



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

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

11



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

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



Ekim [October] / 1975
Cilt [Volume]: 3

Sayı [Issue]: 11

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Deprem ve Parametreleri [Earthquake and Its Parameters]

Ahmet TABBAN, Sinan GENÇOĞLU 7-83

**DEPREM
ARAŞTIRMA
ENSTİTÜSÜ
BÜLTENİ**

11

**DEPREM
ARAŞTIRMA
ENSTİTÜSÜ
BÜLTENİ**

11

**DEPREM ARAŞTIRMA
ENSTITÜSÜ BÜLTENİ**



Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi
İmar ve İskan Bakanlığı adına
Teoman Güzey
Müsteşar Muavini



Yazı İşleri Müdürü
Oktay Ergünay
Deprem Araştırma Enstitüsü
Başkanı



Yönetim Yeri ve Yazışma Adresi
Deprem Araştırma Enstitüsü
Başkanlığı, Konur Sokak No. : 4/2
Yenişehir/ANKARA



Telefon : 18 66 29 — 17 69 55



Basıldığı Yer
Baylan Matbaası 17 75 34 — 25 07 85



İlanlar pazarlığa tabidir.

Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni

YIL : 3

SAYI : 11

EKİM 1975

BU SAYIDA

DEPREM
ve
PARAMETRELERİ **Ahmet TABBAN**
Sinan GENCOĞLU

D E P R E M
ve
P A R A M E T R E L E R İ

Ahmet TABBAN
Jeoloji Bölümü
Baş Uzmanı

Sinan GENÇOĞLU
Sismoloji Bölümü
Baş Uzmanı

BÖLÜM I. DEPREM OLAYININ ÖZELLİKLERİ

I.1. Deprem Tarihcesi :

Deprem, doğal olayların en korkunç olanlarındandır. Dünyanın oluşumundanberi, sismik yönünden aktif olan bölgelerde depremlerin ardışıklı olarak oluştuğu ve bunların sonucunda milyonlarca insanın ve barınaklarının yok olduğu bilinmektedir.

Bu büyük doğal afet karşısında insanların davranışı, batıl inanışlarla karışık korku halinde olmuştur.

Depremlere ait ilk tarihi kayıtlar, milattan önce 1800'e kadar uzanır. Aristo, deprem konusuyla uğraşarak sınıflandırmasını yapmış, sonraları M.S. 132 de Çin'de deprem hareketini gösterebilen ilk araç yapılmıştır. 1760 da İngiltere'de John Micheell depremlerin yer kabuğundaki dalga hareketleri ile ilgili olduğunu belirten bazı yayınlarda bulunmuştur. 1840 da Von. Hoff bütün dünyayı kapsama içine alan bir deprem kataloğu yayınlamıştır.

1857 de Büyük Napoli depreminden sonra İrlanda'lı mühendis Robert Mellet depremle ilgili ilk arazi çalışmasını yapmış ve bölgenin hasarla ilgili haritasını hazırlamış ve depremleri kaydedebilmek için yeryüzünde birtakım gözlem evlerinin kurulmasını önermiştir.

Daha sonraları İtalya'da Palmieri, yakın ve uzak depremleri kaydedebilen bir (sismograf) araç yapmıştır.

Bu şekilde sismik yönden ilerlemeler olurken, elastik dalgaların incelenmesi, yansıma ve kırılma denklemlerinin çıkarılışı ve deprem dalgaları ile ilgili teorilerin ortaya konulması sismolojinin gelişmesine büyük katkıda bulunmuştur.

1897 de Oldham, deprem kaydedicilerden alınan kayıtlar üzerindeki gözlemlere dayanarak P ve S dalgalarının matematiksel teorilerini denklemlerle ortaya koymuştur. Bu gelişmeler yanında 1880 de Japonya'da meydana gelen bir deprem sonrası ilk olarak «Japonya Sismoloji Derneği» kurulmuş ve araç yapımına başlanmıştır. Büyük depremlerin ardından 1. Eylül 1923 de Tokyo çevresinde meydana gelen Büyük Kanto Depreminden sonra Tokyo Üniversitesinde «Deprem Araştırma Enstitüsü» kurulmuştur. Böylelikle, 19 yüzyılın ikinci yarısından sonra depremler bilimsel yönden incelenmeye başlanmıştır.

I.1. 1 DEPREMİ OLUŞTURAN ETKENLER

20. yüzyılın başında çok duyarlı deprem kaydediciler, yerin biçim değiştirmesini, eğimini ve dalga hareketlerinin ivmelerini kaydeden, güvenilir sismik araçların yapılması ile sismolojide yeni bir dönem başlamıştır.

Deprem kaydedicilerden sağlanan kayıtlarla, depremlerde yayılan dalga türlerini, yayılırken uğradıkları değişimleri ve geçip geldikleri yer içi ortamının yapısını ve özelliklerini öğrenmek imkânı sağlanmış olmaktadır.

Yer yüzünde oluşan depremlerin, yanardağların ve tektonik olayların kaynağının, yeriçi kuvvetleriyle ilgili olduğu bilinmektedir. Fakat temel konu yeriçi kuvvetlerinin ne olduğudur. Son yıllarda yer içindeki sıcaklık dağılımını ve bunun derinlikle nasıl değiştiğini anlama olanakları ortaya çıkmıştır. Elde edilen sonuçlara göre, yerin merkezinden dışarıya doğru sıcaklık azalmakta, yani yerin dış kısımları soğumaktadır. Bu şekildeki sıcaklık dağılımının sonucunda kabukta gerilmeler olmaktadır. Yer içindeki biriken ve kabuk kısmını zorlayan ısı enerjisi, mekanik enerjiye dönüşerek derinlerdeki ergimmiş maddeleri çok yavaş olarak harekete geçirmekte ve dünyanın belirli yerlerinden çeşitli şekillerde yeryüzüne çıkmaya zorlanmaktadır. Bu derinden gelen maddelerin yeryüzüne çıktıkları sahalar, Okyanuslarda su altında bulunan sıradağlar ve volkanlar şeklinde görülmektedir. Bu sıradağlar, Atlantik Okyanusunun ortasında, Pasifik Okyanusunun doğu kısmında, Hint Okyanusunda, Kızıl denizin ortasında ve bazı alanlarda bulunmaktadır. İki tarafa yayılarak yüze çıkan bu maddeler, jeosenklineal olarak tanımlanan Okyanuslardaki derin çukurluklarda tekrar derinlere dalmaktadır. Bu işlem çok yavaş olarak devam etmektedir. (yılda 1-5 cm arasındadır). Dünyada başlıca depremlerin olduğu yerler, derindeki maddelerin yüze çıkış yerleri ile batış yerleridir.

Bununla birlikte yer içindeki enerjinin toplanmasına sebep olan olaylar ise tam olarak anlaşılmiş değildir. Bu bakımdan, yer kabuğunun ani kırılmalarının nedeni, henüz teorilerle açıklanamamaktadır. Deprem oluşuna ilişkin birçok teoriler ortaya atılmıştır. Bugün için en geçerli olanı 1906 yılında Amerika'da San Fransisko depreminden sonra H.F. Reid tarafından önerilen «Elastik Kırılma Teorisidir,»

Bu teoriye göre, belirli bir yerde biriken elastik deformasyon enerjisinin kritik değere gelmesi sonucunda ani bir kırılma yada yırtılma hareketi ile deprem olmaktadır.

Bir bölgede depremden önce, deprem sonrası açılacak fayın her iki tarafında yavaş yavaş elastik deformasyon meydana gelmekte ve kayaların içinde potansiyel enerji birikmektedir. Gerilme kuvvetinin zamanla artan etkisine dayanamayan kayaç kütlelerinin, kritik değere ulaşması sonucu ani olarak kırılmasıyla yeni bir fay oluşmakta ya da eski bir fay sistemi harekete geçmektedir. Bu işlem sırasında uzun zamandan beri toplanmış bulunan potansiyel enerji serbest hale geçmekte ve fay yüzeylerinin birbirlerine sürütülmesi ile elastik deprem dalgaları her yönde yayılarak yer kabuğunda sarsıntılar oluşturmaktadır. Tektonik depremlerin kaynağı ile ilgili olan bu görüş laboratuvar deneyleriyle de doğrulanmıştır.

1.2 Deprem Türleri

Depremler oluş nedenlerine göre üç gruba ayrılmaktadır.

1 — **Tektonik Depremler** : Yeryüzünde meydana gelen depremlerin % 90 nı bu sınıfa ilişkin depremler olarak belirlenmektedir. Oluşumu yukarıda açıklanmıştır. Bu nedenle genç, aktif fayların bulunduğu bölgeler deprem yönünden

tehlikeli olmaktadır. Bir deprem sonucunda kabukta bozulan dengenin sağlanması için, esas depremin ardından Replik denilen küçük depremler oluşmaktadır. Türkiye'de oluşan depremlerin hemen hemen hepsi bu gruba dahildir.

2 — **Çöküntü Depremleri** : Yeraltındaki boşlukların (Mağara), kömür ocaklarında galerilerin, tuz ve jipsli arazilerde erime sonucu olan boşluklarda tavan bloğunun çökmesi ile oluşan depremlerdir. Bunların yayılma alanları yerel olup, enerjileri azdır.

3. **Volkanik Depremler** : Volkanların püskürmeleri sırasında oluşan depremlerdir. Yerin derinliklerindeki ergimiş maddenin, yeryüzüne çıkışı sırasındaki fiziksel ve kimyasal olaylar sonucunda oluşan gazların yapmış oldukları patlamalarla bu gibi depremlerin meydana geldiği bilinmektedir. Bunlar da yanardağlarla ilgili olduklarından yereldir. Japonya ve İtalya'da oluşan depremlerin bir kısmı bu gruba dahildir.

1.3 Faylar

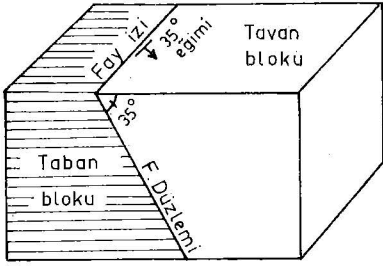
Yer kabuğundaki defomasyon enerjisinin artması sonucunda, depremin meydana gelmesini hazırlayan, kayaların kırılarak yer değiştirmesini sonuçlayan dislokasyonlara Fay denilmektedir. Kırılmanın meydana geldiği düzlem Fay Düzlemi olarak tanımlanmaktadır. Birbirlerinden ayrılan bloklar (kompartmanlar) bu düzlem boyunca kayarak yer değiştirirler. Fay düzleminin üzerinde kalan bloka Tavan Bloku, altında kalan bloka ise Taban Bloku denilmektedir. Şekil 1. de, bu tanımlamalar gösterilmiştir. Taban ve Tavan bloklarının evvelce bitişik noktalarının yer değiştirmelerini gösteren uzaklığa da Atım denilir.

Faylar, oluşmaları sırasında yer değiştiren blokların düzlem üzerindeki hareket doğrultularına göre sınıflara ayrılarak incelenebilmektedir. Arazide en çok izlenen fay türleri aşağıda belirtilmiştir.

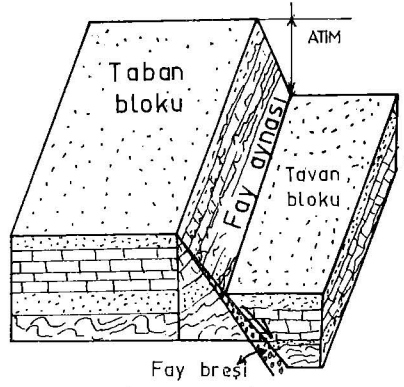
i. **Normal Fay** : Tansiyon kuvvetlerinin etkin olduğu bu fay türünde, aynı düzeyde olan tabakalardan bir kısmı, fay düzlemi üzerinde, fay düzleminin eğimli olduğu tarafa (Tavan bloku, Taban blokuna göre aşağıya doğru) kaymıştır, yani iki blok birbirinden uzaklaşmıştır. Marmara Bölgesindeki depremlerde bu tür fayların oluştuğu görülmüştür. Şekil 2. de, Normal fayın konumu gösterilmiştir.

ii. **Ters Fay** : Aynı düzeyde bulunan tabakalardan tavan bloku, taban blokuna göre fay düzlemi eğiminin tersi doğrultuda yukarı doğru kayar ve her iki blok birbirine yaklaşarak, biri diğerinin üzerine abanmış bir durum gösterir. Bu tip faylar, yer kabuğundaki yanal basınçların etkisiyle oluşmaktadır. Fay düzleminin eğimi 45° den küçük olursa, Bindirme veya Şariyaj meydana gelmektedir. Ters fayın konumu Şekil 3. de gösterilmiştir.

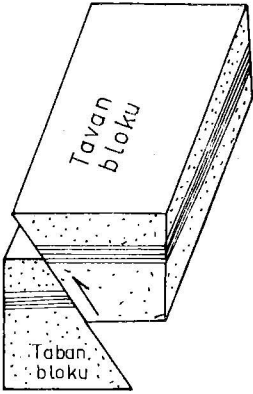
iii. **Yatay Fay (Doğrultu Atımlı Fay)** : Fay bloklarının birbirlerine göre hareketleri, fay düzlemi boyunca, yatay olan hareketten meydana gelmiştir. Yani, iki blok birbirinden yatay doğrultuda uzaklaşmıştır. Bu durumda, bloklardan birisi üzerinde duran ve öbür bloka bakan bir kimseye göre, karşı blokun sağa ya da sola doğru kaymış olmasına göre fay, Sağ ya da Sol Atımlı (yönlü) olarak tanımlanır. Yurdumuzdaki Kuzey Anadolu Fayı, sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Şekil 4 ve 5. de fayın konumu gösterilmiştir.



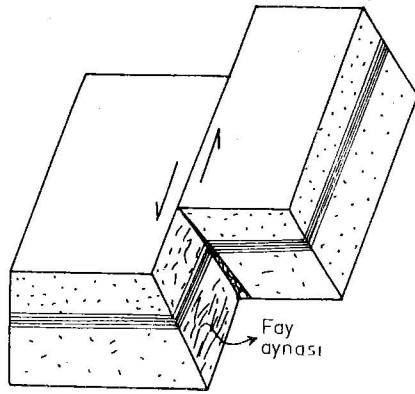
Şekil.1. Fay elementarı.



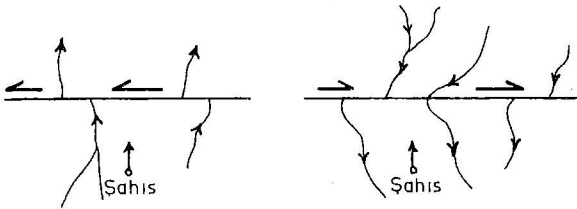
Şekil.2. Normal fay.



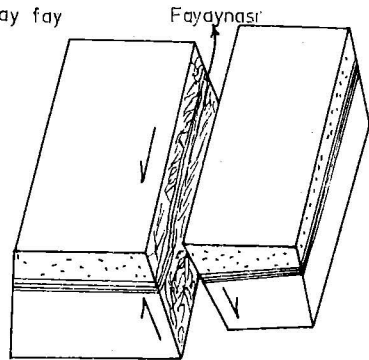
Şekil.3. Ters fay.



Şekil.4. Yatay fay



Şekil.5. Sol ve sağ atımlı fay.



Şekil.6. Verev fay.

iv. **Verev Fay** : Blokların yatay hareketinden sonra, bir tanesi düzey olarak hareket ederse, Verev Fay denilen şekil oluşmuş olmaktadır. Şekil 6. da bu durum gösterilmiştir.

Büyük depremlerden sonra arazide çoğu zaman bu fay tiplerinden birini görmek olanağı vardır. Bunların dışında, iki normal fay arasındaki blokun aşağı doğru çökmesi ile meydana gelen çukurluklara Graben-Tektonik Çukur - Çöküntü Havzası denilmektedir. Batı Anadolu'daki nehirler, vâdiler ve ovalar, birer graben olarak belirmektedir. İki normal fay arasında yüksekte kalan bloklara da Horst denilmektedir. Çöken yandaki kompartman aşağıya doğru birbirinden uzaklaşır. Tansiyonel gerilmelerin etkisi altında meydana gelirler. Ayrıca, fay düzlemleri birbirlerine paralel fayların bir araya gelmesi ile oluşan faylara da basamaklı faylar denilmektedir.

Yer kabuğunda fayın oluşması âni bir hareket değildir. Arz kabuğunun belirli bir parçası, uğradığı gerilmelerin etkisi ile deformasyona uğrar ve sonunda blok kırılır. Bu kırılan parçalar kayarak birbirinden uzaklaşır. Faylar, mekanik bakımından kesme ve kayma hareketleridir. Kabuktaki değişik basınçların etkisiyle ve elastik deformasyondan sonra oluşurlar.

Fayların arazide tanınması önemli bir nokta olarak belirlenmektedir. Mühendislikte, özellikle büyük yapıların yerlerinin seçiminde, fayın varlığının ve yerel etkilerinin bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Çünkü fayın konumu, seçilen yerin uygunluğunu, yapı maliyetini ve plânlamayı etkilemektedir. Fay yerinin belirlenmesi için jeofizik ve jeolojik yöntemlerle arazi çalışmaları yapılması gerekmektedir. Fayın sahada gözlemsel olarak tanınmasına olanak sağlayan belirtiler şöylece sıralanabilir.

- i) Arazide tabakaların cins ve yaş bakımından devamsızlığı görülebilir. Örneğin, kalker formasyonu yanında konglomera ya da kumtaşının bulunması, II. Zaman tabakası yanında III. Zamana ait tabakaların bulunması gibi, düzensiz kontakların varlığı bir fayın bulunabileceğini göstermektedir.
- ii) Fay düzleminde rastlanan ayırtman şekiller. Bunlar, ayrılan iki kompartmanın fay düzleminde sürtünmesi sonucunda oluşan cilalı yüz (Fay Aynası), Fay Breşi, Milonit (Mikro breş) gibi oluşumlarla belirlenmektedir.
- iii) Arazide görülen diğer veriler. Genellikle topoğrafyanın durumu, yani seviye ya da basamaklı bir yapı göstermesi ve bir hat boyu gözlenebilen sıcak su kaynakları fayın tanınmasında önemli olanaklar sağlamaktadır.

BÖLÜM II. DEPEM DALGALARININ YAYILMASI

II.1. Elastik Dalga Türleri

Deprem dalgalarının yayılması bakımından yer kabaca, hızın derinlikle değiştiği küresel bir ortam olarak varsayılabilir. Yer içinde bir noktada oluşan deprem nedeniyle meydana gelen dalgalar, yer tabakalarını geçerek yer yüzeyine varırlar ve yüzeyde yansırırlar. Yer içindeki dalga hızı derinlikte arttığından, deprem ışınının yörüngesi yukarıya doğru içbükey şeklindedir. Elastik özellikleri ani den değişen ortamların sınır yüzeylerinde yansıma ve kırılmalara uğrarlar. Ge-

nel olarak gelen bir tür dalgaya karşı iki tip dalga yansır ve kırılır. Diğer bir deyişle, gelen dalga boyuna (enine) ise, yansıyan ve kırılan boyuna (enine) dalgalarından başka, yansıyan ve kırılan enine (boyuna) dalgalarda izlenilmektedir.

Elastisite teorisi, homojen, izotropik elastik bir ortamda, elastik katsayı-lara bağlı olarak farklı yayılma hızına sahip iki tip dalganın yayılabileceğini göstermektedir. Bunlar, Boyuna (P) ve Enine (S) dalgalarıdır.

Boyuna Dalgalar : Partikül hareketi yayılma doğrultusuna paraleldir, (hava-daki ses dalgaları gibi). Boyuna dalgaların hızı aşağıdaki şekilde veril-mektedir.

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4/3 \mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left(\frac{1 - 2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2} \right)}$$

Enine Dalgaları : Partikülün hareketi yayılma doğrultusuna diktir, (titreşen bir teldeki dalgalar gibi). Enine dalgaların yayılma hızı da aşağıdaki gibidir.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

Burada :

- σ : Poisson oranı
- k : Bulk's modülü
- E : Young »
- μ : Rijidite veya Shear modülü
- λ : Lamé sabiti
- δ : Yoğunluk

Boyuna ve Enine dalgalar, malzemelerin bünyesi içinde yayıldıklarından Hacim Dalgaları (Body Waves) olarak tanımlanmaktadır. Başka bir de-yişle, elastik bir dalganın, sınırsız, izotrop, homojen bir elastik katı cisimde yayılımı sırasında iki tip Düzlem Dalga, P ve S, oluşmaktadır. Enine ve Bo-yuna Dalgaların hız oranları aşağıdaki şekilde verilmektedir.

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} = \sqrt{\frac{\lambda}{\mu} + 2} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{1/2 - \sigma}}$$

Buradan anlaşılacağı üzere, boyuna dalgaların hızı, elastik katsayıların değe-rlerine bağlı olarak enine dalgaların hızından biraz daha fazladır. Poisson oranının $\sigma = 0.25$ olması halinde aralarında şu ilişki vardır.

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{3} = 1.73$$

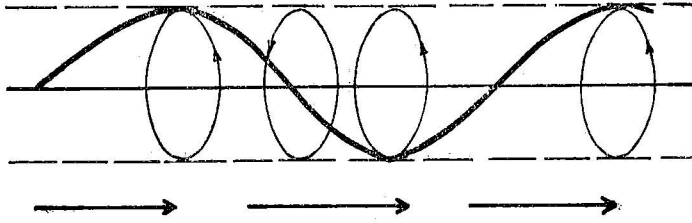
Öbür Poisson oranları içinde hız oranları şu şekilde verilebilir:

σ	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
V_p/V_s	1.41	1.50	1.63	1.87	2.45	∞

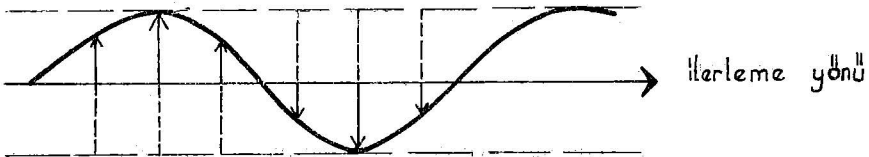
Yer yüzeyi gibi bir sınırın varlığı halinde, yüzey boyunca bazı dalgalar da oluşmaktadır. Oluşan bu dalgalara Yüzey Dalgaları denilmektedir. Hacım dalgalarının tersine, Yüzey dalgalarının yayılması sınır yüzeleriyle sınırlanmıştır. Genliklerinin uzaklık ile azalması Hacım dalgalarına oranla daha yavaştır, bunun nedeni bunların üç yerine iki doğrultuda yayılmalarıdır. Derinliğe bağlı olarak enerji azalışı üsteldir ve dalga uzunluğu ölçüsünde (50 - 100) km bir derinliğe dek inerler, Rayleigh ve Love Dalgaları, Yüzey dalgaları olarak tanımlanmaktadır.

Rayleigh Dalgaları : Katı elastik, yarı sonsuz bir ortamın serbest yüzeyindeki dalgalarıdır. Hareket, boyuna ve enine titreşimlerin bir tür birleşimi olup, partikülün hareketi bir elips çizmektedir. Elipsin büyük eksenini yüzeye ve hareketin yayılma doğrultusuna diktir. Küçük eksenine ise, yayılma doğrultusuna paraleldir. Moleküllerin titreşim doğrultusu, Şekilden de görüleceği üzere, yukarıda hareketin ters yönünde, aşağıda ise hareket yönündedir. Poisson oranının $\sigma = 0.25$ olması halinde Rayleigh dalgalarının hızı şu şekilde verilebilir :

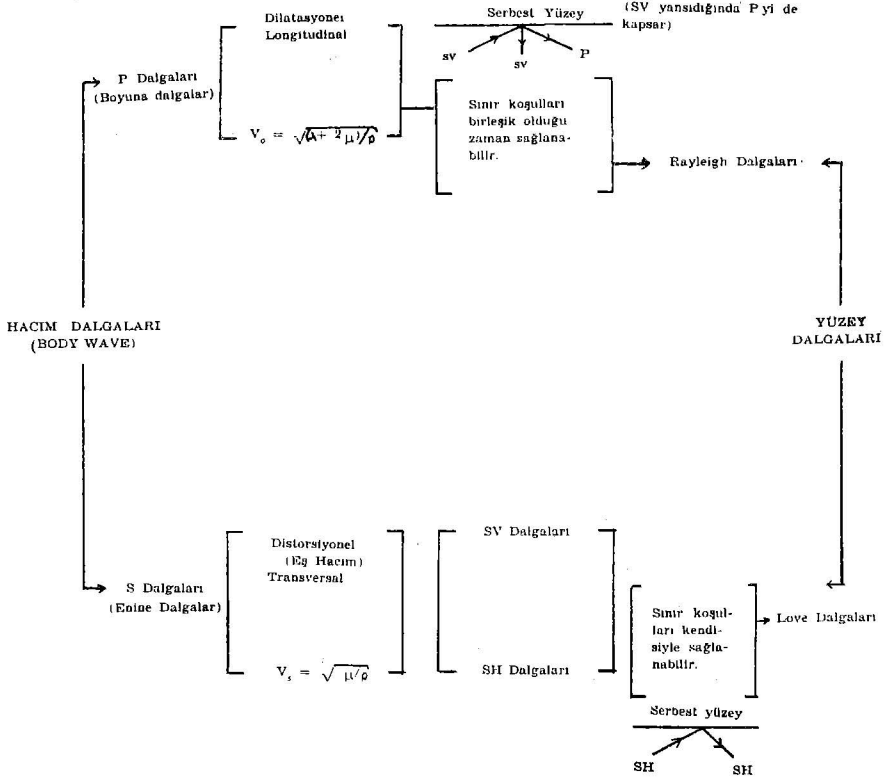
$$V_R = 0.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$



Love Dalgaları : Katı elastik, yarı sonsuz bir ortamın elastik özelliklerinden farklı elastik özelliklere sahip yüzey tabakasında yayılan enine dalgalarıdır. Rayleigh dalgalarının tersine olarak, Love dalgalarının varlığı tabakalı bir elastik ortamın yüzeyine gerek göstermektedir. Partikül hareketi, yüzey düzleminin içinde ve hareket doğrultusuna diktir. Bu nedenle bir düzey bileşen yoktur. Depremlerde Love dalgalarının izlenilmesi, yer kabuğunun tabakalı olduğunun bir kanıtı olarak belirlenmektedir. Dalganın hızı derinlikle artar ve dalga boyuna bağlıdır. Love dalgasının hızı, yaklaşık olarak yer kabuğu içersindeki S dalgalarının hızı kadardır.



Genel bir deyişle elastik dalgalar aşağıdaki şekilde sınıflandırılabilir.



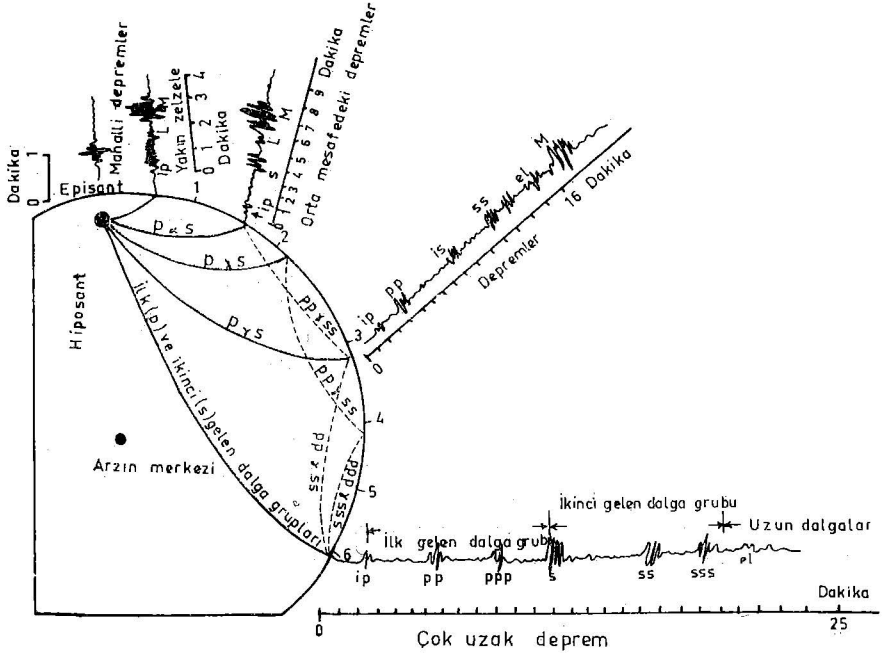
Deprem hareketi sırasında kaydedilen dalga tipleri de, genel olarak, Şekil 7. de verilmiştir.

II.2. Sismograflar

Deprem sırasında zemin ve zemine bağlı tüm cisimler titreşmektedirler. Bir kütle nin bir noktadan asılmasıyla elde edilen sarkaç, deprem sırasında zemine tesbit edilmiş bir sisteme göre izafi hareketler gösterir ve bu hareketler kaydedilir. Bir sarkacın askı noktası, yatay doğrultuda sarkacın periyoduna göre seri bir şekilde titreştirildiğinde, sarkacın, askı noktasının hareketlerini izlemediği ve hemen hemen yerinde kaldığı görülmektedir. Sismografların esas bu temele dayanmaktadır.

Genel olarak sismograflar :

- Sarkaç
- Söndürücü
- Sarkacın sapmalarını kaydeden bir kaydediciden oluşmaktadır.



Şekil : 7 Yayılan deprem dalgalarının şematik görünüşü

Sismoğrafların bazılarında titreşimler mekanik yöntemde kaydedilmektedir, bazılarında ise sapmalar optik yöntemle büyütülmüştür. Modern sismoğraf-larda, sarkaç sapmaları elektrik akımına çevrilerek kayıt bir galvanometre yardımı ile yapılmaktadır. Kayıt ve söndürücü elemanlarının çeşitli tipte olabilmelerine karşılık, hepsi aynı sarkaç ilkelerine dayanmaktadır.

Sismoğrafın yer hareketine karşılığı aşağıdaki denklemde verilmektedir. Burada yer hareketi χ ile, yer hareketinin ivmesi belirtilmektedir.

$$\frac{d^2\chi}{dt^2} + 2\epsilon \frac{d\chi}{dt} + n^2\chi = -\frac{d^2y}{dt^2}$$

Burada :

χ : Sarkacın yer değiştirmesi

y : Yerin yer değiştirmesini belirlemektedir.

Eşitliğin sağ tarafındaki terimin işareti keyfidir, bazı yazarlar (+) işareti kullanılırsa da (-) işareti bir alışkanlık haline gelmiştir. Eğer yerin verilen bir doğrultudaki hareketi pozitifse, sarkacın yer değiştirmesi de (+) yönde olmaktadır.

Sarkacın periyodu çok büyük ise, sismoğraf zemin yer değiştirmelerini kaydeder. Sarkacın periyodu çok küçük ise, sismoğraf zemin hareketinin ivmesini kaydetmektedir. Sarkaç hareketinin amortisman katsayısı (sönme katsayısı) fazla ise sismoğraf hız sismoğrafı olarak çalışmaktadır.

BÖLÜM III. DEPREM PARAMETRELERİ VE TANIMLARI

III.1. Hisposantr - Episantr

Hiposantr ya da odak noktası kırılmanın başladığı yer olup, depremde enerjinin açığa çıktığı yer kabuğu içindeki nokta olarak tanımlanmaktadır. Episantr ise, yer içindeki bu ocak noktasının yeryüzeyindeki izdüşümü olarak belirlenmektedir. Gerçekte, gerek enerjinin açığa çıktığı yerin bir nokta olmayıp çok daha geniş hacimli bir yer ve gerekse episantrın da bir nokta olmayıp bir alan olması dolayısıyla yukarıda kullanılan tanımlamalar ancak pratik bir anlam taşımaktadırlar. Çünkü büyük bir depremin odak noktasının boyutları yüzlerce kilometreyle belirlenebilmektedir. Bu nedenle, Episantr Bölgesi ya da alanı olarak tanımlanması gerçeğe daha yakın bir tanımla olacaktır.

Episantr, gözlemsel ya da araçsal episantr olmak üzere ikiye ayrılabilir. **Gözlemsel Episantr** : Depremin ardından yapılan gözlemsel incelemede, maksimum şiddetin çevrelediği alanın merkezi olarak tanımlanır. Ancak şiddetli bir depremde, büyük ya da küçük şiddetlerin dağılımında bir düzensizlik olduğunda, gözlemsel episantrın tayininde güçlükler ortaya çıkabilir.

Araçsal Episantr : Deprem hareketinin araçla kayıtlarının incelenilmesi sonucunda verilen koordinatların (enlem ve boylam) belirlediği yer olarak tanımlanmaktadır. Böyle bir çalışmanın yapılabilmesi için en az üç sismik istasyonun kayıtlarının incelenilmesi gerekmektedir.

III.2. Ocak Derinliği - İzoseist

Ocak derinliği hiposantr ve episantr arasındaki düzey uzaklık olarak tanımlanmaktadır. Ocak derinliğinin de gözlemsel ve araçsal olarak ikiye ayrılabiliriz.

Gözlemsel Ocak Derinliği : Hesaplamalar homojen bir model esasına dayanmaktadır. Şekil 8 de, hesaplamayla ilgili bir yöntemle ilişkin tanımlamalar verilmiştir.

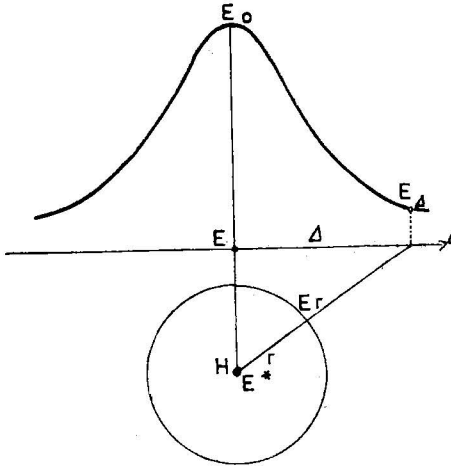
Episantrdaki enerji E ($r = h$) aşağıdaki şekilde verilmektedir :

$$E_0 = \frac{E^*}{4 \pi h^2} e^{-\alpha h} \quad (\text{erg.})$$

Burada α , absorpsiyon katsayısı, E^* da odak noktasındaki enerjidir,

Episantrdan Δ km. uzaklıkta bir A noktasında ise enerji şu denklemle verilmektedir.

$$\text{Log} \left(\frac{E_0}{E_{\Delta}} \right) = a (I_0 - I_{\Delta})$$



- H= Hiposantr
h= Ocak derinliği
Δ= Episantr mesafesi
E= Episantr
A= Gözlem noktası
E*= Ocaktaki enerji
E_0= Episantrdaki enerji
E_Δ= A'daki enerji
r= Arzın yarıçapı
E_r= r uzaklıktaki enerji

Şekil : 8 Makrosismik ocak derinliği hesaplanmasında kullanılan tanımlamalar

Burada :

I_0 : Episantrdaki şiddet

I_{Δ} : Episantrdan Δ km. uzaklıktaki şiddet

a : Amprik bir katsayıdır.

Kövestligethy ve Gasman'a göre $a = 1/3$ olarak alınırsa :

$$\text{Log} \left(\frac{E_0}{E_{\Delta}} \right) = \frac{1}{3} (I_0 - I_{\Delta}) \quad \text{bulunur.}$$

Bu denklem, daha genel bir anlamda ve absorpsiyon alınmayarak Gasman'a göre şu şekilde yazılabilmektedir :

$$\frac{1}{3} (I_0 - I) = \text{Log} [1 + (\Delta/h)^2]$$

Eğer $1/3 (I_0 - I) = N$ ve $\Delta^2/h^2 = N - 1$ ile gösterilirse gözlemsel ocak derinliğinin hesabı için denklem aşağıdaki şekli almaktadır.

$$h \cong \frac{\Delta}{\sqrt{N-1}}$$

Bu denklemden başka, yine gözlemsel ocak derinliğini veren çeşitli formüller de vardır. Bunlardan bazıları aşağıda verilmiştir.

$$h = \frac{2}{3} \sqrt{R_2^2 - (1.8 R_1)^2} \quad \text{..... V. İnglada } (0.72 R_2 > h > 0.52 R_1 \text{ halinde kullanılır.)}$$

$$h = \frac{R}{\sqrt{10 \frac{2/3 (I_0 - I)}{-1}}} \quad \text{..... W. Sponheur}$$

i geliş açısının küçük olması halinde $\cos i = 1$ olacağından, ocak derinliği ifadesi aşağıdaki şekli alır :

$$h = \frac{V}{2} (t_{pp} - p)$$

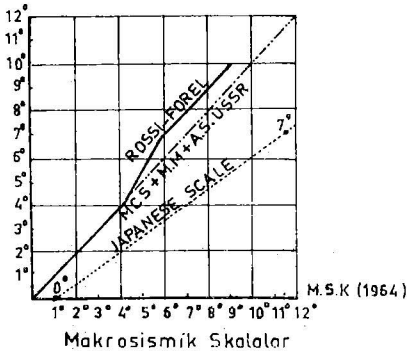
Hesaplamalar benzer bir şekilde, değişik limitasyonlar içerisinde, öbür dalga grupları için de yapılabilir.

İzoseist ve İzoseist Haritası : Gözlemsel inceleme alanı içerisinde aynı şiddet değerine sahip noktalar birbirleriyle birleştirilerek bir eğri elde edilir. Bu eğri İzoseist (Eş şiddet) olarak tanımlanmaktadır. İzoseistlerin şiddet değerleri, episantrdan başlayarak azalan bir durum ortaya koymaktadırlar. Bu izoseistleri kapsayan harita da depremin İzoseist Haritası olarak tanımlanmaktadır.

III.3. Şiddet

Şiddet, herhangi bir derinlikte olan bir depremin, yer yüzeyinde depremin hissedildiği bir noktadaki gücünün ölçüsü olarak tanımlanabilir. Depremin şiddet değerinin belirlenmesinde, episantra olan uzaklık ya da yakınlığın, yerel zemin koşullarının ve farklı tipteki yapı özelliklerinin etkisi olmaktadır.

Deprem şiddetini belirlemek için bugüne kadar kullanılan deprem şiddet çizelgeleri, insanların algılarına ve izlenen fiziksel hasarlara dayandığından, (sübjektif bir değer taşımaktadır. Halen kullanılmakta olan deprem şiddet çizelgelerine, belirli bir periyod aralığında olmak üzere, zemin ivme değerleri ve titreşim hız değerleri de eklenerek niceliksel bir anlam da taşımaları olanağı sağlanmıştır. Çünkü mühendislik açısından, deprem sırasında yapılara gelen yatay kuvvetlerin bilinmesi önemli bir nokta olarak ortaya konulmaktadır. Tablo 1. de bu değerlerle birlikte, deprem şiddeti ve geçitli yapı tiplerindeki hasar durumları arasındaki ilişkiler verilmektedir. Şekil 10. da, açıklaması aşağıda verilen MSK (Medvedev-Sponheur-Kárník) skalası ile öbür şiddet çizelgeleri arasındaki ilişkiler gösterilmiştir. Tablo 1., MSK skalasına göre verilmiştir.



- M. C. S. = Mercalli-Cancani-Sieberg
- M. M. = Modified Mercalli (1931-1956)
- A. S. USSR = Academy of Sciences USSR
- M. S. K. = Medvedev-Sponheur-Kárník

Şekil 10 : Şiddet çizelgeleri arasındaki ilişkiler

Tablo : 1 — Şiddet, zemin ivmesi, hız ve yapı tiplerindeki hasar arasındaki ilişkiler.

Şiddet	Zemin İvmesi (gal) (0.1 - 0.5 sn. periyod aralığı için)	Yer titreşiminin (0.5 ~ 2 sn. periyod hızı cm/sn aralığı için)	Y A P I T İ P L E R İ		
			Ax	Bx	Cx
V	12 — 25	1.0 — 2.0	% 5 Hafif hasar		
VI	25 — 50	2.1 — 4.0	% 5 Orta hasar % 50 Hafif hasar	% 5 Hafif hasar	
VII	50 — 100	4.1 — 8.0	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar	% 5 Orta hasar	% 5 Hafif hasar
VIII	100 — 200	8.1 — 16.0	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar	% 5 Ağır hasar % 50 Orta hasar
IX	200 — 400	16.1 — 32.0	% 50 Fazla yıkıntı	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı	% 5 Yıkıntı % 50 Ağır hasar
X	400 — 800	32.1 — 64.0	% 75 Fazla yıkıntı	% 50 Fazla yıkıntı	% 5 Fazla yıkıntı % 50 Yıkıntı

x : Tanımlar detaylı olarak şiddet cetvelinde verilmiştir.

Şiddet çizelgelerinin açıklamasına geçmeden önce, burada kullanılacak terimlerin belirtilmesine çalışılacaktır.

Özel bir şekilde depreme dayanıklı olarak projelendirilmemiş yapılar üç tipe ayrılmaktadır :

A Tipi : Kırsal konutlar, kerpiç yapılar, kireç ya da çamur harçlı moloz taş yapılar

B Tipi : Tuğla yapılar, yarım kârgir yapılar, kesme taş yapılar, beton brket ve hafif prefabrike yapılar

C Tipi : Betonarme yapılar, iyi yapılmış ahşap yapılar

Şiddet derecelerinin açıklanmasında kullanılan az, çok ve pekçok deyimleri ortalama bir değer olarak sırasıyla, % 5, % 50 ve % 75 oranlarını belirlemektedir.

Yapılardaki hasar ise beş gruba ayrılmıştır :

Hafif Hasar : İnce sıva çatlaklarının meydana gelmesi ve küçük sıva parçalarının dökülmesiyle tanımlanır.

Orta Hasar : Duvarlarda küçük çatlakların meydana gelmesi, oldukça büyük sıva parçalarının dökülmesi, kiremitlerin kayması, bacalarda çatlakların oluşması ve bazı baca parçalarının aşağıya düşmesiyle tanımlanır.

Ağır Hasar : Duvarlarda büyük çatlakların meydana gelmesi ve bacaların yıkılmasıyla tanımlanır.

Yıkıntı : Duvarların yarılması, binaların bazı kısımlarının yıkılması ve derzlerle ayrılmış kısımlarının bağlantısını kaybetmesiyle tanımlanır.

Fazla Yıkıntı : Yapıların tüm olarak yıkılmasıyla tanımlanır.

Şiddet çizelgelerinin açıklamasında her şiddet derecesi üç bölüme ayrılmıştır.

Bunlardan :

- Bölümünde depremin kişi ve çevre
- Bölümünde depremin her tipteki yapılar
- Bölümünde de depremin arazi üzerindeki etkileri belirtilmiştir.

MSK Şiddet Cetveli

I — Duyulmayan

(a) : Titreşimler insanlar tarafından hissedilmeyip, yalnız sismoğraflarca kaydedilirler.

II — Çok Hafif

(a) : Sarsıntılar yapıların en üst katlarında, dinlenmekte bulunan az kişi tarafından hissedilir.

III — Hafif

(a) : Deprem ev içersinde az kişi, dışarıda ise sadece uygun şartlar altındaki kişiler tarafından hissedilir. Sarsıntı, yoldan geçen hafif bir kamyonetin meydana getirdiği sallantı gibidir. Dikkatli kişiler, üst katlarda daha belirli olan asılmış eşyalardaki hafif sallantıyı izleyebilirler.

IV — Orta Şiddetli

(a) : Deprem ev içersinde çok, dışarda ise az kişi tarafından hissedilir. Sarsıntı, yoldan geçen ağır yüklü bir kamyonun oluşturduğu sallantı gibidir. Kapı, pencere ve mutfak eşyaları v.s. tıkırdar, döşeme ve duvarlar çatlama sesleri çıkarırlar. Mobilya v.s. titrer, asılı eşyalar biraz sallanır. Ağzı açık kaplarda olan sıvılar biraz dökülür. Araç içersindeki kişiler sarsıntıyı hissetmezler.

V — Şiddetli

(a) : Deprem, yapı içersinde herkes, dışarıda ise çok kişi tarafından hissedilir. Uyumakta olan çok kişi uyanır, az sayıda dışarı kaçan olur. Hayvanlar huysuzlanmaya başlarlar. Yapılar baştan aşağıya titrerler, asılmış eşyalar ve duvarlara asılmış resimler önemli derecede sarsılır. Sarkaçlı saatler durur. Az miktarda sabit olmayan eşyalar yerlerini değiştirebilir ya da devrilebilirler. Açık kapı ve pencereler şiddetle itilip kapanırlar, iyi kitlenmemiş kapalı kapılar açılabilir. İyice dolu, ağzı açık kaplardaki sıvılar dökülür. Sarsıntı, yapı içersine ağır bir eşyanın düşmesi gibi hissedilir.

(b) : A tipi yapılarda hafif hasar olabilir.

(c) : Bazen kaynak sularının debisi değişebilir.

VI — Çok Şiddetli

(a) : Deprem ev içersinde ve dışarda hemen hemen herkes tarafından hissedilir. Ev içersindeki bir çok kişi korkar ve dışarı kaçarlar, bazı kişiler dengelerini kaybederler. Evcil hayvanlar ağllarından dışarı kaçarlar. Bazı hallerde tabak, bardak v.s. gibi cam eşyalar kırılabilir, kitaplar raflardan aşağıya düşerler. Ağır mobilyalar yerlerini değiştirirler.

(b) : A tipi çok ve B tipi az yapılarda hafif hasar ve A tipi az yapıda orta hasar görülür.

(c) : Bazı durumlarda nemli zeminlerde 1 cm. genişliğinde çatlaklar olabilir. Dağlarda rastgele yer kaymaları, pınar sularında ve yeraltı su düzeylerinde değişiklikler görülebilir.

VII — Hasar Yapıcı

(a) : Herkes korkar ve dışarı kaçar, pek çok kişi oturdukları yerden kalkmakta güçlük çekerler. Sarsıntı, araç kullanan kişiler tarafından önemli olarak hissedilir.

(b) : C tipi çok binada hafif hasar, B tipi çok binada orta hasar, A tipi çok binada ağır hasar, A tipi az binada yıkıntı görülür.

(c) : Sular çalkalanır ve bulanır. Kaynak suyu debisi ve yeraltı su düzeyi değişebilir. Bazı durumlarda kaynak suları kesilir ya da kuru kaynaklar yenden akmaya başlar. Bir kısım kum, çakıl birikintilerinde kaymalar olur. Yollarda heyelân ve çatlama olabilir. Yeraltı boruları ek yerlerinden hasara uğrayabilir. Taş duvarlarda çatlak ve yarıklar oluşur.

VIII — Yıkıcı

(a) : Korku ve panik meydana gelir. Araç kullanan kişiler rahatsız olur. Ağaç dalları kırılıp, düşer. En ağır mobilyalar bile hareket eder ya da yer değiştirerek devrilir. Asılı lambalar zarar görür.

(b) : C tipi çok yapıda orta hasar, C tipi az yapıda ağır hasar, B tipi çok yapıda ağır hasar, A tipi çok yapıda yıkıntı görülür. Boruların ek yerleri kırılır. Abide ve heykeller hareket eder ya da burkular. Mezar taşları devrilir. Taş kuvarlar yıkılır.

(c) : Dik şevli yol kenarlarında ve vadi içlerinde küçük yer kaymaları olabilir. Zeminde farklı genişliklerde cm. ölçüsünde çatlaklar oluşabilir. Göl suları bulanır, yeni kaynaklar meydana çıkabilir. Kuru kuyular sulanabilir ve sulu kuyular kuruyabilir. Pek çok durumlarda kaynak sularının akıntıları ve yeraltı su düzeyleri değişir.

IX — Çok Yıkıcı

(a) : Genel panik. Mobilyalarda önemli hasarlar olur. Hayvanlar rastgele öte beriye kaçar ve bağırır.

(b) : C tipi çok yapıda ağır hasar, C tipi az yapıda yıkıntı, B tipi çok yapıda yıkıntı, B tipi az yapıda fazla yıkıntı ve A tipi çok yapıda fazla yıkıntı görülür. Heykel ve sütunlar düşer. Bentlerde önemli hasarlar olur. Toprak altındaki borular kırılır. Demiryolu rayları eğrilip, bükülür. Yollar bozulur.

(c) : Düzlük yerlerde çokça su, kum ve çamur taşmaları görülür. Zeminde 10 cm. genişliğine dek çatlaklar oluşur. Eğimli yerlerde ve nehir teraslarında bu çatlaklar 10 cm. den daha büyüktür. Bunların dışında, çok sayıda hafif çatlaklar görülür. Kaya düşmeleri, bir çok yer kaymaları ve dağ kaymaları, sularda büyük dalgalanmalar meydana gelebilir. Kuru kuyular yeniden sulanır, sulu olanlar kurur

X — Ağır Yıkıcı

(b) : C tipi çok yapıda yıkıntı, C tipi az yapıda fazla yıkıntı, B tipi çok yapıda fazla yıkıntı, A tipi pek çok yapıda fazla yıkıntı görülür. Baraj, bent ve köprülerde önemli hasarlar olur. Tren yolu rayları eğrilir. Yeraltındaki borular kırılır ya da eğrilir. Asfalt ve parke yollar da kasisler oluşur.

(c) : Zeminde birkaç desimetre ölçüsünde çatlaklar oluşabilir. Bazen 1 m. genişliğinde çatlaklarda olabilir. Nehir teraslarında ve dik meyilli yerlerde büyük heyelanlar olur. Büyük kaya düşmeleri meydana gelir. Yeraltı su seviyesi değişir. Kanal, göl ve nehir suları karalar üzerine taşar. Yeni göller oluşabilir.

XI — Çok Ağır Yıkıcı

(b) : İyi yapılmış yapılarda, köprülerde, su bentleri, barajlar ve trenyolu raylarında tehlikeli hasarlar olur. Yol ve caddeler kullanılmaz hale gelir. Yeraltındaki borular kırılır.

(c) : Yer, yatay ve düşey doğrultudaki hareketler nedeniyle geniş yarıklar ve çatlaklar tarafından önemli biçimde bozulur. Çok sayıda yer kayması ve kaya düşmesi meydana gelir. Kum ve çamur fıskırmaları görülür.

XII — Yok Edici (Manzara Değişir)

(b) : Pratik olarak toprağın altında ve üstündeki tüm yapılar baştan-başta yıkıntıya uğrar.

(c) : Yer yüzeyi büsbütün değişir. Geniş ölçüdeki çatlak ve yarıklarda, yatay ve düşey hareketlerin yön miktarları izlenebilir. Kaya düşmeleri ve nehir versanlarındaki göçmeler çok geniş bir bölgeyi kaplarlar. Yeni göller ve çağlayanlar oluşur.

Deprem Şiddet çizelgeleri arasındaki ilişkiler Tablo 2. de verilmiştir.

Tablo 2. Deprem Şiddet Çizelgeleri

MSK 1964	USSR Arz Fiziki Enstitüsü 1952	Amerikan Modifiye Mercalli MM. 1931	Japon 1950	Rossi Forel 1873	Avrupa Mercalli - Cancani Sleberg, 1917
1	1	1	0	1	1
2	2	2	1	2	2
3	3	3	2	3	3
4	4	4	2—3	4	4
5	5	5	3	5—6	5
6	6	6	4	7	6
7	7	7	4—5	8	7
8	8	8	5	9	8
9	9	9	5—6	10	9
10	10	10	6	10	10
11	11	11	7	10	11
12	12	12	7	10	12

III.4. Magnitüd

Magnitüd, deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Enerjinin doğrudan doğruya ölçülmesi olanağı olmadığından, Richter tarafından ileri sürülen bir yönteme göre, depremlerin araçsal bir ölçüsü olan Magnitüd tanımlanmıştır. Bir depremin magnitüdü, episantrdan 100 km. uzaklıkta, standard bir sismografla (Periyodu $T_0 = 0,8$ sn, büyütmesi $V = 2800$ (sönümü $h = 0,8$ olan Wood — Anderson Torsiyon Sismometrisi) kaydedilen zemin hareketinin mikron cinsinden ölçülen maksimum genliğinin 10 tabanına göre Logaritmasıdır. Bugüne dek olan depremler istatistik olarak incelendiğinde kaydedilen en büyük magnitüd değerinin 8.9 olduğu görülmektedir. (31 Ocak 1906 Colombiya-Ekvator ve 2 Mart 1933 Sanriku-Japonya depremleri).

Magnitüd, araçsal ve gözlemsel magnitüd değerleri olmak üzere iki gruba ayrılabilir. Araçsal magnitüd değeri, yukarıda da belirtildiği üzere, standard bir sismografla kaydedilen deprem hareketinin maksimum amplitüd ve periyod değerleri ve araç kalibrasyon fonksiyonlarının kullanılması ile yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilmektedir. Araçsal magnitüd değeri, gerek hacim dalgaları (PH, PV, PPH, SH) ve gerekse yüzey dalgalarından (Rayleigh ve Love dalgaları) hesaplanmaktadır. Ancak bu işlemlerde, birbirinden farklı ayrı ilişkilerin kullanılması için, 1967 de Zürih'te yapılan toplantıda (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) bir standardizasyona gidilerek belirli formüller ortaya konulmuştur.

Araçsal magnitüd değerlerinin hesaplamalarında ocak derinliği 100 - 150 km. ye ulaşan depremlerde hacim dalgaları kullanılmaktadır. Genel olarak, hacim dalgalarından hesaplanan magnitüd (m) ile, yüzey dalgalarından he-

saplanan magnitüd değeri ise (M) ile gösterilmektedir. Her iki magnitüd değeri arasında aşağıda verilen şekilde bağlantılar vardır.

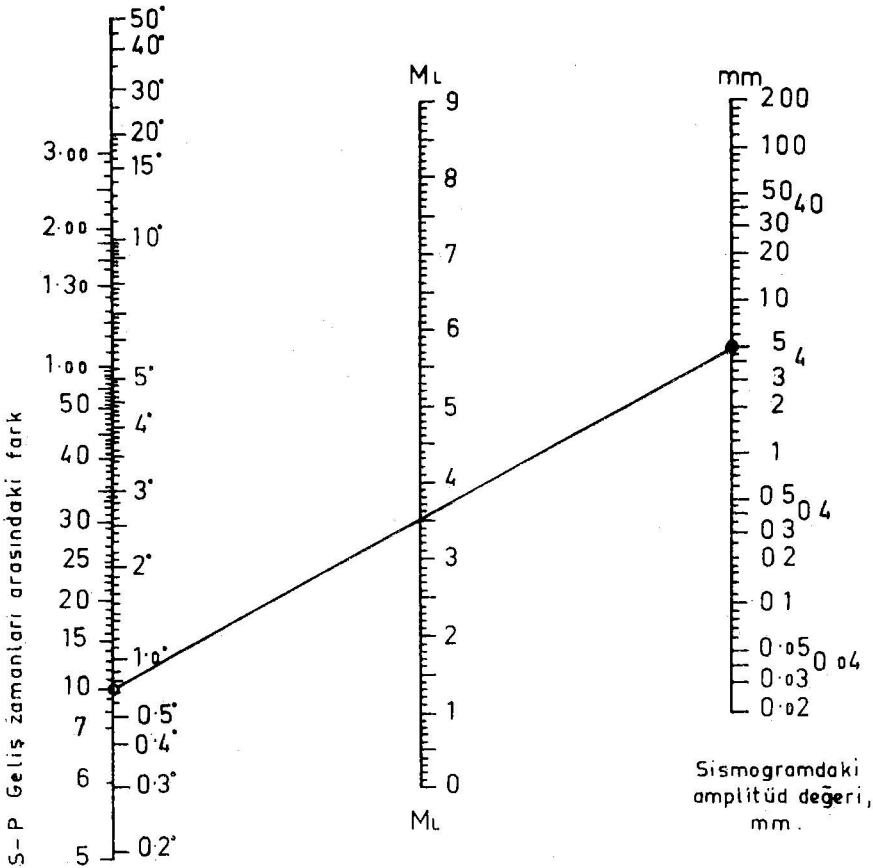
$$m = 0.56 M + 2.9 \dots\dots\dots \text{Bath}$$

$$M - m = 0.53 (M - 6.8) \dots\dots\dots \text{Mogi (Avrupa için)}$$

Gözlemsel magnitüd değeri ise, gözlemsel inceleme sonucunda elde edilen episantr şiddetinden hesaplanmaktadır. Ancak, bu tür hesaplamalarda, magnitüd - şiddet bağıntısının incelenilen bölgeden bölgeye değiştiği de göz önünde tutulmalıdır.

Ayrıca, bu hesaplamalarda ocak derinliğinin de bir rol oynadığı unutulmamalıdır. Bu konuya, ileride deprem parametrelerinin aralarındaki ilişkiler incelenirken verilecek olan bağlantılarda da tekrar değinilecektir.

Araçsal magnitüd saptanmasında kullanılan bir nomogram Şekil 11. de verilmiştir.



Şekil 11. Deprem magnitüdünün hesaplanmasında kullanılan bir nomogram

BÖLÜM IV: DEPREM PARAMETRELERİNİN ARALARINDAKİ BAĞLANTILAR

IV.1. Magnitüd - Şiddet ve Ocak Derinliği Arasındaki Bağlantılar

Çok sayıda araştırmacılarca bir çok bağlantı ortaya konulmuştur. Bunlardan bazıları aşağıda verilmiştir :

$$\begin{aligned}
 M &= 0.55 I_0 + 0.93 \text{ Log } h + 0.14 && \dots \text{ Karnik (Avrupa depremleri için)} \\
 M &= 0.6 I_0 + \text{Log } h + 0.14 && \dots \text{ » } \text{ » } \text{ » } \text{ » } \\
 M &= 0.67 I_0 + 2.33 \text{ Log } h - 2 && \dots \text{ Shebalin} \\
 I_0 &= 1.5 M - 3.5 \text{ Log } h + 3 && \dots \text{ Medvedev} \\
 M &= 0.5 I_0 + 0.33 \text{ Log } h + 1.54 && \dots \text{ Argon Çağpar, İTÜ.}
 \end{aligned}$$

Tablo 3. de, bu üç parametre arasındaki öbür bağlantılar verilmiştir.

Tablo 3. Magnitüd - Şiddet - Ocak Derinliği Arasındaki Bağlantılar

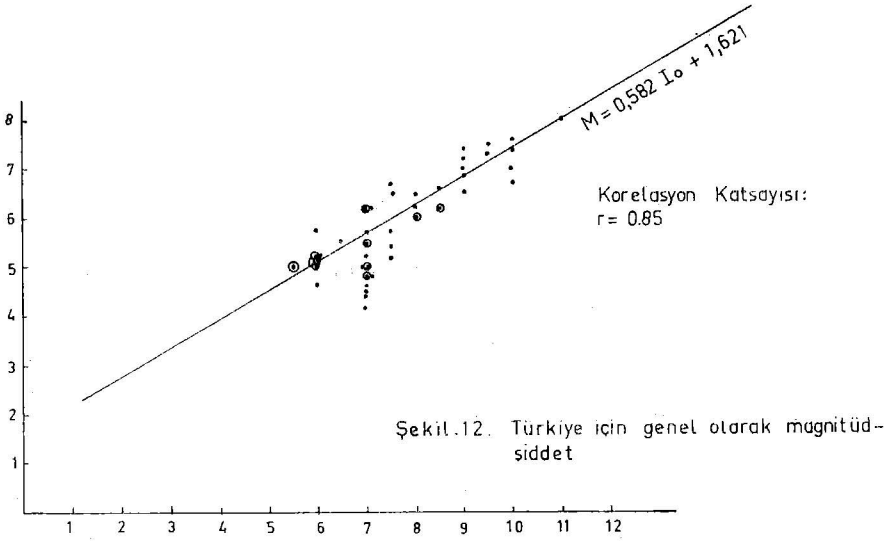
MAGNİTÜD	EPİSANTR ŞİDDETİ		
	h = 5 km	h = 15 km	h = 45 km
$M > 7.5$	—	10	9 — 10
$6.5 < M < 7.5$	10	9 — 10	7 — 8
$5.25 < M < 6.5$	9 — 10	7 — 8	5 — 7
$4.25 < M < 5.25$	7 — 8	5 — 7	4 — 5

IV.2. Magnitüd - Şiddet Arasındaki Bağlantılar

Bu bağlantıları belirleyen denklemlerden bazıları aşağıda verilmiştir :

$$\begin{aligned}
 M &= 1.3 + 0.6 I_0 && \dots \text{ Gutenberg - Richter} \\
 M &= 1 + 2/3 I_0 && \dots \text{ Karnik (h = 16-18 km. için)} \\
 I_0 &= 1.689 M - 2.753 && \dots \text{ M. İpek} \\
 M &= 1.63 + 0.592 I_0 && \dots \text{ M. İpek} \\
 M &= 0.48 I_0 + 2 && \dots \text{ Karnik (Türkiye için genel)} \\
 M &= 0.582 I_0 + 1.621 && \dots \text{ A. Tabban - S. Gencoglu (Türkiye} \\
 &&& \text{ için genel)} \\
 &&& \text{(Katsayılarıdaki standard hatalar :} \\
 &&& S_b = \pm 0.077 , S_a = \pm 0.618)
 \end{aligned}$$

Şekil 12. de, yazarlarca verilen bağlantı gösterilmiştir.



IV.3. Episantr uzaklığı - Şiddet - Ocak Derinliği Arasındaki Bağlantılar

Bu üç parametre arasındaki bazı bağlantılar şu şekilde verilebilir.

$$I = I_0 + 3.58 - 3.33 \text{ Log } \Delta \quad \dots\dots \text{M. İpek}$$

$$I = I_0 - 6 \text{ Log } \frac{\Delta}{h} \quad \dots\dots \text{Gutenberg - Richter}$$

$$I = I_0 - 4.5 \text{ Log } \frac{\Delta}{h} \quad \dots\dots \text{Karnik}$$

$$I = 3 M - 13.55 - 0.00275 (\Delta - 100) - 6.908 \text{ Log } \frac{\Delta}{h} \quad \dots\dots \text{Kawasumi}$$

Yukarda verilen Karnik'in formülü, yazarlarca uygulanılarak şiddetin uzaklık ile olan azalmalarını gösterir nomogramlar elde edilmiş ve Şekil 13-14-15 ve 16. da verilmiştir.

IV.4. Magnitud - Enerji Arasındaki Bağlantılar

a) $\text{Log } E = 11 + 1.6 M \text{ erg} \quad \dots\dots \text{Gutenberg - Richter}$

b) $\text{Log } E = 1.8 M + 12 \text{ erg} \quad \dots\dots \text{» »}$

c) $\text{Log } E = 9.4 + 2.14 M - 0.054 M^2 \text{ erg} \quad \dots\dots \text{» »}$

d) $\text{Log } E = 1.44 M_s + 12.24$ (Yüzey dalgaları için) Bath

e) $\text{Log } E = 2.48 M_B + 5.78$ (Hacim dalgaları için) Bath

f) $\text{Log } E = 7.2 + 2.0 M \quad \dots\dots \text{Bath}$

Genellikle (a) ve (c) bağıntıları ile (f) bağıntısı kullanılmaktadır.

M	0	1	2	3	4	5	6	7	8	8.6
(c) den Log E erg.	9.4	11.5	13.5	15.3	17.1	18.8	20.3	21.7	23.1	23.8

M	8	7	6	5	4
E erg (b) den	2.5×10^{26}	4.0×10^{24}	6.3×10^{22}	1.0×10^{21}	1.6×10^{19}
E erg (d) den	5.7×10^{23}	2.1×10^{22}	7.6×10^{20}	2.8×10^{19}	1.0×10^{18}

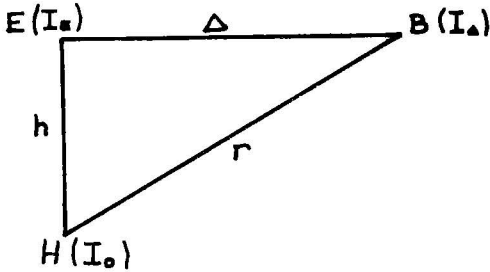
IV.5. Magnitüd - İvme - Ocak Derinliği ve Şiddet Arasındaki Bağlantılar

Bu parametreler arasında bazı bağlantılar aşağıda verilmiştir :

$$I_0 = 3 \text{ Log } a_0 + 1,5 \quad (a_0 : \text{Maksimum zemin ivmesi, cm/sn}^2 \dots \text{Bath})$$

$$\text{Log } \gamma_0 = -2.1 + 0.81 M - 0.027 M^2 \quad \dots \text{Gutenberg - Richter}$$

$$\text{Log } a = \frac{I_0}{3} - \frac{1}{2} \quad \text{gal} \quad \dots \gg \gg$$

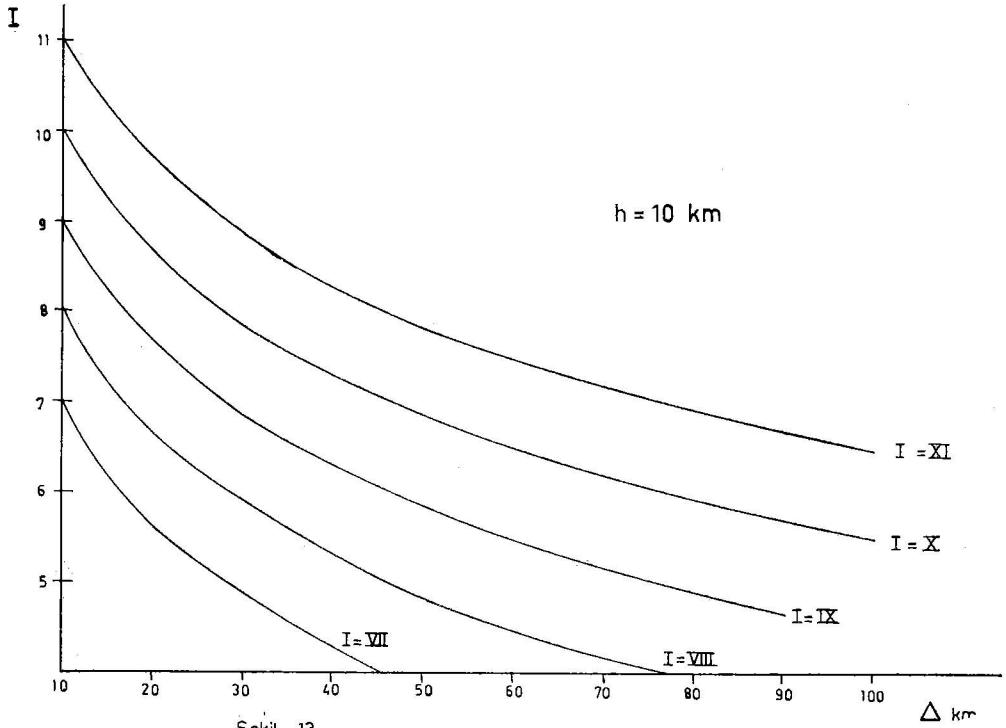


$$I_{\Delta} = \frac{I_0}{r^2} = \frac{I_0}{h^2 + \Delta^2}$$

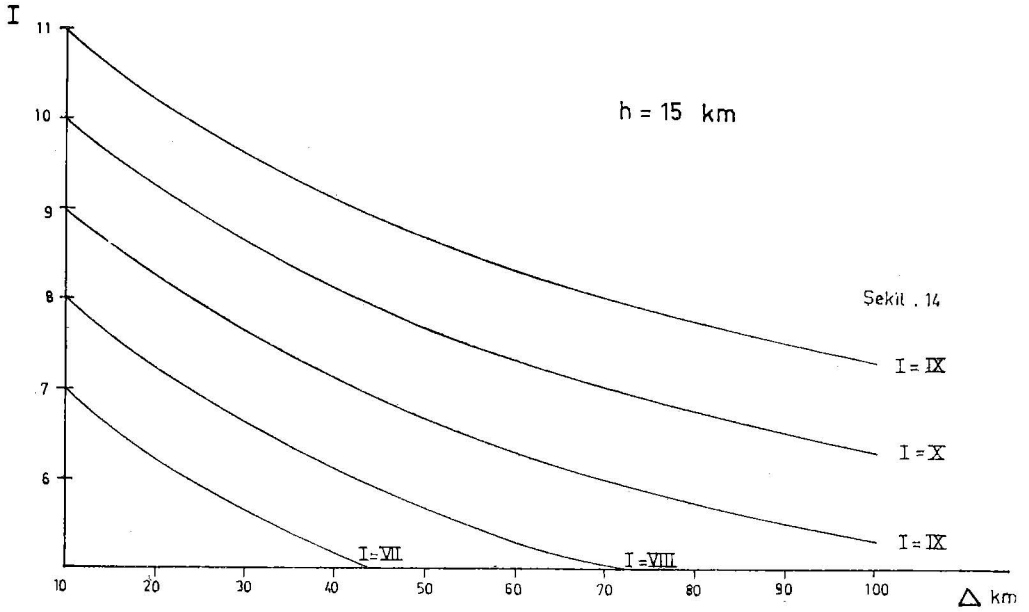
Episantrda $h = \Delta$ dir.

x (Δ)	0	h/2	h	2 h	3 h	5 h	10 h
I_{Δ}	I_E	$4/5 I_E$	$1/2 I_E$	$1/5 I_E$	$1/20 I_E$	$1/25 I_E$	$1/100 I_E$
I_{Δ} I_E nin yüzdesi olarak	100	80	50	20	10	4	1

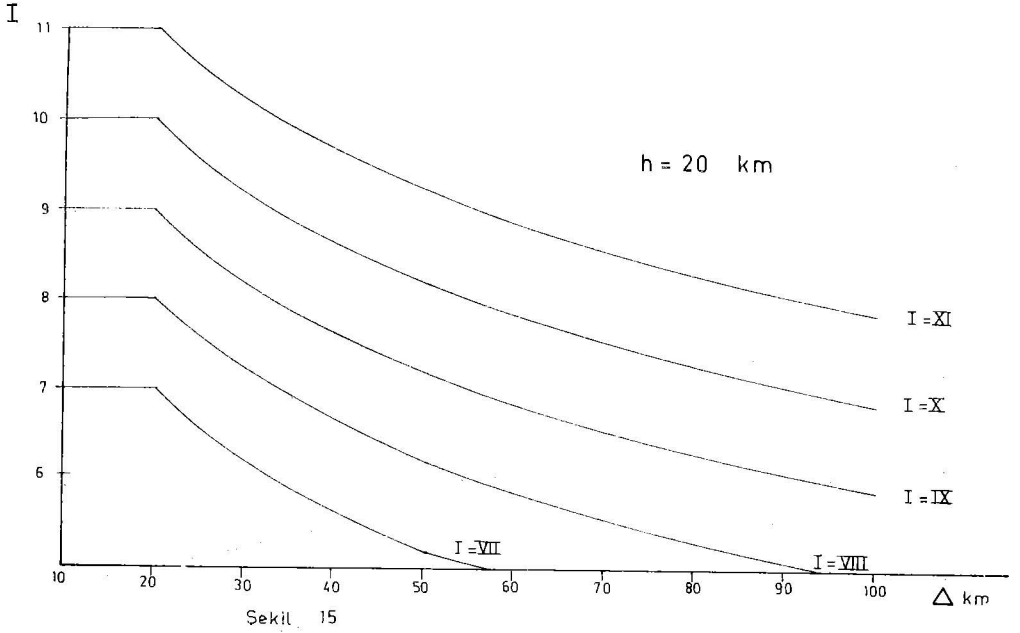
$$a = \frac{0.8 M \cdot 1230 e}{(R + 25)^2} \quad (\text{cm/sn}^2, \text{Orta sıklıkta zeminler için, sert kil ve kompakt konglomera}) \quad \dots \text{Estava}$$



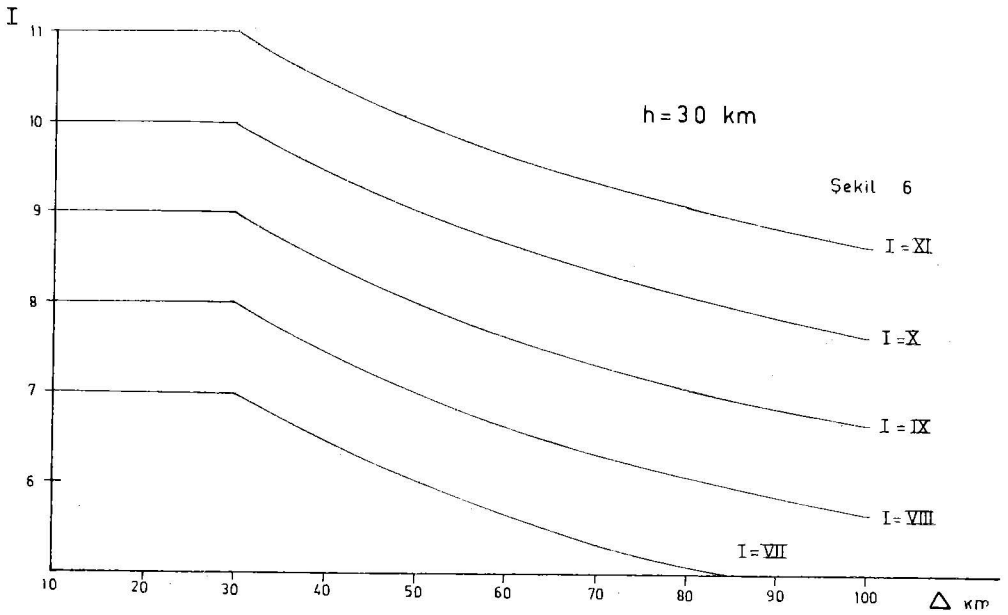
Şekil . 13



Sekil . 14



Sekil : 13 - 14 - 15 - 16 Şiddetin mesafe ile azalmalarını gösteren nomogramlar



$$a = \frac{0.8 M}{1.25 e (R + 25)^2} \quad (\text{g, yukarıdaki tip zeminler için yerçekimi ivmesinin yüzdesi olarak}) \quad \dots\dots \text{Estava}$$

$$a = \frac{0.8 M}{2000 e (R + 25)^2} \quad (\text{cm/sn}^2, \text{sert zeminler için}) \quad \dots\dots \text{Estava}$$

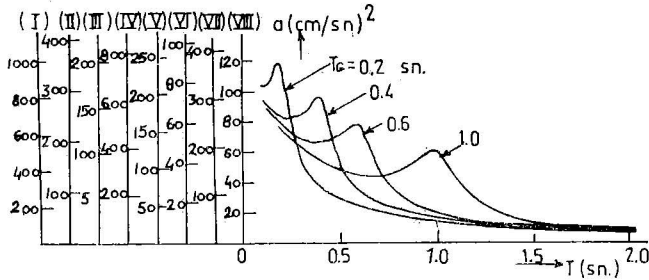
$$a = \frac{0.5 M}{1080 e (R + 25)^{1.32}} \quad (\text{cm/sn}^2, \text{kaya üzerinde 20 feet ya da daha fazla kalınlıkta bir dolgu olduğunda}) \quad \dots\dots \text{Estava}$$

Burada $R = \sqrt{\Delta^2 + h^2 + 20^2}$ dir.

K. Kanaî tarafından verilen formül de aşağıdaki gibidir.

$$a_{\text{maksimum}} = \frac{5}{\sqrt{T_G}} 10^{0.61 M} - \left(1.66 + \frac{3.6}{x}\right) \text{Log } x + \left(0.167 - \frac{1.83}{x}\right)$$

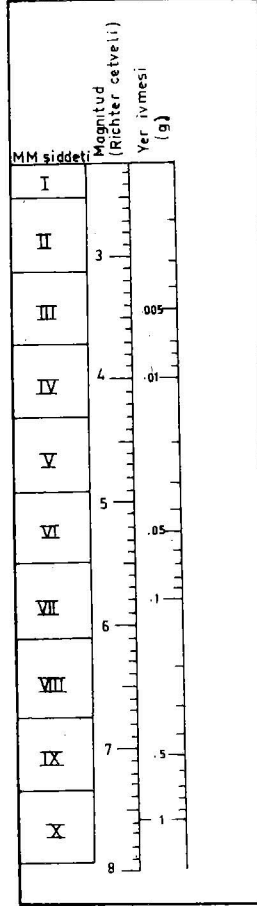
Burada T_G , mirotremör kayıtlarının değerlendirilmesi sonucunda elde edilen zeminin baskın titreşim periyodudur. x ise hiposantr uzaklığıdır. km. Bu formüle göre hesaplanmış spektrumlar Şekil 17 de verilmiştir.



Şekil: 17. Yüzeyde hesaplanmış ivme spektrumları.

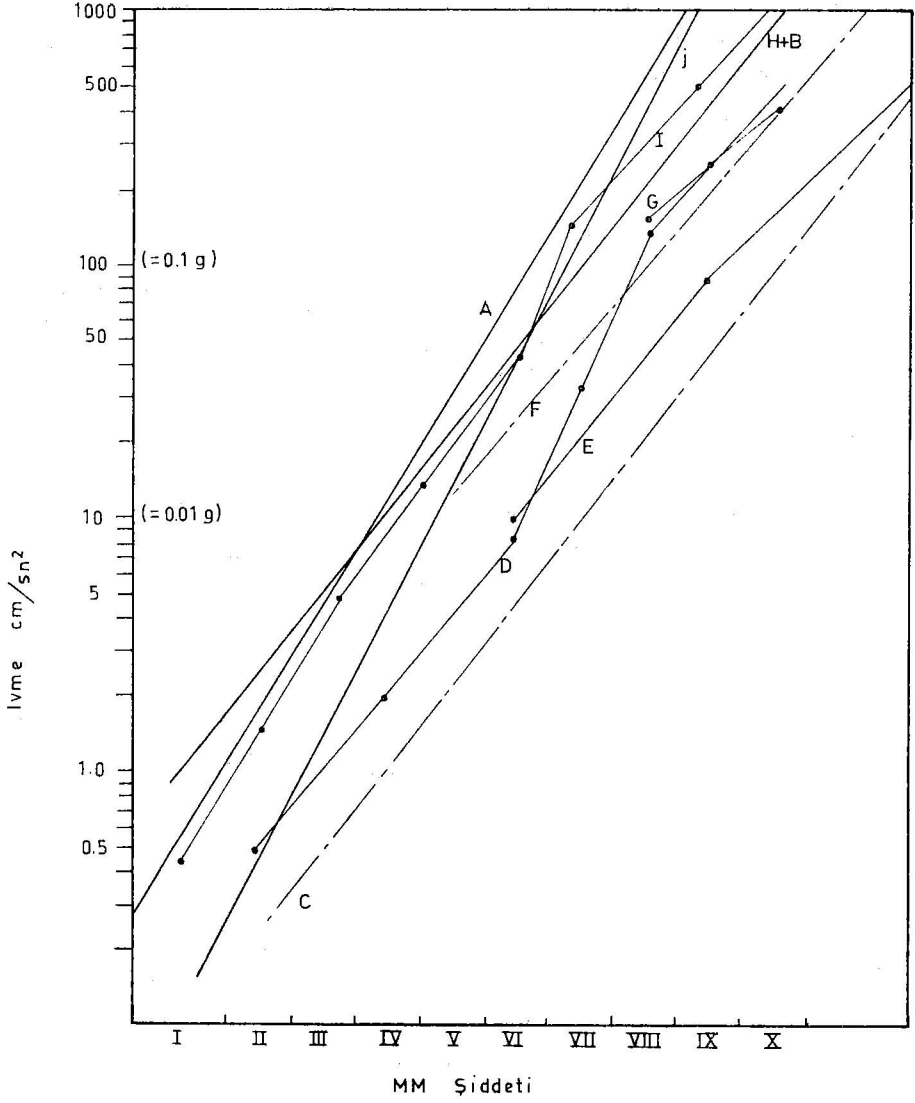
İndirgenmiş (Mercalli (MM) şiddeti ile Magnitüdü ve yer ivmesi arasında başka bir bağlantı da Şekil 18. de verilmiştir.

MM şiddeti ile ivme arasındaki bir başka bağlantı da Şekil 19. da gösterilmiştir.



Şekil : 18 MM şiddeti ile Magnitud ve Yer ivmesi arasındaki bağlantılar

MM şiddet çizelgesi Wood ve Neuman (1931) den alınmıştır.
 Magnitud ve İvde değerleri A.B.C. Atomik Enerji Komisyonundan
 (Nükleer Reaktör ve Depremler TID - 7024) alınmıştır.



Şekil 19 MM Şiddeti ile ivme arasındaki ilişkiler.

- | | |
|------------------------------|-------------------------|
| A = Hershberger (1956) | F = Medvedev... (1963) |
| B = Gutenberg-Richter (1942) | G = N.2. Draft by-Low |
| C = Cancani (1904) | H = TID -7024 (1963) |
| D = Istimoto (1932) | I = Kawasumi (1951) |
| E = Savarensk Kirnes (1955) | j = Peterschmitt (1951) |

IV.6. Magnitüd - Frekans Bağlantısı

Bu bağlantı için Gutenberg - Richter tarafından verilmiş aşağıdaki gibi bir istatistik denklem vardır.

$$\text{Log } n(M) = (a - b M)$$

Bu denklemin integrale edilmesiyle, belirli bir değerden büyük M değerleri için kümülâtif frekans dağılımı elde edilmektedir.

$$\text{Lon } N(M) = a' - \text{Log } (b \text{ Ln } 10)$$

Burada a ve a' parametreleri, her sismik bölge için sismisite değerlerine ve incelenilen periyod aralığına bağlıdır. b ise, incelenilen zaman aralığına bağlı olmayıp, her bölgenin tektonik özellikleriyle doğrudan doğruya ilgilidir ve sismotektonik parametre olarak tanımlanır.

Bu konuda, yazarlarca Türkiye için yapılmış ayrıntılı bir çalışma sonuçları EK I. de verilmiştir.

IV.7. Fay Uzunluğu ve Deformasyon Alanı İle İlgili Bağlantılar

Bu konuda yapılmış pek çok çalışma sonucunda belirli bölgeler için ortaya konulmuş çeşitli bağlantılar vardır. Bunlardan birkaç tanesi burada verilmiştir.

Oluşan fay uzunluğunu veren bağlantı :

$$\text{Log } L = 1.32 M - 7.99 \quad \dots \text{ K. İda}$$

Yer hareketlerinin önemli yer değiştirmeye sebep olabileceği alan ise (cm² olarak) Beckhemer tarafından şu denklemle verilmiştir.

$$\text{Log } F = 0.45 + 1.7 \quad (5.5 \leq M \leq 8 \text{ için})$$

$$\text{Log } E = 1.2 \text{ Log } F + 6.8 \quad (\text{Bath'ın } \text{Log } E = 7.2 + 2.0 M \text{ formülü kullanılarak bağlantı bulunmuştur})$$

Yukarda bölümler halinde incelenilen parametrelerden Magnitüd - Şiddet - Enerji ve İyme - Magnitüd arasındaki bağlantıları gösteren bir nomogram Şekil 20. de verilmiştir.

IV.8. Deprem Hareketinin Hakim (Baskın) Periyodu - Magnitüd ve Episantr Arasındaki Bağlantılar

Seed, Idris ve Kiefer tarafından verilen bir bağlantı, Şekil 21 de verilmiştir. Adı geçen yazarlar, episantr bölgesini 40 km. olarak kabul etmişlerdir.

IV.9. Zeminlerin baskın Periyodu - Deprem Hareketinin Periyodu ve Tabaka Kalınlığı Arasındaki Bağlantılar

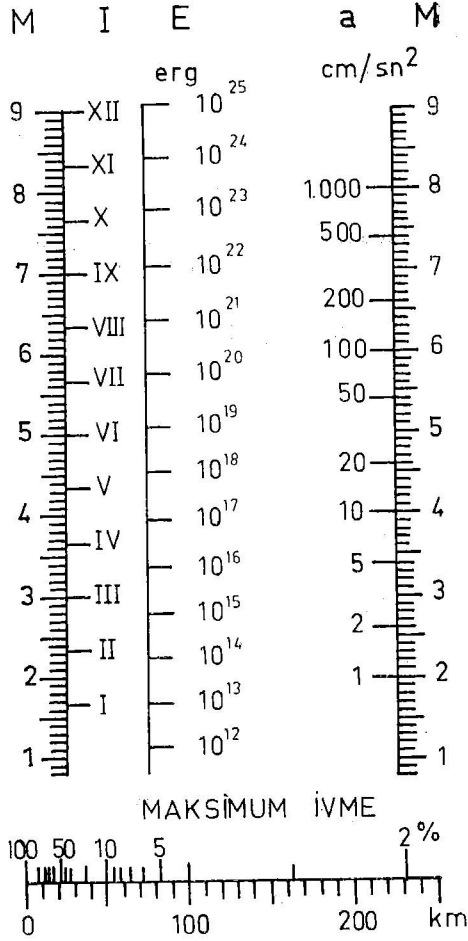
Mikrotremor kayıtlarından elde edilen zeminlerin baskın periyodlarıyla, şiddetli deprem hareketlerinin kayıtlarından bulunan periyodlar birbirleriyle iyi bir uygunluk göstermektedirler. Şekil 22 de, Y. Ohsaki ve O. Sakaguchi tarafından verilmiş bağlantılar gösterilmiştir.

IV.10. Şiddetli Deprem Hareketinin Süresi

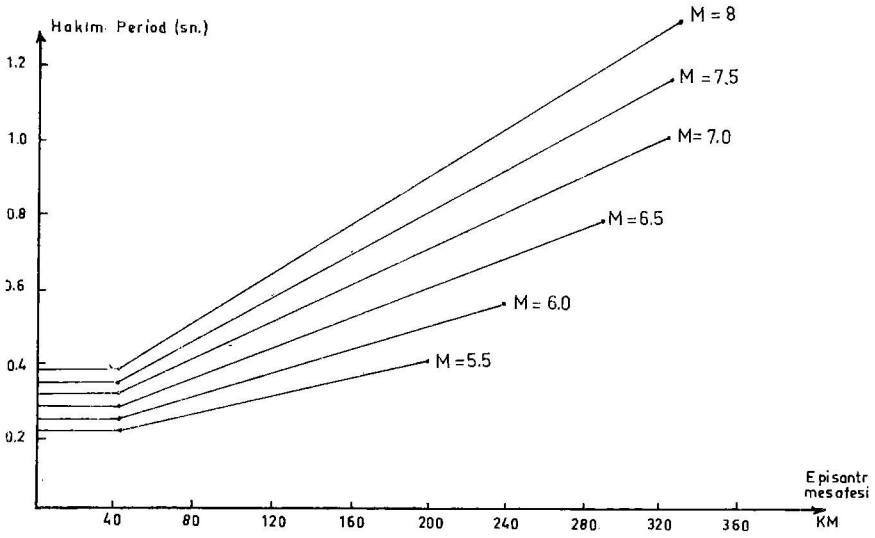
Bu konuda çeşitli çalışmalar sonucu elde edilen formüller vardır. Bunlardan bazıları aşağıda verilmiştir :

$$D = 11 M - 53 \quad (D : \text{Süre, sn}) \quad \dots \text{Housner}$$

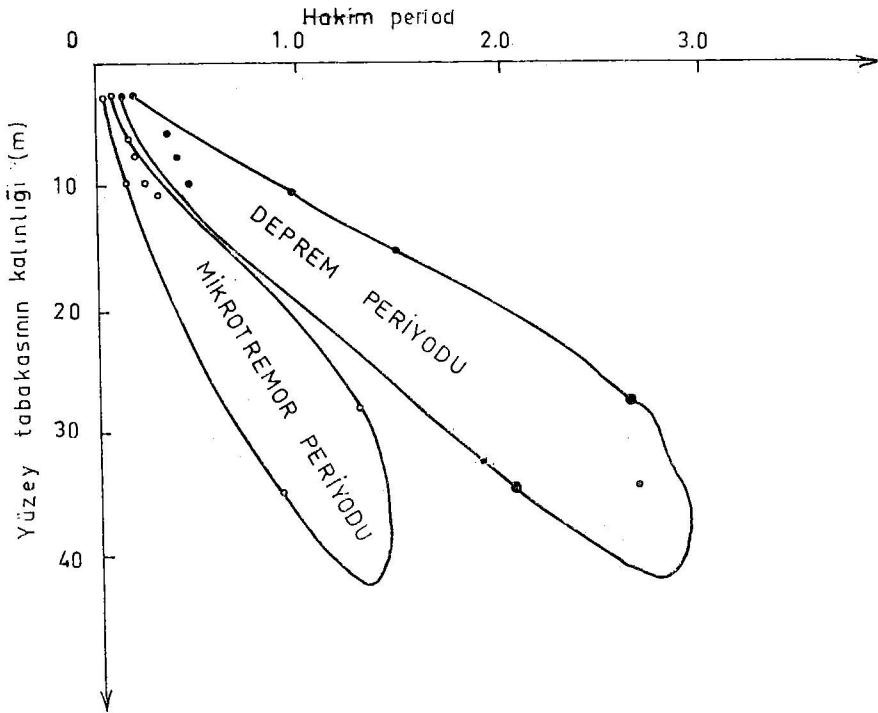
$$s = 0.02 \exp(0.74 M) + 0.3 r \quad (r : \text{Ocak uzaklığı, s: Süre, sn}) \quad \dots \text{Eztava-Rosenblueth}$$



Şekil : 20 Magnitüd-Şiddet-Enerji ve İvme-Magnitüd arasındaki bağlantılar



Şekil : 21 Deprem hareketinin hakim periyodu, Magnitüd ve Episantr uzaklığı arasındaki bağlantılar

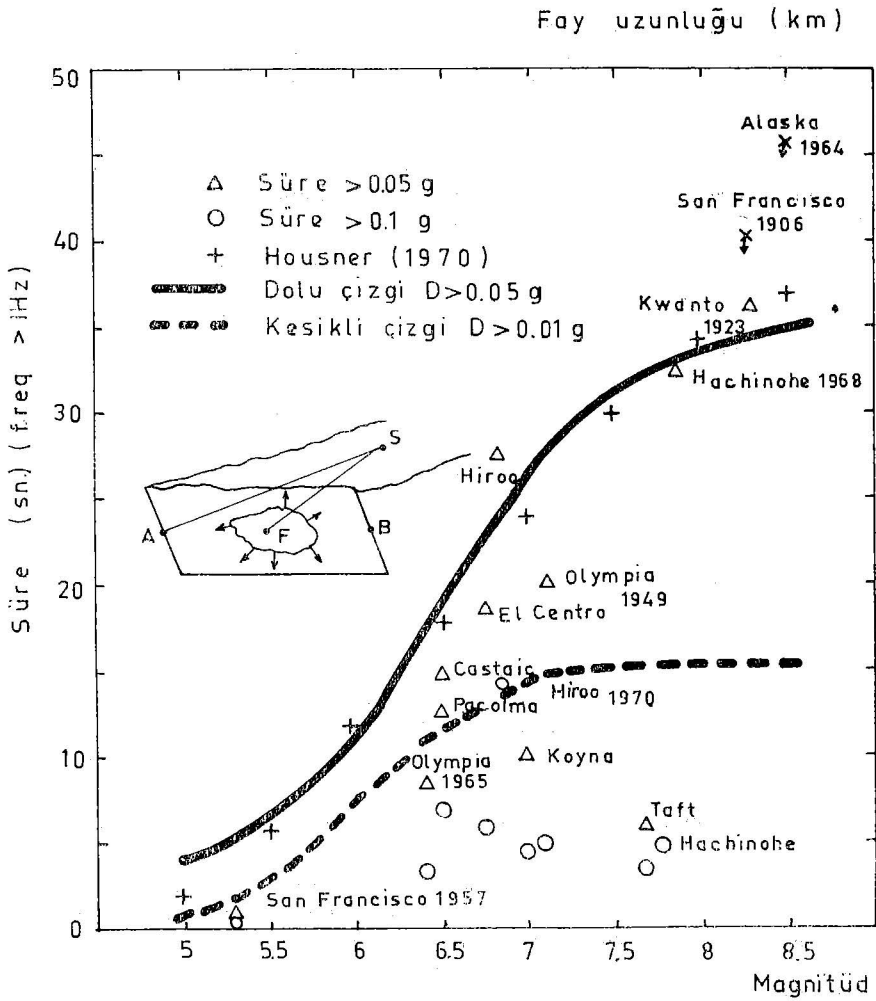


Şekil : 22 Deprem ve zemin periyodlarıyla tabaka kalınlıkları arasındaki bağlantılar

Magnitüd ve şiddetli deprem hareketinin süresi arasındaki bağlantılardan bir tanesi Şekil 23. de verilmiştir.

$$\log t_{30} = 0.50 M - 2.08 \quad (\text{Deprem hareketinin 30 gali aşan ivmeler için süresi}) \quad \text{..... Y. Kobayashi}$$

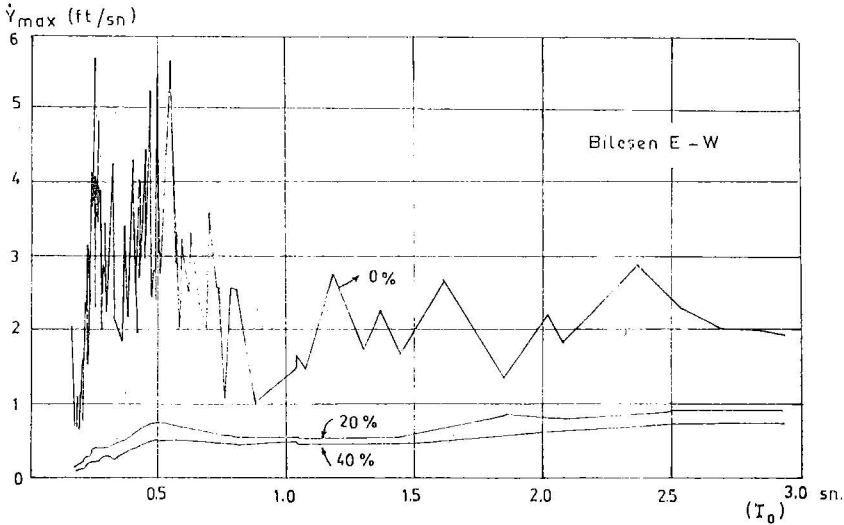
Magnitüd	Housner	Kobayashi
8.0	34	83
7.5	30	47
7.0	24	26
6.5	18	15
6.0	12	8



BÖLÜM V. ŞİDDETLİ ZEMİN HAREKETLERİNİN ÖZELLİKLERİ

V.1. Deprem Spektrumları

Birçok hallerde yapının dinamik karşılama (mukabele) sinin hesaplanması mümkün olmayabilir. Bu gibi hallerde yapı dizaynında bu tür hesaplamalar, kaydedilmiş çeşitli deprem zemin hareketi ve yapıların dinamik özelliklerine göre hesaplanmış «mukabele» spektrumları yardımı ile yapılabilir. Bir deprem zemin hareketinin mukabele spektrumu, tek serbestlik dereceli ve sönümlü titreşim sistemlerinin, verilen depremin ivmesiyle etkilenmesi halinde yaptıkları maksimum mukabeleyi, gösteren bir eğridir. Başka bir deyişle, tek serbestlik dereceli ve sönümlü titreşim sistemlerinin bir zemin hareketiyle etkilenmesi sonucunda gösterdiği değişimleri belirleyen eğriye «Mukabele Spektrumu» denilmektedir. Burada maksimum mukabele, yapının bir deprem hareketi etkisindeyken, ivme, hız ya da yerdeğiştirmelerinin, hareketin süresi içindeki en büyük değerleridir. Hesaplanan deplasman, hız ya da ivme değerlerinin maksimumları alınarak noktalanır ve bu işlem, sönüm ve titreşim periyodu farklı olan sistemler için tekrarlanarak bir eğri seti elde edilir. Bu eğri setlerinde her bir nokta, titreşim periyodu ve sönümü bilinen bir yapının, belli bir depremde yapacağı maksimum deplasman, hız ya da ivmeyi göstermektedir. Bir örnek olmak üzere 24. de, El ve Centro Depreminin hız spektrumu verilmiştir.



Şekil : 24 30 Aralık 1934 El Centro depreminin hız spektrumu

Eğri setlerinin incelenilmesi halinde, hareketin bazı periyotlarda oldukça büyük değerlere ulaştığı görülecektir. Bu periyot ya da periyotlar bölgesi, zeminin hakim periyodu olarak tanımlanmaktadır. Uzak ya da yakın depremlerin etkisi, bu zemin hakim periyodunun değişik olmasına neden olabilmektedir. Periyodu, eğri üzerinde büyütmenin fazla olduğu bölgeye düşen bir yapının, rezonans nedeniyle daha şiddetli bir hareketin ve büyük bir deprem kuvvetinin etkisi altında kalacağı belgindir.

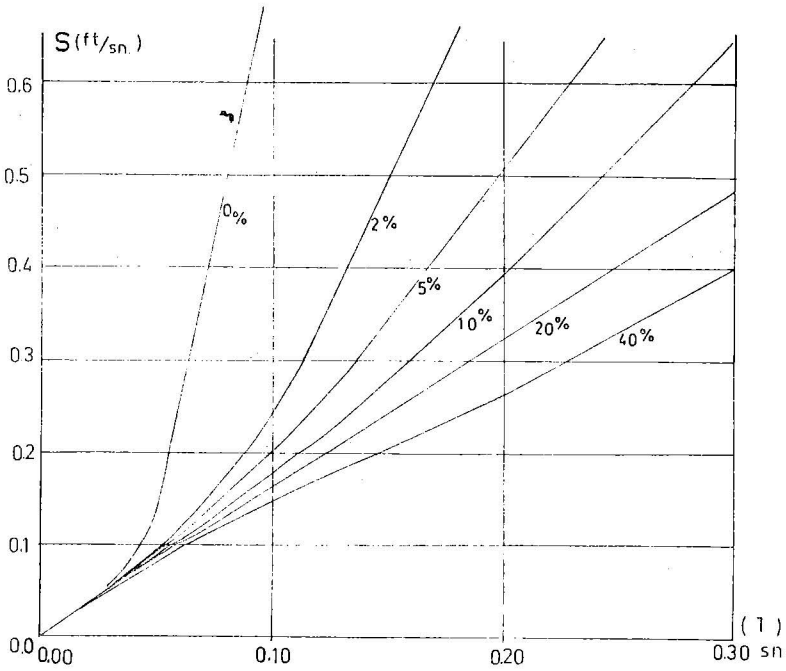
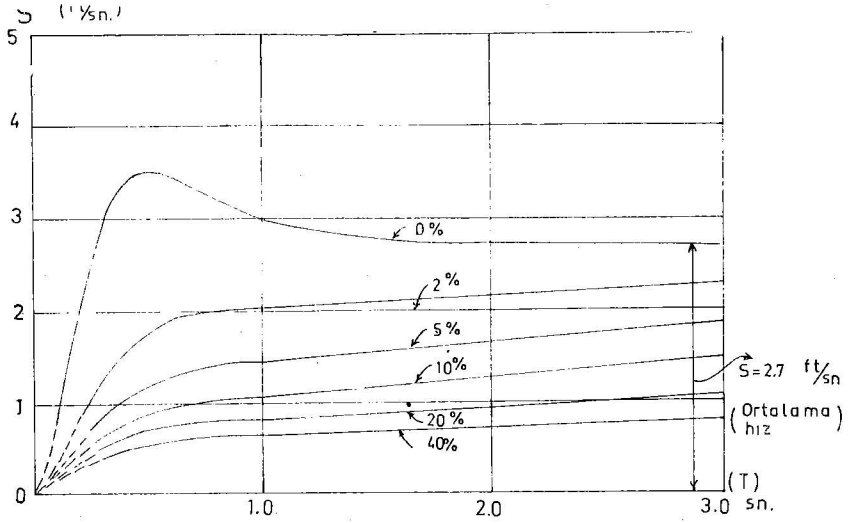
Hız spektrumları belirli özellikleri ortaya koymaktadır. Bunlar aşağıdaki gibi özetlenebilir.

1. Sıfır sönüme sahip eğride çok dik titreşimler görülmektedir. Bu, titreşim periyodundaki küçük değişimlere karşı mukabelelerin çok duyarlı olduğunu göstermektedir. Orta miktarda sönümün sisteme dahil edilmesi, küçük periyod değişimlerine karşı mukabeleyi daha az duyar bir duruma getirecektir.
2. Az miktarda bir sönüm, sistemin maksimum mukabelesinde özellikle kısa periyodlu titreşimlerde büyük bir azaltma yapmaktadır.
3. Episantra oldukça yakın uzaklıkta kaydedilmiş zemin hareketleri için olan spektrumlarda, büyük magnitüdü depremlerin spektrumuyla, küçük magnitüdü depremlerin spektrumu arasında farklılıklar görülmektedir. Küçük magnitüdü depremler, büyük magnitüdü depremlere göre kısa periyod bölgesinde çok pik vermektedir ve sönümün etkisi önemli olmamaktadır.
4. Uzun periyodlu dalgalara oranla kısa periyodlu sismik dalgalara, episantrdan olan uzaklıkta daha çabuk sönmektedirler. 0.5 sn. den küçük periyodlar için olan spektrum değerlerinin, 1.0 sn. den büyük periyodlar için olan değerlere göre daha belirgin bir şekilde uzaklıkla azaldığı ortaya konulmuştur.
5. Episantrdan orta uzaklıkta olan büyük magnitüdü depremlerin spektrum eğrilerinin aynı biçime sahip olduğu belirlenmiştir.

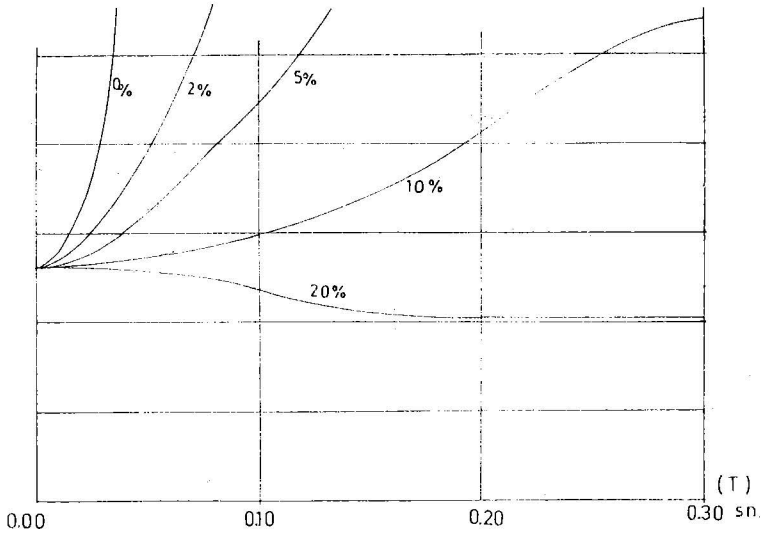
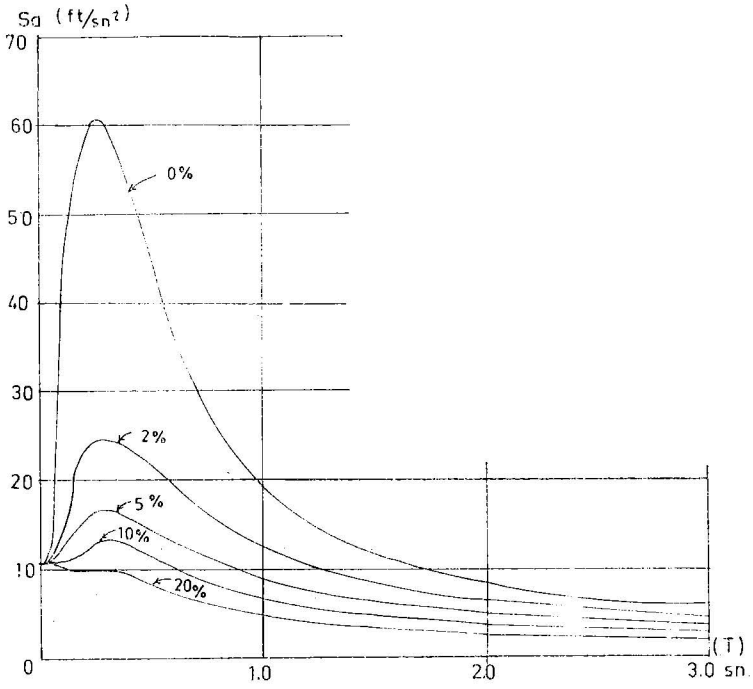
Çok sayıda deprem için spektrumlar Housner ve grubunca hesaplanmıştır. 30 Aralık 1934 El Centro, Kalifornia - 18 Mayıs 1940 El Centro - 13 Nisan 1949 Olimpia, Washington ve 21 Temmuz 1952 Taft, Kalifornia Depremlerine ilişkin spektrumlar hesaplanılarak ortalamaları alınmıştır. Bu eğrilere, episantrdan orta uzaklıkta büyük magnitüdü depremler için, Ortalama Deplasman, Hız ya da İvme Spektrumları denilmektedir. Şekil 25 ve 26. da sırasıyla, Housner tarafından verilmiş Ortalama İvme ve Hız Spektrumları verilmiştir.

Görüldüğü üzere ortalama spektrumlar yuvarlatılmış bir durum göstermektedirler, oysa az sönümlü esas eğri oldukça büyük, gelişigüzel bir değişim göstermektedir. Ortalama spektrum eğrileri, sistem belli bir şiddetteki yer hareketiyle etkilendiğinde, beklenilecek ortalama maksimum mukabeleyi verecektir.

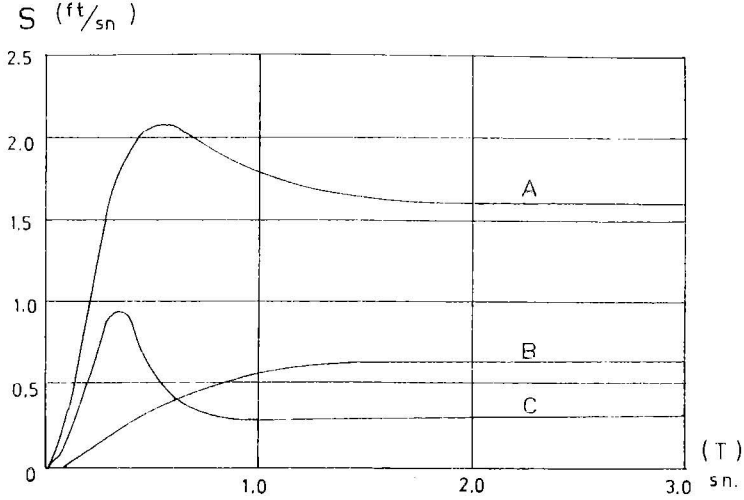
Spektrum eğrilerinin biçimi episantrdan olan uzaklıkla değişmektedir. Yukarıda verilen spektrumlarda tüm noktalar şiddetli depremin episantrına orta uzaklıkta, yani yaklaşık 70 km. içersindedirler. Bu tip depremlerden uzak mesafelerde, spektrumun kısa periyod kısmı oldukça basıktır ve düşük frekanslı dalgalara göre yüksek frekanslı dalgalara uzaklıkla daha fazla zayıflamaktadır. Öte yandan, şiddetli olmayan bir depremin episantrına oranla yakın noktalarda, yaklaşık 35 km. içersinde, spektrumun kısa periyod kısmı oldukça belirgindir. Başka bir deyişle, yakın depremlerde kısa periyodlu hareketler daha baskın olurken, büyük uzaklıklarda uzun periyodların bölgesindeki hareket daha büyük olmaktadır. Şekil 27. de bu durumu belirleyen spektrumlar verilmiştir.



Şekil 25 Üstte : Ortalama hız spektrum eğrileri
 Altta : » » » eğrilerinin
 detaylı olarak ifadesi. (El Centro 1940)



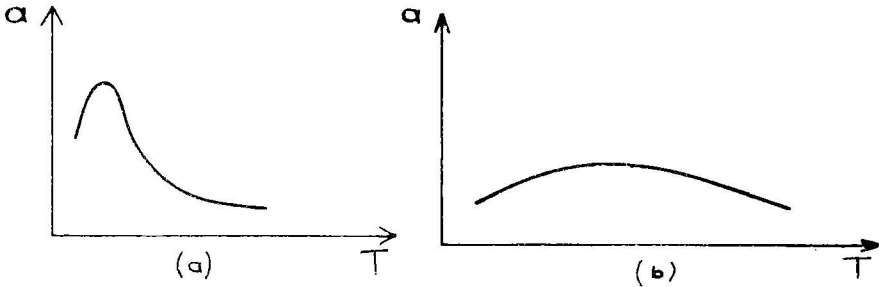
Şekil 26 Üstte : Ortalama ivme spektrum eğrileri
 Altta : » » » eğrilerinin
 detaylı olarak ifadesi. (El Centro 1940)



Şekil : 27 Sıfır sönümlü hız spektrum eğrileri

- | | | | |
|-----|-------------------------------|---------|--|
| A : | 40 km. uzakta şiddetli deprem | (M=7.7) | } 21 Temmuz 1952
Tehachapi Depremi. |
| B : | 110 " " " " | (M=7.7) | |
| C : | 13 " " küçük " | (M=5.3) | 22 Mart 1957 San
Fransisko Depremi |

Şiddetli zemin hareketi ve dolayısıyla spektrumların dinamik özellikleri bir ölçüde de yerel zemin koşullarıyla ilgilidir. Yerel zemin koşulları kaba bir sınıflandırmayla, (a) sağlam kaya ya da çok sert zeminler ve (b) gevşek alüvyon ve yeraltı su düzeyi yüksek yumuşak zeminler olmak üzere ikiye ayrılabilir. Bu cins zeminlerde alınan şiddetli zemin hareketinin spektrumları aşağıdaki biçimde olmaktadır.



Genel olarak yumuşak zeminlerde kaydedilen hareketin baskın periyodu daha uzun olmaktadır. Ayrıca bu tip zeminlerde, hareketin genliklerinin yüksek olduğu periyodlar daha geniş bir bölge içersinde bulunmaktadır. Başka

bir deyişle, zeminin baskın periyod bölgesi geniştir. Öte yandan sert sayılan zeminlerde ise, baskın periyod daha belirgin ve baskın periyodların bölgesi çok daha sınırlı olmaktadır. Bu durum sonucu, zeminin hangi tip bir spektruma sahip olduğunun saptanması gerekmektedir. Bu, yapıya gelebilecek yatay kuvvetlerin bulunması için ne tip bir spektrum kullanılması gerektiğini ortaya koyacaktır.

Spektrum Şiddeti : Yer hareketine yapının maksimum «mukabelesi» en iyi hız spektrum eğrileriyle belirlenmektedir. Çünkü hız spektrum eğrilerinde yapı periyodunun etkisi hemen hemen yok denilecek kadar azdır. Bu nedenle, bu eğrinin kapsadığı alan, yer hareketinin şiddetinin bir ölçüsü olarak kabul edilmektedir. (SI) spektrum şiddeti, uygun sönüm oranı hız spektrum eğrisinin kapsadığı alan olarak tanımlanır. Diğer bir deyişle spektrum şiddeti, yerin n sönümü ve 0.1 - 2.5 sn. periyoduyla titreştirdiği yapılarda şiddet ölçüsüdür.

$$(SI) \xi = \int_{0.1}^{2.5} S(I, \xi) dT \quad \xi = \text{Sönüm}$$

Yukardaki denklem, periyodu 0.1 - 2.5 sn. arasında olan titreşimlerde yapıya gelebilecek zemin hareketi etkisinin bir ölçüsü olmaktadır. Bu periyod aralığı, deprem bölgelerindeki yapıların periyodlarını kapsamaktadır. Burada şu noktanın belirlenmesi gerekmektedir. Spektrum şiddeti, belli bir yer hareketiyle etkilenen elastik yapılarda oluşan maksimum stresin objektif bir ölçüsüdür. Modifiye Mercalli Şiddeti ya da öbür şiddet tanımları ise, yer hareketi sonucunda yapılarda oluşan hasar derecesinin sübjektif bir ölçüsüdür.

Tablo 4. de, kaydedilmiş şiddetli deprem hareketlerinin her iki bileşeni için sıfır sönümlü spektrum şiddetleri verilmiştir.

Her iki bileşenin ortalaması ve ayrıca bir karşılaştırma yapabilmek için de yine her iki bileşenin % 20 kritik sönümlü spektrum şiddetlerinin ortalaması verilmiştir. Tablodan görüldüğü üzere, sıfır sönümlü spektrum şiddetlerinin oranı, % 20 kritik sönümlü şiddetlerin oranıyla aynı değildir. Bunun nedeni şu şekilde belirtilmektedir. Sönümlü şiddetler, kaydın en büyük ivme kısmının bir ölçüsüdür ve yer hareketinin süresi bu şiddeti etkilemez. Öte yandan, sıfır sönümlü şiddet, gerek yer hareketinin süresi ve gerekse ivmenin büyüklüğünün bir ölçüsü olarak belirlenmektedir.

Burada verilen ortalama spktrum eğrilerinde sönümlü şiddetler, 1940 El Centro Depreminin ortalamasıyla uygunluk gösterecek bir şekilde ölçeklendirilmişlerdir. Sönümsüz bir yapının davranışlarının incelenilmesi istenilmedikçe, diğer şokların ölçeklendirilmesinde % 20 sönümlü spktrum şiddetleri kullanılmalıdır.

Aşağıdaki ilişki, 0.2 sönümlü şiddetle, sönümsüz şiddet arasındaki yaklaşık amirik bir ilişkiyi göstermektedir.

$$SI_{0.2} = 0.444 (SI_0) - 0.0124 (SI_0)^2$$

$$a_2 = SI_{0.2}/10$$

T A B L O — 4

KAYDEDİLMİŞ YER HAREKETLERİNİN SPEKTRUM ŞİDDETLERİ

No.	Yer	D	h	Magnitüd	Bileşen	Spektrum Şiddetleri SI ₀	SI ₀ Ort.	SI ₀ ² Ort.	Max. İyeme (gal)	Süre (Sec.)
1a	El Centro, Kalif.	30	15	7.0	NS	8.94	8.35	2.71	0.33	24
1b	Mayıs -9, 1940				EW	7.77			0.23	
2a	El Centro, Kalif.	25	15	6.5	NS	5.93	5.88	2.09	0.26	16
2b	Aralık 30, 1934				EW	5.93			0.20	
3a	Olimpia, Wash.	25	45	7.1	S80W	6.05	5.82	2.21	0.31	23
3b	Nisan 13, 1949				S10E	5.59			0.18	
4a	Taft, Kalifornia	40	15	7.7	S69E	4.84	4.69	1.91	0.18	17
4b	Temmuz 21, 1952				N21E	4.53			0.17	
5a	Vernon, Kalifor.	28	15	6.3	S82E	4.9	4.62	1.70	0.19	6
5b	Mart 10, 1933				N08E	4.35			0.13	
6a	Santa Barbara, Kal	15	19	5.9	S45E	3.43	3.29	1.80	0.24	5
6b	Haziran 30, 1941				N45W	3.15			0.23	
7a	Ferndale, Kalif.	50	15	6.4	N45E	3.2	2.99	1.41	0.13	5
7b	Ekim 3, 1941				S45E	2.78			0.12	
8a	L.A. Metro İst.	33	15	6.3	N51W	3.21	2.94	0.82	0.065	6
8b	Mart 10, 1933				N39E	2.67			0.04	
9a	Seattle, Wash.	55	45	7.1	N88W	2.81	2.63	1.10	0.075	23
9b	Nisan 13, 1949				E02W	2.46			0.058	
10a	Hollister, Kalif.	10	15	5.3	S01W	2.44	2.36	1.27	0.23	5
10b	Mart 9, 1949				N89W	2.29			0.11	
11a	Helena, Montana	15	25	6.0	EW	2.49	1.82	1.02	0.16	4
11b	Ekim 31, 1935				NS	1.16			0.14	
12a	Ferndale, Kalif.	35	10	5.5	N45E	1.64	1.45	0.64	0.082	5
12b	Eylül 11, 1938				S45E	1.27			0.16	

13a	Vernon, Kalifor.	17	15	5.3	S82E	1.65	1.32	0.69	0.12	4
13b	Ekim 2, 1933				N08E	0.99			0.085	
14a	Ferndale, Kalifor.	75	15	6.6	N45E	1.31	1.10	0.40	0.075	—
14b	Şubat 9, 1941				S45E	0.88			0.04	
15a	L.A. Metro Ist.	22	15	5.3	N39E	1.14	0.96	0.45	0.065	4
15b	Ekim, 2, 1933				N51W	0.78			0.060	
16a	Golden Gate Park	8	7	5.3	S80E	1.04	0.84	0.49	0.13	3
16b	(S.F.) Mart 22, 1957				N10E	0.64			0.095	
17a	S.F. Hükümet binası	10	7	5.3	S9E	1.29	1.12	0.58	0.10	—
17b	Mart 22, 1957				S81W	0.95			0.60	
18a	S.F. Alexander bin.	11	7	5.3	N81E	0.50	0.48	0.28	0.05	—
18b	Mart 22, 1957				N9W	0.45			0.05	
19a	So. Pasific binası	11	7	5.3	N45E	1.32	1.22	0.48	0.05	—
19b	(S.F.) Mart 22, 1957				N45W	1.12			0.046	
20a	Oakland, Kalif.	17	7	5.3	N26E	0.46	0.38	0.2	0.05	—
20b	Mart 22, 1957				S64E	0.29			0.04	
21a	Hueneme Limanı, Kal.	2 ±	5 ±	5.	NS	2.55	2.05	1.27	0.17	1
21b	Mart 18, 1957				EW	1.55			0.09	

g : Yerçekimi ivmesi.

D : Episantr uzaklığı, MI.

Süre olarak, yer hareketinin en şiddetli fazna ilişkin süre alınmıştır.

Mağnitüd değerleri, California Teknoloji Enstitüsü Sismoloji Laboratuvarından alınmıştır.

Burada a_2 , yerçekimi ivmesinin yüzdesi olarak kaydedilen maksimum ivmedir.

Sönümsüz spektrum şiddeti ile enerji arasındaki ilişki de aşağıda verilmiştir.

$$E = 1.9 \times 10^{18} (SI_0)^2 \left(\frac{h^2 + r^2}{h_0^2} \right)^2$$

Burada :

h : Fayın derinliği, mil

h_0 : 15 mil

r : Episantr uzaklığı, mil

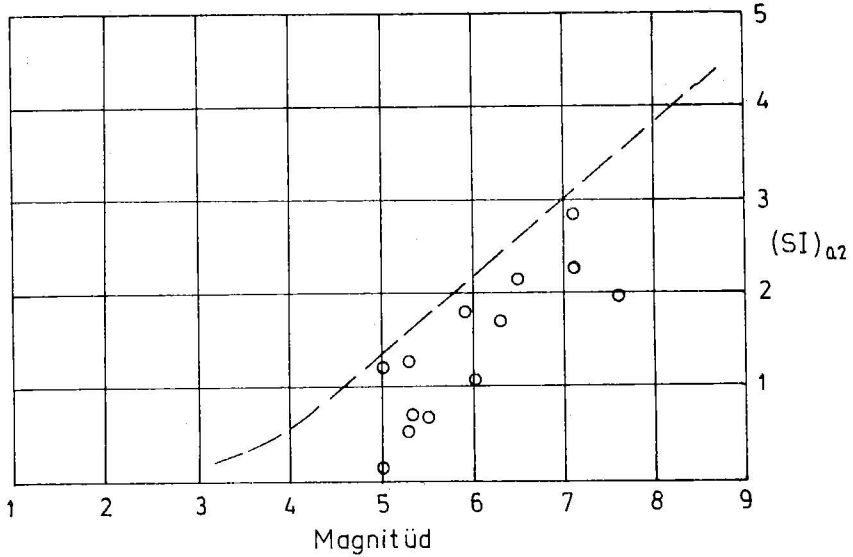
Magnitüdle, sönümsüz spektrum şiddeti arasındaki ilişki ise şu şekilde verilmektedir.

$$0.054 M^2 - 2.1 M + 8.88 + 2 \text{Log} \left(SI_0 \frac{h^2 + r^2}{h_0} \right) = 0$$

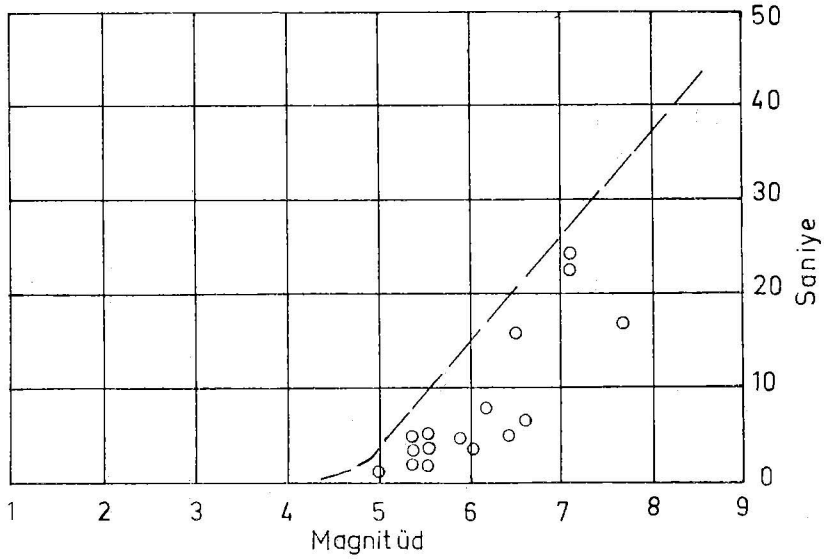
Ancak yukarda verilen ilişkilerde, ayrıntılı yerel jeoloji ve fay bölgesinin boyutlarının göz önüne alınmaması dolayısıyla, ilişkiler gözlem sonuçlarıyla kararlaştırıldığında epeyce bir dağılım beklenmelidir.

Tablo 4. de verilen doneler kullanılarak, birbirleri arasında elde edilen ilişkiler Şekil 28 a.b.c. ve d. de gösterilmiştir. Şekil 28 a.b. ve c. de kesik çizgili hat üst sınırı göstermektedir. Bu hatta yakın olarak gözükten noktalar, hareketi meydana getiren faya yakın olarak alınan ölçülerdir.

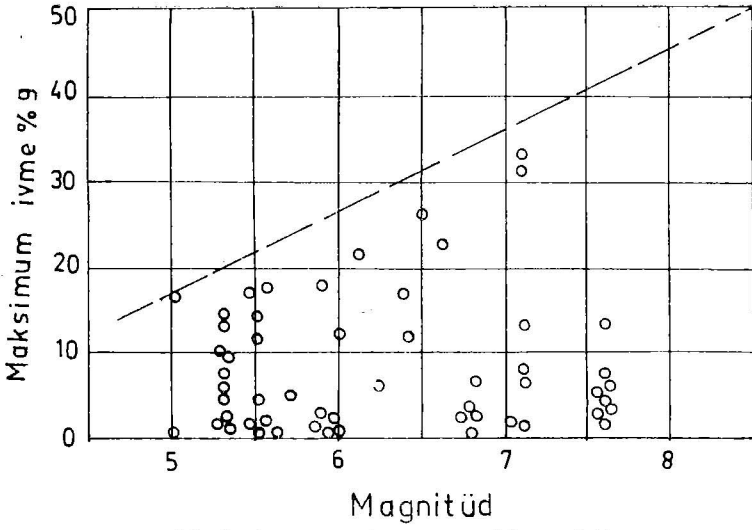
Şekil : 28 Tablo 4. deki donelere göre elde edilmiş ilişkiler



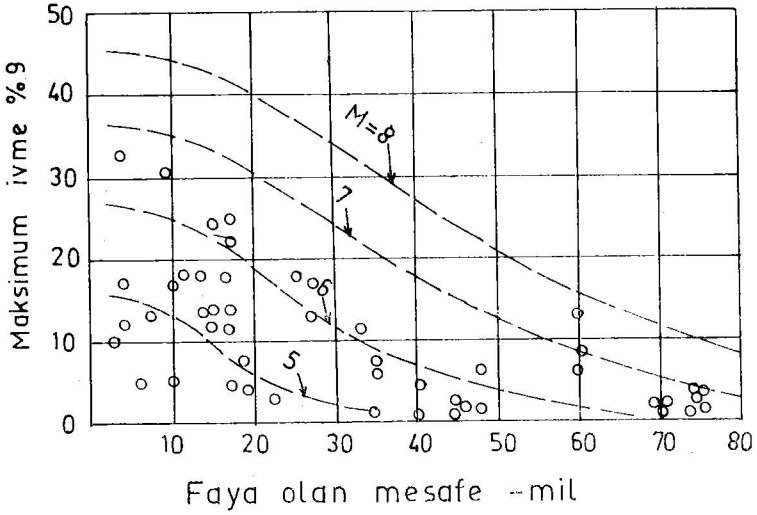
a. Spektrum şiddeti - magnitüd



b. Sıddetli hareketin süresi



c. Maksimum ivme - Magnitüd



d. Maksimum ivme - mesafe

E K I.

TÜRKİYE'DE 1900 - 1970 YILLARI ARASINDA OLUŞMUŞ DEPREMLERİN İSTATİSTİK ANALİZLERİ

I. Giriş

Sismotektonik, Sismoloji ve Tektonik'in bağımsız bir dalı olarak tanımlanabilmektedir. Her iki bilim dalını kapsayan Sismotektonik, bu yöntemlerden elde edilen donelerin birlikte kullanılmasıyla sonuca varmaktadır. Sismotektonik yöntemin esas amacı, deprem merkezlerinin jeolojik durumlarını saptamak ve sahadaki sismite parametrelerini hesaplamaktır. Elde edilen parametreler daha sonra, gelecekte beklenen depremlerin tahmin edilmesi konusunda ki hesaplamalarda kullanılırlar.

Deprem oluşunun önceden belirlenebilmesi aşağıda verilen konuları kapsamaktadır.

- a) Gelecekte beklenen depremleri oluşturacak tektonik fay hareketlerinin bulunduğu sismojenik zonların tesbiti,
- b) Gelecekte beklenen depremlerin şiddetleri,
- c) Gelecekte beklenen depremlerin periyodisitesi,
- d) Deprem odaklarının derinliği ve sismojenik bölge yakınındaki şiddet dağılımının sınırlanması.

Sismotektonik yöntemle ilgili çalışmalardan varılan sonuçların, depremlerin sık sık olduğu bölgelerde uygulanması, uygulamada yararlı sonuçlar vermektedir.

Yapı mühendisliği açısından, sismik bölgeleme çalışmaları gereklidir. Sismik bölgelerde yapılacak tüm yapı tipleri için, sismik bölgeleme haritaları, dizayn parametresi olarak nitelenebilir. Bu bölgeleme haritaları, gelecekte beklenen depremlerin nerelerde oluşacağını göstermesi bakımından önemlidir.

Sismoloji, geçmişte olmuş ve kaydedilmiş depremleri inceleyen bir bilim dalıdır. Sismotektonik ise, gelecekte ne olacağını araştırılmasını kapsayan bir bilim dalıdır. İki bilim dalının yöntemleri arasındaki temel ayrım budur.

I.1. Türkiye ile ilgili sismite çalışmaları

Türkiye'nin sismisitesiyle ilgili bir çok çalışma yapılmıştır. Bu konuda ilk çalışma sonuçları Gutenberg-Richter tarafından ortaya konulmuştur. Daha sonraları bir çok araştırma yapılmış ve yayınlanmıştır. Bunlardan bazıları şu şekilde belirtilebilir. Lahn, Pınar ve Lahn, Omote ve İpek, Öcal, Pınar, Bath, Karnik, İpek, Ergin, Tabban ve Alsan.

Ayrıca bu çalışmaların dışında Deprem Araştırma Enstitüsü'nce (İmar ve İskân Bakanlığı) «Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası» ve «Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik» çalışmalarına yardımcı olan bir çok inceleme de mevcut bulunmaktadır.

I.2. Dene kaynakları

36° — 42° N ve 26° — 45° E enlem ve boylamlarıyla sınırlanmış alanda kaydedilmiş depremlerin toplanılması için, «Kaynaklar» kısmında belirtilen kataloglardan yararlanılmıştır. Ancak bu kataloglarda, 1900-1970 yılları arasında yeterli bir uyum görülemediğinden, bu araştırmada temel kaynak olarak kullanılmak üzere yazarlara bir katalog hazırlanmıştır.

Şekil 1. de, temel kaynak olarak kullanılan bu katalogdaki deprem episantrlerinin dağılımı verilmiştir. Aftershoklar katalog kapsamına alınmamıştır. 1900 - 1970 yılları arasında oluşmuş ve magnitüd $M \geq 4.3$ olan 1249 deprem hesaplamalarda kullanılmıştır.

Araçsal magnitüd değerlerinin bulunmadığı depremler için, magnitüd değeri, I_0 şiddetinden, yazarların aşağıdaki denkleminin kullanılmasıyla hesaplanmıştır.

$$M = 0.5816 (\mp 0.077) I_0 + (1.6207 \mp 0.618)$$

Bu şekilde elde edilen magnitüd değerleri, depremlerin magnitüd dağılımlarının sınıflandırılmasında kullanılmıştır.

II. Depremlerin Alan Dağılımları

II.1. Türkiye'nin tektoniği

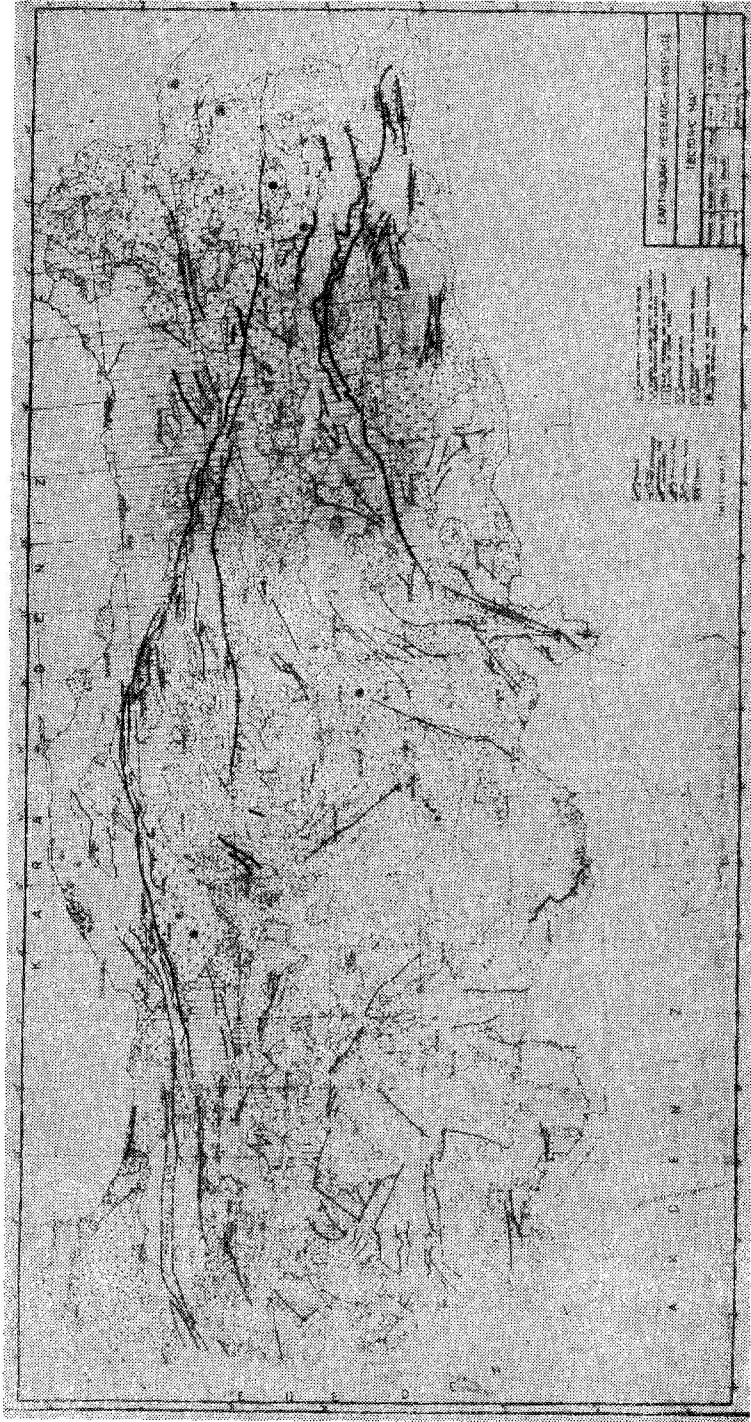
Türkiye, Alp - Himalaya sismik kuşağının üzerinde yer almaktadır. Kuzey Anadolu Fay Fattı, bu tektonik kuşak üzerinde çok etkin bir bölge olarak uzanmaktadır.

Genel olarak Türkiye, Alp kıvrım sistemi üzerindedir. Topoğrafik olarak iki dağ silsilesi batıdan doğuya doğru ülkemizi katetmektedir. Bunlardan bir tanesi Kuzeyde Karadeniz boyunca, öteki de güneyde Akdeniz boyunca görülmektedir. Bu iki esas dağ silsilesi arasında yüksekliği yaklaşık 1.000 m. çevresinde olan Anadolu plâtosu yer almaktadır. Alp Orojenezinde her iki kıvrımda Kratese devrinde başlamış ve Eosen devrinde son bulmuştur. Orojenik hareketler, kuzeydeki kıvrımda kuzeyden güneye doğru, Güneydeki kıvrımda ise, hareketler güneyden kuzeye doğru oluşmuştur. Anadolu plâtosu, kristalen gıst ve eski plutonik masiflerden ibaret olup bunların üzerini Eosen, Oligosen ve Neojen devirlerine ilişkin malzemeler örtmüştür. Ülkemizin batı kısmı ise farklı bir yapıya sahiptir.

Orojenik hareketleri epirojenik hareketler izlemiş ve dolayısıyla bu tektonik düzensizlik sonucunda Türkiye'nin morfolojik yapısı oluşmuştur.

Tektonik yapı esas alınırca Türkiye dört ana deprem bölgesine bölünebilir. Bunlar :

1. Kuzey Anadolu Fay Zonu
2. Batı Anadolu Bölgesi



3. Antakya Bölgesi

4. Dağınık deprem episantrlarını kapsayan bölge

Tektonik durum ve depremlerin dağılımı (1900-1970 seneleri arasında) göz önüne alınarak, Türkiye 10 bölgeye ayrılmıştır. Şekil 1. de episantr dağılımının yanı sıra bu bölgeler de gösterilmiştir. Tektonik durum ise Şekil 2. de verilmiştir.

II.2. İncelenilen depremlerin sınıflandırılması

Katalogdan elde edilen veriler, depremlerin yıllık oluşumları ve magnitüdülerine göre 10 bölge için sınıflandırılmışlardır. Bu sınıflama sonuçları Tablo 1. de verilmiştir.

Çeşitli çalışma sonuçlarında saptandığı gibi, deprem odaklarının derinliği bölgeden bölgeye değişmektedir. Bu nedenle, bu çalışmada her bir bölge için kabul edilen ve önceki çalışma sonuçlarına dayanan odak derinlikleri de Tablo 1. de verilmiştir. Tablo 1. den görüleceği üzere, Türkiye ve çevresinde $M \geq 4.3$ olan depremlerin yıllık ortalama sayısı yaklaşık olarak 18 dir.

Tablo 1. İzlenen Depremlerin Toplam Sayısı (1900 — 1970, $M \geq 4.3$)

Bölge	N	N %	Ortalama	h, km.
I	381	30.5	5.37	10
II	326	26.1	4.59	30
III	88	7.1	1.24	30
IV	125	10.0	1.76	20
V	103	8.3	1.45	20
VI	59	4.7	0.83	20
VII	29	2.3	0.41	20
VIII	29	2.3	0.41	15
IX	20	1.6	0.28	30
X	89	7.1	1.25	20
Toplam	1249	100.0	18.0	

Burada, N : Depremlerin toplam sayısını, N' de yıllık ortalamayı belirlemektedir, (T = 71. sene)

III. Depremlerin Zaman Dağılımları

III.1. İzlenen sismik aktivitenin yıllık dağılımı

Katalogdaki depremler her bir bölge için, yıllık oluşumlarına göre yeniden sınıflandırılmıştır. Bu sınıflama sonucunda elde edilen yıllık dağılım Tablo 2. de verilmiştir. Yukarıda da belirtildiği gibi, aftershoklar bu çalışma kapsamına alınmamıştır.

III.2. Deprem oluşumunun Poisson Dağılımı

Eğer bir deprem oluşu tamamen bağımsız bir olay olarak düşünülürse, oluşum ihtimalinin Poisson dağılımıyla verilebileceği ortaya konulmuştur.

$$P(r,t) = \frac{(ht)^r e^{-ht}}{r!}$$

Burada ht, t periyodu için izlenen depremlerin ortalama değerini göstermektedir.

Tablo 2. Depremlerin Yıllık Dağılımı
Bölge

Yıl	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Toplam
1900	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2
1901	1	3	1	—	2	—	—	1	—	—	8
1902	2	1	—	2	—	—	—	—	—	1	6
1903	1	1	—	1	1	—	1	—	—	1	6
1904	2	7	—	—	1	—	—	—	—	—	10
1905	2	—	—	4	2	—	—	2	—	—	10
1906	5	—	—	—	6	1	—	—	—	—	12
1907	6	—	—	2	—	—	—	—	—	—	8
1908	1	5	—	2	2	3	—	—	—	3	16
1909	5	1	—	—	—	—	—	—	—	1	7
1910	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3
1911	1	—	—	—	—	—	—	—	1	1	3
1912	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9
1913	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	2
1914	2	1	17	—	1	—	1	—	—	1	23
1915	1	—	—	2	—	1	—	—	—	—	4
1916	1	2	—	—	1	—	—	—	—	1	5
1917	2	2	—	—	—	—	1	—	—	1	6
1918	1	1	1	—	—	—	—	—	—	2	5
1919	4	2	—	—	—	2	—	—	—	1	9
1920	—	7	—	—	—	—	—	—	—	2	9
1921	—	2	1	—	—	2	—	—	—	1	6
1922	—	2	—	—	—	1	—	—	—	1	4
1923	2	1	—	—	—	1	1	—	—	1	6
1924	2	1	1	2	9	—	—	1	1	3	20
1925	3	5	15	—	5	1	—	4	—	—	33
1926	2	7	5	1	5	2	—	—	3	1	26
1927	—	1	1	—	1	—	—	—	—	1	4
1928	5	6	—	—	1	1	3	1	—	1	18
1929	4	2	—	5	1	3	—	1	1	3	20
1930	2	—	1	14	1	2	1	—	—	1	22
1931	—	—	4	2	—	—	—	1	1	2	10
1932	2	1	—	—	3	1	1	—	—	—	8
1933	6	3	1	—	1	1	—	—	—	2	14
1934	—	—	1	3	—	—	1	1	—	1	7
1935	12	—	—	1	6	—	—	—	—	1	20
1936	7	3	—	—	2	1	—	—	2	1	16
1937	1	1	—	1	1	—	—	—	1	2	7
1938	4	1	—	1	2	—	9	—	—	—	17
1939	12	3	—	—	1	—	—	5	1	1	23
1940	12	1	—	4	6	—	5	—	—	4	32
1941	7	10	—	2	5	3	2	—	—	3	32

1942	6	10	1	1	—	—	—	—	—	1	19
1943	15	8	—	3	1	1	—	—	—	1	29
1944	15	9	—	3	1	2	—	—	—	2	32
1945	13	1	—	4	—	2	—	1	—	4	25
1946	6	1	1	—	1	—	—	—	—	2	11
1947	5	—	2	2	2	3	—	—	—	1	15
1948	8	3	—	3	—	—	—	—	—	3	17
1949	17	6	—	5	1	2	—	1	—	—	32
1950	8	3	—	2	2	1	—	—	—	—	16
1951	8	—	—	—	1	3	—	—	1	—	13
1952	3	6	—	—	4	1	1	1	—	—	26
1953	17	8	—	3	—	1	—	1	—	2	32
1954	7	9	—	1	—	—	—	—	—	1	18
1955	1	3	—	1	—	—	—	—	—	1	18
1956	3	2	—	—	—	1	—	3	—	1	10
1957	11	4	—	2	1	—	—	—	—	—	18
1958	3	7	1	1	1	1	—	1	1	—	16
1959	3	13	—	2	—	—	—	—	—	—	18
1960	6	15	1	7	1	—	—	—	—	3	33
1961	6	8	—	3	3	2	1	—	—	4	27
1962	4	—	—	3	6	4	1	1	—	—	19
1963	6	4	2	4	1	—	—	—	1	3	21
1964	9	2	1	7	2	1	—	—	2	1	25
1965	3	9	—	2	—	2	—	—	1	—	17
1966	21	10	3	12	4	1	—	—	1	—	52
1967	28	8	2	1	1	2	—	1	—	—	43
1968	5	5	—	3	2	—	—	1	—	9	25
1969	5	32	—	—	1	3	—	1	2	4	48
1970	6	55	25	1	—	—	—	—	—	1	88
Toplam :	381	326	88	125	103	59	29	29	20	80	1249
Ortalama	5.37	4.59	1.24	1.76	1.45	0.83	0.41	0.41	0.28	1.25	17.59

Tablo 2. deki değerler yıllık oluşumlarına göre sınıflandırılırsa, depremlerin yıllık sayılarının gerçek dağılımı hesaplanabilir ve bu hesaplama sonucunda elde edilen veriler de, teorik Possion dağılımıyla karşılaştırılabilirler.

Possion Dağılımı :

$$P_r = \frac{r^{-h}}{h^e r!}, \quad n_r : r \text{ sayıda depremin yıllık oluşumları}$$

Gerçek Dağılım :

$$P_r = \frac{n_r}{\sum n_r}, \quad n_r : r \text{ sayıda depremin yıllık oluşumları}$$

Yıllık sismik aktivitenin gerçek ve teorik dağılımları her bir bölge için hesaplanmıştır. Hesaplama sonuçları Tablo 3 - 12. de verilmiştir.

Tablo 3

Depremlerin zaman Dağılımları

Tablo 4

r Deprem/yr	Bölge I					Bölge II				
	n _r	Gerçek		Poisson		n _r	Gerçek		Poisson	
		P _r	P _r %	P _r	P _r %		P _r	P _r %	P _r	P _r %
0	6	0.085	0.548	0.0046	0.027	14	0.197	0.076	0.01	0.054
1	11	0.155	1.000	0.0247	0.144	16	0.225	1.000	0.0459	0.248
2	11	0.155	1.000	0.0663	0.387	8	0.113	0.502	0.1054	0.570
3	6	0.085	0.548	0.1187	0.693	7	0.099	0.440	0.1612	0.872
4	4	0.056	0.361	0.1594	0.931	2	0.028	0.124	0.1849	1.000
5	6	0.085	0.548	0.1712	1.000	3	0.042	0.187	0.1698	0.918
6	8	0.113	0.858	0.1532	0.895	3	0.042	0.187	0.1299	0.702
7	3	0.042	0.271	0.1175	0.686	4	0.056	0.249	0.0852	0.461
8	3	0.042	0.271	0.0789	0.461	4	0.056	0.249	0.0489	0.264
9	2	0.028	0.181	0.0471	0.275	3	0.042	0.187	0.0249	0.135
10	-	-	-	0.0253	0.148	3	0.042	0.187	0.0114	0.062
11	1	0.014	0.090	0.0012	0.007	-	-	-	0.0048	0.026
12	3	0.042	0.271	0.0001	0.001	-	-	-	0.0018	0.010
13	1	0.014	0.090	-	-	1	0.014	0.062	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
15	2	0.028	0.181			1	0.014	0.062	-	-
16	-	-	-							
17	2	0.028	0.181							
18	-	-	-							
19	-	-	-							
20	-	-	-							
21	1	0.014	0.090							
22	-	-	-							
23	-	-	-							
24	-	-	-							
25	-	-	-							
26	-	-	-							
27	-	-	-							
28	1	0.014	0.090							
Toplam	71	1.000				71	1.000		1.000	

Tablo : 5

Depremlerin Zaman Dağılımları

Tablo : 6

r Deprem/ Yıl	Bölge III					Bölge IV				
	n _r	Gerçek		Poisson		n _r	Gerçek		Poisson	
		P _r	P _r %	P _r	P _r %		P _r	P _r %	P _r	P _r %
0	49	0.690	1.000	0.2894	0.806	30	0.422	1.000	0.172	0.568
1	13	0.183	0.265	0.3589	1.000	11	0.155	0.367	0.3027	1.000
2	3	0.042	0.061	0.2225	0.620	12	0.169	0.400	0.2664	0.880
3	1	0.014	0.020	0.0920	0.256	8	0.113	0.268	0.1563	0.516
4	1	0.014	0.020	0.0285	0.079	4	0.056	0.133	0.0688	0.227
5	1	0.014	0.020	0.0071	0.020	2	0.028	0.066	0.0242	0.080
6	-	-	-	0.0015	0.004	-	-	-	-	-
7	-	-	-	0.0003	0.001	2	0.028	0.066	0.0018	0.006
8	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0004	0.001
9	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0001	-
10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	-	-	-	-	-	1	0.014	0.033	-	-
13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	-	-	-	1	0.014	0.033	-	-
15	1	0.014	0.020	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	1	0.014	0.020	-	-	-	-	-	-	-
18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25	1	0.014	0.020	-	-	-	-	-	-	-
Toplam	71	1.000	-	-	-	71	1.000	-	1.000	-

Tablo : 7

Tablo: 8

Depremlerin Zaman Dağılımları

r Deprem/Yıl	Bölge V					Bölge VI				
	n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı		n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı	
		P _r	P _r %	P _r	P _r %		P _r	P _r %	P _r	P _r %
0	27	0.380	1.000	0.2346	0.690	37	0.521	1.000	0.4360	1.000
1	23	0.324	0.853	0.3402	1.000	17	0.239	0.459	0.3619	0.830
2	9	0.127	0.334	0.2466	0.725	10	0.141	0.271	0.1502	0.344
3	2	0.028	0.074	0.1192	0.350	6	0.085	0.163	0.0416	0.095
4	2	0.028	0.074	0.0432	0.127	1	0.014	0.027	0.0086	0.020
5	3	0.042	0.110	0.0125	0.037					
6	4	0.056	0.147	0.0030	0.009					
7	-	-	-	0.0006	0.002					
8	-	-	-	0.0001	-					
9	1	0.014	0.037	-	-					
Toplam	71	1.000		1.000		71	1.000		1.000	

Tablo : 9

Tablo:10

Depremlerin Zaman Dağılımları

r Deprem/Yıl	Bölge VII					Bölge VIII				
	n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı		n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı	
		P _r	P _r %	P _r	P _r %		P _r	P _r %	P _r	P _r %
0	57	0.803	1.000	0.6636	1.000	52	0.732	1.000	0.6636	1.000
1	10	0.141	0.176	0.2721	0.410	15	0.211	0.288	0.2721	0.410
2	1	0.014	0.017	0.0558	0.084	1	0.014	0.019	0.0558	0.084
3	1	0.014	0.017	0.0076	0.011	1	0.014	0.019	0.0076	0.011
4	-	-	-	0.0008	0.001	1	0.014	0.019	0.0008	0.001
5	1	0.014	0.017	0.0001	-	1	0.014	0.019	0.0001	-
6	-	-	-	-	-					
7	-	-	-	-	-					
8	-	-	-	-	-					
9	1	0.014	0.017	-	-					
Toplam	71	1.000		1.000		71	1.000		1.000	

Tablo 11

Tablo 12

Depremlerin Zaman Dağılımları

R Deprem/Yıl	Bölge IX					Bölge X				
	n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı		n _r	Hakiki Dağılım		Poisson's Dağılımı	
		P _r	P _r %	P _r	P _r %		P _r	P _r %	P _r	P _r %
0	56	0.789	1.000	0.7558	1.000	24	0.338	0.889	0.2865	0.800
1	11	0.155	0.196	0.2116	0.293	27	0.380	1.000	0.3581	1.000
2	3	0.042	0.053	0.0297	0.039	8	0.113	0.297	0.2239	0.625
3	1	0.014	0.018	0.0028	0.004	7	0.099	0.260	0.0933	0.260
4						4	0.056	0.147	0.0291	0.081
5						-	-	-	0.0073	0.020
6						-	-	-	0.0015	0.004
7						-	-	-	0.0003	0.001
8						-	-	-	-	-
9						1	0.014	0.037	-	-
Toplam	71	1.000		1.000		71	1.000		1.000	

Her bir bölge için olasılık dağılımları da % olarak Şekil 3. de gösterilmiştir. Bu şekillerden şu sonuca varılabilir. Gerçek dağılım, maksimum değer çevresinde daima Poisson dağılımının altında uzanmakta ve her iki uc kısımlarında ise onu kesmektedir. Dolayısıyla frekans dağılımının Poisson dağılımından sapması, ya da her iki dağılım arasındaki farklılık ortalama değer çevresinde pozitif, ve her iki uçlarda ise negatif olmaktadır. Böylece, bir deprem oluştuğunda başka depremlerin oluşma olasılığı artmakta ya da bazı bilinmeyen deneyler dolayısıyla depremlerin bir grup ya da deprem fırtınası şeklinde olma olasılıkları ortaya çıkmaktadır. Başka bir deyişle, büyük ya da küçük depremlerin oluşları, bir grup ya da deprem fırtınası şeklinde olma olasılığını taşımaktadır.

Bölge I ve II için bulunan eğrilerdeki deprem oluşlarının yıllık dağılımları, yıllık sismik aktivitenin oldukça büyük ortalama değeri nedeniyle Gaussian dağılımı olarak nitelenebilirler.

IV. Depremlerin Magnitüd Dağılımları

Depremlerin magnitüd dağılımlarının incelenmesi, Magnitüd - Frekans ilişkisinin elde edilmesiyle yapılabilmektedir. Bunun için Gutenberg - Richter tarafından ortaya konulmuş aşağıdaki gibi bir istatistik bağlantı vardır.

$$\log n (M) = a - bM$$

Bu ilişkinin integre edilmesiyle, belirli bir değerden büyük M değerleri için kümülâtif frekans dağılımı elde edilebilir.

$$\text{Log } n(M) = a' - b M$$

Burada, $a' = a - \text{Log } (b \text{ Ln } 10)$ dur.

Bu bağıntılardaki a ve a' her sismik bölge için sismite değerlerine ve incelenilen periyod aralığına bağlıdır. Ortalama yıllık sismik aktivitenin indeksi olarak kabul edilebilirler. b değeri ise, incelenilen periyod aralığına bağlıdır. Yakın zamanlara dek bu parametrenin, üniversal bir değer olarak 0.9 çevresinde olduğu varsayılmışsa da, yapılan son çalışmalarla bunun bir sismik bölgeden başka bir sismik bölgeye farklı olduğu saptanmıştır. K. Mogi ve S. Miyamura, b değerinin her bölgenin tektonik özellikleriyle doğrudan doğruya ilgili olduğunu ortaya koymuşlardır. Dolayısıyla, b değerinin sismotektonik parametreyi tanımladığı kabul edilebilir.

Her bir bölge için magnitüd aralığı 0.1 ve 0.5 olmak üzere, iki grupta depremler yeniden sınıflandırılmıştır. Depremlerin bu iki gruba göre magnitüd dağılımları Tablo 13 A ve B. de verilmiştir.

IV.1. En küçük kareler yöntemi

Magnitüd — frekans bağlantısının parametreleri en küçük kareler yöntemiyle hesaplanabilir. Bu parametreleri bulmak için aşağıda verilen denklemler kullanılmaktadır.

$$b = \frac{\sum (x_i - \bar{x}, y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2}$$

$$a = \bar{y} - b \bar{x}, \quad \bar{x} = \frac{\sum x_i}{N}, \quad \bar{y} = \frac{\sum y_i}{N}$$

Tablo 14 — 23. de, her bir bölge için en küçük kareler yönteminin uygulanması verilmiştir. Magnitüd — frekans bağlantıları ise 4. de her bir bölge için ayrı ayrı gösterilmiştir.

IV.2. Olasılık hesabı yöntemi

Bir çok sismolojik problemlere bu yöntemin uygulanması son zamanlarda geniş ölçüde kullanılmaktadır. θ parametresine dayanan bir $f(x, \theta)$ olasılık dağılım fonksiyonu alınırsa, buna karşıt olan olasılık fonksiyonu da aşağıdaki şekilde tanımlanabilir :

$$P(x_1, \theta) = f(x_1, \theta) \cdot f(x_2, \theta) \dots \dots \dots f(x_n, \theta)$$

Bu yöntem, magnitüd — frekans bağıntısı problemlerine K. Aki tarafından uygulanmıştır. M in dağılım olasılığı fonksiyonu şu şekilde verilmektedir :

$$f(M, b') = b' \cdot e^{-b'(M - M_0)}, \quad M \geq M_0$$

Burada $b' = b \cdot \text{Ln } 10$ dur.

Tablo 13. Depremlerin Magnitüd Dağılımları

A) $\Delta M = 0.1$

M	Bölge									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
4.3	69	42	11	19	20	14	7	4	2	26
4.4	9	24	9	4	5	1	—	1	—	6
4.5	26	45	11	10	4	4	—	3	—	5
4.6	42	24	8	16	14	8	1	4	—	10
4.7	16	26	7	5	3	2	—	1	1	5
4.8	24	33	9	7	5	3	5	1	2	6
4.9	36	17	3	21	12	3	1	—	3	3
5.0	15	19	4	3	5	3	4	4	3	4
5.1	10	6	5	4	1	—	3	2	1	1
5.2	39	25	5	10	9	8	1	1	—	10
5.3	8	10	3	2	4	2	—	3	2	1
5.4	6	5	3	1	1	2	1	2	2	—
5.5	24	5	—	7	5	6	—	2	—	1
5.6	10	7	1	2	1	—	1	—	—	2
5.7	4	5	—	—	2	1	1	—	1	4
5.8	8	1	3	7	5	—	1	—	—	4
5.9	4	6	2	2	1	—	—	1	—	—
6.0	5	7	2	2	1	1	—	—	1	—
6.1	2	1	—	—	1	1	—	—	—	—
6.2	1	3	—	—	2	—	1	—	1	1
6.3	2	2	—	1	—	—	—	—	—	—
6.4	3	2	—	1	—	—	—	—	1	—
6.5	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—
6.6	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
6.7	1	—	—	1	1	—	1	—	—	—
6.8	3	2	1	—	—	—	1	—	—	—
6.9	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—
7.0	3	2	—	—	—	—	—	—	—	—
7.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.2	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
7.3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8.0	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—

B) $\Delta M = 0.5$

M	Bölge									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
4.3 — 4.7	162	161	46	54	46	29	8	13	3	52
4.8 — 5.2	124	100	26	45	32	17	14	8	9	24
5.3 — 5.7	52	32	7	12	13	11	3	7	5	8
5.8 — 6.2	20	18	7	11	10	2	2	1	2	5
6.3 — 6.7	9	10	—	3	1	—	1	—	1	—
6.8 — 7.2	8	5	2	—	1	—	1	—	—	—
7.3 — 7.7	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.8 — 8.2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Toplam	381	326	88	125	103	59	29	29	20	89

Tablo : 14. Bölge I

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması.

$\Delta m=0.5$	X_j	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	162	2.20952	-1.75	0.97499	-1.7062325	3.0625
4.8-5.2	5.0	124	2.09342	-1.25	0.85889	1.0736125	1.5625
5.3-5.7	5.5	52	1.71600	-0.75	0.48147	0.3611025	0.5625
5.8-6.2	6.0	20	1.30103	-0.25	0.06650	0.0166250	0.0625
6.3-6.7	6.5	9	0.95424	0.25	-0.28029	0.0700725	0.0625
6.8-7.2	7.0	8	0.90309	0.75	-0.33144	0.2485800	0.5625
7.3-7.7	7.5	5	0.69897	1.25	-0.53556	0.6694500	1.5625
7.8-8.2	8.0	1	0.000	1.75	-1.23453	2.1604275	3.0625

Tablo: 15. Bölge II
En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	161	2.20683	-1.25	0.76246	-0.9500750	1.5625
4.8-5.2	5.0	100	2.00000	-0.75	0.55563	0.4167225	0.5625
5.3-5.7	5.5	32	1.50515	-0.25	0.06078	0.0151950	0.0625
5.8-6.2	6.0	18	1.25527	0.25	-0.18907	0.0472675	0.0625
6.3-6.7	6.5	10	1.00000	0.75	-0.44437	0.3332775	0.5625
6.8-7.2	7.0	5	0.69897	1.25	-0.74540	0.9317500	1.5625

Tablo :16. Bölge III

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i=\text{Log } n_i$	$X_i-\bar{X}$	$Y_i-\bar{Y}$	$(X_i-\bar{X})(Y_i-\bar{Y})$	$(X_i-\bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	46	1.66276	-1.25	0.81794	-1.0224250	1.5625
4.8-5.2	5.0	26	1.41497	-0.75	0.57015	-0.4276125	0.5625
5.3-5.7	5.5	7	0.84510	-0.25	0.00028	-0.0000700	0.0625
5.8-6.2	6.0	7	0.84510	0.25	0.00028	+0.0000700	0.0625
6.3-6.7	6.5	-	-	-	-	-	-
6.8-7.2	7.0	2	0.30103	1.25	-0.54379	-0.6797375	1.5625

Tablo :17 Bölge IV

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i=\text{Log } n_i$	$X_i-\bar{X}$	$Y_i-\bar{Y}$	$(X_i-\bar{X})(Y_i-\bar{Y})$	$(X_i-\bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	54	1.7324	-1.0	0.5357	-0.5357	1.0
4.8-5.2	5.0	45	1.6532	-0.5	0.4565	0.2283	0.25
5.3-5.7	5.5	12	1.0792	-	-	-	-
5.8-6.2	6.0	11	1.0414	0.5	-0.1553	0.0777	0.25
6.3-6.7	6.5	3	0.4771	1.0	-0.7196	0.7196	1.0

Tablo :18 Bölge V

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i=\text{Log } n_i$	$X_i-\bar{X}$	$Y_i-\bar{Y}$	$(X_i-\bar{X})(Y_i-\bar{Y})$	$(X_i-\bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	46	1.6628	-1.25	0.7825	-0.9781	1.5625
4.8-5.2	5.0	32	1.5051	-0.75	0.6248	-0.4686	0.5625
5.3-5.7	5.5	13	1.1139	-0.25	0.2336	-0.0584	0.0625
5.8-6.2	6.0	10	1.00	0.25	0.1197	0.0299	0.0625
6.3-6.7	6.5	1	0.-	0.75	-0.8803	-0.6602	0.5625
6.8-7.2	7.0	1	0.-	1.25	-0.8803	-1.1004	1.5625

Tablo 19 Bölge VI

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	29	1.4624	-0.75	0.4536	-0.3402	0.5625
4.8-5.2	5.0	17	1.2304	-0.25	0.2216	-0.0554	0.0625
5.3-5.7	5.5	11	1.0414	0.25	0.0326	0.0082	0.0625
5.8-6.2	6.0	2	0.301	0.75	-0.7078	-0.5309	0.5625

Tablo 20 Bölge VII

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	8	0.9031	-1.25	0.4325	-0.5406	1.5625
4.8-5.2	5.0	14	1.1461	-0.75	0.6755	0.5066	0.5625
5.3-5.7	5.5	3	0.4771	-0.25	0.0065	0.0016	0.0625
5.8-6.2	6.0	2	0.3010	0.25	-0.1696	0.0424	0.0625
6.3-6.7	6.5	1	0 -	0.75	-0.4706	0.3530	0.5625
6.8-7.2	7.0	1	0 -	1.25	-0.4706	0.5883	1.5625

Tablo 21 Bölge VIII

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanılması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	13	1.1139	-0.75	0.3984	-0.2988	0.5625
4.8-5.2	5.0	8	0.9031	-0.25	0.1876	-0.0469	0.0625
5.3-5.7	5.5	7	0.8451	0.25	0.1296	0.0324	0.0625
5.8-6.2	6.0	1	0 -	0.75	-0.7155	-0.5366	0.5625

Tablo : 22 Bölge IX.

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	3	0.4771	-1.0	-0.0092	0.0092	1.0
4.8-5.2	5.0	9	0.9542	-0.5	0.4679	-0.2340	0.25
5.3-5.7	5.5	5	0.6990	-	-	-	-
5.8-6.2	6.0	2	0.3010	0.5	-0.1853	-0.0927	0.25
6.3-6.7	6.5	1	0.00	1.0	-0.4863	-0.4863	1.0

Tablo : 23 Bölge X

En Küçük Kareler Metodunun Uygulanması

$\Delta m=0.5$	X_i	n	$Y_i = \text{Log } n_i$	$X_i - \bar{X}$	$Y_i - \bar{Y}$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$
4.3-4.7	4.5	52	1.7160	-0.75	0.5414	-0.4061	0.5625
4.8-5.2	5.0	24	1.3802	-0.25	0.2056	0.0514	0.0625
5.3-5.7	5.5	8	0.9031	0.25	-0.2715	0.0679	0.0625
5.8-6.2	6.0	5	0.699	0.75	-0.4756	0.3567	0.5625

Buna karşıt olan olasılık fonksiyonu ise aşağıdaki gibi verilmektedir.

$$P = (b')^N \cdot \exp \left\{ -b' (\sum M_i - NM_0) \right\}$$

Bu bağlantıdan, b nin olasılık hesabı şu şekilde yapılmaktadır :

$$b = \frac{\text{Log } e}{M - M_0}$$

Burada M ve M_0 sırasıyla, deprem serilerindeki magnitüdün ortalama ve alt limit değerleridir.

Utsu, bu yöntemin en küçük kareler yöntemine oranla daha iyi sonuçlar verdiğini göstermiştir. Ayrıca bu yöntem, küçük deprem serilerinde de uygulanabilmektedir.

Magnitüdün alt limiti $M_0 = 4.25$ alınarak b değerleri aşağıdaki gibi hesaplanabilir.

$$b = \frac{0.4343}{M - 4.25}, \quad M = \frac{\sum M_n}{\sum n}$$

Tablo : 24 Hesaplanan Mn Değerleri

Bölge	I		II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		
	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	n	Mn	
m=0.1																					
6.6	—	—	3	19.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6.7	1	6.7	—	—	—	—	1	6.7	1	6.7	—	—	1	6.7	—	—	—	—	—	—	—
6.8	3	20.4	2	13.6	1	6.8	—	—	—	—	—	—	1	6.8	—	—	—	—	—	—	—
6.9	1	6.9	—	—	1	6.9	—	—	1	6.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.0	3	21.-	2	14.-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.2	1	7.2	1	7.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.3	3	21.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.4	1	7.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.6	1	7.6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8.0	1	8.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	381		326		88		125		125		103		59		29		29		20		89
Mn	1904.5		1606.6		428.1		614.8		614.8		508.3		286.7		146.3		142.00		103.4		425.0
m	4.9986		4.928		4.8647		4.9184		4.9184		4.9349		4.8593		5.0448		4.8965		5.17		4.7752

Her bir bölge için hesaplanan Mn değerleri Tablo 24. de verilmiştir. Elde edilen b değerlerine karşıt olan a değeri ise, $M \geq 4.3$ için kümülâtif frekans bağlantısından hesaplanabilir.

$$a = \text{Log } N(M \geq 4.3) + \text{Log } (b \cdot \text{Ln } 10) + 4.3 b$$

Her bir bölge için gerek en küçük kareler ve gerekse olasılık hesabı yöntemiyle hesaplanan magnitüd - frekans bağlantıları, Tablo 25. de verilmiştir.

V. Gelecekte Beklenen Sismik Aktivite

100 yıllık bir zaman aralığında tektonik aktivitenin değişmez olarak sayılabileceği kabul edilebilir. Bu nedenle, deprem oluşunun beklenen olasılığının bu zaman aralığı içerisinde incelenilmesi düşünülebilir.

Beklenen sismik aktivitenin çözümlenmesi, olasılık hesabı yönteminden elde edilen verileri kullanarak yapılacaktır.

Tablo 25. Magnitüd - Frekans Bağlıları

Bölge	En Küçük Kareler Metodu	İhtimaller Hesabı Metodu
I	Log N = 4.984 — 0.600 M	Log N = 5.200 — 0.580 M
II	4.986 — 0.616 M	5.433 — 0.640 M
III	4.053 — 0.558 M	5.191 — 0.706 M
IV	4.629 — 0.624 M	5.066 — 0.650 M
V	5.135 — 0.740 M	4.903 — 0.634 M
VI	4.868 — 0.735 M	5.051 — 0.713 M
VII	3.144 — 0.465 M	3.909 — 0.546 M
VIII	4.285 — 0.680 M	4.541 — 0.672 M
IX	2.257 — 0.322 M	3.366 — 0.472 M
X	4.881 — 0.706 M	5.785 — 0.827 M

V.1. Sismisite indeksi

Her bir bölge için verilen bir magnitüdden büyük depremlerin beklenen ortalama yıllık sayısı, izlenen deprem oluşlarının zaman ve magnitüd dağılımlarından çıkarılabilir. Bunu bulmak için, $M = 0$ ve $M = 4.3$ den büyük depremlerin sene başına toplam sayısı, her bir bölge için sismisite indeksi olarak kabul edilebilir.

a değeri, magnitüdü $M \geq 4.3$ olan izlenilmiş depremlerden hesaplanılmıştır. Kümülatif magnitüd - frekans bağlantısından, verilen bir magnitüdden daha büyük depremlerin toplam sayısı doğrudan doğruya hesaplanabilir.

a ve a' ne karşıt ortalama yıllık değerler aşağıdaki bağlantılardan bulunmaktadır.

$$a_1 = a - \text{Log } T \quad T = 71 \text{ sene}$$

$$a'_1 = a' - \text{Log } T \quad \text{Log } T = 1.851$$

Burada T, incelenilen periyod aralığıdır.

a, b, a_1 ve a_1' değerleri hesaplanmış ve bulunan değerler Tablo 26. da verilmiştir. Tablo 26. dan yararlanılarak, magnitudü $M \geq 0$ ve $M \geq 4.3$ olan depremlerin ortalama yıllık sayısı aşağıdaki bağlantılardan hesaplanılmıştır.

$$N (M \geq 0) = 10^{\frac{a_1}{b}} ; N (M \geq 4.3) = 10^{\frac{a_1}{b} - 4.3}$$

Her bir bölge için bulunan sismite indeksi değerleri Tablo 27. de verilmiştir.

Sismisite indeksi çalışmaları, sismoloji istasyonlarının gelecekte kurulacağı yerlerin planlanmasında yardımcı olabilirler.

V.2. Spesifik sismisite

Tablo 27. deki değerlerden faydalanılarak, her bir bölgede birim alan ve hacimde $M \geq 0$ ve $M \geq 4.3$ olan depremlerin beklenen sayıları hesaplanmıştır. Her bir sismotektonik bölgenin alanı Şekil 1. den bulunmuştur. Sismik hacmin hesaplanmasında kullanılan ocak derinlikleri Tablo 1. de verilen değerlerdir.

Tablo 26. Bölgesel Sismik Aktivite Parametreleri (1900-1970)

A) E.K.K. Metodu

Bölge	r b	a	a_1	a'	a_1'
I	0.600	4.984	3.133	4.844	2.993
II	0.616	4.986	3.135	4.835	2.984
III	0.558	4.053	2.202	3.945	2.094
IV	0.624	4.629	2.778	4.472	2.621
V	0.740	5.135	3.284	4.904	3.053
VI	0.735	4.868	3.017	4.640	2.789
VII	0.465	3.144	1.293	3.115	1.264
VIII	0.680	4.285	2.434	4.091	2.240
IX	0.322	2.257	0.406	2.387	0.536
X	0.706	4.881	3.030	4.670	2.819

B) Olasılık Hesabı Metodu

Bölge	r b	a	a_1	a'	a_1'
I	0.580	5.200	3.349	5.075	3.224
II	0.640	5.433	3.852	5.265	3.414
III	0.706	5.191	3.340	4.981	3.130
IV	0.650	5.066	3.215	4.891	3.040
V	0.634	4.903	3.052	4.739	2.888
VI	0.713	5.051	3.200	4.836	2.985
VII	0.546	3.909	2.058	3.810	1.959
VIII	0.672	4.541	2.690	4.352	2.501
IX	0.472	3.366	1.515	3.331	1.480
X	0.827	5.785	3.934	6.504	3.665

Tablo 27. Sismisite İndeksi

Bölge	$M \geq 0$		$M \geq 4.3$	
	N	% N	N	N %
I	0.984 x 10 ³	19.3	2.588	30.7
II	0.964 »	18.9	2.164	25.7
III	0.124 »	2.4	0.495	5.9
IV	0.418 »	8.2	0.866	10.3
V	1.130 »	22.2	0.743	8.8
VI	0.615 »	12.1	0.425	5.0
VII	0.018 »	0.4	0.184	2.2
VIII	0.174 »	3.4	0.207	2.5
IX	0.003 »	0.1	0.0142	1.7
X	0.659 »	13.0	0.607	7.2
Toplam	5.089 »	100.0	8.421	100.0

$M \geq 0$ için birim uzunluk 10 km., $M \geq 4.3$ için de 100 km. olarak alınmıştır. Her bir bölge için spesifik sismisite değerleri Tablo 28. de verilmiştir. Tablo 28. den belirlendiği üzere, Bölge I ve II maksimum spesifik sismik aktiviteyi göstermektedir.

V.3. Deprem riski

Mühendislik açısından, verilen bir zaman aralığında yıkıcı depremlerin olma olasılığının bilinmesi gereği ortaya çıkmaktadır. Deprem mühendisliği konularında önemli bir kavram olarak nitelenen deprem riski, verilen bir süre için, belirli bir bölge için yıkıcı depremlerin oluş olasılığı olarak tanımlanabilir.

Depremlerin zaman dağılımları e^{-bt} şeklinde üstel bir ifadeyle belirtilebilir. Dolayısıyla, belirli bir T periyodunda, magnitudü verilen bir M değerinden daha büyük bir ya da daha fazla yıkıcı depremlerin oluş ihtimali aşağıdaki formülle hesaplanabilir.

$$P(M, T) = 1 - e^{-N(M) T}$$

Buradaki $N(M)$ değeri, her bir bölge için magnitudü frekans ilişkisinden elde edilebilir.

Deprem risk değeri hesaplamalarında I — IV Bölgeleri için $M = 7.5$ ve V — X Bölgeleri için de $M = 7.0$ değerleri kullanılmıştır. Bu magnitudü değerleri için, depremlerin ortalama yıllık kümülatif sayısı aşağıdaki bağıntılardan elde edilir.

$$N(7.0) = 10^{a_1 - 7.0 \times b} \quad , \quad N(7.5) = 10^{a_1 - 7.5 \times b}$$

Her bir bölge için deprem risk değerleri, $T = 25, 50, 75, 100$ ve 250 periyodları için hesaplanılmış ve bulunan değerler Tablo 29. da verilmiştir.

Ayrıca, her bir bölge için bu büyüklükteki bir depremin ortalama dönüşüm periyodu da aşağıdaki bağıntılarla hesaplanmış ve yine Tablo 29. da verilmiştir.

$$\theta = 1/N(7.0) \text{ sene} \quad , \quad \theta = 1/N(7.5) \text{ sene}$$

Tablo 28. Spesifik Sismisite

Bölge	Alan 100 ² km ²	$M \geq 0$		$M \geq 4.3$	
		N/V	N/A	N/A	N/V
		10 ⁻² km ⁻²	10 ⁻³ km ⁻³	10 ⁻² km ⁻²	10 ⁻³ km ⁻³
I	13.2	0.745	0.745	0.196	1.96
II	6.6	1.460	0.487	0.328	1.09
III	4.0	0.310	0.103	0.124	0.41
IV	8.9	0.470	0.235	0.097	0.49
V	5.1	2.220	1.108	0.146	0.73
VI	2.5	2.460	1.230	0.170	0.85
VII	2.9	0.062	0.031	0.063	0.32
VIII	4.2	0.410	0.276	0.049	0.33
IX	1.7	0.018	0.006	0.083	0.28
X	28.9	0.230	0.114	0.021	0.11

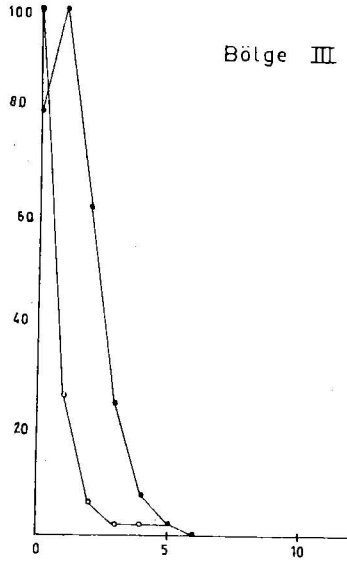
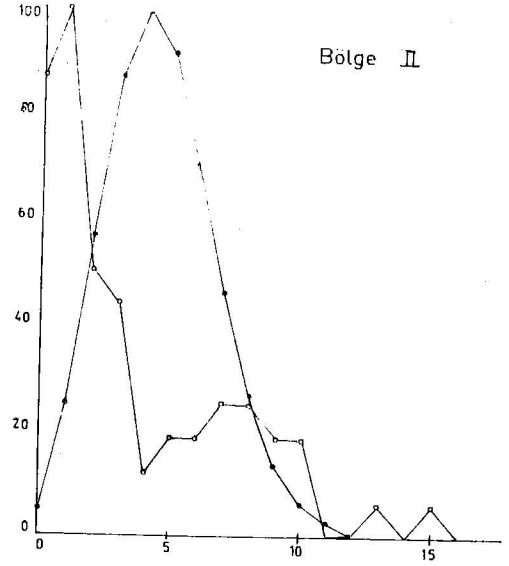
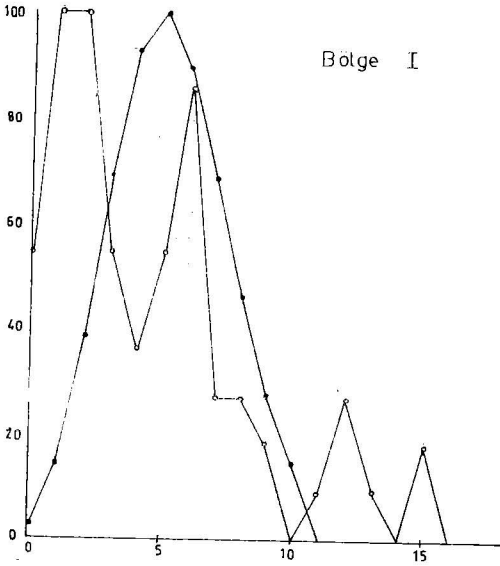
Tablo 29. Deprem Riski, % olarak

Bölge	N $M \geq 7.5$	P E R İ Y O D					Sene θ
		25	50	75	100	250	
I	0.0311	54.2	78.8	90.3	95.5	99.9	32.1
II	0.0231	44.0	68.3	82.3	90.0	99.7	43.3
III	0.0081	18.1	33.0	45.7	55.1	86.7	123.5
IV	0.0087	19.8	35.0	47.8	58.0	88.6	115.0
	$M \geq 7.0$						
V	0.0074	16.5	30.9	42.0	52.3	84.3	135.1
VI	0.0044	10.4	19.8	28.1	35.6	66.7	227.3
VII	0.0102	22.1	40.0	53.2	63.9	92.2	98.0
VIII	0.0030	6.8	13.9	19.8	25.9	52.8	333.3
IX	0.0191	38.1	61.3	76.1	85.2	99.1	52.4
X	0.0075	17.3	30.9	42.9	52.8	84.6	133.3

VI Sonuç

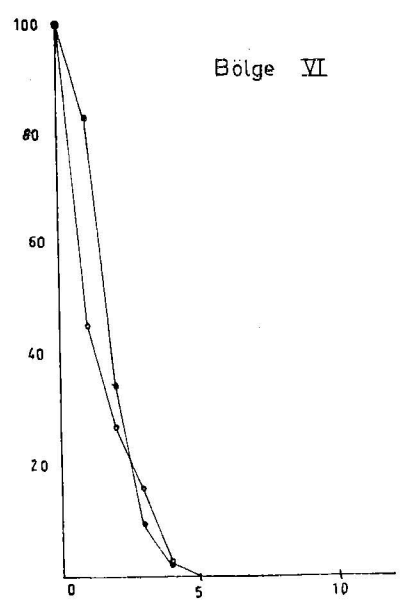
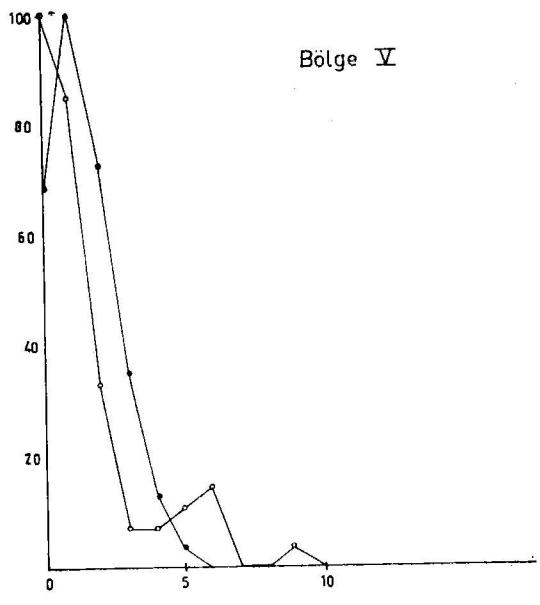
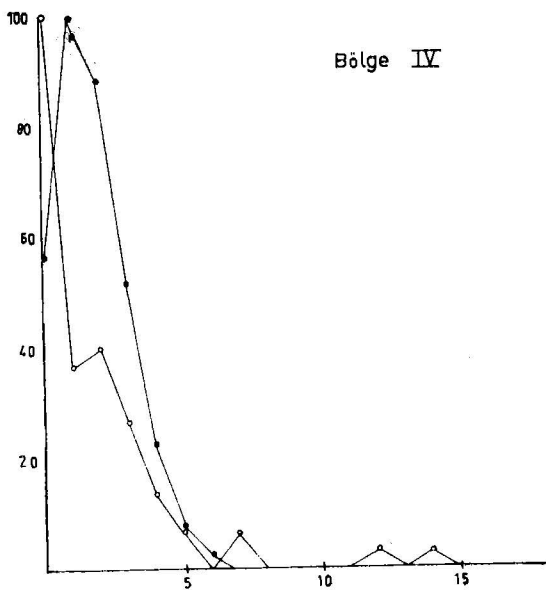
Türkiye'de 1900 - 1970 yılları arasında oluşmuş depremlerin istatistiksel çözümlenmeleri yapılmıştır. 10 sismotektonik bölge için magnitüd - frekans bağıntıları hesaplanmıştır. Bu bağıntılar temel olarak alınmak yolu ile, bölgesel sismik aktivite parametreleri elde edilmiştir. Bu parametrelerden her bir bölge için, deprem riski incelemesine geçilmiş ve çeşitli periyodlar için deprem risk değerleri bulunmuştur.

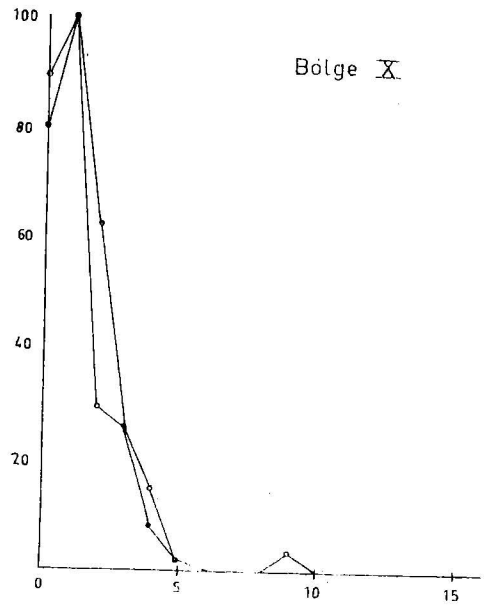
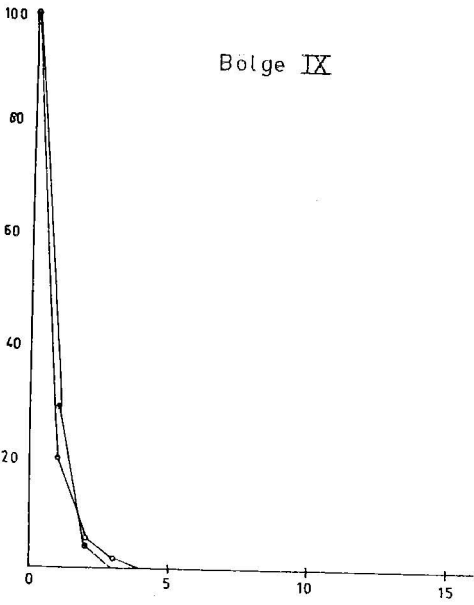
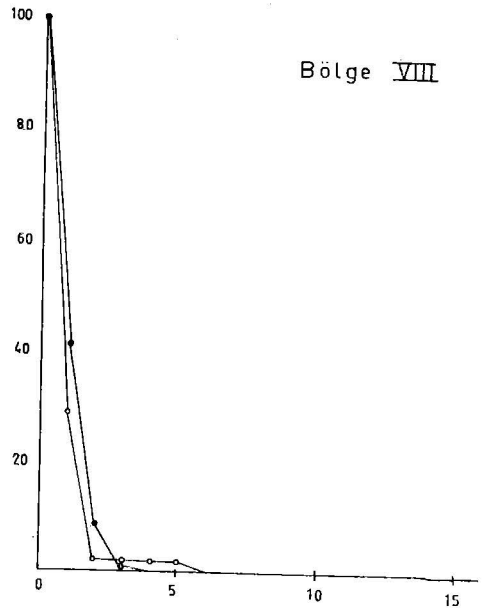
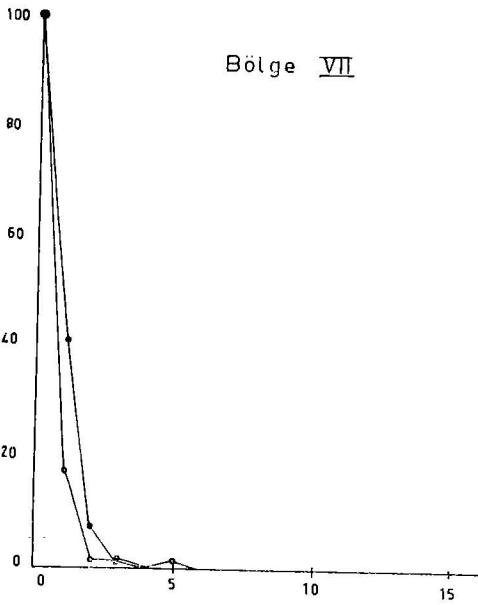
Bu çalışma sonuçlarının, deprem oluşlarıyla ilgili başka çalışmalarda yararlı olacağı ümit edilmektedir.



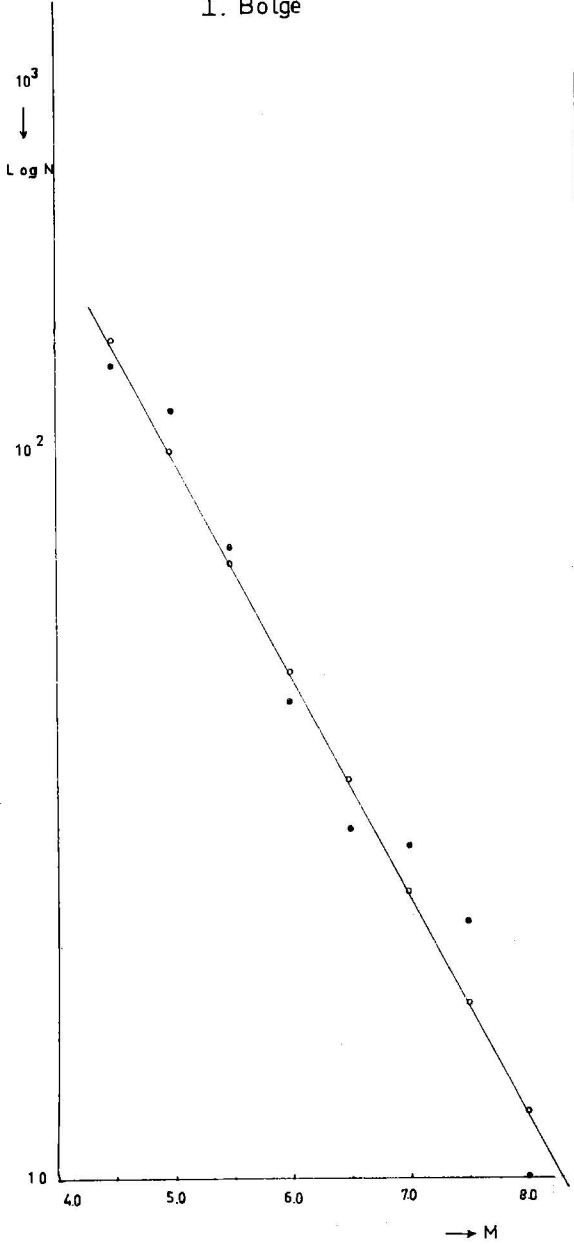
Şekil 3. Depremlerin zaman Dağılımları

- Gerçek dağılım
- Poisson's dağılım

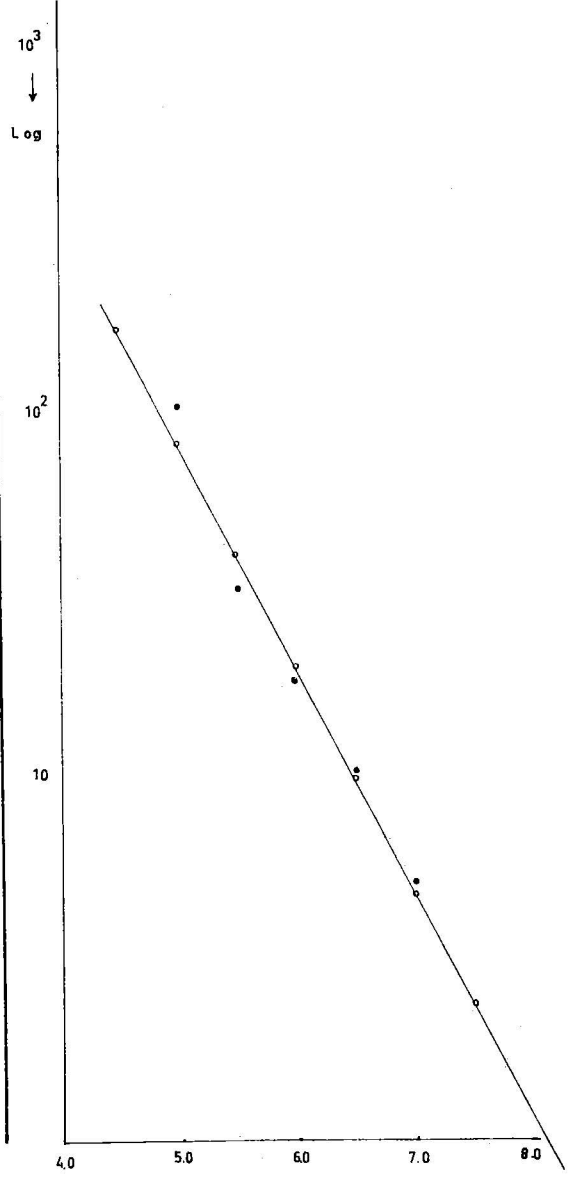




I. Bölge

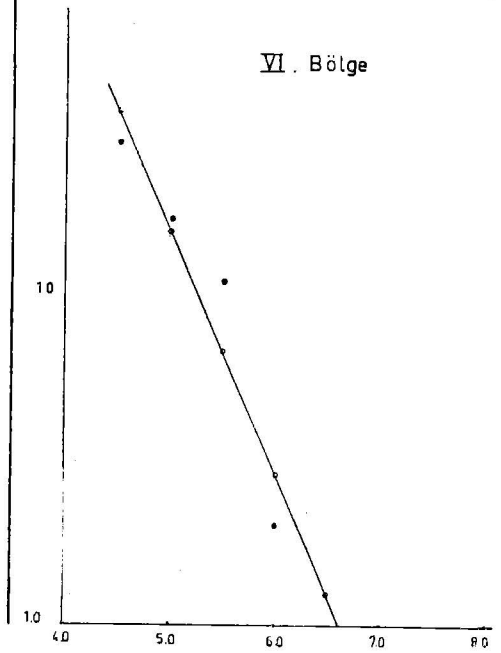
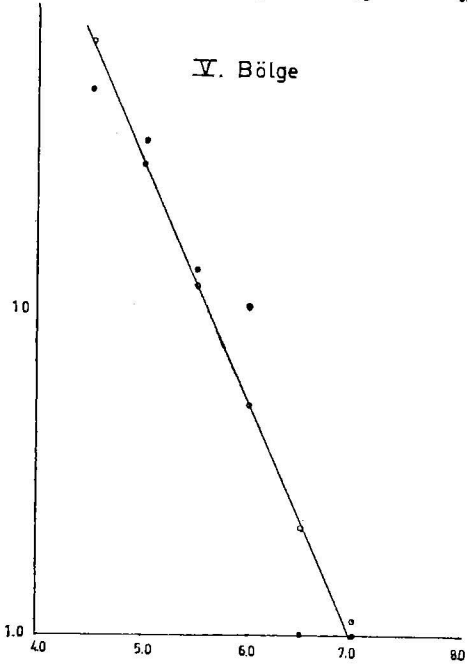
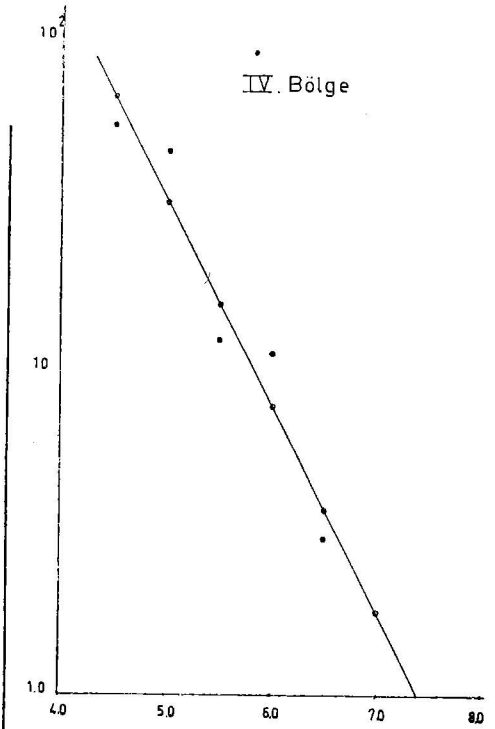
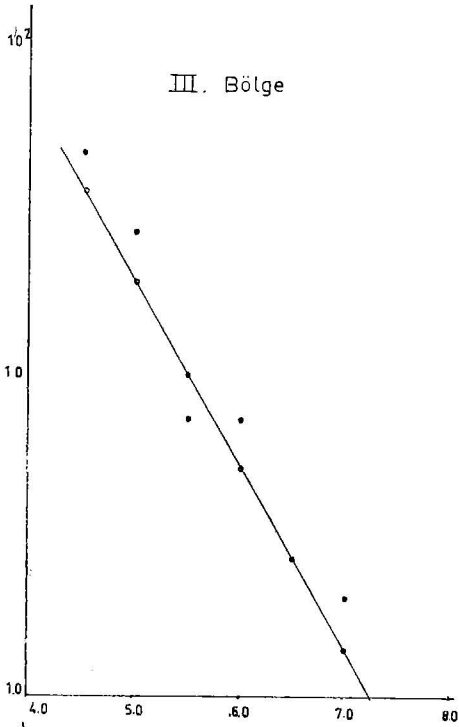


II. Bölge

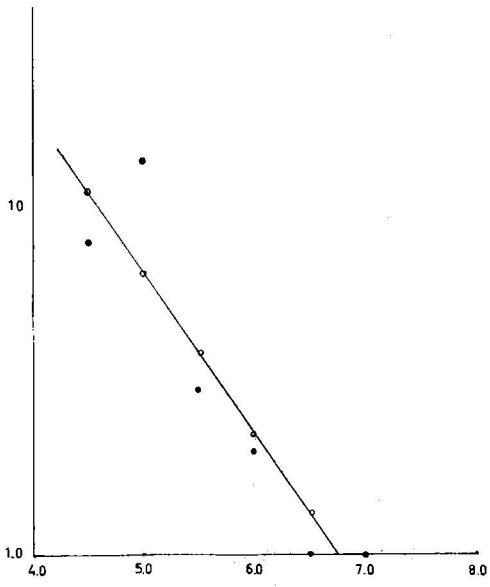


Şekil:4. Magnitüd Frekans bağıntıları

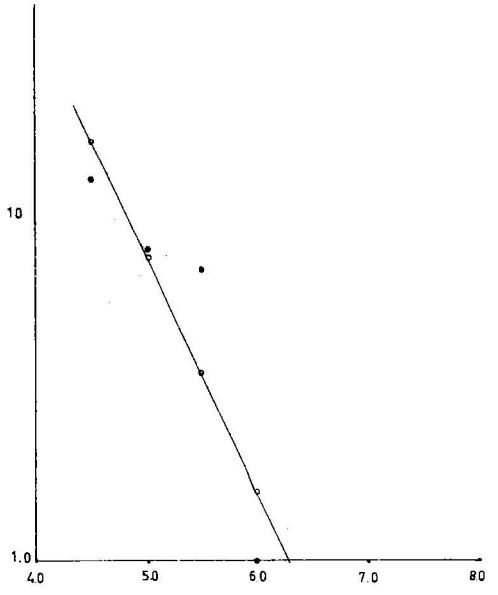
(içi boş daireler, kümülatif frekans bağıntısına tekabül etmektedir, inceleme aralığı 1900-1970)



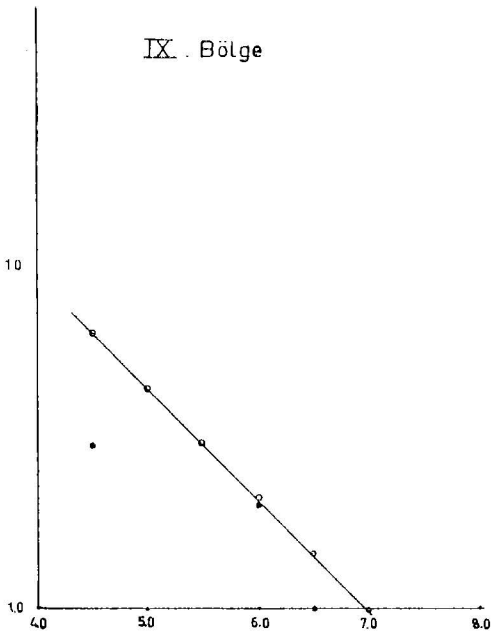
VII. Bölge



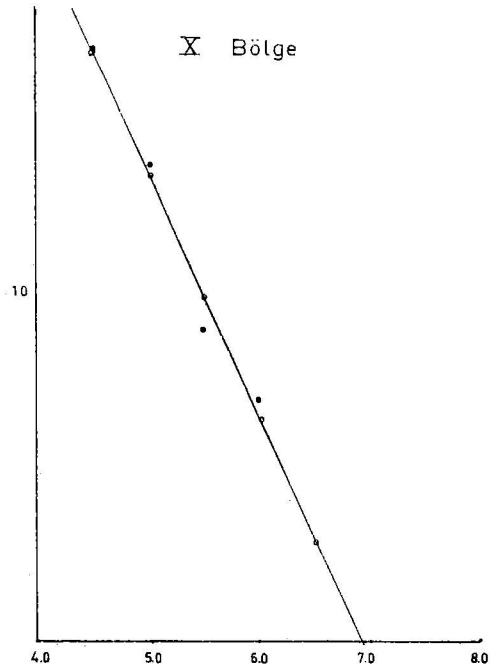
VIII. Bölge



IX. Bölge



X. Bölge



**MAGNİTÜD - MAKSİMUM İVME - ENERJİ VE DEPREM BÖLGE
KATSAYISI ARASINDAKİ İLİŞKİLER**

Mag.	E x10 ²⁰ erg	E' x10 ²⁰ erg	Y ₀ gal	C ₀
4.3	0.0040	0.0075	7.653	0.008
4.4	0.0058	0.0109	8.736	0.009
4.5	0.0086	0.0158	9.961	0.010
4.6	0.0126	0.0229	11.34	0.011
4.7	0.0184	0.0331	12.9	0.013
4.8	0.0268	0.0478	14.66	0.015
4.9	0.0388	0.0691	16.63	0.017
5.0	0.0562	0.1	16.79	0.017
5.1	0.0812	0.1446	21.32	0.022
5.2	0.1143	0.209	24.1	0.024
5.3	0.168	0.302	27.2	0.028
5.4	0.2407	0.4366	30.67	0.031
5.5	0.344	0.631	34.54	0.035
5.6	0.4905	0.9121	38.84	0.039
5.7	0.6975	1.319	43.63	0.044
5.8	0.9897	1.906	48.96	0.050
5.9	1.401	2.754	54.85	0.056
6.0	1.977	3.381	61.38	0.062
6.1	2.784	5.755	68.61	0.070
6.2	3.911	8.318	76.6	0.078
6.3	5.48	12.02	85.39	0.087
6.4	7.66	17.38	95.08	0.097
6.5	10.68	25.12	105.8	0.108
6.6	14.85	36.31	117.5	0.120
6.7	20.61	52.48	130.3	0.133
6.8	28.52	75.86	144.4	0.147
6.9	39.37	109.7	159.8	0.163
7.0	54.20	158.5	176.6	0.180
7.1	74.46	229.1	195.0	0.199
7.2	102.0	331.2	215.0	0.219
7.3	139.5	478.7	236.7	0.241
7.4	190.1	691.9	260.3	0.265
7.5	258.5	1000.0	286.0	0.291
7.6	350.8	1445.0	313.7	0.320
7.7	474.7	2089.0	343.7	0.350
7.8	640.8	3020.0	376.2	0.383
7.9	862.8	4366.0	411.2	0.419
8.0	1159.0	6310.0	448.8	0.457

Burada aşağıdaki bağıntılar kullanılmıştır :

$$\text{Log } E = 9.4 + 2.14 M - 0.054 M^2$$

$$\text{Log } E' = 11.0 + 1.6 M$$

$$\text{Log } Y_0 = - 2.1 + 0.81 M - 0.027 M^2$$

$$C_0 = Y_0/g$$

KAYNAKLAR

1. Prof. Dr. W. Hiller (Fahrettin Arda)
Jeofizikçe Giriş ve Sismoloji, İ.T.Ü. Yayını, No. 2, 1957
2. A. Zatopek
«Seismicity and Related Problems», IISEE Lecture Notes 6, 1969, Tokyo
3. Manual of Seismological Observatory Practice, International Seismological
Centre Edinburgh, Scotland, 1970
4. K. Kanai
A Short Note on Seismic Intensity and Seismic Intensity Scale, Bull. of
ERI, Vol. 45 (1967), p: 339
«An Empirical Formula for the Spectrum of Strong Earthquake Motions»
Bull. of ERI, Vol. 39 (1961), p: 85
5. M. İpek
«Sismoloji ve Deprem Mühendisliğine Giriş» İ.T.Ü. Ders notları, 1971
6. General Seismology, Lecture note of IISEE, 1971, Tokyo
7. Housner
«Intensity of Earthquake Ground Shaking near the Causative Fault»
-2. WCEE. Vol.1, III, 94
8. Bruce, A. Bolt
«Duration of Strong Ground Motion», 5. WCEE, Vol. III, 292
9. E. Gubin
«Lecture notes on Basic Problems in Seismotectonics» IISEE Lecture
notes 3, Tokyo
10. Daniel Linehan
«Geological and Seismological Factors influencing the assessment of a
Seismic threat to Nuclear Reactors». (Seismic Design for Nuclear Power
Plants, MIT. Press)
11. Richter
«Elementary Seismology» Freeman, 1958
12. Richter — Gutenberg
«Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration. Second Pa-
per. Bull. of S.S. of America, Vol 46 (1956), p: 105
13. S. Miyamura
«Seismicity», Lecture notes of IISEE, 1971, Tokyo
14. K. Aki
«Some Problems in Statistical Seismology» Lecture notes of IISEE, 1971
Tokyo
15. Heiland
«Geophysical Prospecting» Hafner Publ. 1968
16. Karnik
«Seismicity of the European Area, I-II» Reidal Publ. 1971
17. Gutenberg — Richter
«Seismicity of the Earth and associated phenomena» Hafner Publ. 1965

18. J.P. Rothe
«The Seismicity of the Earth 1953-1965» Unesco Yayını
19. R.L. Wiegel
Earthquake Engineering, Prentice-Hall Publ.
20. L. Estava
«Seismic Risk and Seismic Design Decision» Seismic Design For Nükleer Power Plants, MIT Press, p: 142
21. Prof. Dr. N. Pınar Erdem
«Jeoloji ve Mühendislik Jeolojisi Ders Notları» İDMM Akademisi, Jeoloji Kürsüsü yayını, 1971 İstanbul
22. Prof. Dr. S. Omote (S. Aynaycan)
«Sismoloji» İ.T.Ü. Yayını No: 15 1962 İstanbul
23. Prof. K. E. Bullen (G. Ergin)
«Teorik Sismolojiye Giriş» İ.T.Ü. Sismoloji Enst. Yayını No. 12, 1960. İst.
24. Prof. P. Byerly (K. Ergin)
«Sismoloji» İ.T.Ü. Sismoloji Enst. Yayını No. 1, 1955, İstanbul
25. Prof. Dr. İ. Ketin
«Umumi Jeoloji» İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını, 1957, İstanbul
26. Prof. Dr. İ.E. Altınlı
«Mühendislik Jeolojisi Ders Notları «İ.Ü. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, 1971
27. S. Omote ve M. Çöloğlu
«Seismic Activity in Marmara Region, Turkey»
Bull. of IISSE, Vol. 5 (1968), pp: 17-30
28. Lahn E.
«Seismological Investigation in Turkey»
B.S.S.A., 39 (1949), pp: 67-71
29. Pınar, N. ve Lahn, E.
«Türkiye Depremleri İzahlı Katalogu»
Ankara, 1952
30. Pınar, N.
«Liste des seismes survenus en Turquie, depuis de debut de l'annee 1952»
IUGG New-letter, No. (1956), p: 416
31. Pınar, N.
«La carte seismotectonique de la Turquie»
presented at the Alicante Meeting CSE (1959)
32. Omote S. ve M. İpek
«The seismicity in Turkey»
İstanbul Technical University, 1959
33. Öcal, N.
«The seismicity of Turkey»
read net the Meeting of CSE., Jena, 1962
34. Öcal, N.
«Die seismizitat der Turkei»
Pure and Applied Geophysics, Vol. 57 (1964), pp: 103-116
35. Bath, M.
«Seismicity of Europe»
A progress report, IUGG Monographic No. 1 (1960)
36. Karnik, V.
«Seismicity of Europe III ve IV»
IUGG Monographie No. 23 (1963) ve No. 29 (1965)

37. Karnik, V.
«Magnitude - frequency relation and seismic activity in different region of the European area»
Bull. of IISSE, Vol. 1 (1964), pp: 9-32
38. İpek, M., Zeki Uz ve Uğur Güçlü
«Sismolojik donelere göre Türkiye'de deprem bölgeleri» Ankara, 1965
39. Ergin, K.
«A calaoque of earthquakes for Turkey and surrounding area»
İstanbul Tecical University, 1967
40. Öcal, N.
«Catalogues of earthquakes in Turkey»
41. Tabban, A.
«Seismicity of Turkey»
Individual Studies by participants at the IISSE. Vol. 6 (1970) pp: 59-71
42. Alsan, E.
«Magnitude and Time distributions of earthquake in Turkey» Individual studies by participants at the IISSE, Vol. 7 (1972) pp: 1-10
43. Welkner, M.
«Statistical analysis of earthquake occurence in Japan, 1926-1956» Bull. of IJSEE. Vol. 2 (1965), pp: 1-27
44. Mogi, K.
«Experimental studies on the occurence of earthquakes»
Bull. of ERI. Vol. 40, Parts 1 ve 4, Vol. 41, Part 3, 1962
45. Miyamura, S.
«Seismicity and Geotectonics»
Zishin, Series 2, Vol. 15, No. 1, 1962
46. Aki, K.
«Maximum likelihood estimate of b vaue in the formulæe $\log N = a - b M$ and its confidence limits»
Bull. of ERI. Vol. 43 (1965)
47. Utsu, T.
«A statistical study of the occurence of aftershocks»
Geophysical Magazine, J.M.A. Vol. 30, No. 4, 1961
48. Balkan Region. Catalogue of Earthquakes up to 1970.
49. Atlas — Kaatlog, CCCB (1911-1957 Moscow

