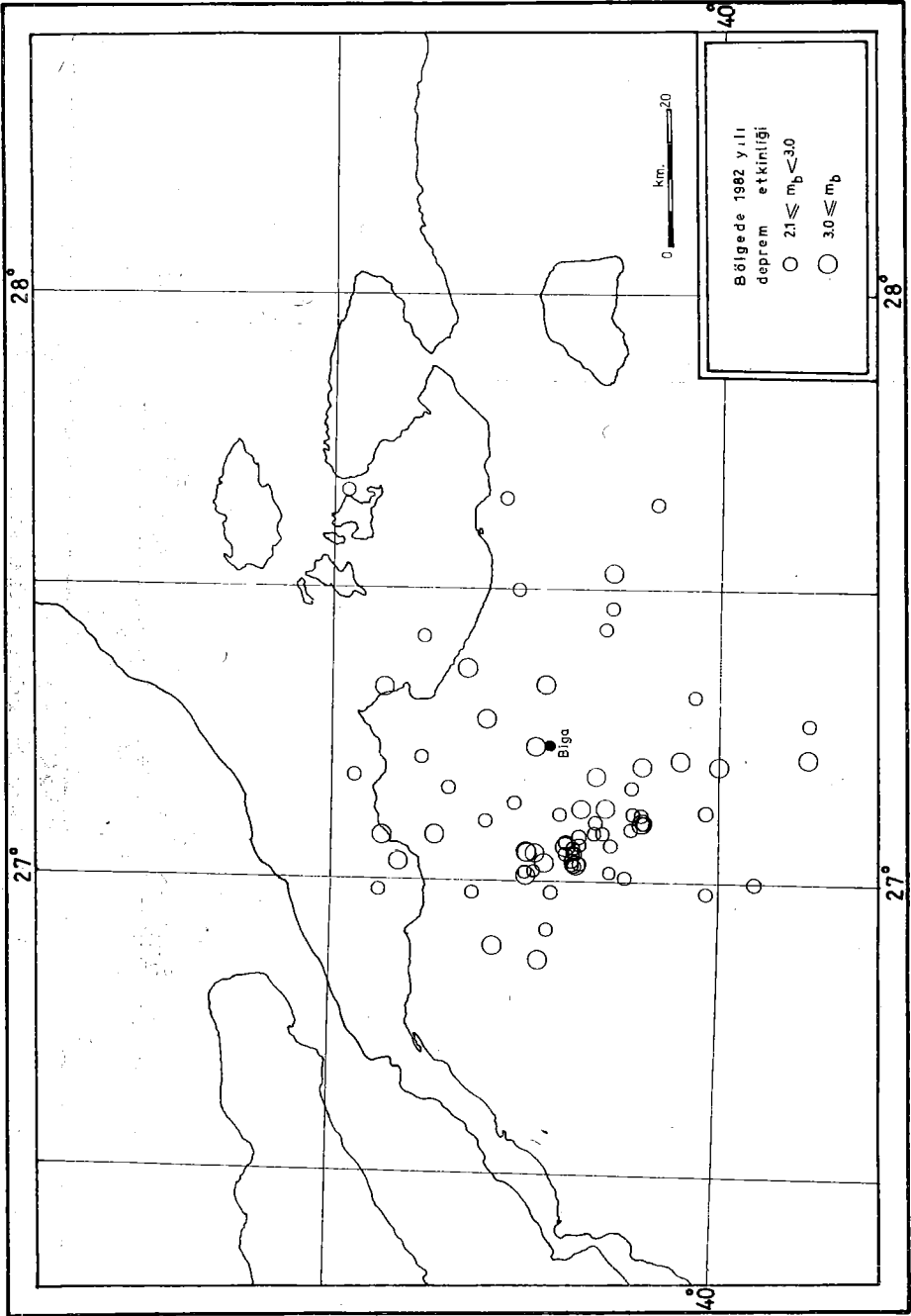


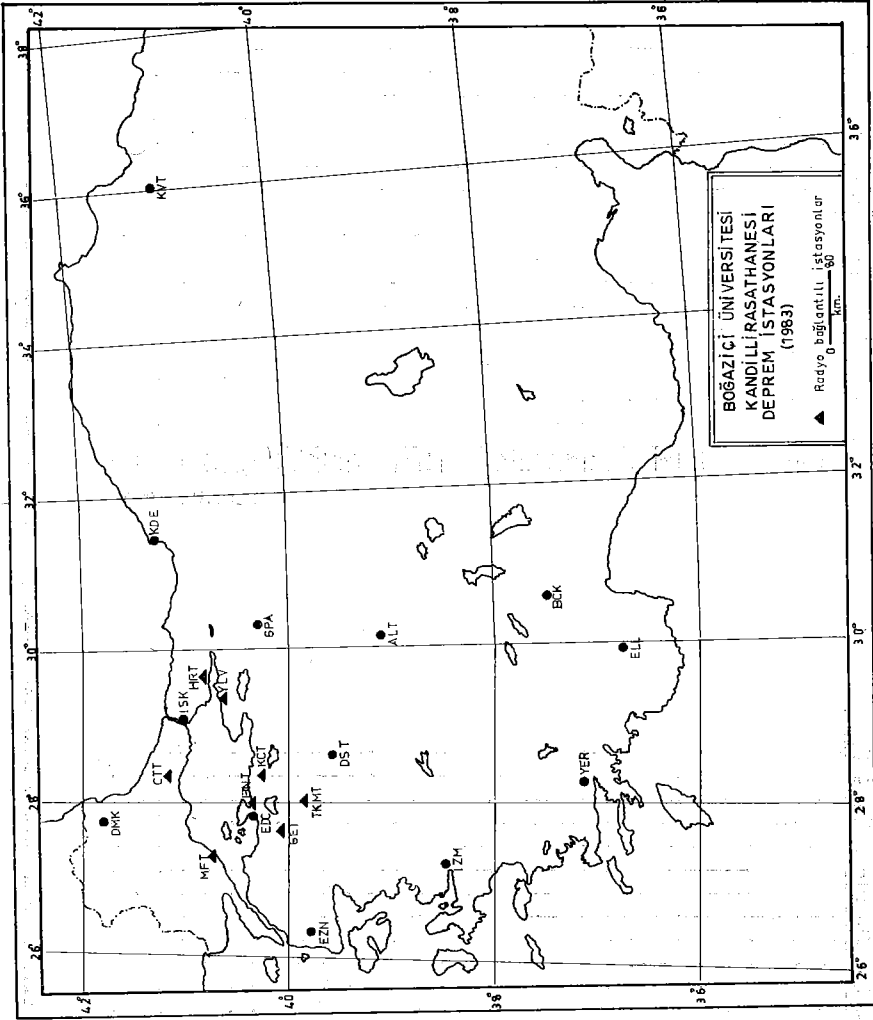
Harita - 3

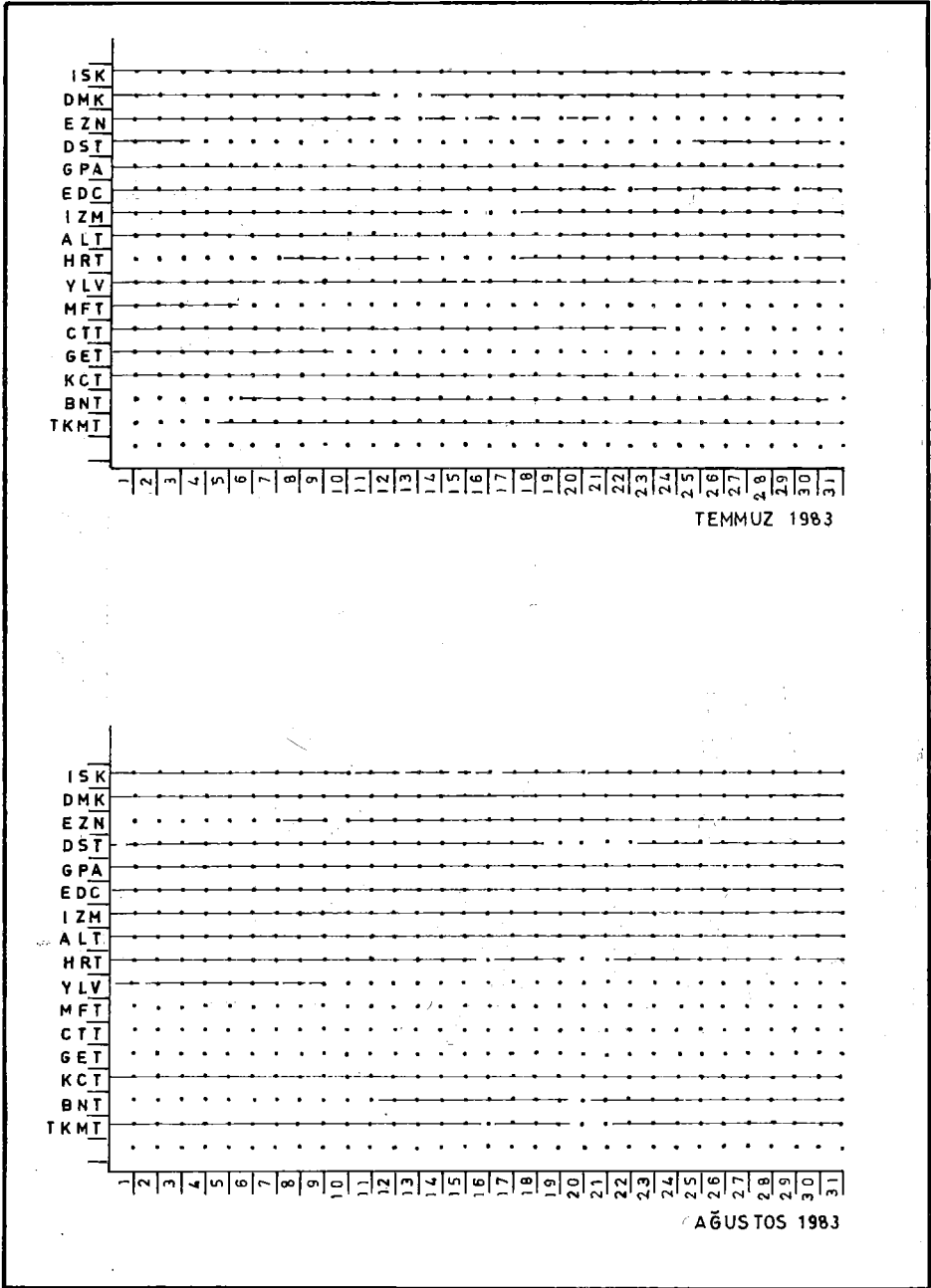


Şekil - 3

1982 - 1983 depremlerinin aylara göre sayısal dağılımı

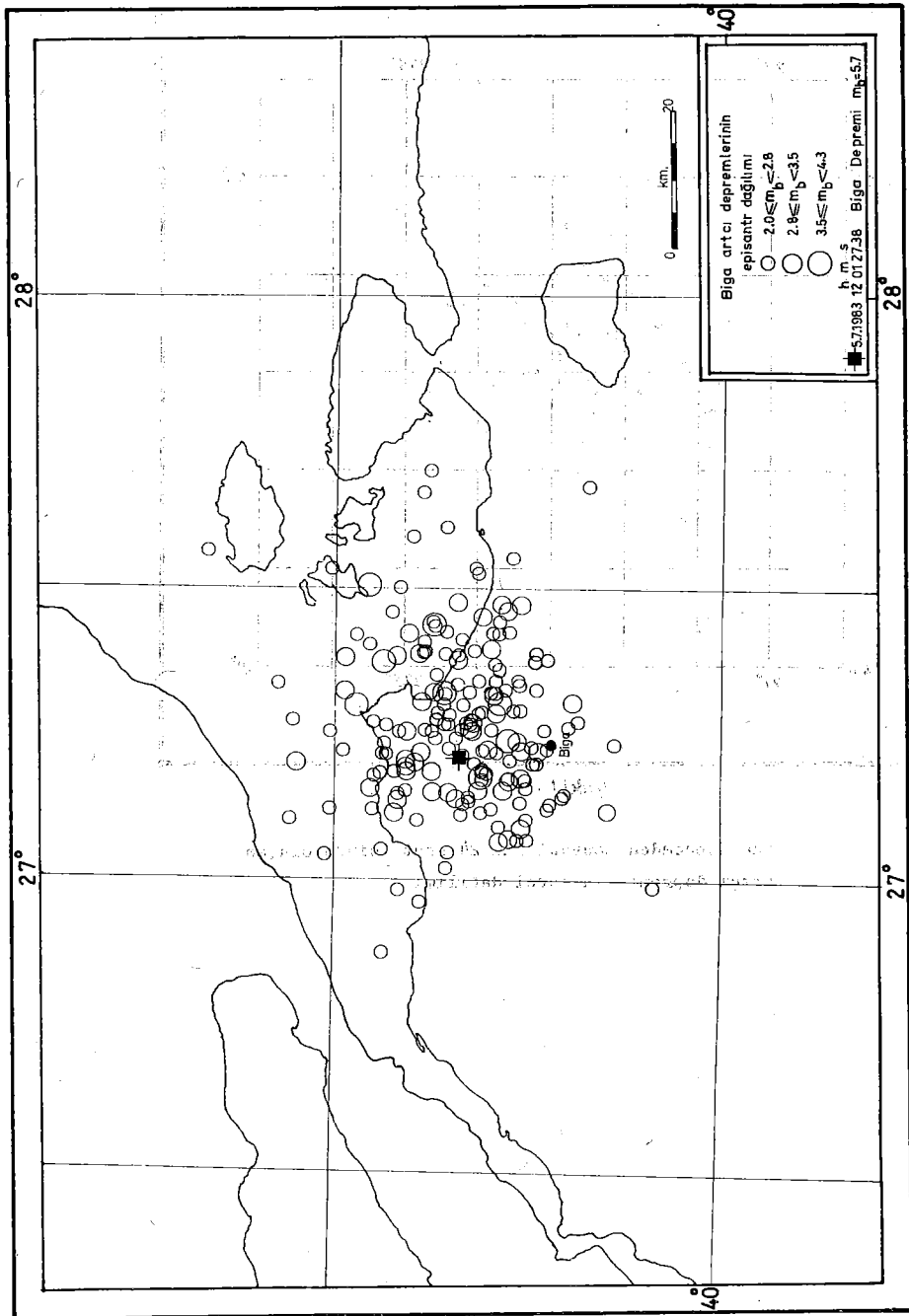


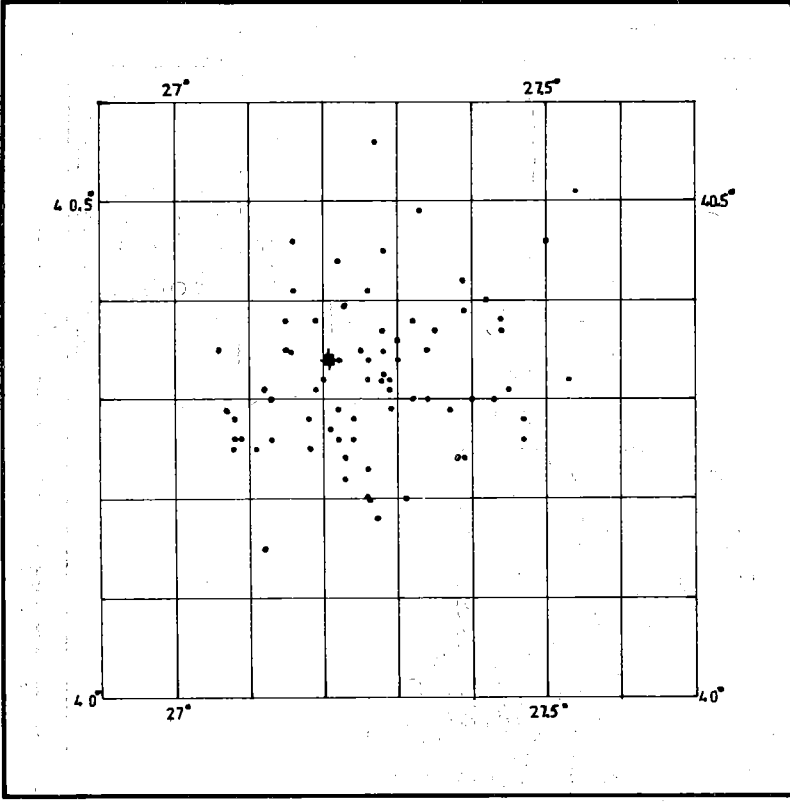




Şekil - 4

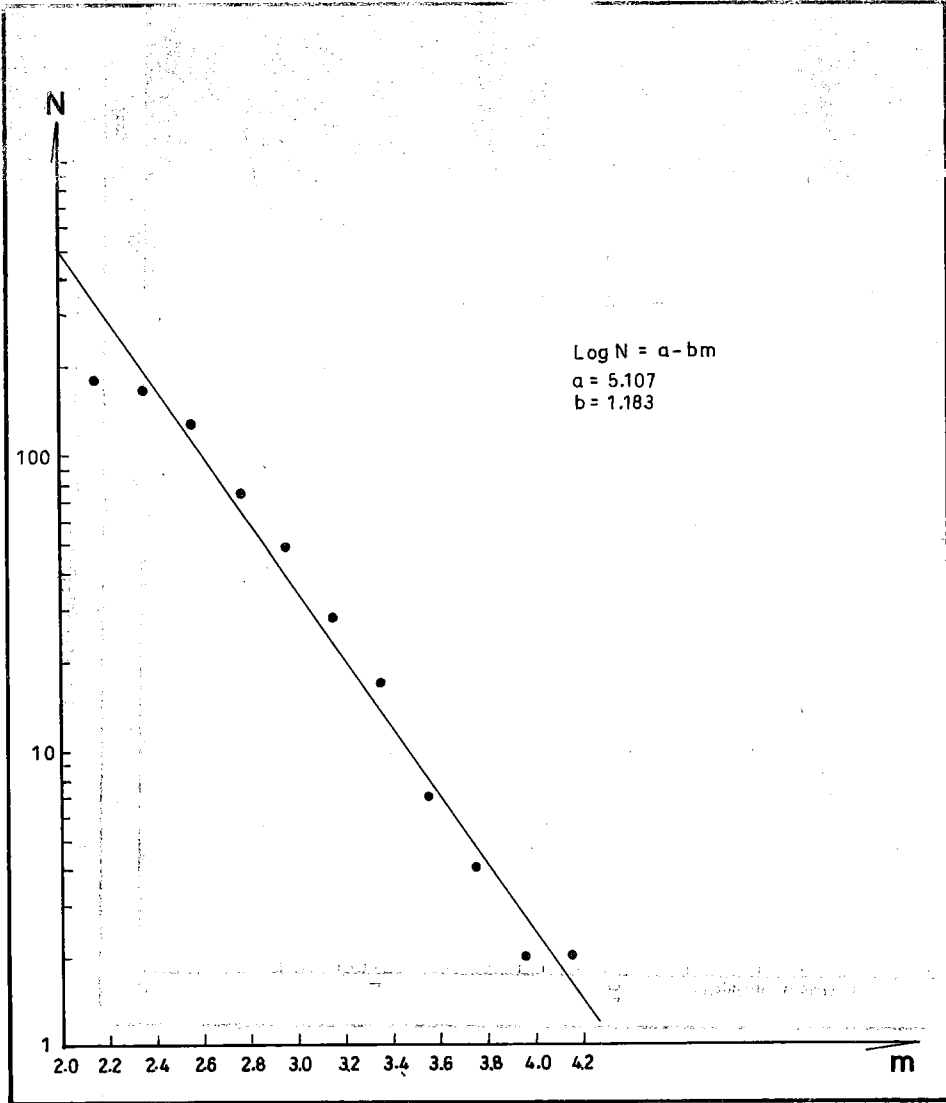
İstasyonların çalışma durumları





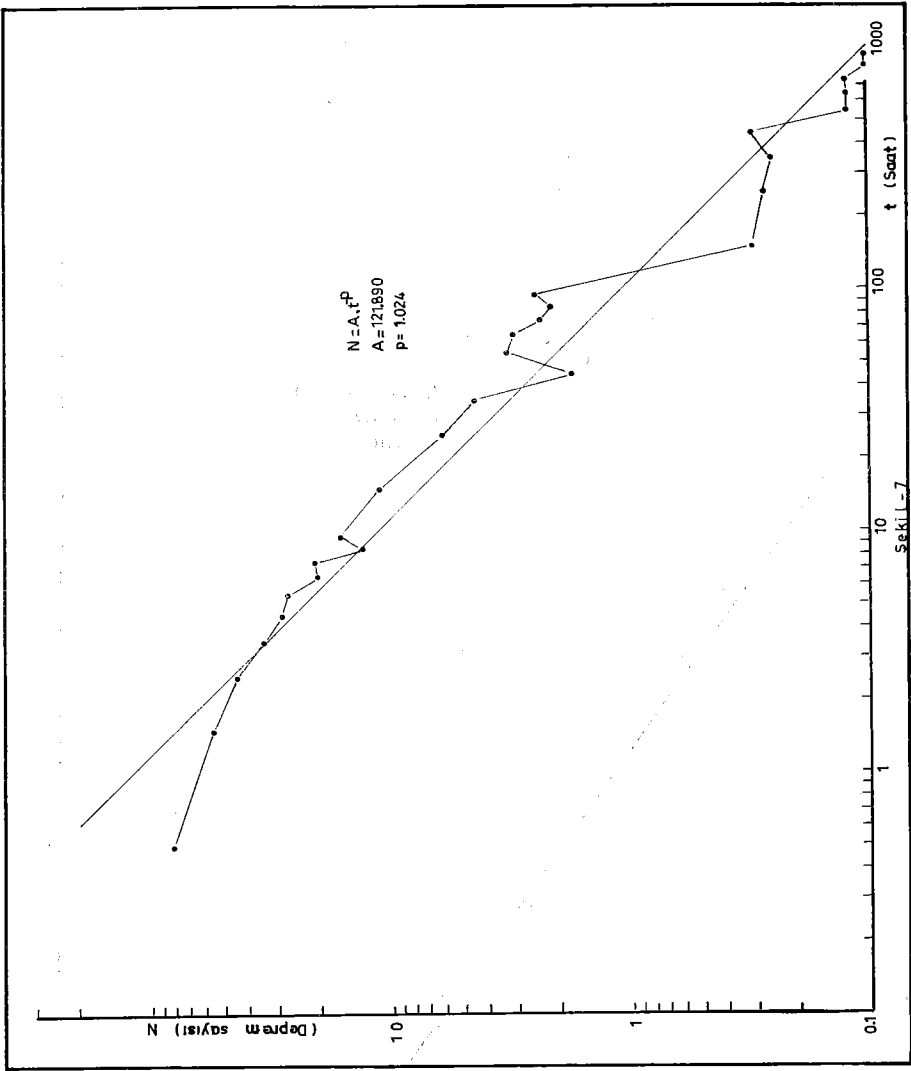
Şekil - 5

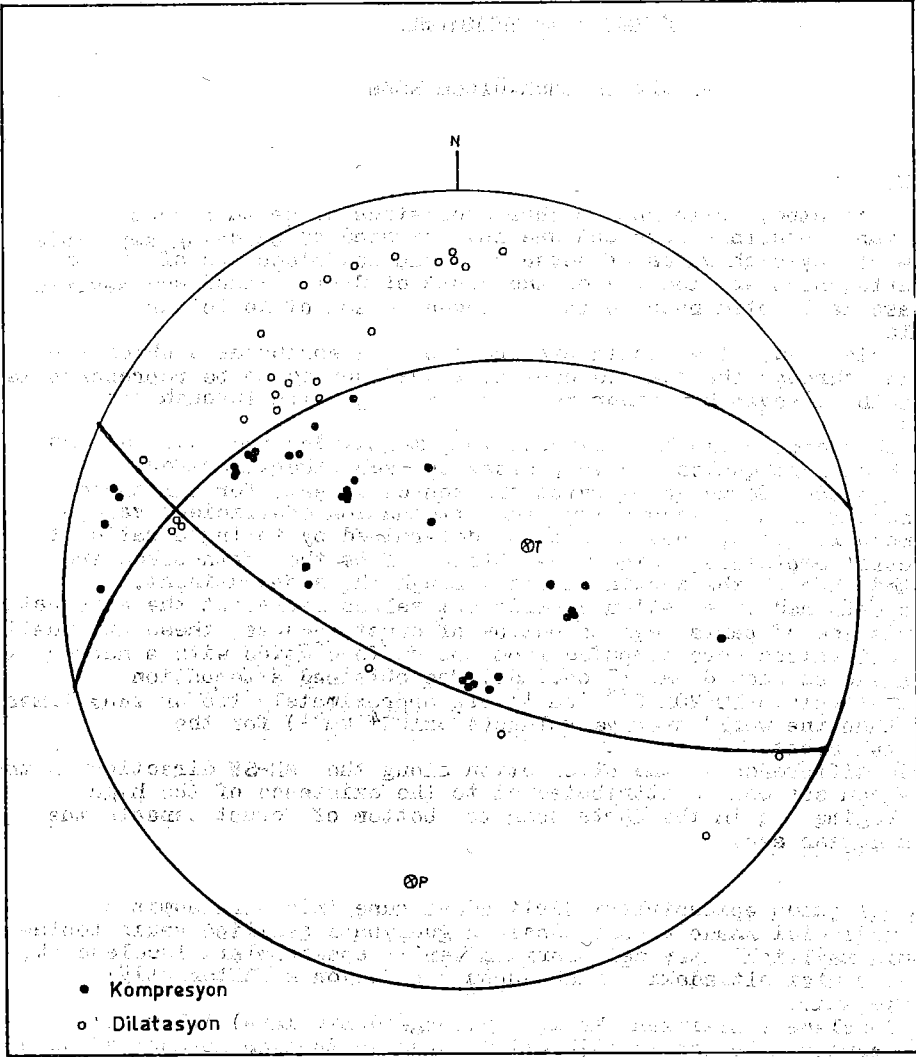
Ana depremden sonraki ilk 24 saat içinde oluşan
artçı depremlerin yerel dağılımı



Şekil-6

Biga artçı depremlerinin magnitüd - frekans dağılımı





Şekil-8

5. Temmuz.1983 Biga Depremi fay düzlemi çözümü

**RAYLEIGH DALGALARININ GÜNEY EGE DENİZİNDEKİ
BÖLGESEL ATENUASYONU**

Yard.Doç.Dr.Müh.Ülben EZEN

ABSTRACT.

In this study, attenuation characteristics of earth's crust beneath the southern Aegean sea was investigated by studying amplitude spectrum of Rayleigh waves of seven earthquakes. Epicenters of six of these earthquakes are located on the south of Crete Island and seventh earthquake is located near to the southwest coast of Anatolian Peninsula.

At this study, the continental path of six earthquakes which are propagated through the sea and continent was assumed to be representable by the path of seventh earthquake which is propagated through the continent.

Furthermore, azimuthal distribution, magnitudes and focal depths of all these earthquakes are very close to each other. Therefore, it was assumed that force geometry at the source is same for all these earthquakes. From this assumption, the attenuation coefficient values for a known frequency band have been determined by taking a ratio of the spectral amplitudes which were obtained from the earthquakes are propagated through the continent and through the sea+continent.

The obtained attenuation coefficient values represent the attenuation characteristics of parts near to bottom of crust. Because, these attenuation coefficient values were computed from the surface waves with a narrow period range (between 8 and 17 seconds). The obtained attenuation coefficient values ($10-20 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$) are approximately two or four times greater than the world average values ($4-5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$) for the continental crust.

This difference at the attenuation along the NE-SW direction in the south Aegean sea can be attributed on to the existence of the high thermal regime in the parts near to bottom of crust beneath the southern Aegean sea.

ÖZET.

Bu çalışmada episentrları Girit adası güneyinde sıralanmış 6 tane ve yedincisi Anadolu yarımadasının güneybatı sahiline yakın toplam 7 depremin Rayleigh yüzey dalgalarının genlik spektrumları incelenerek, Güney Ege Denizi altındaki yer kabuğunun atenuasyon karakteristiği araştırılmıştır.

Bu inceleme yapılırken, karışık yörunge (deniz+kara) izleyerek gelen depremlerin karada izledikleri yörungenin, tamamen karasal yörunge izleyen deprem tarafından temsil edilebileceği kabulü yapılmıştır.

Ayrıca incelenen depremlerin azimutal dağılımları, magnitüdüleri ve odak derinlikleri birbirlerine yakın olduklarından, hepsinde kaynaktaki etkili hareketin geometrisinin aynı olduğu kabulü yapılmıştır. Bunun sonucu olarak sadece karasal yörunge izleyen deprem verisinden elde olunan spektral genlikler ile deniz+kara yörungesi izleyen deprem verilerinden bulunan spektral genlikler birbirlerine oranlanarak

belli bir frekans bandı için atenuasyon katsayısı değerleri saptanmıştır.

Saptanan atenuasyon katsayısı değerlerinin, yüzey dalgalarının 8-17 saniye gibi dar bir periyot aralığındaki enerjiyi içermelerinden ötürü yer kabuğunun tabanına yakın kesiminin atenuasyon karakteristiğini temsil ettiği açıktır. Bölge için saptanan atenuasyon katsayısı değerleri ($10-20 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$), katalar altındaki kabuk için dünya ortalamalarının ($4-5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$) yaklaşık iki ila dört katı mertebesindedir.

Güney Ege denizinde ilgilenilen yörunge doğrultusunda NE-SW şiddetli bir atenuasyonu vurgulayan bu farklılığı, kabuğun derin olmayan kısımlarındaki yüksek termal rejimin mevcudiyetine yormak mümkündür.

GİRİŞ.

Yeriçi malzemesinin atenuasyon özelliğine ilişkin bilgiler enerjiyi yutan alanlardan geçip gelen sismik dalgaların genliklerinin incelenmesinden çıkarılmaktadır. Ancak sismik dalgaların yerinde yayınırken taşıdıkları enerjinin atenuasyondan ötürü gelişen kayıplarına ilişkin bilgiler sınırlı düzeydedir. Zira istasyonda kaydedilen sismik dalgalar kaynaktan çıkıp istasyona gelene kadar; uzaklığa bağlı geometrik saçılma, yanıl yansıma ve kırılmalar, birden fazla yörunge izleme, dalga modlarının girişimi ve ortamın anelastik özelliğinin bir sonucu olan atenuasyon gibi ana nedenlerle enerji kaybına uğramaktadır.

Dolayısıyla ile istasyonda kaydedilen sismik dalgaların genlikleri incelenirken, sadece ortamın atenuasyon özelliğii araştırılıyorsa diğer etkenlerin enerji kaybı üzerindeki etkilerinin giderilmesi gerekir. Literatüre geçen en genel biçimiyle, atenuasyon ölçmede kullanılan kriter

γ atenuasyon katsayısıdır. Kalite faktörü bazan dissipasyon katsayısı veya iç sürtünme katsayısı olarak anılan Q faktöründe atenuasyonu ölçmede kullanılan boyutsuz bir büyüklüktür.

1.1 γ Ve Q Tanımları ve İlgili Terminoloji

Homojen bir ortamda ilerleyen, x yolunu t zamanda kateden bir düzlem dalganın genliği $A(x,t)$ yolun ve zamanın fonksiyonu olarak,

$$A(x,t) = A_0 \cdot e^{i(kx - \omega t)} \quad (1)$$

ifadesi ile verilebilir. Burada A_0 kaynaktaki genlik, ω açısal frekans ve k dalga sayısıdır. Ancak burada k dalga sayısı kompleks bir terim gibi düşünöldüğünde

$$k = k_r + i\gamma \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir (Johnston ve Toksöz 1980). Bu tanımları (1) bağintısında yerine koyarsak,

$$A(x,t) = A_0 \cdot e^{i[(k_r + i\gamma)x - \omega t]} \quad (3)$$

$$A(x,t) = A_0 \cdot e^{-\gamma x} \cdot e^{i(k_r x - \omega t)}$$

yazılabilir. (3) bağıntısından sadece zamana ve yola bağlı terimler ayrı ayrı

$$A(t) = e^{i(k_r x - \omega t)}$$

$$A(x) = A_0 \cdot e^{-\gamma x} \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. İşte (4) bağıntısındaki $A(x)$ ifadesi, kaynakta A_0 genliğine sahip bir dalganın sadece ortamın atenuasyon özelliğine göre eksponansiyel biçimde azalmasının analitik ifadesidir. Burada ortamın atenuasyon özelliğini simgeleyen parametre γ atenuasyon katsayısı olarak anılır ve uzaklığın (yolun) tersine eşit bir birime sahiptir ($\gamma = 1/\text{km}$ veya km^{-1}).

Öte yandan Atenuasyonun pratikte en çok kullanılan ölçüsü boyutsuz Q kalite faktörü veya onun tersi Q^{-1} dir. Kayacın bünyesel bir özelliği olarak Q faktörü, dalga boyu başına kaybedilen enerji miktarının, depolanmış enerjiye oranının bir ölçüsüdür. ΔE atenuye olan enerjiyi, E toplam depolanmış enerjiyi göstermek üzere (Pilat 1979)

$$Q = \frac{2\pi - \Delta E}{E}$$

$$Q = \frac{2\pi - \Delta E}{E} \quad (5)$$

şeklinde tanımlanmaktadır. Öte yandan Q kalite faktörü ile γ atenuasyon katsayısı arasında

$$Q = \frac{\pi f}{c \gamma} \quad (6)$$

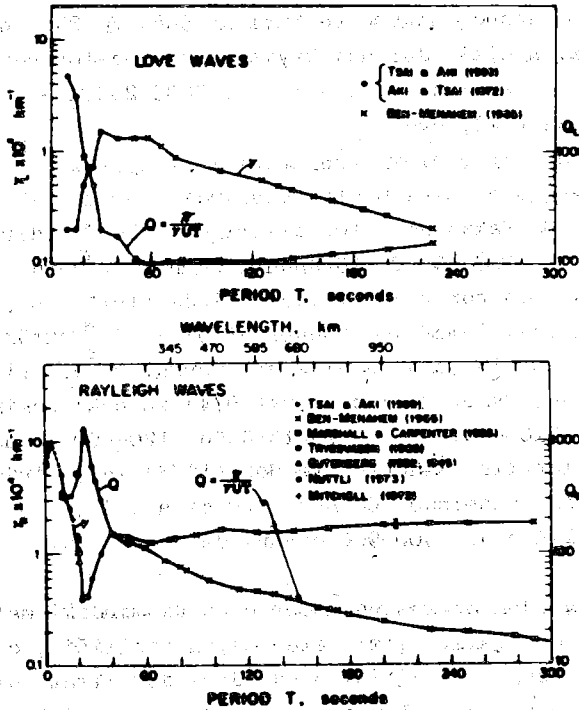
bağıntısı vardır. Burada c dalga hızı, f frekanstır.

1.2 Atenuasyon Ve Yeriçindeki Değişimi

Atenuasyon, yer kürenin anelastisitesinin bir sonucudur. Bu konuda türetilen yer küre modelleri, cisim ve yüzey dalgalarının ve yerin serbest salınımlarının gözlemsel genliklerine dayanılarak yapılmaktadır. Deprem kayıtlarındaki cisim dalgalarından ve laboratuvardaki kayaç örnekleri üzerindeki deneylerden yararlanarak bulunan Q faktörü ölçümleri göstermektedir ki, periyodu 10 saniyeden küçük olan dalgalarda (özellikle cisim dalgalarında) Q frekansa şiddetlice bağımlıdır ve frekans

arttıkça Q azalır (atenuasyon artar) Anderson ve Hart (1978). Buna karşılık 10 saniyeden büyük periyotlarda Q frekansa çok az bağımlıdır.

Şekil 1 de Kovach (1978) tarafından verilen, yüzey dalgaları verilerine göre 10-300 saniye periyot aralığında Q atenuasyon katsayısının ve Q kalite faktörünün değişimi görülmektedir.



Şekil 1. Love ve Rayleigh yüzey dalgalarının atenuasyonu (Kovach 1978 den).

Şekil 1 den izleneceği gibi, hem Love hemde Rayleigh türü yüzey dalgaları için Q faktörü 10-20 saniye periyot aralığında hızla yükselerek (Q atenuasyon katsayısı da o denli düşerek) 25-40 saniye civarında en büyük değerine ulaşmaktadır ($Q=1000$) (ki bu kabuk için ortalama değerdir). 25-40 saniye periyotları arasında ise hızla düşüş gösterip $Q=100$ değerine ulaşmaktadır (ki bu değer 200 km derinliklere yani üst mantoya karşı gelmektedir). Anderson ve Hart (1978) SL8 modelinde üst mantoda Q faktörünü, 45-79 km derinlikler arası $Q=200$, 79-148 km derinlikler arası $Q=55$ (çok şiddetli atenuasyon zonu), 148-353 km derinlikler arası Q faktörünün yeniden yükseldiğini

$Q=110-150$ değerlerine ulaştığı ve 353 km derinlikten itibaren tabana alt mantoya doğru 2235 km derinliğe kadar $Q=515$ değerine ulaştığını belirtmektedirler.Özetle söylemek gerekirse kabuk tabanından 200 km derinlere doğru düşük Q lu yüksek atenüasyonlu bir üst manto malzemesi ve derinlere doğru gittikçe artan yüksek Q lu ve zayıf atenüasyonlu bir alt manto malzemesi mevcuttur.

Öte yandan çok sayıda cisim dalgası gözlemleri alt mantoda tabanda yine düşük bir Q zonunun(yüksek atenüasyon) varlığı ile uygunluk içindedir.Bu konuda Mikumo ve Kurita(1968) $\Delta=85^\circ$ nin ötesindeki uzaklıklarda cisim dalgası kayıtlarını inceleyerek Q faktörünün tabanda 300 km lik bir zon içinde(2600-2900km) $Q=100$ dolayında olduğunu belirtmişlerdir.

S_cS ve S fazlarının genlik oranlarını inceleyerek Mitchel ve Helmberger(1973) yine manto tabanında 150 km lik bir zon içinde(2750-2900km) Q faktörünü 100 civarında bulmuşlardır.Dış çekirdekte ise(2900-5100km) Q faktörünün durumu görünürde çok yüksektir(yani atenüasyon çok zayıftır).Buchbinder(1971),Sacks(1971a,b), Adams(1972),Muller(1973), Qamar ve Eisenberg(1974) Q faktörünün Dış çekirdekte $Q=4000$ nin üstünde olduğunu vurgulamaktadırlar.

İç çekirdekte ise, Qamar ve Eisenberg(1974) iç çekirdeğin ilk 450 km lik kısmında(5100-5550km) Q faktörünün 120-400 arasında değiştiğini belirttiler.Yine Anderson ve Hart(1978) iç çekirdeğin 5150-5800 km ler arası kısmında Q nun 400 civarında, 5800-6370 km ler arası derinliklerde 400-900 civarında değer aldığını vurguladılar.

Yerkürenin kabuğundan merkezine kadar olan kısımdaki malzemenin buraya kadar özetlemeye çalıştığımız atenüasyon özelliği , okyanusal alanların altındaki kabuk içi malzemede daha da dikkat çekicidir. Kovach(1978) e göre,okyanusal alanların altında, yüzey dalgalarının 20 saniye periyodunun altındaki daha kısa periyotlar için atenüasyon hayli yüksektir ve Q değeri oldukça düşüktür.Bunun anlamı okyanus alanlarının altındaki sığ derinlikteki malzeme, kıtaların altındaki malzemeye oranla yüksek atenüasyon özelliğine sahiptir, demektir.

Bu çalışmada ise yaklaşık 10-20 saniye periyot bandında enerji taşıyan Rayleigh dalgalarının Güney Ege Denizi altındaki kabuktaki atenüasyon olayı incelenmiş ve atenüasyon katsayısı değerleri saptanmıştır.

2. Yüzey Dalgalarının Genliğini Etkileyen Faktörler ve Atenüasyon Katsayısının Hesaplanması.

Bilindiği üzere Rayleigh yüzey dalgalarının genlik ve faz

spektrumları kaynağın ve ilerlenen ortamın özelliklerinin etkisi altındadır. Bu etkiler ; kaynağın türü ve geometrisi, kaynak-zaman

fonksiyonu, ilerlenen ortamın transfer fonksiyonu, yüzey dalgalarının yayılım örüntü(radiation pattern) fonksiyonu, kayıt sisteminin transfer fonksiyonu ve ortamın anelastisitesinden kaynaklanan atenuasyon gibi tesirlerdir. Bu tesirleri frekans ortamında fonksiyonel biçimde yazmak istersek, gözlenen bir Rayleigh dalgasının genlik spektrumunu frekansa(f) uzaklığa(Δ) ve azimuta(θ) bağlı olarak,

$$A(f, \Delta, \theta) = C \cdot R(\theta) \cdot I(f) \cdot F(f) \cdot G(\Delta) \cdot D(f, \Delta) \quad (7)$$

(Burton 1974) tarafından verilen (7) bağıntısıyla fonksiyonel biçimde yazabiliriz. Burada ,

f =Frekans(Hz)

Δ =Episentr uzaklığı(Derece)

θ =Azimut açısı

C =Sabit

R =Yayınım örüntüsü fonksiyonu

I =Kayıt sisteminin transfer fonksiyonu

F =Kaynak üzerindeki tüm etkilere dayalı kaynak spektrumu

G =Uzaklığa bağlı geometrik yayılma(saçılma) faktörü ($\frac{E}{\sin \Delta}$), E yer yarıçapı km.

D =Atenuasyon terimi $\frac{\gamma(f) \cdot r}{e}$, r episentr uzaklığı(km), γ atenuasyon katsayısı.

Q =Kalite faktörü ($\frac{\pi f}{\gamma U}$), U Grup Hızı(km/sn)

Açıklamaya çalıştığımız bu etkileri gidermek koşulu ile ortamın atenuasyon özelliğinin ölçüsü olan γ katsayısının, yüzey dalgası genlikleri kullanılarak saptanması başlıca 2 yöntemle yapılabilir.

2.1 İki İstasyon Yöntemi.

Tek bir depremin, azimutları aynı büyük daire(great circle path) üzerinde olan ve aynı kayıt sistemi ile donatılmış iki istasyonda kaydedilen spektral genliklerin oranından yararlanarak γ atenuasyon katsayısı veya Q kalite faktörünün bulunmasıdır.

Zira bu koşullarda(oran kullanılırsa) , genliği etkileyen (7) bağıntısındaki bütün faktörler birbirini götüreceğinden geriye kalan atenuasyon terimi kolaylıkla saptanabilir. Örneğin azimutları θ olan ve tek deprem kaynağına olan uzaklıkları Δ_1 ve Δ_2 olan, iki istasyonda hesaplanan genlikler A_1 ve A_2 (7) bağıntısı gereği,

$$A_1(f, \Delta_1, \theta) = C.R(\theta).I(f).F(f) \cdot \frac{E}{\sqrt{\sin \Delta_1}} \cdot e^{-\gamma(f).r_1} \quad (8)$$

$$A_2(f, \Delta_2, \theta) = C.R(\theta).I(f).F(f) \cdot \frac{E}{\sqrt{\sin \Delta_2}} \cdot e^{-\gamma(f).r_2} \quad (9)$$

şeklinde yazılabilir. Burada r_1 ve r_2 km cinsinden episantr uzaklığıdır. (8) bağıntısı (9) bağıntısına oranlandığında,

$$\left(\frac{A_1}{A_2} \right) = \frac{\sqrt{\sin \Delta_2}}{\sqrt{\sin \Delta_1}} \cdot e^{-\gamma(r_1 - r_2)} \quad (10)$$

veya

$$\ln \left[\frac{A_1}{A_2} \sqrt{\frac{\sin \Delta_1}{\sin \Delta_2}} \right] = -\gamma(r_1 - r_2) \quad (11)$$

buradan da

$$\gamma(f) = \frac{\ln \left[\frac{A_1}{A_2} \sqrt{\frac{\sin \Delta_1}{\sin \Delta_2}} \right]}{r_2 - r_1} \quad (12)$$

yazılabilir. (f) katsayısının birimi bu bağıntıda km^{-1} , Δ_1 ve Δ_2 radyan cinsinden episantr uzaklıkları, r_1 ve r_2 km cinsinden episantr uzaklığıdır. Buradaki $\sqrt{\sin \Delta_1} / \sqrt{\sin \Delta_2}$ terimi uzaklığın neden olduğu geometrik yayılma faktörüdür. Tsai ve Aki(1969) (12) bağıntısını kullanarak Q kalite faktörünü

$$Q(f) = \frac{\pi f(r_2 - r_1)}{U} / \ln \left[\frac{A_1}{A_2} \sqrt{\frac{\sin \Delta_1}{\sin \Delta_2}} \right] \quad (13)$$

şeklinde belirtmişlerdir. Gerek (12) ve gerekse (13) bağıntısından görülmektedirki hesaplamalarda deprem kaynağına ilişkin ön bilgilere gereksinim yoktur.

2.2 Tek İstasyon Yöntemi

Bu yöntemde -ki kaynak ve istasyon aynı azimutta olmalıdır- deprem kaynağına ilişkin bazı bilgilerin önceden bilinmesine gereksinim vardır. Zira tek istasyon kaydındaki yüzey dalgasının spektral genliğini kullanmak demek, aslında (12) bağıntısındaki genliklerden birini kaynağa diğerini istasyona atamak demektir. O zaman kaynaktaki spektral

genliğin bilinmesine gerek vardır. Bu koşullarda, kaynaktan Δ kadar uzakta bir istasyondaki yüzey dalgası genliği $A(\Delta)$, kaynaktaki A_0 genliğine bağlı olarak Kovach(1978) tarafından,

$$A(\Delta) = \frac{A_0}{\left[\frac{\sin \Delta}{a}\right]^{1/2}} e^{-\gamma(f) \cdot \Delta} \quad (14)$$

şeklinde verilmektedir. Burada a yer yarıçapıdır (km). Görülmüştür ki (14) bağıntısında, Δ uzaklıkta gözlenen $A(\Delta)$ ve kaynaktaki A_0 genliği bilinirse yine bunların oranından,

$$\gamma(f) = -\frac{\ln \left[\frac{A(\Delta) \left(\frac{\sin \Delta}{a}\right)^{1/2}}{A_0} \right]}{\Delta} \quad (15)$$

(15) bağıntısını kullanarak $\gamma(f)$ atenuasyon katsayısını bulmak mümkündür. (15) bağıntısı dikkatle incelendiğinde (12) bağıntısının eş değeri olduğu görülür. Yine burada $\left(\frac{\sin \Delta}{a}\right)^{1/2}$ terimi geometrik yayılma faktörünü simgelemektedir.

Gerek (14) ve gerekse (15) bağıntısından görülmektedir ki Tek istasyon kullanarak atenuasyon katsayısı tayininde kaynağa ilişkin mekanizmanın bilgilerine gereksinim vardır. Tryggvason(1965), yapay patlatmaların değişik gözlem istasyonlarındaki kayıtlarını kullanarak Rayleigh dalgaları için atenuasyon katsayısı tayinleri yaptı. Kaynaktaki yayının örüntüsünü dairesel kabul ederek en küçük kareler yöntemi ile kaynaktaki spektral genlikleri ve atenuasyon katsayılarını hesapladı.

Keza Tsai ve Aki(1969) yine en küçük kareler yöntemini kullanarak hem Love hemde Rayleigh dalgaları için atenuasyon katsayısı tayinleri ve kaynaktaki spektral genliklerin hesabını yaptı. Ancak bu araştırmacıların uyguladıkları yöntemde odak mekanizması ve derinliğe ilişkin bilgilere önceden gereksinim vardı. Öte yandan Mitchel(1975), ne deprem kaynağının mekanizmasına ait bilgilere nede derinlik-hız bilgilerine gereksinim duymayan, Tryggvason(1965) in geliştirdiği yöntemden çok az farklı yeni bir yöntem geliştirdi. Bu yöntemde Mitchel (1975), kaynaktan x uzaklıkta ve θ azimuta sahip bir istasyonda w açısız frekansında kaydedilen Rayleigh yüzey dalgasının spektral genliğini $A(w, \theta, x)$

$$A(w, \theta, x) = C(w) \left[1 + F(w) \sin 2(\theta - \theta_0(w)) \right] e^{-\gamma(w) \cdot x} \quad (16)$$

biçiminde vermektedir. Burada C gözlenen ve teorik genlik yayının örüntüleri arasındaki ölçek faktörü, F sinüslü terimin kuvvetini denetleyen yayının örüntüsünün biçimini etkileyen faktördür. $F=0$ durumunda genlik yayının örüntüsü kaynakta daireseldir. θ_0 genlik yayının örüntüsünün oryantasyonunun doğrultusunu göstermektedir. (16) bağıntısını kullanarak, kaynaktan X uzaklıktaki istasyonda kaydedilen gözlemsel spektral genlik değeri $A(w, \theta, x)$ ve en küçük kareler yöntemi ile saptanacak olan $C(w), F(w)$ ve θ_0 değerlerinden, Rayleigh dalgalarının atenuasyon katsayısı $\chi(w)$ yı bulmak mümkündür (Mitchel 1975).

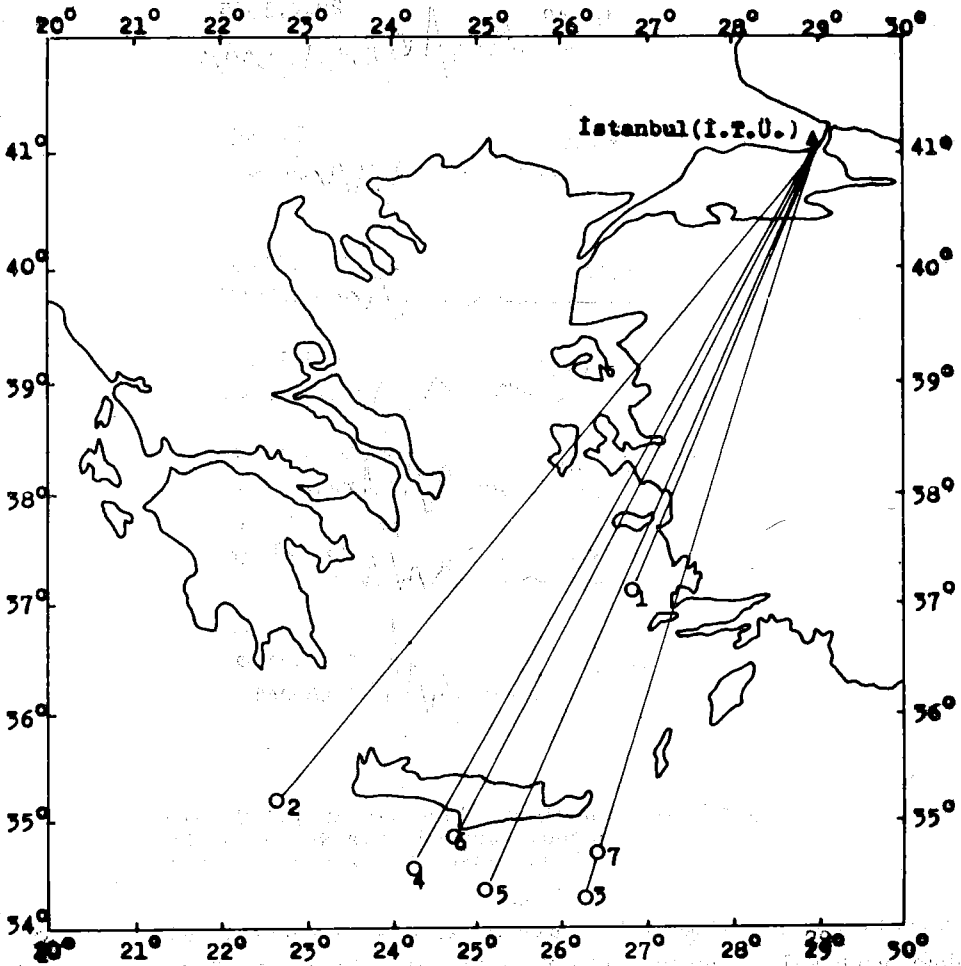
3. Güney Ege Denizinde Rayleigh Yüzey Dalgası Verilerinin Toplanması

Güney Ege Denizi altındaki yer kabuğunda Rayleigh dalgalarının atenuasyonunu incelemek için kullanılan veriler, Girit adası güneyinde sıralanmış altı Anadolu Yarımadasını güneybatı sahilinde (İstanköy adası kuzeyi) yeralan bir depremin kayıtlarından elde olunmuştur. Kullanılan kayıtlar WSSN şebekesine dahil İ.T.Ü. Maden Fakültesindeki Yer Fiziği Araştırma Merkezinin kayıt istasyonundaki Sprengnether sismoğrafının uzun peryotlu, düşey bileşen (Z) kayıtlarıdır. Çizelge 3.1 de incelenen depremlerin listesi, şekil 3.1 de ise bu depremlerin İstanbul (İ.T.Ü.) istasyonuna göre izledikleri yörüngeler ve episentralleri görülmektedir.

Çizelge 3.1 İncelenen Depremlerin Listesi

No	Tarih	Oluş Zamanı	Enlem	Boylam	Magnitüd	h(km)
1	29.4.1965	09:46:56	37.14° N	26.39° E	4.8 m_b	28
2	29.5.1965	04:14:56	35.19°	22.57°	4.7	43
3	29.6.1965	15:40:31	34.20°	26.23°	4.6	33
4	11.3.1966	20:01:45	34.40°	24.23°	4.9	30
5	14.6.1969	13:47:26	34.34°	25.05°	5.0	21
6	29.4.1972	18:29:38	34.80°	24.66°	5.1	48
7	14.10.1973	18:07:06	34.68°	26.31°	4.7	51

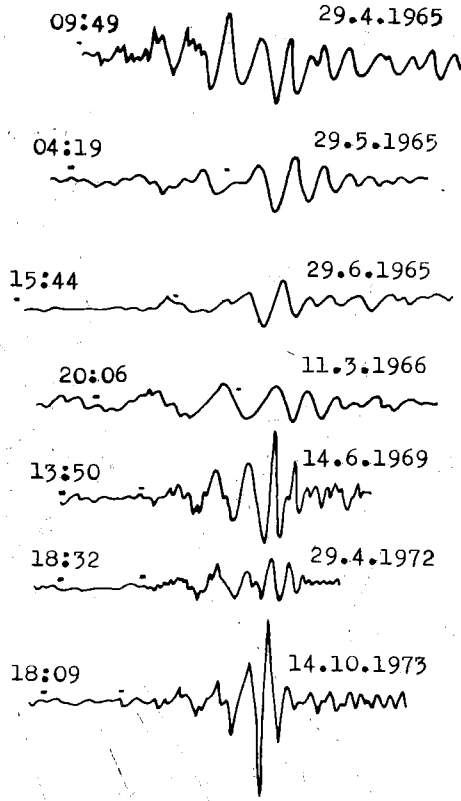
Şekil 3.2 de ise, incelenen depremlerin, İ.T.Ü istasyonundaki Rayleigh yüzey dalgası kayıtları görülmektedir. Çizelge 3.1 den görüleceği gibi seçilen 7 deprem; ortalama 4.8-5.0 magnitüd aralığında, derinlikleri birbirlerine az çok yakın, aynı özelliklere sahip kabul edilebilecek depremlerdir. Ancak şekil 3.1 e bakıldığında Girit adası güneyindeki 6 depremin izlediği yörünge ile İstanköy adası kuzeyindeki tek depremin izlediği yörünge arasında belirgin bir farklılık göze çarpmaktadır. Girit adası güneyinden gelen depremlerin ortalama yörüngeleri Güney Ege denizi ve Batı Anadoluyu geçerek istasyona



Şekil 3.1 İncelenen depremlerin episantrlarının dağılımı ve İstanbul (I.T.Ü.) istasyonuna izledikleri yörüngeler.

ulaşırken, İstanköy adası civarından gelen deprem sadece Anadolu Yarımadasını (batısını) geçerek istasyona gelmektedir. Diğer bir deyişle katedilen ortam açısından, Girit adası güneyindeki 6 depremle ortalama denizel+karasal karmaşık (mixed) yörünge izlenirken, Anadolu yarımadası kenarındaki tek depremle yalnız (pure) karasal bir yörünge izlenmiş olmaktadır.

Eğer episantrların azimutal yakınlığı dikkâte alınıp, Girit adası güneyinden gelen 6 depremin izlediği yörünge'nin karasal kısmının, Anadolu yarımadası kenarından gelen depremin izlediği yalnız karasal yörünge ile temsil edilebileceği düşünülürse, sadece denizel kısım için atenüasyona ilişkin bilgiler çıkarılabilir. Tabiidir ki; Anadolu



Şekil 3.2 İncelenen depremlerin I.T.Ü istasyonunda kaydedilmiş Rayleigh yüzey dalgası (düşey bileşen-Z-) kayıtları.

yarımadası kenarındaki tek depremin izlediği yörüngeyi, Girit adası güneyinden gelen depremlerin izledikleri bileşke yörüngenin karasal bileşeni olarak düşünebilmek ancak bazı varsayımların desteğinde mümkündür. Bu varsayımların başında kaynaktaki hareketin, incelenen tüm 7 depremden yaklaşık aynı olduğu kabulü gelmektedir. Çizelge 3.1 ve Şekil 3.1 den görüldüğü gibi; depremlerin azimutal dağılımları, gerekse magnitüd ve odak derinliklerinin yakınlığı böyle bir varsayıma gitmede bizi hayli hevesli kılmıştır. Dolayısıyla en başında şunu belirtmekte yarar görüyoruz ki; kaynak fonksiyonun gözlediğimiz genlikler üzerindeki etkisini kabul etmekle birlikte, ancak tüm depremlerde aynı olduğu (varsayımı) gerekçesiyle yapacağımız hesaplamalarda ihmal edeceğiz. Bunu yaparken amacımız, tek istasyonda kaydedilmiş aynı azimutlarda biri tamamen karasal yörüngeli, diğeri deniz+karasal yörüngeli

iki genliği kıyaslayarak, denizel kısma ilişkin göreceli(izafi) de olsa atenüasyon bilgilerini ortaya çıkarmaktar. Başka bir deyişle atenüasyon katsayısı tayinindeki, tek deprem kaynağı ve iki istasyon yöntemini bizim koşullarımıza(iki deprem kaynağı ve tek istasyon) uyarlıyarak ilerlenen karışık(deniz+kara) ortamın belli bir kısmının (denizel) atenüasyon davranışının saptanmasıdır.

3.1 Verilerin Analize Hazırlanması ve Atenüasyon Katsayısının Hesaplanması.

Atenüasyon katsayısının tayininde kullanılan spektral genlikleri hesaplarırken, çizelge 3.1 de sunulan depremlerin şekil 3.2 deki sismogramları üzerindeki Rayleigh yüzey dalgalarına aşağıda belirtilen analiz adımları uygulanmıştır.

a) Seçilen Rayleigh yüzey dalgası trenleri önce büyüteç yardımı ile gözle gelişigüzel örneklenmiştir. Gelişigüzel örneklenen sinyalin uzunluğu 120 saniye alınmıştır.

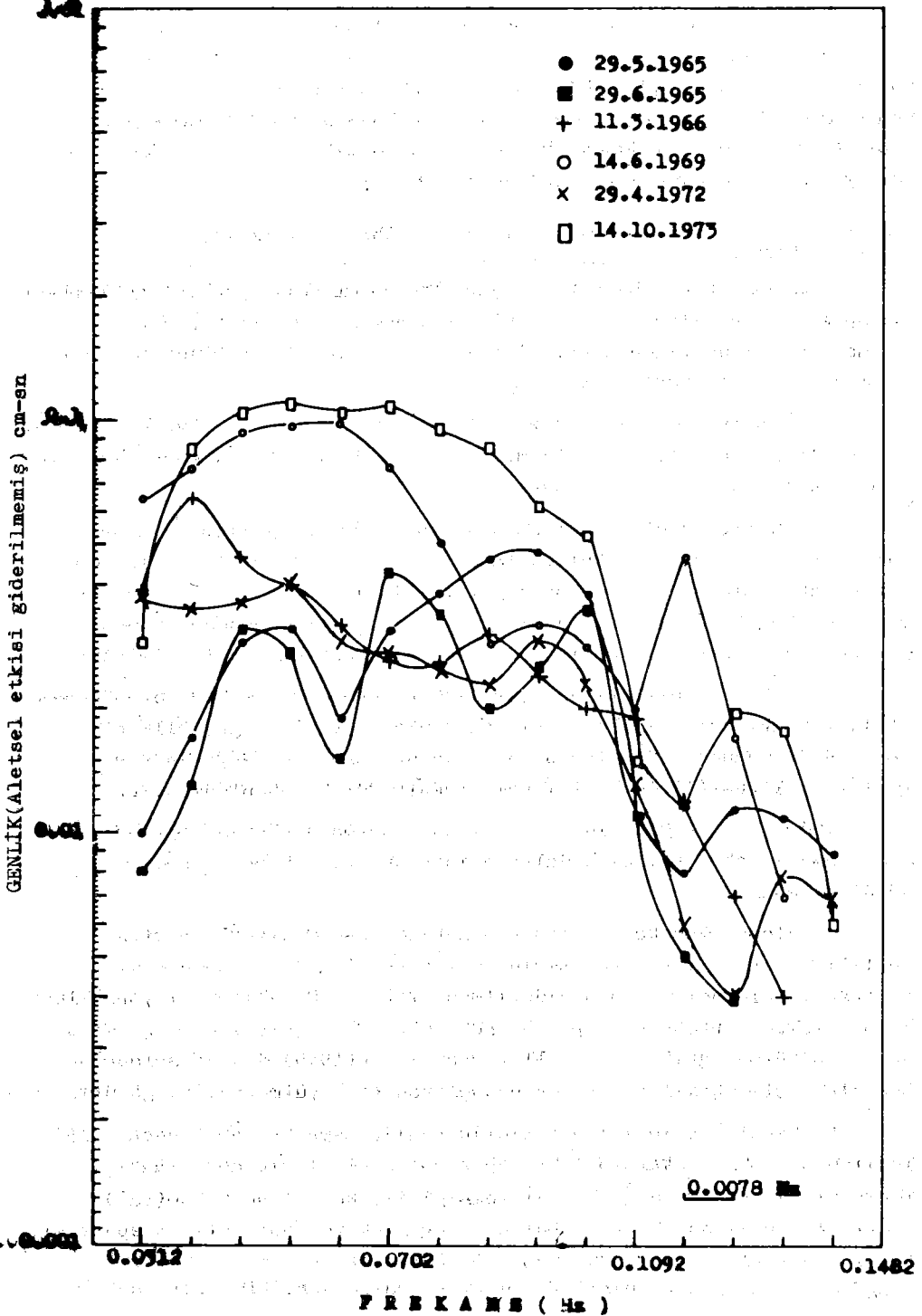
b) Gelişigüzel örneklenmiş sinyal doğrusal yaklaşım yapan bir bilgisayar programı kullanılarak 0.5 sn zaman aralığı ile yenden örneklenmiş ve sayısal hale getirilmiştir. Bunun ardından sayısal sinyalin doğrusal trendi giderilmiş ve bir Cosinüs penceresinden geçirilerek(tapering) Fourier dönüşümü alınacak hale getirilmiştir.

c) Yukarıda belirtilen aşamalardan sonra, Hızlı Fourier Dönüşüm (FFT) tekniği kullanılarak , sinyal frekans ortamına geçirilmiştir. Bu dönüşüm sonucu elde olunan kompleks spektrumdan sinyalin Ham genlik spektrumu(Aletsel etkileri GİDERİLMEMİŞ) hesaplanmıştır.

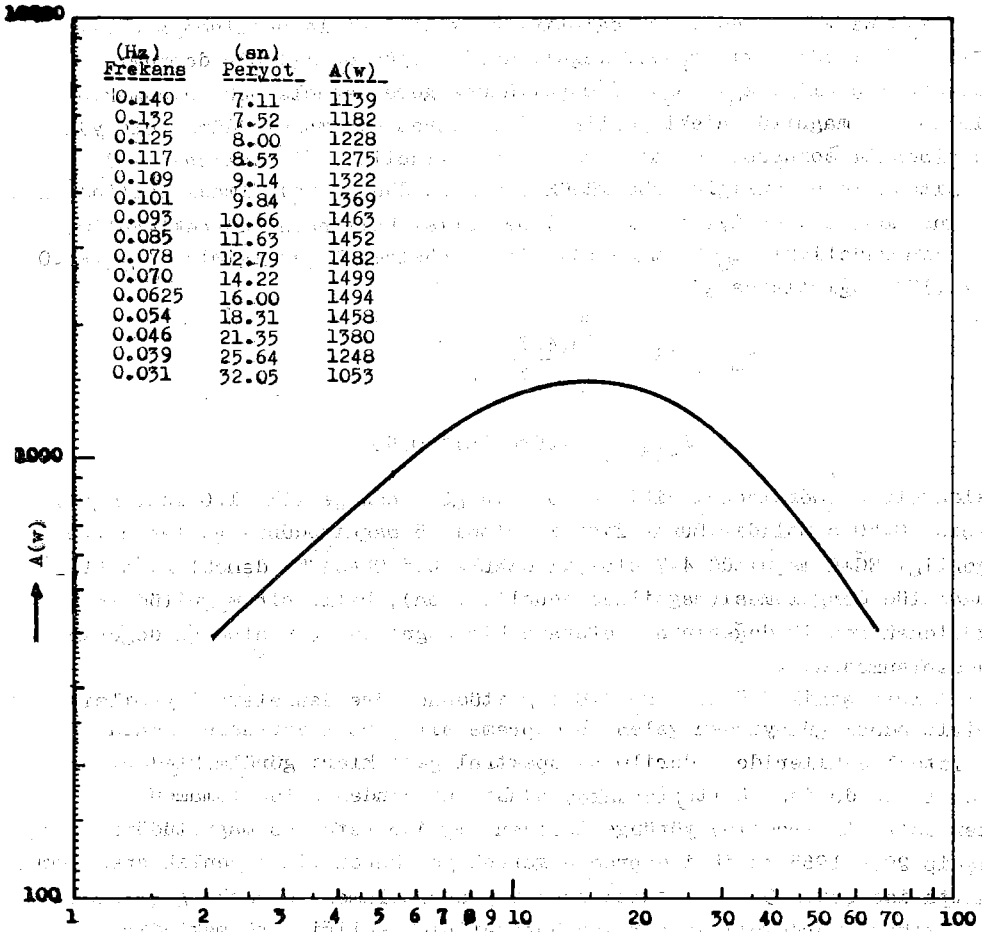
Şekil 3.3 te yukarıda belirtilen 3 aşama sonucu hesaplanan 6 depreme ilişkin Rayleigh dalgalarının HAM genlik spektrumları görülmektedir.

d) Atenüasyon katsayısının hesabında kullanılacak spektral genlikler gerçek yer hareketinin genliğini simgelemek zorundadır. Bu nedenle aletsel etkinin giderilmesi gerekir. Bu gidermeyi yapabilmek için, İ.T.Ü WWSSN uzun peryot(LP) düşey bileşen(Z) kayıtçısının genlik büyütme eğrisi Mitchell ve Landisman(1969) dan yararlanarak hesaplanmıştır. Şekil 3.4 te de hesaplanan bu büyütme eğrisi görülmektedir.

e) Şekil 3.4 te izlenen aletin genlik büyütme eğrisinden, ilgilenilen her bir frekanstaki(ham spektral genliklerin hesaplandığı frekanslar) büyütme değeri, FFT tekniği ile hesaplanmış ham(raw) spektral genlik değerlerine bölünerek, gerçek yer hareketinin spektral genliği hesaplanmıştır. Ardından, bu genlikler için Magnitüde göre dengeleme yapılmıştır. Diğer bir deyişle bütün genlikler referans bir



Şekil 3.3 Girit adası güneyinden gelen 6 depremin Rayleigh dalgaları genlik spektrumları.



P. E R Y O T (saniye)

Şekil 3.4 İstanbul (I.T.U) deprem istasyonunun, uzun periyot düşey bileşen (-Z-) kayıtçısının genlik büyüme eğrisi.

magnitüde göre düzeltmeye tabi tutulmuşlardır. Bu dengelenmede referans magnitüd olarak $m_p=4.8$ değeri seçilmiştir.

M dengelenecek magnitüdü (referans magnitüdü), M gözlenen magnitüdü,

A_m dengelenecek genliği, A_m gözlenen genliği göstermek üzere, magnitüd dengelenmesi için Nuttli (1980)

$$\frac{A_m(\text{gözlenen})}{A_m(\text{dengelencek})} = 10^{\Delta M} \quad (17)$$

$\Delta M = M - M$ ise

bağıntısını vermektedir. Bu bağıntıyı şu kısa örnekle açıklamaya çalışalım. Kabul edelimki $m_b=5.0$ magnitüdündeki (gözlenmiş) bir depremin gözlemsel genliği (A_m) $m_b=4.7$ magnitüdüne göre dengelenmek istenmektedir. Yani 5 magnitüdündeki genlik, eğer deprem 4.7 magnitüdünde olsaydı ne olacaktı sorusunun cevabı aranmaktadır. Tabiidir ki, beklenen 4.7 magnitüdü için genliğin daha küçük (5 magnitüdüne göre) olması şeklindedir. Bu kuramsal beklentiyi şimdi (17) bağıntısı kullanarak gerçekleyelim.

Farzedelimki $m_b=5$ magnitüdü için gözlemsel genliğimiz $A_m(5)=1.0$ dır. (17) bağıntısına göre,

$$A_m(5) = 1.0 = \frac{A_m^*(4.7)}{10^{4.7-5.0}}$$

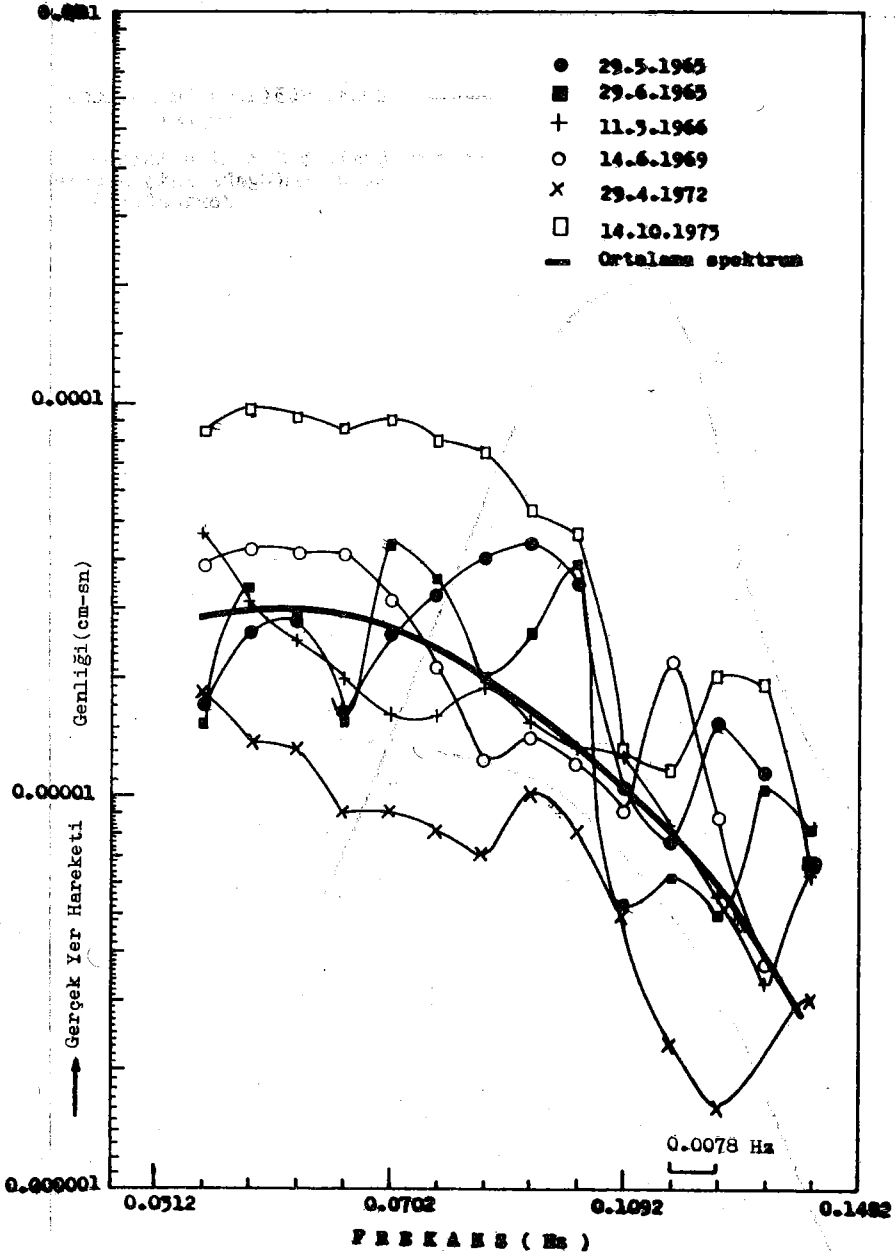
$$A_m^*(4.7) = 1.0 \times 0.501 = 0.50$$

elde olunur. Görüleceği gibi $m_b=5$ için gözlenen genlik 1.0 ise, $m_b=4.7$ için 0.50 olmalıdır. Bunun fiziki anlamı 5 magnitüdünde gözlenen 1.0 genliği EĞER magnitüd 4.7 olsaydı GENLİK 0.5 OLACAKTI demektir. Özetle, magnitüd dengelemesi (magnitüde equalization), belli bir magnitüd için gözlenen genlik değerinin, referans bir magnitüd için alacağı değer in hesaplanmasıdır.

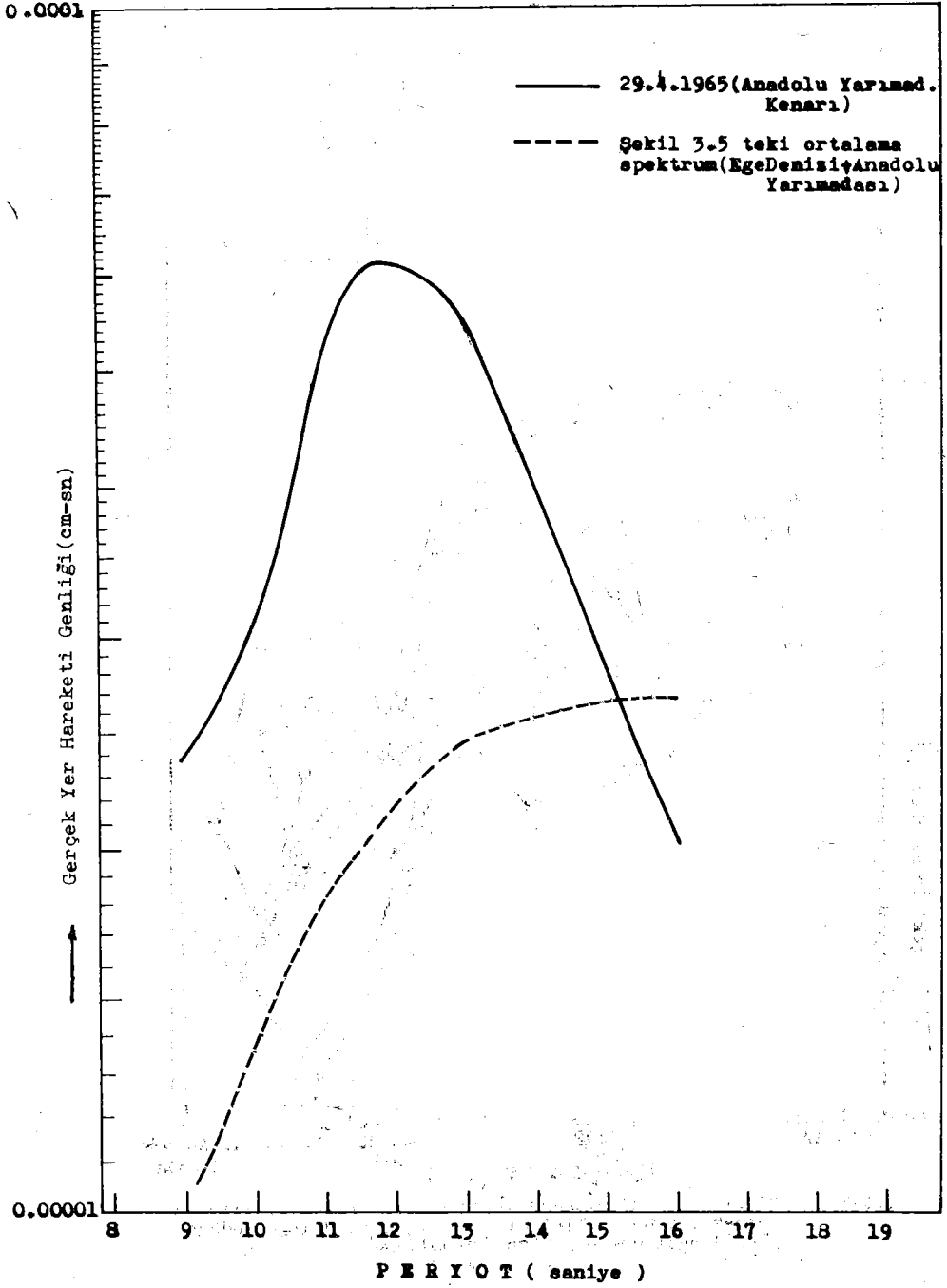
İşte şekil 3.5 te, $m_b=4.8$ magnitüdüne göre dengelemesi yapılmış Girit adası güneyinden gelen 6 depreme ait gerçek yer hareketinin (aletsel etkileride giderilmiş) spektral genlikleri görülmektedir. Şekil 3.6 da ise, üstte; İstanköy adası kuzeyinden gelen tamamen karasal (Batı Anadolu) yörunge izleyen $m_b=4.8$ referans magnitüdüne sahip 29.4.1965 tarihli depremin gerçek yer hareketinin genlik spektrumu, altta ise şekil 3.5 teki altı spektrumun ortalaması olarak geçirilen deniz+kara yörunge li gerçek yer hareketinin genliği görülmektedir.

Şekil 3.6 dan görüleceği gibi kıyaslamalı olarak incelenen periyot aralığı, 9-16 saniye gibi dar bir periyot bandındadır. Bunun nedeni, Anadolu yarımadası kenarındaki -karasal yörunge li- depremin sismogramında maksimum 17 saniye civarında periyota sahip enerji bulunması ve bir kıyaslama söz konusu olduğundan, 6 deprem için çizilen ortalama spektrumunda aynı bandda kalan kısmının çizilmek istenmesidir.

Burada unutulmaması gereken diğer bir nokta da, karasal yörunge izleyen spektrumun (şekilde üstte) ortalama $\Delta=450$ km, deniz+kara yörungesi izleyen ortalama spektrumun (şekilde altta) yaklaşık $\Delta=800$ km uzaklıktan geldiğinin kabulüdür. Uzaklıktan dolayı geometrik yayılma faktörü düşünülse dahi-ilerde bunu başka bir amaçla kullanacağız- karasal yörunge izleyen genlik, denizel+karasal yörunge izleyen genliğe



Sekil 3.5 Girit adası güneyinden gelen gelen depremlere ilişkin gerçek yer hareketini simgeleyen, $m_s=4.8$ magnitudüne göre dengelenmiş spektral genlikler.



Şekil 3.6 İstanköy adası kuzeyinden gelen tamamen karasal (Batı Anadolu) yörengeli 29.4.1965 depremine ilişkin spektrum, Deniz+Kara yörengeli spektrum.

oranla yüksektir. Bu genlikler farkına bakarak ilk adımda kalitatif olarak, Anadolu yarımadası altında, Güney Ege denizine oranla genliklerin daha AZ atenuasyona uğradığını söylemek hatalı değildir. Bu yargıya niteliksel bir öz kazandırmak için ortamın atenuasyonunun bir ölçüsü olan γ atenuasyon katsayısını hesaplamak gerekecektir. Bu türden bir hesaplamayı yapabilmek için aşağıda belirtilen görüşlere yer verilmiştir.

- 1) İncelenen tüm depremlerde, kaynaktaki hareketin genlik spektrumu $S(w)$ aynıdır.
- 2) Deniz+Kara yörüngesi izleyen Güney Egeden gelen genlik spektrumu (ortalaması alınan) $800 \text{ km}(7.2^\circ)$, karasal yörünge izleyen genlik spektrumu $450 \text{ km}(4.05^\circ)$ uzaktan istasyona gelmektedir.
- 3) İlk iki görüşün ışığı altında, sırf karasal yörünge izleyen spektral genliği $A_{\text{kara}}(w)$ ve deniz+kara yörüngesi izleyen spektral genliği $A_{\text{deniz+kara}}(w)$, (14) bağıntısı uyarınca aşağıdaki biçimde,

$$A_K(w) = \frac{S_K(w)}{\sqrt{\frac{\sin \Delta_{\text{kara}}}{6371}}} \cdot e^{-450\gamma_k} \quad (18)$$

$$A_{D+K}(w) = \frac{S_D(w)}{\sqrt{\frac{\sin \Delta_{\text{deniz+kara}}}{6371}}} \cdot e^{-350\gamma_d} \cdot e^{-450\gamma_k}$$

yazılabilir. (18) bağıntısındaki $\sqrt{\frac{\sin \Delta}{6371}}$ terimi hatırlanacağı üzere geometrik yayılma faktörünü, $S_K(w)$ karasal yörünge izleyen depremin kaynak spektrumunu, $S_D(w)$ deniz+kara yörüngesi izleyen depremlerin kaynak spektrumunu göstermektedir. Ayrıca γ_k karasal ortamın altındaki kabuk malzemesindeki atenuasyon katsayısını, γ_d ise denizel ortam altındaki kabuk malzemesinin atenuasyon katsayısını göstermektedir.

- 4) Eğer (1) de belirtilen görüşe göre $S_K(w) = S_D(w)$ alırsak (18) bağıntısını taraf tarafa böldüğümüzde,

$$\frac{A_K(w)}{A_{D+K}(w)} = \frac{\sqrt{\frac{\sin \Delta_{\text{kara}}}{6371}}}{\sqrt{\frac{\sin \Delta_{\text{deniz+kara}}}{6371}}} = e^{-350\gamma_d} \quad (19)$$

elde olunur. Burada $\sin \Delta_k = \sin(4.05^\circ)$ ve $\sin \Delta_{d+k} = \sin(7.2^\circ)$ radyan cinsinden alınıp $\sqrt{\sin \Delta_k / \sin \Delta_{d+k}} = 0.75$ değeri (19) bağıntısında yerine konursa,

$$\frac{A_k(w)}{A_{D+K}(w)} \times 0.75 = e^{350 \gamma_d} \quad (20)$$

veya

$$\gamma_d(w) = \frac{\ln \left[\frac{A_k(w)}{A_{D+K}(w)} \times 0.75 \right]}{350} \quad (21)$$

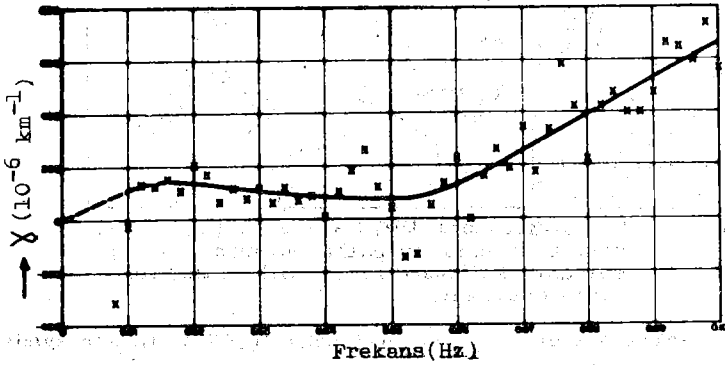
yazılabilir. (21) bağıntısından görüleceği gibi, karasal yörüngeli genlik spektrumunu, deniz+kara yörüngesi izlemis genlik spektrumuna oranladığımızda, SADECE DENİZEL ORTAMA ilişkin atenuasyon katsayısını yani $\gamma_d(w)$ yi bulabiliriz. Dolayısı ile şekil 3.6 daki gerçek yer hareketini simgeleyen spektral genlikleri kullanarak, (21) bağıntısı yardımıyla frekansın fonksiyonu olarak atenuasyon katsayısını hesaplamak mümkündür. Çizelge 3.2 de, şekil 3.6 daki üstteki eğri ile simgelenen spektral genlik değerleri (karasal) (sütun 3) ve deniz+kara yörüngeli 6 depremin ortalama spektral genlik değerleri (sütun 4) kullanılarak (21) bağıntısından hesaplanan $\gamma_d(w)$ atenuasyon katsayısı değerleri (sütun 5) görülmektedir. Çizelgede son sütunda ise Tryggvason (1965) ten alınmış atenuasyon katsayısı değerleri verilmektedir.

Çizelge 3.2 Güney Ege Denizi altındaki yer kabuğu için hesaplanan atenuasyon katsayısı ($\gamma_d(w)$) değerleri.

Frekans (Hz)	Peryot (sn)	$A_k(w)$ (cm)	$A_{D+K}(w)$ (cm)	$\gamma_{deniz}^{(w)}$ (km^{-1})	$\gamma(w)$ Tryggvason (1965)
0.109	9.14	0.000024	0.0000105	0.00153	0.000675
0.101	9.84	0.000029	0.000013	0.00147	0.000650
0.090	10.66	0.000041	0.000017	0.00169	0.000575
0.085	11.63	0.000061	0.000020	0.00230	0.000450
0.078	12.79	0.000057	0.000025	0.00153	0.000375
0.070	14.22	0.000037	0.000026	0.00018	0.000275
0.0625	16.00	0.000020	0.000027	-0.00167	0.000175

Çizelge 3.2 de son sütunda verilen Tryggvason(1965) un değerleri; Rusya'da Novaya Zemlya da 1962 Ağustos-Eylül döneminde yapılan 4 nükleer yeraltı patlatmasının, Asya, Avrupa ve Amerikadaki WSSN kayıtlarının kullanılarak 10-100 saniye periyot aralığında Rayleigh dalgaları için hesaplanmış atenuasyon katsayısını simgelemektedir.

Şekil 3.7 de 10-100 saniye periyot aralığında Tryggvason(1965) un hesapladığı Rayleigh dalgalarının atenuasyon katsayısının (9-16 sn periyot bandındakileri çizelge 3.2 de sunulu) frekansa göre davranışı görülmektedir.

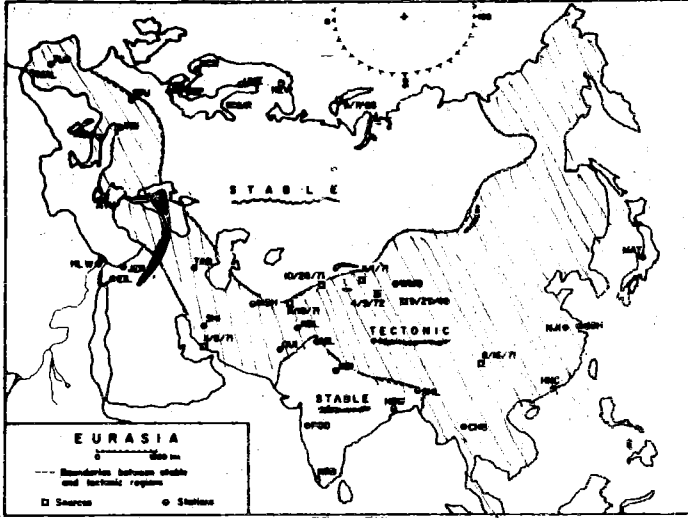


Şekil 3.7 Rayleigh dalgalarının atenuasyon katsayısı (dissipasyon faktörü, Tryggvason 1965).

Öte yandan, Yacoub-Mitchell(1977) Asya ve Avrupada 18 tane WSSN istasyonundaki uzun periyot kayıtlarını kullanarak 6 deprem ve 2 nükleer patlatmadan yararlanarak, Rayleigh dalgaları için 4-50 saniye periyot aralığında atenuasyon katsayısı tayinleri yapmışlardır. Çizelge 3.3 de Yacoub-Mitchell(1977) nin kullandıkları deprem ve nükleer patlatmaların listesi şekil 3.7 dede yararlanılan kaynak ve istasyonların bir harita üzerinde dağılımları görülmektedir.

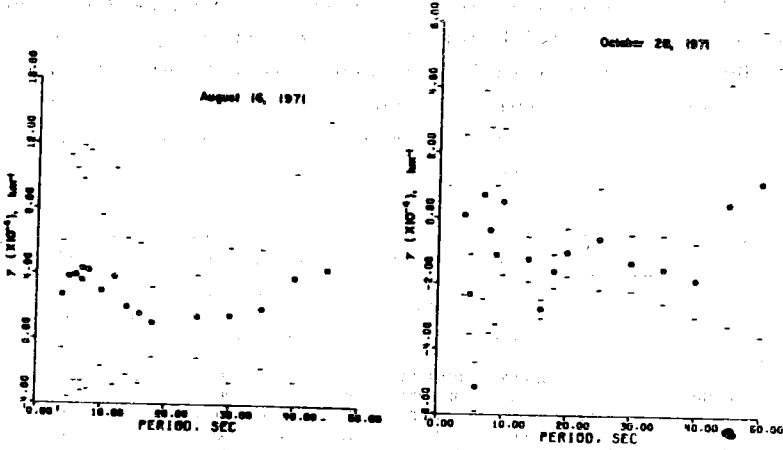
Çizelge 3.3 Yacoub-Mitchell(1977) nin kullandıkları deprem ve nükleer patlatmaların listesi.

Event	Date	Origin Time (GMT)	Lat., N (deg)	Long., E (deg)	Depth (km)	Magnitude	
						m_b	M_s
Earthquake							
China	Apr. 9, 1972	04:10:50.7	42.2	84.6	20 ± 7	5.9	5.3
USSR	Nov. 18, 1971	07:31:32.8	38.3	66.8	27 ± 7	5.3	—
So. Iran	Nov. 8, 1971	03:06:36.4	27.1	54.6	11 ± 12	5.6	5.9
China	Nov. 1, 1971	05:29:57.2	44.0	85.1	30 ± 1	5.0	—
USSR	Oct. 28, 1971	13:30:57.1	41.9	72.4	15 ± 6	5.4	—
China	Aug. 16, 1971	18:53:54.7	28.9	103.7	—	5.3	5.6
Nuclear Explosion (atmospheric)							
China	Sep. 29, 1969	08:40:31.0	40.7	89.6	0	—	—
Nuclear Explosion (underground)							
Novaya Zemlya	Nov. 7, 1968	10:02:05.3	73.4	54.9	0	—	—

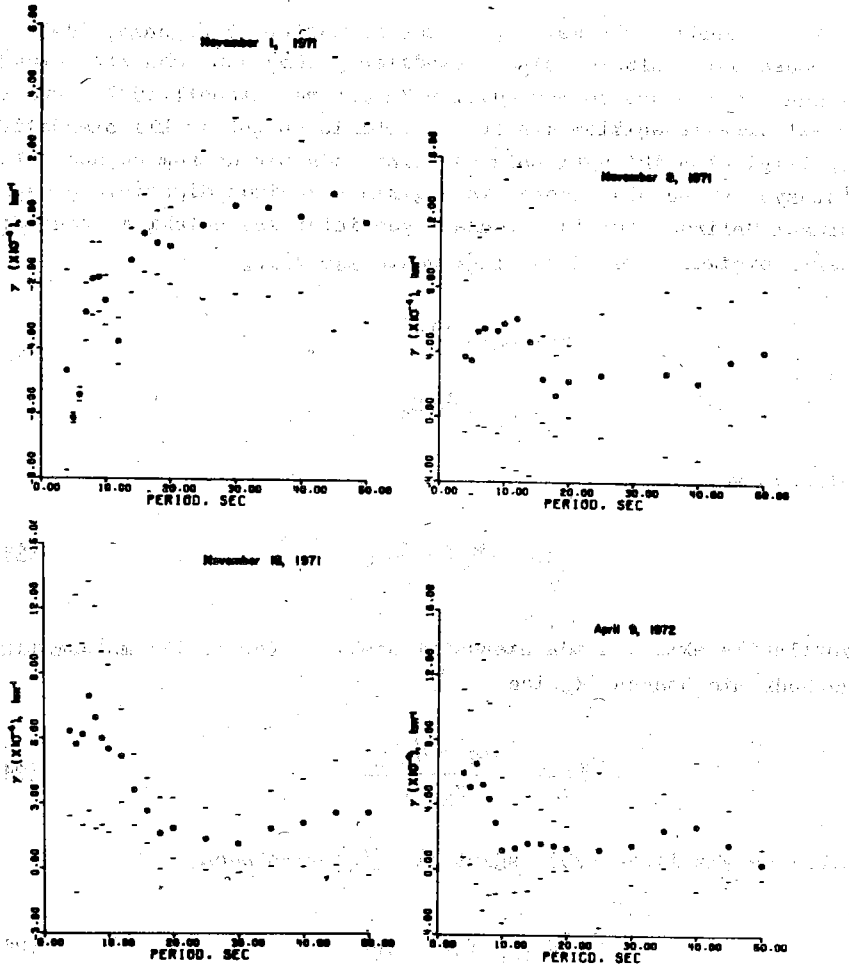


Şekil 3.7 Yacoub-Mitchell(1977) nin yararlandıkları deprem ve nükleer patlatmaların(source) episantir kullandıkları WWSN istasyonlarının dağılımı.

Şekil 3.8 ve şekil 3.9 da ise, Yacoub-Mitchell(1977) nin Avrasyada Rayleigh yüzey dalgaları için , çizelge 3.3 te sunulu 6 depremden yararlanarak hesapladıkları atenuasyon katsayısı değerlerinin 4-50 sn periyot aralığındaki davranışları görülmektedir.



Şekil 3.8 Yacoub-Mitchell(1977) nin avrasyada , Rayleigh dalgaları için hesapladığı atenuasyon katsayısı değerleri.



Şekil 3.9 Yacoub-Mitchell(1977) nin Avrasyada, Rayleigh dalgaları için hesapladığı atenuasyon katsayısı değerleri.

Tryggvason(1965) ve gerekse Yacoub ve Mitchell(1977) nin hesapladığı atenuasyon katsayısı değerlerinde dikkati çeken en enteresan nokta negatif olan değerlerdir. Bilindiği gibi negatif atenuasyon katsayısının fiziksel açıdan bir anlamı yoktur eş deyişle realistik değildir. Ancak Rayleigh dalgalarının atenuasyon katsayısının 5-15 saniye periyot aralığında hayli saçılması ve negatif değer alması şeklinde görülen bu özelliği Mitchell(1975) ve Yacoub-Mitchell(1977);

yüksek atenuasyonlu malzeme içinde katedilen yörüngenin, düşük atenuasyonlu malzeme içinde katedilen yörüngeden daha kısa olduğu zamanki durumlara yormaktadırlar. Yacoub ve Mitchell (1977) bunu şu basit örneklerle açıklamaktadırlar. Birbirinden çok farklı atenuatif özelliği olan iki ayrı bölgenin sınırında bir deprem kaynağı olsun. İstasyonlardan biri deprem kaynağının kuzeyinde, diğersinin güneyinde olması halinde, iki istasyondaki genlikler kaynaktaki A_0 genliğine bağlı biçimde ve X uzaklığı göstermek üzere,

$$A_1 = A_0 \cdot e^{-\gamma_1 X_1} \quad (22)$$

$$A_2 = A_0 \cdot e^{-\gamma_2 X_2}$$

olacak ve,

$$\frac{A_2}{A_1} = e^{-\gamma_2 X_2 + \gamma_1 X_1} \quad (23)$$

yazılabilecektir. Burada atenuatif özelliği farklı iki malzemedeki görünür atenuasyon γ_a ise

$$\gamma_a = \frac{\gamma_2 X_2 - \gamma_1 X_1}{X_2 - X_1} \quad (24)$$

şeklinde yazılırsa (23) bağıntısı γ_a cinsinden,

$$\frac{A_2}{A_1} = e^{-\gamma_a (X_2 - X_1)} \quad (25)$$

şeklinde yazılabilir. Eğer $X_1/X_2 > \gamma_2/\gamma_1$ ise (24) bağıntısındaki görünür γ_a atenuasyonu negatif değer alacaktır. Yacoub ve Mitchell (1977) ye göre, bu tür sonuçlara yolaçabilecek koşullar yerkabuğunun atenuatif özelliklerinin bölgesel değişimi ve yanılma ve saçılma gibi faktörlerin desteğinde oluşabilecektir.

YORUMLAMA ve SONUÇLAR.

Güney Ege Denizi altındaki Yerkabuğu tabanına yakın kesimindeki malzemenin atenuasyon özelliğini belirten Çizelge 3.2 de sunulu

atenüasyon katsayısı değerleri, gerek Tryggvason(1965) gerekse Yacoub ve Mitchell(1977) nin verdiği değerlere kıyasla hayli yüksektir.

5-15 saniye peryot aralığında Tryggvason(1965) un verdiği χ atenüasyon katsayısı $3-6 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ değerlerini alırken, Yacoub ve Mitchell(1977) in χ için hesapladığı değerlerin ÜST sınırı $3-7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ lik değerden geçmektedir. Halbuki bizim bulduğumuz atenüasyon değerlerinin çoğunluğu $15 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ lik değer çevresinde yer almaktadır. Gerek Tryggvason(1965) ve gerekse Yacoub ve Mitchell(1977) in hesapladığı değerler, Asya ve Avrupa gibi büyük kıtasal alanların altındaki yer kabuğunun atenüasyon özelliğini vurgulamaktadır. Bu yöresel özelliği dikkate alsak bile, Güney Ege için bulunan χ değerleri, bu değerlere oranla 2 ila 4 defa ortalama 3 misli daha yüksektir.

Termal rejim açısından dikkat çekici özelliklere sahip Güney Ege'de bulduğumuz şiddetli atenüasyon diğer jeofiziksel bulgularlada uyum içindedir. Zira şekil 3.1 den de görüldüğü gibi Girit adası güneyinden gelen 6 depremin Anadolu Yarımadasına kadar izlediği denizel yörengiyi içine alan bölgede Jongsma(1974) dünya ortalamalarının üstünde ısı akısı ölçmüştür. Ve bunu incelen litosferin altından üst manto malzemesinin yukarı doğru yükselimi şeklinde yorumlamıştır. Agarwall ve diğ.(1976) ise, çoğunluğunun episantrı Güney Ege denizinde olan depremlerin P dalgalarının mutlak 2-saniye civarında hesapladıkları rezidülerini, üst mantodaki olası düşük hız zonunun yanıl değişimlerinin doğal sonucu olarak yorumladılar.

Keza, Esen(1983) Girit adası güneyinden gelen depremlerin İstanbuldaki kaydedilmiş Rayleigh yüzey dalgalarının gözlemsel grup hızlarını ve sismogramlarını, belli bir kabuk modeli için oluşturduğu teorik grup hızları ve sentetik sismogramlarla kıyaslayarak, kabuk tabanında MOHO'nun üzerinde yer alan 3 ila 6 km kalınlıkta bir düşük hız tabakasının varlığını öne sürmüştür.

Bütün bu çalışmalar Güney Ege denizinde yer kabuğu tabanına yakın kısımların, diğer kıtasal alanlara (örneğin Batı Anadoluya) oranla daha azak ve şiddetli atenüasyonu doğrular nitelikte sismik hız yapısına sahip olduğunu vurgulamaktadırlar.

Bölgede etkin termal rejimin doğal sonucu gözyle baktığımız bu şiddetli atenüasyon özelliğinin, şüphesiz daha bol sayıda yerel istasyon (uzun peryot bileşenlerine sahip) kayıtlarına bakılarak ayrıntılı incelenmeye gereksinimi vardır. Dileğimiz, sadece Ege Denizinde değil Batı Anadolu'nun altındaki kabukta da hüküm süren

termal rejimi tanımaya yönelik hız ve atenüasyon çalışmalarına hayli yararlı olacak, bir uzun periyot bileşenli kayıt istasyonunun Batı Anadolu'da devreye sokulmasıdır. Böyle bir imkân, Batı Anadolu'daki hidro termal enerji varlığının, bölgedeki mevcut termal rejim arasındaki ilişkiyi sergileyecek köklü yaklaşımları ortaya çıkaracaktır.

K A Y N A K L A R

- Adams, R.D., 1972., Multiple inner core reflections from a Novaya Zemlya explosion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1063.
- Agarwall, N.K., W.R. Jacoby, and H. Berckhemer. 1976., Teleseismic P - wave travel-time residuals and deep structure of the Aegean region. *Tectonophysics*, 31, 33-57.
- Anderson, D.L., and R.S. Hart, 1978., Q of the Earth. *Journ. Geophys. Res.* 83, 5869-5882.
- Ben-Menahem, A. 1965., Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle. *Journ. Geophys. Res.* 70, 4641-4651.
- Buchbinder, G.C. 1971., A velocity structure of the earth's core. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 429.
- Burton, P.W. 1974., Estimates of Q^{-1} from seismic Rayleigh waves. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.* 36, 167-189.
- Ezen, Ü. 1983., An interference phenomenon in Rayleigh wave trains associated with the earthquakes in and around the Aegean sea. *Bull. of IISSE. Vol 20, 33-62, Tokyo (Japan).*
- Gutenberg, B. 1932., *Theorie der Erdbebenwellen, Handb. Geophys.* 4(2), 255-258.
- Gutenberg, B. 1945., Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, 3-12.
- Jongsma, D. 1974., Heat flow in the Aegean sea. Ph.D. Dissert. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.* 37, 337-346.
- Johnston, D.H. and M.N. Toksöz, 1980., Description and Terminology. Seismic wave attenuation, 1-5. SEG, *Geophys. Rep. series No.2*
- Kovach, R.L. 1978., Seismic surface waves and Crustal and upper mantle structure. *Rev. of Geophys. and Space. Phys.* 16, 1-13.
- Marshall, P.D. and E.W. Carpenter, 1966., Estimates of Q for Rayleigh waves. *Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.* 10, 549-550.

- Mikumo, T. and T. Kurita, 1968., Q distribution for long-period P waves in the mantle. *Journ. Phys. Earth.* 16, 11.
- Mitchell, B.J. and M. Landisman, 1969., Electromagnetic seismograph constants by least-squares inversion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 1335-1349.
- Mitchell, B.J. and D.V. Helmberger, 1973., Shear velocities at base of the mantle from observations of S and S_p . *Journ. Geophys. Res.* 78, 6009.
- Mitchell, B.J. 1973., Radiation and attenuation of Rayleigh waves from the southeastern Missouri earthquake of October 21, 1965. *Journ. Geophys. Res.* 78, 886-899.
- Mitchell, B.J. 1975., Regional Rayleigh wave attenuation in North America. *Journ. Geophys. Res.* 80, 4904-4916.
- Muller, G. 1973., Amplitude studies of Core phases. *Journ. Geophys. Res.* 78, 3469.
- Nuttli, O.W. 1973., Seismic attenuation and magnitude relations for eastern North America. *Journ. Geophys. Res.* 78, 876-885.
- Nuttli, O.W. 1980., The excitation and attenuation of seismic crustal phases in Iran. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 2, 469-485.
- Qamar, A. and A. Eisenberg, 1974., The damping of Core waves. *Journ. Geophys. Res.* 79, 758.
- Pilant, W.L. 1979., Elastic waves in the Earth. Elsevier Scientific Pub. Company, Amsterdam.
- Sacks, I.S. 1971a., Anelasticity of the outer core. Annual report of the Director, Dept. of Terrestrial Magnetism 414 pp. Carnegie Inst. Washington, D.C.
- Sacks, I.S. 1971b., Anelasticity of inner core. Annual Report of the Director, Dept. of Terrestrial Magnetism, 416 pp. Carnegie Inst. Washington, D.C.
- Tryggvason, E. 1965., Dissipation of Rayleigh wave energy. *Journ. Geophys. Res.* 70, 1449-1455.
- Teai, Y.B. and K. Aki. 1969., Simultaneous determination of seismic moment and attenuation of seismic surface waves. *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 275-287.
- Yacoub, N.K. and B.J. Mitchell. 1977., Attenuation of Rayleigh wave amplitudes across Eurasia. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 751-769.

HETEROJEN ORTAMDA SİSMİK HACİM DALGA
SÖNÜMLERİNİN YERİNDE ARAŞTIRILMASI (X)

Yazanlar : P.J. NEWMAN (XX)
M.H. WORTHINGTON (XX)

Tercüme : Sefer GÜL (XXX)

ÖZET

Değişik Litolojilerde sismik hacim dalga sönümlerinin büyüklüğü ve tabiatını incelemek için saha uygulamaları yapılmıştır. Bu çalışmada kuyunun içine yerleştirilmiş iki adet üç bileşenli kuyu Jeofonları ile yüzeyde P ve S dalga enerji kaynağında üretilen sinyaller kaydedilmiştir. Elde edilen veriler küresel dağılıma açısından düzeltilmiş ve gerçek sönümü bulmak için analiz edilmiştir. Dalga cephesinin genişlemesindeki anomalilerin olması ve yansıma kayıplarının önemli olduğu durumlar için bir sentetik sismogram programı için sağlanan düzeltmeler kullanılarak gerçek sönüm tahminleri iyileştirilmiştir.

Sönüm değerleri masif kumtaşı, kumtaşı-marn ardışıklı ve çatlaklı-çatlaksız tebeşir için elde edilmiştir. Bu formasyonların hepsi nisbeten gözenekli ve yüzeye çok yakındırlar. Bu formasyonlarda enine ve boyuna dalga sönümleri arasında önemli farklar kaydedilmiştir. Özellikle tebeşirli çatlaklı zonlarda boyuna dalga absorpsiyonu sismik hızlarla ilgili absorpsiyonun iki katıdır, fakat enine dalga absorpsiyondaki oynamalar ise çok daha küçüktür. Masif Bunter kumtaşı ve ardışıklı kumtaşı-marn formasyonlarında elde edilen P dalga (Boyuna Dalga) sönümleri arasında büyük bir fark gözlenmiştir. (absorpsiyon evvelkinin üç katı kadar büyüktür). S dalga (enine dalga) sönümleri arasında ise küçük farklar not edilmiştir.

Elde edilen sonuçlar göstermiştir ki masif kumtaşı ve çatlaksız tebeşir gibi nisbeten homojen formasyonlarda kesme absorpsiyonu, Bulk absorpsiyonuna nazaran daha hakimdir. Buna karşılık öteki formasyonlar dediğimiz ardışıklı olarak çatlaklı ve suya doymuş tebeşir birimlerinde Bulk absorpsiyonu kesme absorpsiyonundan daha büyüktür. Sönüm bütün uygulamalarda frekansa orantılı olarak bulunmuştur.

-
- (X) Kırkikinci Avrupa Jeofizikçiler Birliği Toplantı Tebliğleri. Haziran 1980, İstanbul-TÜRKİYE (Geophysical Prospecting 30, 377-540)
- (XX) Oxford Üniversitesi Jeofizik ve Mineraloji Bölümü
- (XXX) Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü (Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı)

1- GİRİŞ

Kayaçlardaki absorbsiyon değerlerinin frekansa, birim deformasyon genliklerine, sıvı saturasyonuna, basınca ve ısıya bağlı olarak büyük bir değişme gösterdiği laboratuvarlarda ispatlanmıştır. Sonuçların özetleri White (1956), knopoff (1964), Toksöz, Johnston ve Timur (1979), Bredley ve Fort (1966) ve Johnston ile Toksöz (1980) tarafından bulunmuştur. Johnston, Toksöz ve Timur (1979)'de sönüm (Q) hakkında genelleştirilmiş bir seri sonuçlar **çıkarmışlardır**. Islak ve kuru kayaçlarda θ 'nun frekansa ve düşük birim deformasyonlarda (10^{-6}) yayılan sismik dalga genliğinden bağımsız olduğunu kabul etmektedirler. Buna karşılık Q'nun sıvı saturasyonuna ve çevre basıncına sıkı bir şekilde bağlı olduğu görülür. Genel olarak su ile sature olmuş kayaçlardaki sönüm, kuru kayaçlardaki sönümden daha büyüktür ve çok karışık bir şekilde sıvı çeşidine ve saturasyon derecesine bağlıdır. Keza gözlemler sönümün porozitenin azalması ve çevre basıncının artışı ile azaldığını gösterir. Arazi koşullarının uygulanmadığı laboratuvarlarda küçük kaya numunelerinin ultrasonik testlere tabi tutularak ve ultrasonik frekanslarda (LMHZ) elde edilen sonuçlar, absorbsiyon işlemlerinin kendiliğinden anlaşılmasına yardımcı olur. Sahada absorbsiyon ölçmelerin doğruluğu, dalga cephesi genişlemesi dağılması ve çok yansımalar gibi geometrik etkiler olduğundan dolayı kısıtlıdır. Sismik frekanslarında altındaki frekanslarda (LKHZ den küçük) yerinde yapılan ölçmeler yaygın olmadığı gibi özellikle absorbsiyon ile litoloji arasındaki korelasyon ayrıntılı olarak incelenmemiştir.

Sönümün yerindeki ölçümleri, MC Donal, Angona, Mills, Sengbush, Van Nstrand ve White (1958), Tullos ve Reid (1969), O' Brien (1969), O' Brien ve Lucas (1971) Collins ve Lee (1956) ve Hamilton (1972) tarafından 1978'deki 48 nci SEG toplantısında anlatılmıştır. Çok geniş aralıkta değerler aktarılmasına rağmen hemen hemen yerinde enine dalga sönüm verisi bulunmamaktadır.

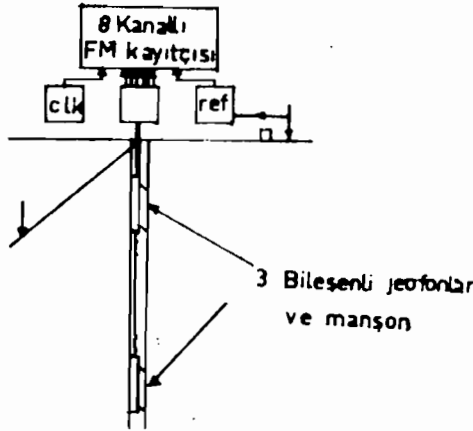
Bu, araştırmacıların sahada frekansa bağlı olarak sönümle ilgili yaptıkları özel çalışmalarındır. Genelde sönüm sabit veya yaklaşık sabit olduğu bulunmuştur. Hamilton, başkalarının yaptıkları çalışmalarını kendisinin yerinde deniz sedimentleri üzerinde yaptığı çalışmalarını birleştirerek Litolojiyi absorbsiyona korele etmiştir. Yüksek frekanslı, küçük boyutlu deneylerden elde edilen sonuçlar, absorbsiyonun kumlarda ve siltlerde çok büyük ince taneli killerde ise daha küçük olduğunu göstermiştir.

Sismik araştırmalarda absorbsiyonun önemi büyüktür. Yerin elastik olmayan davranışı yayılan bir sismik pulsun biçimini bozar. Yüksek çözömlü sismik metotların geliştirilmesi ile birlikte sismogramların modellendirilmesi ve değerlendirilmesinde absorbsiyon etkisinin dikkate alınması giderek önem kazanmaktadır. Absorbsiyon ölçümü pozitif yönde kullanılabilir. Kayanın mekanik özellikleri, suya doygunluk koşulları ve litoloji arasındaki elastik bölgedeki ilişkileri tamamlayıcı olarak kullanılıp elastik olmayan davranış bölgesi içinde geliştirilir. Sönümün, bilinen bir sismik parametre gibi kullanılması, litoloji ile yerindeki absorbsiyon arasındaki ilişki hakkında edinilen bilgi birikimine bağlıdır.

Burada,değişik litolojilerde yerinde ölçülen enine ve boyuna dalgaların sönümü verilmektedir. Veri analizinde,elastik olmayan davranıştan oluşan kayıplarla,litoloji ve kaya cinsi arasındaki ilişki üzerinde durulmuştur.

2- DENEYSEL YÖNTEM

Saha uygulamaları (maksimum derinliği 200 m) muhafaza edilmiş düşey kuyularda yapılmıştır. Şekil-1'de sondaj çalışmasının genel bir şeması yerilmektedir. İki adet boyuna düşey enerji kaynağı ile bir adet enine dalga enerji kaynağı kullanılmış ve bu kaynaklarda üretilen sismik dalga sinyallerini kaydetmek için iki adet üç bileşenli jeofon kullanılmıştır.



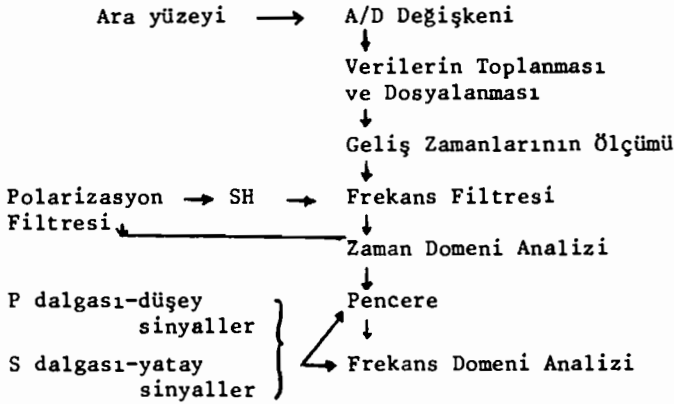
Şekil-1 Sondaj Çalışmasının Genel Şeması

Düşey enerji kaynakları (Boyuna dalga enerji kaynakları) metal bir plaka üzerine düşürülen basit bir çekiç darbesi veya düşürülen 54 kg'lık bir ağırlıktan oluşmaktadır. Genellikle çekiçle üretilen sinyaller ağırlık düşürülmesiyle elde edilen sinyallerden daha küçük genlikli fakat geniş spektrumludur. Enine dalga enerji kaynağı, bir kamyonun öntekerleklerinin üzerine çıktığı, düz bir yüzeye yerleştirilmiş sert bir tahta düzlemden ibarettir. Bu enerji kaynağı kuyunun ağzına dik fakat yakın bir mesafeye yerleştirilen bu tahta düzlemin sağına ve soluna bir balyozla vurarak yatay polarlanmış S (enine) dalgaları üretilir. Bu metod(1974) de Werrick tarafından kullanılan metodun bir benzeridir.

İki jeofon takımının dizaynı aynı olup, her biri üç bileşenli bir jeofon takımı, üç kanallı düşük gürültü amplifikatörü ve bir manşon sisteminden oluşmaktadır. Manşon mekanizması Scarascia, Colombi ve Cassinis (1976) tarafından tasarlanan şekilde yapılmıştır. Bu mekanizma ana takıma bir mengine kolu ile bağlanmış olup yüzeyden ince bir telle kontrol edilmektedir. Manşon bağlantıları sıkıştırma yapıldıktan sonra gevşetilir, takım kendi ağırlığı ile anakayaya karşı koymaktadır.

Sahada jeofonların yönünü kontrol etmek için hiçbir çalışma yapılmamıştır. Polarizasyon ölçümü yatay olarak polarize olmuş enine dalga sinyalleri üretmek için gereklidir ve şöyle tasarlanmıştır.

İki düşey enerji kaynağı (Boyuna dalga enerji kaynağı) kaynak-alıcı düzlemlerine dik bir şekilde yerleştirilir ve bütün kaynaklar kuyunun ağzından 7,5-16 m'ler arasında bir mesafeye yerleştirilir. Bu mesafeye biz offset mesafesi diyoruz. Bu offset mesafesi, Düşey hacim dalgasının üretilmesi ve kaynağın sondaj kuyusuna yakın olması nedeniyle meydana gelen büyük tüp dalgalarının oluşumunun minimuma indirilmesi arasında bir uyum sağlar. (Riggs, 1955) Enine dalga, enerji kaynağının her iki ucuna vurularak normal ve tersine polarize olmuş enine dalga sinyalleri elde edilir.



Şekil-2 : Verilerin Ön Analizlerinde Yapılan İşlemlerin Özeti

Kuyu üstü jeofon takımı, kuyunun yüzeyine yakın 5 veya 10 metre kısa aralıklarla yerleştirilmiş ve çalışma süresi boyunca aynı durum muhafaza edilmiştir. Kuyu içi sismik yöntemde ise jeofon kuyunun içine belirli seviyeye yerleştirilir ve daha sonra jeofonlar 5 veya 10 metre aralıklarla diğer seviyelere indirilerek kuyunun bütün derinliği boyunca bir veri seti elde edilinceye kadar işlem tekrarlanır.

Klasik yüzey sismik refraksiyon çalışmaları (hem boyuna hemde enine dalga için) bütün sahayı kaplayacak şekilde yönlendirilmiş ve elde edilen sismik hızlarla da yeraltı yapısının durumu ortaya çıkarılmıştır.

Bütün sinyaller gerçek saha kayıtlarının elde edilmesinde kullanılan teyp-rekordır kanalları ve amplifikatörlerle ilgili kalibrasyon katsayıları kullanılarak çalışma süresi boyunca daha sonra kayıtlar tekrar okunurken düzeltilmiştir. Kullanılan A/D konvektörün örnekleme hızı saniyede 1000 yada 2000'dir. Bu durumda Nyquist frekansı, kaydedilen herhangi bir frekansın çok üzerindedir.

Şekil-2, Verilerin ön analizlerinde yapılan işlemlerin özeti vermektedir. Enine dalga ile ilgili olarak, verilerin analizinden önce, gözlenmiş iki yatay bileşenlerdeki veriler biri kaynak-alıcı düzlemine dik ve diğeri bu düzleme paralel olacak şekilde iki ayrı bileşene ayırmak için bir polarizasyon filtresinin uygulanması gerekmiştir. Başlangıçtaki frekans filtrelemesinden sonra, yatay veri koordinatları, verilen bir zaman penceresindeki enerji bir bileşende maksimum, diğer bileşende minimum oluncaya kadar beş derece aralıklarla değiştirilmiştir. Pencere enine dalga enerjisinin ilk yarısını ve tümünü kapsayacak şekilde seçilmiştir.

İstikamet açısı, boyuna dalga kaynaklarından oluşan yatay sinyallerde aynı filtreyi uygulayarak doğrulanmıştır, bu durumda pencere boyuna dalganın ilk saykılı çevresine konulmuştur.

Boyuna dalga sinyalleri kullanılarak istikamet açısının doğrulanması işlemide mümkün olmuştur. Sinyal genliklerinin küçük ve nisbeten gürültü seviyesinin yüksek olduğu yerlerde bu doğrulanma işlemi mümkün olmamıştır. İki enine dalga ve bir boyuna dalga çalışmalarında ölçülmüş jeofon doğrultuları herbir alıcı lokasyonu için genellikle $\pm 5^\circ$ bir hata payı ile birbirine uyum sağlamışlardır. Ancak birkaç durumda da bu hata payı $\pm 10^\circ$ kadardır.

Bu makalenin bundan sonraki bölümlerinde tanımlanan durumlardan biri dışında ilgili jeofon bileşenindeki enerjinin (P dalgası için düşey, S için yatay) P dalgacığı yada SH dalgacığı ile ilgili olduğu kolaylıkla tesbit edilmiştir. Bu dalgacıklar yerin içinde tutarlı ve önceden tahmin edilebilir bir şekilde yayılmışlardır.

İkinci sinyaller (yansımalar) çok küçük ve genellikle farklı varışlar gibi gözlenmemiştir. Frekans ortamında analiz edilmiş dalga biçimleri nisbeten marşık olmadığı ve pencereleme işlemi sadece sismik hacim dalgalarının yayılması ile bağlantısı olmayan girişimlerden ileri gelen sinyalleri ayırmak için kullanılmıştır.

3- ANALİZ

Analizin amacı işleme tabi tutulmuş boyuna ve enine yatay dalgardan, zaman ve frekans ortamlarında kalıcı sönüm ölçümlerini elde etmektir. Analizin temelinde mekanik sondaj kuyusunun çevresindeki jeolojik ortamın sınırlı homojen tabakalar olarak tahlil edilebileceği varsayımına dayanır.

Zaman ortamı analizinde dalgacıkların herbirinin ilk saykılın peak to peak genlikleri ölçülür. Ve ilgili dalgacığın ilgili genliğine bölünerek normalize edilmiştir. Mükemmel küresel bir dağılmanın oluştuğunu kabul ederek (frekanstan bağımsız olarak), genlik kaynak-alıcı mesafesine oranla azalır, bu oranlar dalga cephesi genişlemesi için düzeltilmiştir.

Boyuna dalga verisi için aşağıdaki düzeltme genlik ve spektral oranlarına uygulanmıştır.

$$\frac{A}{A_0} \Big| = \frac{A \cdot R \cos \theta_0}{A_0 \cdot R_0 \cos \theta} \quad (1)$$

Burada R kaynak alıcı mesafesidir. $R^2 = d^2 + x^2$ ve θ dalğanın geliş açısıdır. Yani $\tan \theta = x/d$ dir. Burada d derinlik ve x yüzey offset mesafesidir.

A/A_0 peak to peak genlik oranı yada kuyu jeofonunun frekans bileşenine oranıdır. Sıfır indisi referans ölçüm değerini gösterir.

$\cos \theta$ terimi jeofon takımının düşey eksenini boyunca yayılan boyuna dalğanın ayrışımı için düzeltme faktörüdür. $\cos \theta$ terimini dikkate almayan benzer bir düzeltme, enine dalğanın yatay bileşeni için uygulanmıştır.

Zaman ortamı analizinde sönüm (Q) ve frekans arasında lineer bir ilişkinin olduğu öncede kabul edilmiş ve aşağıdaki ilişki kullanılmıştır.

$$\frac{A}{A_0} = \exp [-\alpha (R - R_0)]$$

α : absorpsiyon katsayısı

$$= C \exp [-\alpha R] \quad (2)$$

Burada C, R ye bağlı bir sabittir. Kolaylık olsun diye kalıcı sönüm aşağıdaki şekilde tamamlanmıştır.

$$\Delta = - \ln [A/A_0] \quad (3)$$

Böylece $\Delta = R + \text{Sabit} \quad (4)$

$$\text{Boyutsal absorpsiyon} = \frac{\pi f_{av}}{Qv} \quad (5)$$

Burada f_{av} sinyalin hakim frekansı ve V ise uygun sismik hızdır. Yukarıda gösterilen ilişkiler yalnız frekans bileşenleri için uygulanabilir. Sinyallerin pikli ve sınırlı frekanslarda olması ve R/λ oranının düşük olmasından dolayı yukarıdaki yaklaşımlar tatminkardır.

Δ , R'nin fonksiyonu olarak çizilir ve elde edilen eğriler yerin içinde farklı sönüme haiz çeşitli bölgeleri açığa çıkartmadan kullanılır. Her bölge için elde edilen eğrinin eğimine eşit bir absorpsiyon katsayısı (α) ölçülür. Açık bir biçimde sönüm 5'nolu denklemden hesaplanır. Ortalama frekans, sinyal genlik spektrumundan belirlenir.

Daha mantıklı ve doğru sönüm değerleri frekans ortamı analizinden elde edilir. Pencerelemiş dalgacıkların fouier analizi yapılır. Genlik spektrumu, referans sinyallerinden çıkarılmış eş-değer spektruma göre normalize edilmiştir. Absorbsiyonun ilk tahminlerinde küresel dağılmanın var olduğunu kabul etmişlerdir. Her çalışmada frekans bileşen için zaman ortamı analizinde kullanılan yöntem benzer bir yöntem uygulanmıştır. Belirli bir "Sönüm bölgesi" için aşağıdaki ilişki verilir.

$$\Delta(f) = \alpha(f) \cdot R + \text{Sabit} \quad (6)$$

Kalıcı sönüm eğrilerinin eğimleri, her bölgedeki sinyal aralığı için bir takım absorpsiyon katsayılarını vermektedir. Absorpsiyon ve frekans arasındaki bağıntı aşağıdaki şekilde verilmiştir.

$$Q = \frac{\pi}{v \cdot d\alpha/df} \quad (7)$$

Tam dalga genişlemesinin giderilmesi için doğru orjinden geçirilmiştir. Bu düzeltmede, frekansa bağlı olmayan hata aşağıda verilen sıfırda farklı bir eksen kesişme noktası olarak kendini göstermektedir. $\alpha(f)$ aşağıdaki biçimde verilmiştir.

$$\alpha = \alpha(f/f_0)^N$$

Log (α) ve Log (f)'nin eğimi absorpsiyon frekans güç indeksi olan N'yi verir. Sabit sönüm bir için N= 1'dir.

Bu başlangıç analizinin en büyük kısıtlayıcı tarafı küresel dağılmanın kabulünde ileri gelir. Hızın derinlikle arttığı hallerde küresel bir dağılma örüntüsünün nasıl bozulduğunu O'Doherty tarafından gösterilmiştir.

Düşey enerji kaynaklarında eğik yayılma yollu sinyaller için önemli olan bazı simetrik olmayan yayılma örüntüleridir. Kaynak alıcı mesafesi dalga boyundan küçük olduğu zaman küresel dağılmadan önemli sapmalar oluşabilir. Bunu, yakın olan etkileri, frekansa bağlı olan uzak alan hacim dalga deplasmanından daha büyük mesafelerde azalan bileşenler getirir. Pratikte böyle kaynak etkileri yalnız birkaç boyuna dalga analizlerinin bazılarında önemli olmuştur. Bu durumlarda kaynağın yönü, enme dalganın varlığı, homojen olmayan bir ortamı ve yakın saha etkileri dikkate alarak düzeltmeler yapılmıştır.

Program çok tabakalı elastik olmayan yarısız bir ortamın yüzeyinde oluşturulan bir düşey nokta kaynak tarafından oluşturulan sismik hacim dalgaların dalga denklemini nümerik olarak çözer ve belli derinliklerde alıcı sinyallerin spektrumunu verir. Çözüm dalga sayısı ortamına dönüştürülerek sağlanır. Sinyal spektrumu

sayısal entegrasyonla çözülmüştür. Kullanılan çözüm yolunun teorik çerçevesi Kennett (1974-1979), Kerry, Wood house (1978) tarafından tasarlanmış ve Thomson Haskel'in tabakalı bir ortam için uyguladıkları çözümün bir benzeridir. Bu hesap düzeninin esası, frekans ve dalga sayısı ortamlarında bir dizi tabakalı ortamda etkin geçirgenlik ve yansıma katsayılarının literasyon yöntemi ile bulunmasından oluşmaktadır. Gerçek sönüm etkileri kompleks hız yapılarının kullanılması ile ortaya çıkarılır.

Kompütür programının ayrıntıları Newman (1986) tarafından verilmiştir. Yüzey sismik refraksiyon çalışmaları ile elde edilen yol-zaman eğrilerinde çıkarılan kaba hız yapıları küresel dağılım kabulünün gerçek olduğunu göstermek yada daha ayrıntılı dalga cephesi genişlemesi düzeltmeleri yapmasında kullanmışlardır.

Program, kalıcı sönüm tahminlerimiz üzerindeki arayüzeyi geçiş kayıpları ve arakatmanların etkilerini belirlemek için kullanılmıştır.

Bu, gamma-ray ve rezistivite loglarından açığa çıkartılan kesin yeraltı yapısı kullanılarak sağlanmıştır. Porozite, hız ve öncede tahmin edilen hız, Archie ve Humble'nın formülleri, Wyllie'nın zaman-ortalama denklemi kullanarak belirlemiştirlerdir. (Bak Tellford, Geldart, Sheriff ve Keys (1976)

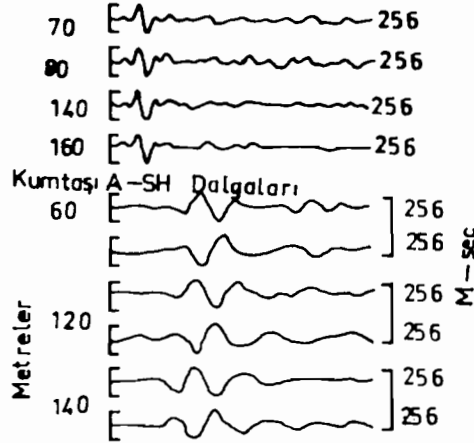
4.1 KUMTAŞI-A

Bu, kuyunun yüzeyinden itibaren 22 m derinliğe kadar açılmış ve değişik seviyelerinde Keuper su taşları formasyonu olarak bilinen kumlara, siltlere ve marnlara rastlanmıştır. Su tablasının altındaki kalın ve üniform kumtaşı birimi 132 metre aşağıya kadar uzanır. Bunter çakıltaşı katmanlarında oluşan bu birim kaba-taneli gevşek-dokulu kum ile çakıl taşları ve çakılların gevşek karışımında oluşmuş bir ortamdandır. Çakıl tabakaların özellikle iyi sıkışmamış olduğundan dolayı kolaylıkla ufalanmıştır.

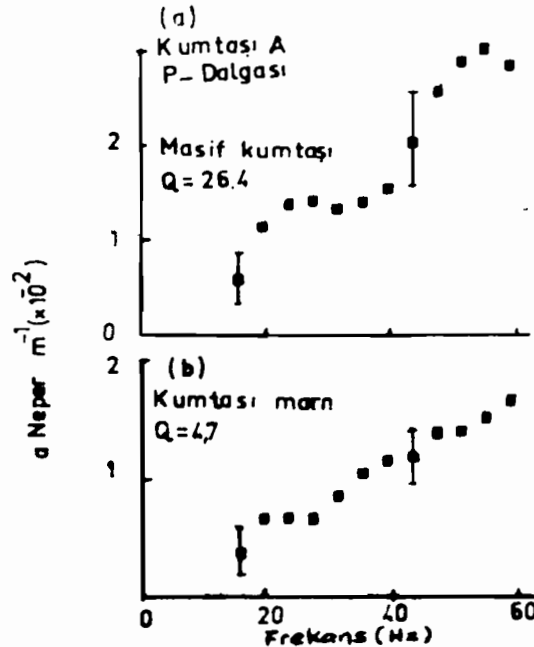
Aşağıda 160 metreye kadar uzanan öteki jeolojik birimler, dokuz metre kalınlığındaki marn birimi üzerinde uzanan kum ve marnların lamine olmuş birbirini izleyen bandlarından ibarettir. Su tablasının altındaki jeolojik birimlerin poroziteleri yüzeyde 35 ile 50 arasında değişir.

Çeşitli yerlerde kaydedilmiş ve filtrelenmiş tipik boyuna ve enine yatay dalga sinyalleri Şekil (3)'de gösterilmiştir. Şekil-4 Küresel dağılmaya göre düzeltilmiş zaman ortamındaki dalgacıkların peak to peak ölçülerini gösterir. Her veri noktası en azından iki ölçünün bir ortalamasıdır. (İki kaynaktan) Bazanda dört ölçünün ortalamasıdır. Veriler dağınık olmasına rağmen farklı sönüm özelliğine sahip iki bölge kolaylıkla birbirinden ayırtedilebilir. Yaklaşık 130 metredeki eğim değişikliği, ardışıklığı, ardışıklı kumtaşı-marndan üniform kumtaşına olan litolojik geçişi yansıtır. Herbir frekans bileşeni için Şekil-14'de verilen kalıcı sönüm eğrileri iki ana yapıyı gösterir. Her bölge için frekans bileşenlerine karşı kalıcı sönüm değerleri Şekil-5(a) ve 5(b)'de verilmiştir.

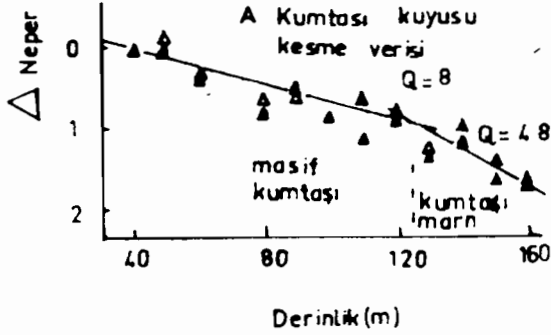
Her grafikte absorpsiyon katsayısı (α), frekansın fonksiyonu olarak gösterilmiştir. Şekil-4,5(a) ve 5(b)'deki sönüm değerleri arasında bir uygunluk görülmüştür. Zaman ortamında elde edilen kalıcı sönüm eğrisi Şekil-6'da verilmiş ve her veri takımı iki kaynak yönlerinde birini gösterir. Daha düşük seviyedeki kumtaşı ve marn serisinde boyuna dalgalar daha güç ayırtedilebileceğini göstermişlerdir. Bunun başlıca nedeni zaman ortamı dalgacıkların hakim frekansının düşük olması (23 HZ) ve bu iki bölge için görülen sönümlerdeki farkın çok küçük olmasındadır.



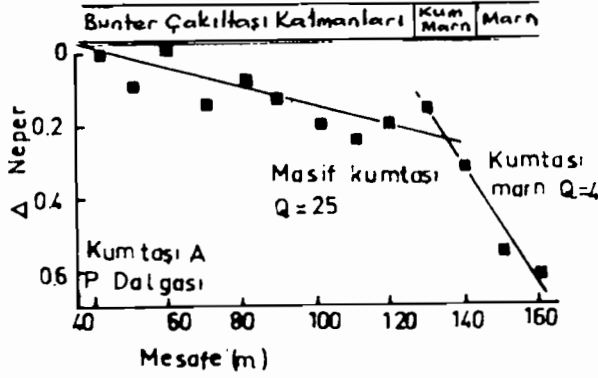
Şekil-3. Kumtaşı A bölgesinde kaydedilmiş boyuna ve enine yatay (SH) dalgaları



Şekil-5. (a) Kumtaşı için absorpsiyon frekans eğrisi
5. (b) Kumtaşı-marn bölgesi için absorpsiyon frekans eğrisi (Kumtaşı A'ya ait)



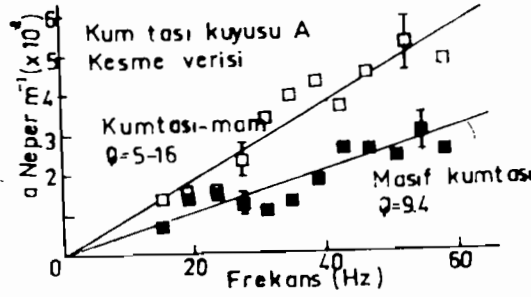
Şekil-6. Kumtaşı A. Enine-dalga (S) zaman-ortalama kalıcı sönüm profili karşılıklı kaynak yönlerinde elde edilen veriler içi dolu boş sembollerle gösterilmiştir.



Şekil-4 Kumtaşı A bölgesine ait P dalgası zaman ortamı kalıcı sönüm profili ve jeolojik kesit

Bu dalgaların teşhis edilmemesinin nedenlerinden biri polarizasyonun tesbiti sırasında çıkan hatalardır.

30 Hz den daha büyük frekanslar kullanıldığında frekans ortamı analiz, neticesinde iki bölgenin sönüm değerleri arasında belirgin bir fark bulunmuştur. Şekil-17 frekans ortamı sonuçlarını gösterir. İki metodla bulunan sönüm değerleri arasında bir uygunluk bulunmuştur.

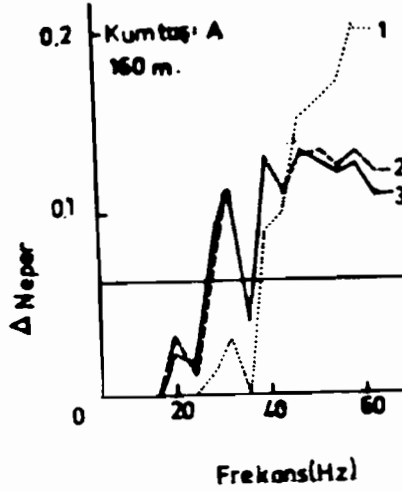


Şekil- 7. Kumtaşı A bölgesine ait enine dalga frekans ortamı sönüm sonuçları.

Dalga cephesi genişleme düzeltmelerinin geçerliğini kontrol etmek için bilgisayar modellenmesi yapılmıştır. Küresel dağılımın varolduğu kabulü halinde frekansda bağımsız ve hesaplanan spektral oranlar arasında uyumsuzluklar bulunmakta ise de bunların Şekil-4 ve 5'deki eğriler üzerindeki etkileri önemsizdir.

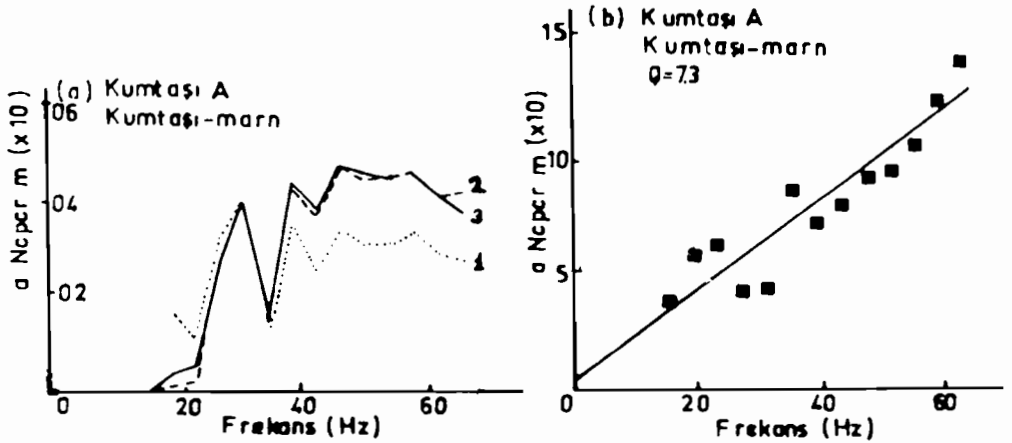
Bu kuyu için geliştirilen modelin önemli bir amacı, iki bölge için elde edilen absorpsiyon katsayıları üzerindeki ardışıklı kumtaşı-marndaki arakatmanların etkisini tesbit etmektir. Tabakalaşmanın frekansa bağlı filitreleme etkisi O'Doherty, Anstey (1971) ve Schoenberger, Levin (1974-1978) tarafından incelenmiştir. Özellikle ayrıntılı hız ve yoğunluk yapılarının önceden belirlenmesinden dolayı bu etki tahminlerimizde önemli şüpheler oluşturmaktadır.

Şekil-8'de 120 ile 160 metreler arasındaki ince bir tabakadan dolayı Δ azaldığını görürüz. Verilen sabit sönüm eğrileri, geçirgenlik kayıpları frekansdan bağımsız her arayüzeyde normal dalga gelişi kabul edilerek bulunmuştur. 30 Hz altındaki düşük frekanslarda arakatmanların geçirgenlik kayıpları önemsenmez. Buna karşılık yüksek frekanslarda yıkıcı girişimler sönüm kayıplarını artırırılar. Ana katmanların yapıcı ve yıkıcı girişimleri absorpsiyonu azaltır. Bu araştırmada belirli bir bölge için Q_p 'nin kesin değerinin seçimi yapılabildiğini ifade edilmiştir. Örnekleme aralığının küçük tutulması nedeniyle Şekil-8'deki sönüm modelinde önemli bir artış görülmemiştir.



Şekil-8. Hakiki sönümün çeşitli değerleri için Kumtaşı A'da 120 ve 160 metreler arasındaki iyi tabakalaşmanın filitreleme etkisi (1) sönüm yok, (2) $Q(\text{sönüm}) = -26.8$

Şekil-9 ardışıklı kumtaşı-marın için absorpsiyon katsayıları üzerindeki tabakalaşma düzeltmelerinin etkisini ve kesin düzeltilmiş absorpsiyon frekans eğrisini gösterir. Şekildeki üç eğri değişik dalga tipi seçimine karşılıktır ve her bir tabakada birinci yansımaların sönüm üzerinde en büyük etkiyi yaptığı görülebilir. Marın bölgesinde boyuna dalga sönümünde (Q_p) öncede belirlenen küçük fakat önemli artışlar elde edilmiştir.



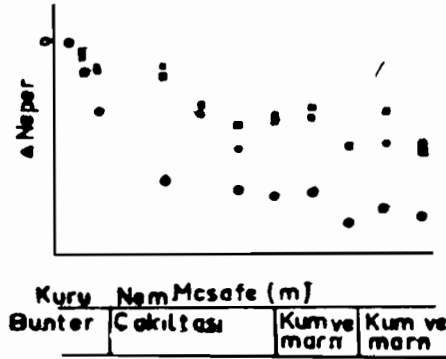
Şekil-9 (a) Kumtaşı A Ardışıklı kumtaşı-marındaki P (boyuna) dalga absorpsiyon katsayıları için düzeltilmiş eğriler.

(b) Ardışıklı kumtaşı-marın için frekans ve P (boyuna) dalga absorpsiyon eğrisi

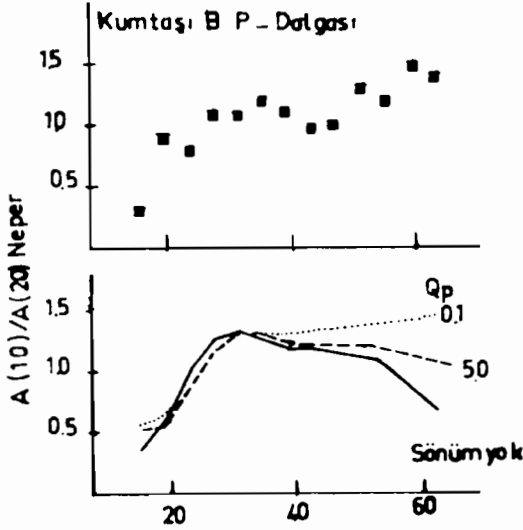
KUMTAŞI-B

Kumtaşı B sondajı öteki kuyuda elde edilen sonuçların kontrolünde kullanmak için açılmış ve Kumtaşı A gibi aynı jeolojik formasyonları kesmektedir. 72 metreye kadar aşağıya uzanan ana kumtaşı birimi Kumtaşı A bölgesinden karşılaşılan aynı çakıltaşı katmanlarından oluşmuştur. Fakat bu kuyudaki katmanlar birazda gözenekli ve üniformdır. 72 metre ile kuyunun tabanı arasındaki lito-loji oldukça değişkendir. 83 ve 90 metreler arasındaki asıl marn kuşağının öteki sondaj kuyusundaki ana kuşakla çok iyi korele edildiği görülmüştür. Mamafih B sondaj kuyusu, bu kuşağın altında daha büyük bir derinliğe kadar açılmıştır. İncelenen alanda marn karışımı serilere ve nisbeten düşük poroziteli katılmış kumtaşlarına rastlanmıştır. Bu kuyuda incelenmiş zon içinde 20 metre bir derinlikte su tabakasına rastlanmıştır. Su tabakası nedeni ile boyuna dalga hız değişimi gözlenmiştir. Aynı durumda, S dalga hızında hiç bir değişme gözlenmemiştir.

Şekil-10, boyuna (P) ve enine yatay (SH) dalga verileri için yapılmış zaman-ortam ön analizlerini gösterir. Su tabakası üzerindeki kaya biriminin boyuna dalga absorpsiyonu ilgili bir sonuç çıkarılmamıştır. Bu bölgede kaydedilen dalgacıkların kesme dalgaları, su tabakası yansımaları ve özellikle yakın alan etkilerinden dolayı karmaşık hale gelmişlerdir. Bu durum 10 ve 20 metre derinliklerde kaydedilen sinyallerden hesaplanmış spektral genlikler ile sentetik sismogram program kullanılarak elde edilen eğrilerin karşılaştırılması Şekil-11'de görülmektedir. Burada Qp'nin çok zayıf olarak belirlenmiş bir parametre olduğu görünmektedir.



Şekil-10. Kumtaşı B Boyuna (P) ve enine (S) dalga kalıcı sönüm eğrisi ve jeolojik kesit



Şekil-11 Kumtaşı B'nin 10 ve 20 metre derinliklerinde alınmış sismik sinyallerin spektral genlikleri ve modelendirilmiş oranları

40 metreden fazla derinliklerde bilgisayar modeli küresel dağılımın kabulünden ötürü hesap edilen sapmaların ölçülen hakiki sönüm değerleri yanında küçük kaldığını göstermektedir. Bu durum Bunter çakıltası katmanlarını iki alıcı lokasyona ayırır ve dolayısıyla bu kuyuda kumtaşı ve ardışıklı kumtaşı-marn arasında bir sönüm farkı gözlenmemiş olması araştırmacıların dikkatini çekmiştir.

5- TEBEŞİR DENEYİ

Berkshire'de Lambourn ve Winterbourne civarında iki sondaj kuyusunda (Tebeşir A ve B olarak belirtilmiş) çalışmalar yapılmıştır. Bu sondajlar üst orta ve alt tebeşir tabakalarını kesmektedir.

Pompa deneylerinde su geçirgenlik ve ısı profillerinden su tabakasının altında Tebeşir A'da 80-90 metreler arasında, Tebeşir B'de 40-50 metreler arasında bir çatlaklı ve geçirimli bölgeye rastlanmıştır. Bu deneyin asıl amacı, sönümün çatlakların varlığında veya yokluğunda etkilenip etkilenmediği olmuştur.

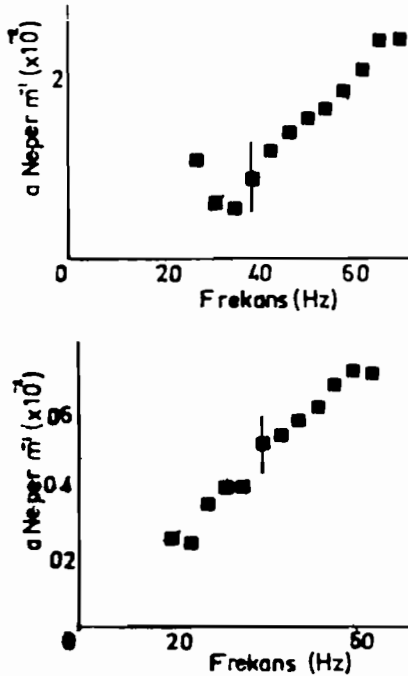
5.1. TEBEŞİR A

Küresel dağılım tahminlerinden giderek yapılan düzeltmelere dayanan boyuna (P) dalga zaman ortamı (domeni) kalıcı sönüm profili Şekil-12'de gösterilmiştir.

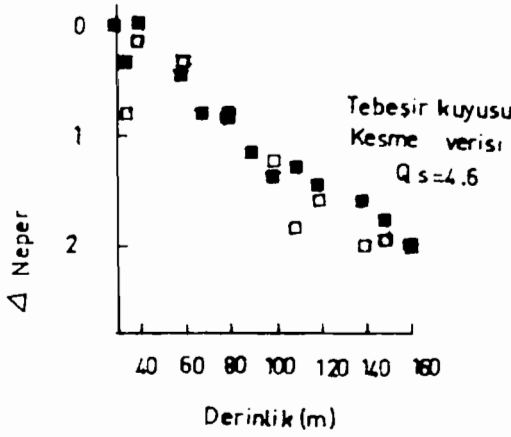
En büyük özellik bir su tablası üzerindeki bölgeye karşılık olan üç ayrı sönüm bölgesinin görülmesidir. Kalıcı sönüm eğrilerin yaklaşık 80 metredeki eğim değişmesi ile iki zon ayrıtedilmektedir. Yeraltı su tablası altında hemen hemen sabit olan bu değişme hıza bağlı değildir.

Daha yüksek sönümlü olan en üsteki zon daha önceki bölümde (sözü edilen çatlaklı tebeşir bölgesine karşılık gelmektedir. Bu nedenle boyuna dalga sönümünde görülen artışı çatlakların varlığına bağlamak mümkün görünmektedir.

Bilgisayar modellenmesi daha önceki bölümde bahsedildiği gibi arakatmanlarda ve dalga cephesi genişlemesinden ileri gelen hataları düzeltmek için yapılmıştır. Fakat önemsenmeyecek derecede hatalar görülmüştür. Şekil-13'de, yapılan bütün düzeltmelerle birlikte çatlaklı ve çatlaksız bölgeler için frekans ortamı sonuçları gösterilmektedir. Bu araştırmada kesme deneyi sonucu elde edilen dalgacıkların spektral analizlerinden açığa çıkarılan zaman ortamı profili ve Şekil-14'deki frekans bileşeni profilleri kesme sönümünün yaklaşık olarak bütün tebeşir kesiti için üniform olduğunu göstermişlerdir. Yeraltı sutablasının hemen yanında ve çatlaklı zondaki sönüm değerlerinde hiçbir değişme gözlenmemiştir. Bu durum enine dalga sönümünün (Q_s) çatlakların bulunmasından ve kaya tabakalarının yeraltı sutabkasının altında yada üstünde olması halinde etkilenmediğini gösterir. Verilerdeki geniş dağılıma, bu sonucun kesin olarak kabul edilmemesini göstermektedir.



Şekil-13. Tebeşir A'ya ait (a) çatlaklı, (b) çatlaksız bölgeler için absorpsiyon frekans eğrileri



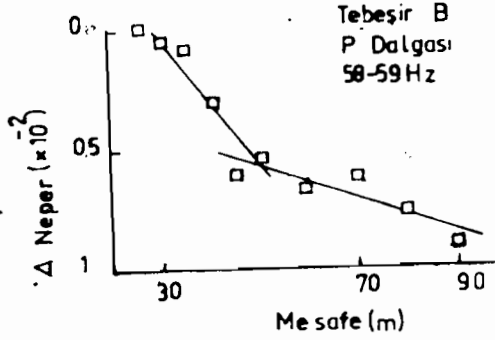
Şekil-14. Tebeşir A'ya ait kesme dalgasının zaman ortamı kalıcı sönüm profili. (Ters ve düz atışlardan elde edilen veriler içi dolu ve boş olan sembollerle gösterilmiştir.)

5.2- TEBEŞİR-B

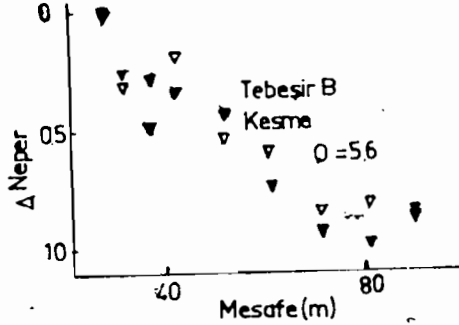
5.5 Hz'nin üstündeki en yüksek frekans bileşenleri dışında kalan bileşenler için bu kuyuda elde edilen boyuna dalgacıkların dalga cephesi genişlemesi, frekans ve hıza bağlı yakın saha etkilerinden kuvvetli bir şekilde etkilendikleri gösterilmiştir. Bilgisayar programının kullanılması ile gerekli düzeltmeler yapılmıştır. Şekil-15 Küresel dağılımın yeterli olduğu 58-59 Hz frekansı için kalıcı sönüm profilini gösterir. Daha küçük dalga boyları ve en düşük hızlar ise saha terimlerinin etkisinin bir belirtisidir. Zaman ortamı analizi Şekil-16'da gösterilmiştir. Daha önce belirtildiği gibi çatlaklı bölgelerde yüksek P dalga sönümüne rastlanmıştır. Enine dalga verisindeki büyük dağılım, herhangi bir neticeyi çıkarmayı önlemektedir. Gelecek bölümde sunulan sonuçlar, bu verilerin frekans ortamı analizlerinden elde edilmiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Dört mekanik sondaj çalışmalarında elde edilen sönüm sonuçları tablo birde özetlenmiştir. Sentetik sismogramlarla düzeltilmiş boyuna dalga değerleri yıldızlarla gösterilmiştir. Bu düzeltmeler, elde edilen sismik dalgaların dalga cephesi genişlemesindeki anomaliler için yapılmıştır. Kumtaşı sondaj kuyularında ise düzeltmeler ara katmanların oldukça küçük etkileri için yapılmıştır. Genellikle geometrik dağılım için başlangıç analizinde kullanılan tahminlerin geçerli olduğu bulunmuştur. Araştırma bölgesinin yakın saha bölgesi içinde kaynaktan bir dalga boyu uzakta olduğu ya da yakın saha bölgesi civarında büyük bir hız farkı olduğu hallerde geçerli olmadığı bulunmuştur.



Şekil-15. Tebeşir B'ye ait (58-59) Hz frekansları için P dalgası kalıcı sönüm profili

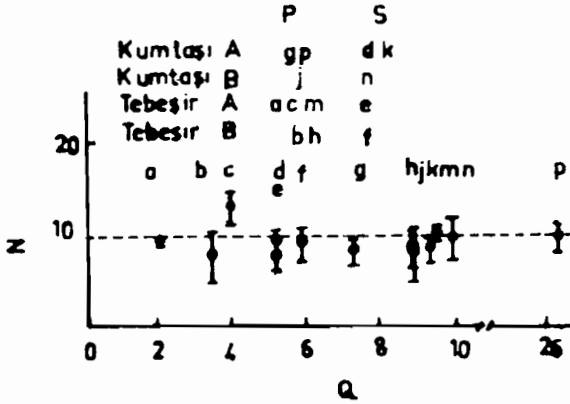


Şekil-16. Tebeşir B'ye ait enine dalga'nın zaman ortami kalıcı sönüm profili

Tüm sönüm değerleri her çalışmada çok sayıdaki küçük dalga boylarından, spektrumun band sınırlı yapısından veri kayıt ünitesinden doğan hatalardan dolayı az bir miktar hata payı içermektedir. Ancak duyarlılık, sönüm değerlerindeki değişimleri anakayanın yapısındaki veya litolojideki farklılıklarla korele edilebilir bir yeterlilikte olmuştur. Şekil-10'da N indeksi terimlerinin frekansa bağlı olduğu, sönümün bir fonksiyonu olarak Şekil-17'de verilmektedir. Araştırılmış bütün litolojilerde sönümün frekansla lineer olarak arttığı gözlenmiştir. Ortalama $N \pm 0.15$ 'lik standart bir hata ile 0.92 olarak bulunmuştur. Tebeşir ve kumtaşı litolojilerindeki enine ve boyuna dalga sönümleri arasında sistematik farklılıklar görülmemiştir. Bu sonuç kayalarla ilgili yerinde ve laboratuvar da öncede yapılmış ölçülerle hemen hemen uygunluk sağlamaktadır. (Knopoff 1956, Attewell ve Ramana 1966, Tullis ve Reid 1969, Hamilton 1972)

Aslında sönüm (Q) tahminlerimiz, yüzeye yakın gözenekli tabakalarda ve kabaca 20-65 Hz frekans aralığı için geçerlidir. Genellikle zaman ortamı analizi, frekans analizi tahminleri ile uygunluk sağlamaktadır. Ancak frekans ortamı analizi daha hassas bir sönüm tesbitine imkan vermektedir. Zaman ortamı analizinin iyi tarafı, sinyallerin fouier analizini yapmaya gerek duyulmamasıdır. Sonuçların geçerliliği, dar bant sinyal amplitüdünün azalmasını, sinüs dalga büyüklüğünün azalması ile açıklanabileceği varsayımına dayanmaktadır. İki yöntemin sonuçlarının uygunluk göstermesi tahminlerimize daha fazla güven getirmektedir.

Tablo 1'de verilen ölçüler Kumtaşı A'da boyuna ve enine dalga sönümlerinin, Bunter kumtaşı bölgesi için 26.4 ve 9.4 olduğunu gösterir. 26.4 sönüm değeri, O'Brien'in Bunter kumtaşı'nın hakiki boyuna dalga sönüm değeri olarak daha önce bulduğu 25 sönüm değeri ile uyumludur. Bu değerler (3.5-14) KHz frekans aralığında Hamilton tarafından yerinde yapılan ölçmelerle de uygunluk sağlamıştır.



Şekil-17. Frekans-güç indeksi (N) değerlerinin karşılaştırılması

A tebeşirinden elde edilen sönüm verileri, yeraltı sutabakası altında yaklaşık 40 metreye kadar uzanan çatlaklı tebeşir zonunda yüksek boyuna dalga sönümü gösterirken, bunun altındaki nispeten homojen tebeşir tabakasının sönümü önemli ölçüde küçüktür. B tebeşirinde de boyuna dalga sönümüne benzer bir fark görülmüştür. A tebeşirinde yeraltı sutabakası üzerindeki bölgeye ait boyuna dalga sönümü, yeraltı sutabakasının altındaki bölgede elde edilen boyuna dalga sönümünden daha büyük olduğunu göstermişlerdir.

Buna karşılık her iki kuyuda elde edilen enine dalga sönümlerinin farklı olduğunu belirtmişlerdir. Benzer bir sönüm yapısına rastlanmayışının nedeni, veri dağınıklığı ve kesme absorpsiyonuna karşı duyulan duyarsızlık olabilir. (Veri dağınıklığı enine dalgası için daha büyüktür.)

A tebeşirine ait ölçülerdeki hatalar ve veri dağılımlarının incelenmesi, çatlaklı zonun altındaki bölgeye ait Q_s 'nin (enine dalga sönümü) bu zonun üstündeki bölgeye ait Q_s 'nin 1.5 katından daha büyük olduğunu göstermiştir. Kaya tabakasının yeraltı suta-bakasının altında veya üstünde bulunması ya da kayanın çatlaklı ya da çatlaksız olması halinde enine dalga sönümü (Q_s) (en azın-dan düşey olarak yayılan enine dalga halinde) boyuna dalga sönü-müne (Q_p) göre daha az etkilenmektedir.

Genel olarak, tebeşirde yerinde yapılan sönüm ölçmelerinin değerleri, karbonatlar üzerinde laboratuvarlarda yapılan deneyler-le elde edilen değerlerden oldukça daha küçüktür. (Örnek, bak Knopoff 1964). Ancak araştırılan tebeşir tabakası hayli gözenek-li (% 30 ayrılmış) ve yüzeye yakın uzanır. Daha da önemlisi kul-lanılan frekanslı laboratuvar ölçmelerinde kullanılan daha kü-çüktü. Gallagher ve Lashin Mounds ve Oklahoma'da yerinde yaptık-ları sönüm çalışmalarında (1978'de 48.ci SEG toplantısında yayın-lanmıştır.) ve kısmen karbonatlardan ibaret yaklaşık 1 kilometre bir derinliğe kadar uzanan bir jeolojik birimde oldukça düşük bo-yuna dalga sönümü elde etmişlerdir.

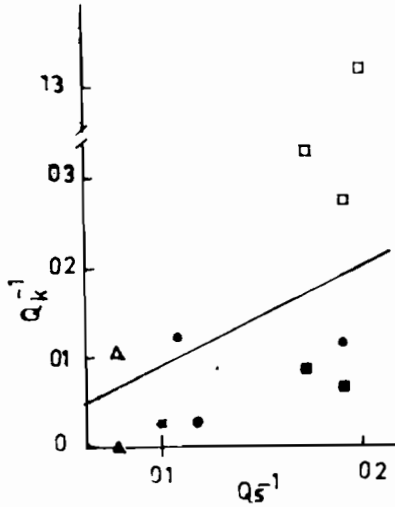
A tebeşirinde, yeraltı suta-bakası üstünde bulunan bölgede yük-sek boyuna dalga sönümüne rastlanmıştır. Tabakanın kısmen su ile doygun olduğu hallerde elde edilen ölçüler, laboratuvar ölçüleri ile uygunluk göstermemektedir. (Spencer 1979, Mavko ve Nur 1979), Dütta ve Ode 1979)

Bütün bu araştırmalarda boyuna dalga sönümünün (Q_p) litolo-jideki değişmelere karşı enine dalga sönümüne göre daha duyarlı olduğu bulunmuştur. Bu biraz enine dalga ölçmelerindeki hatalar-dan ileri gelmekte ise de bu değişimleri Bulk absorpsiyon faktö-rü ile Q_p, Q_s, V_p ve V_s gibi ifade etmek yararlı olacaktır.

$$Q_k^{-1} = \frac{Q_p^{-1} (V_p/V_s)^2 - 4/3 Q_s^{-1}}{(V_p/V_s)^2 - 4/3} \quad (9)$$

(1979) Spencer, Berea kumtaşı üzerinde laboratuvarında yaptığı deneylerde Bulk sönümünün tuzlu suya doygun numuneler için ihmal edilebilir ve kısmen suya doygun numunelerde elde ettiği enine dalga sönümünde daha büyük olduğunu bulmuştur. Bulk sönümü sıfır olduğu zaman (9) nolu denklem aşağıdaki şekli alır.

$$Q_p/Q_s = 0.75 (V_p/V_s)^2 \quad (10)$$



Şekil-18. Bulk ve enine dalga absorpsiyon değerlerinin karşılaştırılması

- Bunter masif kumtaşı
- Karışık kumtaşı-marn
- Çatlaksız ıslak tebeşir
- Çatlaklı ve kısmen suya doymuş tebeşir
- * Pierre Şeyline ait (Mc Donal 1958)
- ▲ Islak ve kısmen suya doymuş kumtaşı (Sperce)

Şekil-18, Bu çalışmadaki verilerde hesaplanan Q_k^{-1} (Bulk Sönümü), Q_s^{-1} (enine dalga sönümü)'nin bir fonksiyonu olarak gösterir. Mc Donal'ın (1958) Pierre Şeylindeki ölçüleri ile Spencer'in (1979) Berea Kumtaşı üzerindeki ölçüleride Şekil-18'de verilmiştir. Bu grafikten, kesme sönümünün, Pierre Şeylinde, Bunter Kumtaşı'nda ve çatlaksız tebeşir gibi suya doymuş nisbeten homojen tabakada hakim olduğu görülür.

Bütün bu durumların dışında çatlaklı tebeşir tabakalarında kısmen suya doymuş kayaçlarda ve karışık litolojik birimlerde Bulk kayıpları kesme kayıplarından daha büyüktür. İstisna olan veri noktası kumtaşı A sondajındaki ardışıklı kumtaşı-marna karşılıktır. Homojen suya doymuş kayaçlardaki absorpsiyonun kesme sönüm mekanizmasından ileri geldiği görünür. Çatlakların olması veya kayacın kısmen suya doymuş olması hallerinde Bulk sönümünün toplam P dalgası sönümüne katkısı artmıştır.

Eğer sönüm anizotropisi çeşitli jeolojik birimlerde mevcut ise belirtilen Bulk absorpsiyon faktörlerinin gerçek değerler yerine etkin değerler olarak alınması gerekmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada çıkarılan temel sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenmiştir.

1- Veri kalitesinin sınırlı olması frekansa bağlı ölçülen absorpsiyon hakkında kesin konuşmayı engeller. Ancak veriler sabit bir sönüm mekanizması (veya mekanizmalarla) ile uyumlu görünmektedir.

2- Sönüm değerleri (Q) genelde daha derin kuyularda yapılan deneylerde elde edilip te yayınlanmış değerlerden daha düşüktür. Bu verileri açıklayacak herhangi bir sönüm mekanizmasında nisbeten yüksek porozite, geçirgenlik veya düşük örtü tabakası basıncının hakim birer faktör olması muhtemeldir. Ancak masif Bunter kumtaşında elde edilen sönümün başka araştırmacıların benzer formasyonlardaki ölçüleri ile tam bir uyum sağladığı da görülmektedir.

3- Tebeşirdeki boyuna dalga sönümü (Qp) sismik hızlara ve Qs'e göre çatlaklara karşı daha hassastır. Qp'nin formasyonun yeraltı su tabakasının altında ya da üstünde olma durumuna göre daha duyarlı olduğu görülmektedir. Su tabakası üstündeki tebeşir tamamen kuru olmaktan ziyade hemen suya doygun ise bu sonuç laboratuvar ölçümleri (Spencer, 1979) ve teori (Mavko ve Nur, 1979) ile tutarlı olmaktadır.

4- Masif kumtaşındaki boyuna-dalga sönümü (Qp) bir kumtaşımarn karışımı için elde edilen sönümden daha da büyüktür. Sönümdeki fark ara katmanların durumu ile açıklanamamaktadır. Enine dalga sönümünde daha düşük farklar olmaktadır.

5- İncelenmiş çatlaksız tebeşir ve masif Bunter kumtaşı gibi nisbeten homojen formasyonlarda kesme sönümü Bulk sönümünden daha büyüktür. Bu özellik, Mc Donal'ın (1958)'de üniform Pierre Şeylin de, yerinde yaptığı ölçülerde ortaya çıkarmıştır. Mamafih Bulk sönümü çatlaklı veya kısmen suya doygun kayalarda hakimdir. Neyazık ki yerindeki değerlerde elde edilen Bulk ve kesme sönümünün karşılaştırılması mümkün olmamıştır. Buda literatürde rapor edilen kesme sönüm araştırmalarının çok az sayıda olmasından dolayıdır. Mamafih bu sonuçlar, Bulk sönümünün bir absorpsiyon mekanizmasının belirlenmesi için yararlı olabilecek bir parametre olarak görünmektedir.

Genelde sönüm, gözenekli yakın-yüzey tabakasındaki litolojinin çok duyarlı bir göstergesi olarak bulunmuştur. Bu araştırma bir sismik çalışmanın, sönümün sismik hız kadar yararlı bir teşhis aracı olabilecek şekilde düzenlenebileceği ümidini arttırmaktadır.

Tablo-1. Bu çalışmada elde edilen sönüm değerlerinin özetini göstermektedir. Bütün bu sönüm değerleri frekans ortama analizine aittir.

Sondaj Kuyusu	Litoloji	Vp	Vs	Qp	Qs
Kumtaşı A	Masif Bunter Kumu Ardışıklı kumtaşı-marn	2285 16	816 23 917 14	26.4 3.6 7.3 1	9.4 1.2 5.16 1.14
		2232 27	906 27	9 2	10 2.3
Tebeşir A	Kuru Çatlaklı-çatlaksız	1700 130		2 0.2	
		2580 80	1258 24	4 1.5	5.2 1.2
		2650 80		9.6 0.8	
Tebeşir B	Çatlaklı çatlaksız	2485 20	1160 14	3.15 1.5 9.2 2	5.9 2

Tablo-1. Elde edilen sönüm değerleri