

39659

DEPREM KAYITLARININ İSTATİSTİKSEL ANALİZİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

İnş. Müh. Deniz PEKER

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 13 Haziran 1994

Tezin Savunulduğu Tarih : 1 Temmuz 1994

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Atilla M. ANSAL

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Kemal ÖZÜDOĞRU

Prof. Dr. Haluk EYİDOĞAN

İ.T.Ü. FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

TEMMUZ 1994

ÖNSÖZ

Bu çalışma da, yüzyıllardır insanlığı tehdit eden en büyük doğal afetlerden biri olan ve birçok belirsizliği bünyesinde barındıran depremin daha iyi anlaşılması için temel kavramlarla birlikte olayı etkileyen parametreler açıklanmış ve aralarında ki istatistiksel ilişkiler belirlenerek bu parametrelerin olayı tanımlamada ki geçerlilikleri ifade edilmeye çalışılmıştır.

İlgili çalışmada bana her konuda destek olan değerli Danışmanım Sn. Prof. Dr. Atilla M. ANSAL' a , yardımlarından dolayı Geoteknik Anabilim Dalı ve Yapı Anabilim Dalı Öğretim görevlilerine teşekkür ederim.

Deniz PEKER

F.192. Y310

İÇİNDEKİLER

ÖZET	V
SUMMARY	VI
BÖLÜM 1. GİRİŞ	1
BÖLÜM 2. DEPREM YER HAREKETİ	3
2.1. Hareketin Kuramsal ve Fiziksel Özellikleri	3
2.1.1. Fay Mekanizması	6
2.1.2. Hareketin Fiziği	9
2.2. Dalga Hareketi Olarak Deprem	12
2.3. Depremın Kaynak Özellikleri	17
2.3.1. Depremın Oluş Mek. ve Dayandığı Teoriler	17
2.3.2. Manyitüd	21
2.3.3. Enerji	27
2.4. Depremın Şiddeti	28
2.5. Sonuç	33
BÖLÜM 3. DEPREMLERDE İVME - ZAMAN KAYITLARI	35
3.1. Kuvvetli Yer Hareketinin Ölçümü	35
3.2. Kuvvetli Yer Hareketi Kaydediciler ve Amaçları	37
3.3. Veri Tabanı ve Değerlendirme	39
3.3.1. En Büyük Zemin İvmesi (A_p)	46
3.4. Sonuç	54
BÖLÜM 4. YENİ PARAMETRELER ve DEĞERLENDİRME	56
4.1. Eşdeğer Çevrim Sayısı (N_c)	56
4.1.1. $N_c - A_p$	59
4.1.2. $N_c - D_{EPI}$	62
4.2. Ortalama Darbe İvmesi (A_D)	65
4.2.1. $A_D - A_p$	68
4.2.2. $A_D - N_c$	71
4.2.3. $A_D - D_{EPI}$	74
4.3. Sonuç	77
BÖLÜM 5. DEPREM SPEKTRUMLARI	78
5.1. Fourier Spektrumu	78
5.2. Tepki Spektrumu	81
5.3. Zemin Koşullarının Spektruma Etkisi	87
5.4. Veri Tabanı ve Değerlendirme	88
5.5. Sonuç	92

SONUÇLAR ve ÖNERİLER	93
KAYNAKLAR	95
EKLER	97
ÖZGEÇMİŞ	116



ÖZET

Deprem neden olduğu sonuçlar açısından en önemli doğal afetlerden biridir. Deprem yer hareketi, çok karmaşık bir fiziksel yapıya sahiptir. Yerkabuğunu oluşturan zemin tabakalarının homojen dağılmaması (topografik, jeolojik ve yerel zemin koşulları), deprem hareketinin merkezden yayılması sırasında tabakalar arasındaki sınırlarda dalgaların kırılma ve yansıması ile oluş mekanizmalarında (fay mekanizması, manyitüd, odak derinliği, dışmerkez uzaklığı vb.) görülen çeşitli farklılık ve belirsizlikler deprem hareketini tanımlamayı zorlaştırmaktadır. Yüzeyde ki deprem hareketini birçok faktör etkilemekte, çoğu zaman hareketin fiziksel etkisini ifade eden parametreler sınırlı veya yetersiz kalmaktadır.

İnşaat mühendisliğinin temel amaçlarından biri insanların içinde yaşadıkları mekanları daha güvenli, daha dayanıklı ve uzun ömürlü olacak şekilde tasarlamak ve inşa etmektir. Aynı düşünce, deprem olayı için de benzer bir bakış açısını gerektirmektedir. Amaç depremi engellemek olamayacağına göre, mühendislik uygulaması açısından tasarıma ve inşaata yönelik hasarları olumsuz şekilde etkileyen çeşitli belirsizliklerin, gerekli inceleme ve araştırmaların yapılarak mümkün olduğunca en aza indirilmesi ve istatistiksel yaklaşımlar yaparak olasılık ilişkilerinin bulunması olacaktır.

Bu düşünceler doğrultusunda, orta ve büyük şiddetli bazı geçmiş deprem kayıtlarının mevcut veriler ışığında çeşitli parametreleri (dışmerkez uzaklığı, en büyük zemin ivmesi, manyitüd, odak derinliği) derlenmiş, kayıtların özelliklerin daha detaylı belirleyebilmek amacıyla iki yeni parametre (Eşdeğer Çevrim Sayısı , Ortalama Darbe İvmesi) tanımlanarak, istatistiksel analizler kullanılarak , ilgili parametreler arasındaki ilişkiler belirlenmeye çalışılmıştır.

THE STATISTICAL ANALYSIS OF STRONG - MOTION RECORDS

SUMMARY

The shaking of the surface of the ground during an earthquake is produced by the passage of stress waves. These seismic waves emanate from a region of Earth's crust where stress failure has resulted in a sudden change in the equilibrium stress state. The size of earthquakes and the frequency of occurrence depend on the state of stress in the Earth's crust. By far the most important earthquakes from an engineering standpoint are of tectonic origin, that is, those associated with large scale strains in the crust of Earth. One of the theories describing this phenomenon is called as Elastic Rebound Theory. It explains that the strain energy that accumulates due to the deformation in the Earth mass, gets released when the resilience of the strong material is exceeded. The energy released through a rupture propagates in the form of waves which are called as seismic waves. According to the theory above, the ruptures originate in the discontinuities of Earth's crust which are called as faults. Faults are not only the causes but also the results of earthquakes. A major tectonic earthquake is never an isolated phenomenon. The violent and destructive main shocks may be preceded by preliminary tremors or foreshocks, which are less severe and few in number, but important to study in order to predict shocks and take protective measures.

Parameters were proposed to describe an earthquake as done in many physical events. These parameters are as follows ; a) The time of event : This is the time when the first rupture on the fault is originated. In many surveys, the date of an earthquake and the time according to GMT is necessary for it is used in archivement in many physical or statistical studies. b) The focal depth (D_{EPL}) : The point inside the Earth mass where slipping or fracture begins is termed as focus or hypocenter. The depth between that point and surface is called as focal depth. Earthquakes may be classified according to their focal depths. Shallow earthquakes have focal depth less than 60 km., intermediate earthquakes have focal depth between 60 - 300 km., the deep earthquakes have focal depth more than 300 km. c) The coordinate of epicenter : The point just above the focus on the Earth's surface is termed as epicenter. The coordinate of this point is given in terms of the latitude and longitude. d) The size of earthquakes : It is important for engineering purposes to be able to describe in a quantative way, the size of the earthquake. In 1935, C.F.

Richter of the California Inst. of Technology defined the magnitude of an earthquake for shallow shocks as,

$$M_L = \text{Log}_{10} (A / A_0) \quad (1)$$

where M_L is local magnitude, A is the maximum amplitude recorded by a Wood-Anderson seismograph of a distance of 100 km. from the center of the disturbance and A_0 is an amplitude of one thousandth of a millimeter.

Because of the remarkable success of the M_L scale, Beno Gutenberg, defined another magnitude scale, M_s , called the surface - wave magnitude, using the amplitude of surface waves with a period of 20 seconds. Gutenberg also used seismic body waves, primary (P) and secondary (S) to define another scale, M_B , which is called the body - wave magnitude.

Other magnitude scales were also developed such as the moment magnitude, M_w and the Japan Meteorological Agency magnitude, M_j . The relationships between magnitude scales explained above can be given as follows ;

$$M_s = 1.59 M_B - 3.97 \quad (2)$$

$$M_s = M_w = M_L \quad (3)$$

The magnitude M is related to the energy released at the focus of the earthquake by the following approximate formula ,

$$\text{Log } E \text{ (ergs)} = 11.8 + 1.5 M \quad (4)$$

Macroseismic investigation depends on an evaluation of the intensity of an earthquake at a given point. Many scales of intensity have been used, among them are the Rossi - Forel scale (RF) of 10 degrees, which is still used in several countries, and the Mercalli Modified Scale (MM) of 12 degrees, which is used, in particular, in USA. The most recent is the MSK scale, proposed in 1964 by Medvedev, Sponheuer and Karnik. In the previous years, many researchers, proposed various intensity parameters to model and take into account the damage distribution and earthquake characteristics. Most of these parameters are directly related to the strong motion records. The square root intensity (I_{rs}) and the effective duration (t_{eff}) from this group. Housner's intensity ($SI_{0.2}$) and the effective acceleration (a_{eff})

will be compound function of deterministic dynamic properties and input motion characteristics which involve random nature.

Basically, two types of instruments are used to record earthquake motions. The instruments used by seismologists are generally sensitive and meant for recording weak motions of earth, which are called as seismographs. For engineering measurements, the instruments generally operate when the ground motion exceeds a threshold value (say, a ground acceleration of 0.03 g.) and are expected to record the strongest ground motion. These kinds are called as Strong Motion Accelerographs. These instruments are important for getting the basic data needed for design of engineering structures. A typical strong motion accelerograph would have three accelerometers- two horizontal to record motion in North-South (Ns) and East-West (Ew) directions respectively and one vertical. Using the acceleration records obtained by such instruments provides researchers a rich data base so that the engineering properties of the earthquakes can be studied in detailed way.

Acceleration records obtained in previous earthquakes based on the data base from various active fault zones such as California, Alaska, Mexico, New Zeland, China, Canada, Japan and Turkey were compiled according to their magnitude, epicentral distance and peak ground acceleration. Using the equations (2) , (3) all the magnitudes were reverted to common scale M_s . Statistical distributions and correlations between these parameters are determined

The measured peak acceleration A_p and predominant period of ground T_0 computed from the response spectrums would be used to a limited degree, in the determination of the effect and the severity of the strong motion which depends upon complicated source and local conditions. So to describe an earthquake motion with long duration consisting of a lрге number of cyclic stresses in a more realistic way, the time duration of the records must be defined with an engineering parameter. At this point of view, two different parameters were determined. These are Equivalent Number Of Cycles (N_{EQ}) and Averege Stroke Acceleration (A_s). Considering a linear damage relation, the non-uniform time histories with an acceptance of $A=100$ gals, were converted to uniform equivalent cycles. Then these equivalent cycles were computed for horizontal directions for various records. The equivalent number of cycles were determined by a spreadsheet computer program that was developed a the method suggested by Seed et al (1975).

The other parameter A_s was determined by associating the records obtained at two horizontal components (NS-EW) in a pair of X-Y axis. It xas assumed that, the figure based upon plotting the points of time accelerations shows the effect of earthquake in horizontal plane. In such figure the sets of consecutive points

following each other with the angle smaller than 10° ($\alpha < 10^\circ$) was considered as strokes that effects building at any instant. These strokes were also computed by a spreadsheet program for all values of the records. Then the average of these values were computed and The Average Stroke Acceleration were determined for each record. Finally, the distribution of these new parameters and correlations with the other parameters were studied and their statistical relationships for analysis were determined based upon a linear regression .

The purpose for suggesting such parameters is to develop new parameters to define an earthquake more accurately for engineering purposes. It is considered that N_{EQ} and A_s should be given in addition to peak acceleration, A_p , as engineering parameters.

RESULTS and CONCLUSION

The brief summary of results found is given as follows ;

a) The earthquake ground motion is generated very complicated source mechanisms and local conditions and a coupled effects of a motion for engineering purposes is considered not sufficient to represent the motion with presently used parameters to describe an earthquake for engineering purposes.

b) After Determining the relations between the Magnitude, which is one of the source parameters, and intensities (MMI) showed that this parameter (M_s) can not be accepted as the only parameter describing an earthquake.

c) The attenuation relationships for peak ground acceleration A_p determined with respect to M_s and D_{FOC} indicated that A_p may not be regarded as single definite engineering parameter representing the acceleration record. Because this value is effective only for a short instant and may not define the equivalent value of all amplitudes through the record.

d) The statistical relationships between these new parameters obtained by a detailed study of the records, and A_p showed well linear regressional relationships. On the other hand, the linear attenuation relationships of these parameters with the D_{EPI} gave poor correlations. This result suggested that N_{EQ} and A_s should also be defined with A_p to give the engineering properties of earthquakes.

e) The non-linear multiple regression of predominant period T_0 and amplification factor ($S_{acc.} / A_p$) with D_{EPI} and M_s showed that, it is more realistic to assume a nonlinear relationship between these parameters.

Consequently, it appears necessary to define earthquake characteristics more accurately in order to compute earthquake forces and leads to accomplish a safer structural design. For this purpose, more detailed studies of strong ground motion records is needed. Moreover, in the possibility of an earthquake threat, the concerning region must be studied in terms of tectonic and geotechnical surveys (Microzonation).

BÖLÜM.1. GİRİŞ

Bu çalışmanın ilk bölümünde, deprem hareketinin oluş mekanizmasını sismik özellikler açısından tanımlayan bazı temel kavramlar ; fay ve odak mekanizması, manyitüd, şiddet açıklanarak deprem olayı açıklanmaya çalışılmıştır. Yine aynı bölümde depremin kaynak parametrelerinden hareketin büyüklüğünü gösteren manyitüd çeşitleri ve aralarındaki bağıntılar, şiddet kavramı ve çeşitli şiddet ölçekleri ile bu parametrelerin uzaklığa ve odak derinliğine bağlı önerilmiş çalışmaları içeren bazı amprik azalım ilişkileri belirtilmiştir.

İkinci bölümde, inşaat mühendisliğini ilgilendiren, yapılarda hasara neden olacak kuvvetli yer hareketleri ve ölçümleri açıklanarak, dünya üzerindeki aktif bölgelerden Meksika, Yeni Zelanda, Japonya, Çin, Kanada, Alaska, Kaliforniya ve Türkiye ' de geçmiş depremlerde üç doğrultuda (Kuzey - güney, doğu - batı ve düşey) elde edilmiş kuvvetli yer hareketi kayıtları mevcut veriler doğrultusunda kaynak parametreleri (odak derinliği, manyitüd) , şiddetleri, dışmerkez uzaklıkları ve mühendislik parametrelerine (en büyük zemin ivmesi) göre derlenerek bu parametrelerin aralarında varolması beklenen azalım ilişkileri yapılan istatistiksel regresyonlar doğrultusunda belirlenmeye çalışılmıştır.

Üçüncü bölümde ise, elde edilen bu deprem kayıtlarının daha detaylı şekilde tanımlayabilmek için iki yeni parametre önerilmiştir. Bunlardan birincisi olan Eşdeğer Çevrim Sayısı, hareketin çevrimsel ama düzensiz karakterde olmasından kaynaklanan düşünce ile kayıt boyunca gözlenen bu çevrimlere karşı gelecek üniform bir genlikteki eşdeğer çevrim sayısı her kayıt için uygun bir bilgisayar programı ile elde edilmeye çalışılmıştır. Kayıtların sözü edilen fiziksel yapısı, yatay düzlemde hareketin yapılara sadece çevrimsel değil aynı zamanda çeşitli zaman aralıklarında birbirlerini doğrusal izleyen ardışık değerlerin meydana getirdiği darbeler şeklinde de etki ettiği varsayımına neden olmuştur. Bu varsayımda, yatay düzlemde iki doğrultuda (Kuzey - güney ve doğu - batı) ivme kayıtları aynı eksen takımında süperpoze edilerek mevcut bileşimin

ortalama darbe ivmeleri her kayıt için yatayda belirlenmişlerdir. Daha sonra ise bu iki yeni parametrenin diğer parametrelerle ve kendi aralarında oluşturmuş oldukları dağılımların istatistiksel ilişkileri regresyonel analizlerle belirlenmeye çalışılmıştır.

Beşinci bölümde, yine söz konusu kuvvetli yer hareketi kayıtlarının bazıları zemin cinslerine göre gruplanmışlar ve bu kayıtların deprem spektrumları çizilerek zemin hakim peryotları ile bunlara karşılık gelen en büyük zemin ivmeleri bulunmuş ve yine aynı şekilde bulunan parametrelerin diğer parametreler bağlı oluşturmuş oldukları dağılımlar istatistiksel analizlerle incelenerek zemin koşullarının deprem hareketi üzerindeki etkileri belirlenmeye çalışılmıştır.

Sonuçta ise, elde edilen tüm sonuçların bir özeti yapılarak inşaat mühendisliği için yapısal deprem tasarımlarını teşkil edecek kriterlerde göz önünde tutulan sayılı parametrelerin (en büyük zemin ivmesi, zemin hakim peryodu, manyitüd) geçerliliği tartışılmıştır.

BÖLÜM.2. DEPREM YER HAREKETİ

2.1. HAREKETİN KURAMSAL ve FİZİKSEL ÖZELLİKLERİ

Deprem yer hareketi esas itibarı ile yeryüzü kabuğundaki "fay" adı verilen büyük ölçekli süreksizliklerden açığa çıkan enerjinin gerilme dalgaları halinde yayılması olayıdır. Bu dalgalar kaya ve toprak zeminlerde üç boyutlu titreşim hareketleri yaratırlar. Tıpkı ışık ve ses dalgalarının yayılmasında olduğu gibi kaya ve zemini meydana getiren partiküller birbirlerini harekete geçirirler, yüzeyde bu hareketlerin toplamı "deprem" olarak adlandırılır.

Dünyanın aktif deprem bölgelerinde, hergün aletlerin kaydettiği ve insanlar tarafından farkına varılmayan çok sayıda yer hareketi meydana gelmektedir. Yer hareketini inceleyen Sismoloji Bilimi açısından bu kayıtlar önemli olmakla beraber, deprem mühendisliği açısından, kuvvetli yer hareketi meydana getiren şiddetli depremler önem taşır. Bir başka deyişle sismoloji, depremin yer küresindeki etkisini bir bütün olarak ele alıp, uzun dönemdeki etkisi ile ilgilenir. Deprem mühendisliği ise yapılarda hasar meydana getirebilecek kuvvetli yer hareketleri ile ilgilenir.

Depremlerin çok büyük bölümü, yer kabuğunda soğuma veya çeşitli etkilerden meydana gelen şekil değiştirme enerjisinin ani olarak açığa çıkmasından meydana geldiği kabul edilmektedir. Böyle bir olay sırasında yer kabuğunu oluşturan plakalar kendisini sınırlayan kırıklar boyunca ani olarak kayar. Bu tür tektonik depremde ortaya çıkan yer değiştirme dalgaları sönmülenerek uzaklara yayılır. Deprem yer ve şiddetine göre yer kabuğunda yeni fayları da oluşturabilir. Bu kavram "Elastik Geri Sekme Teorisi" 'nin [1] esasını oluşturmaktadır.

Bazı depremler, volkanik hareketlere, yeraltı mağaralarının çökmesine ve hatta yer altına basılarak uzaklaştırılan kullanılmış suların ortaya çıkardığı gerilmelere

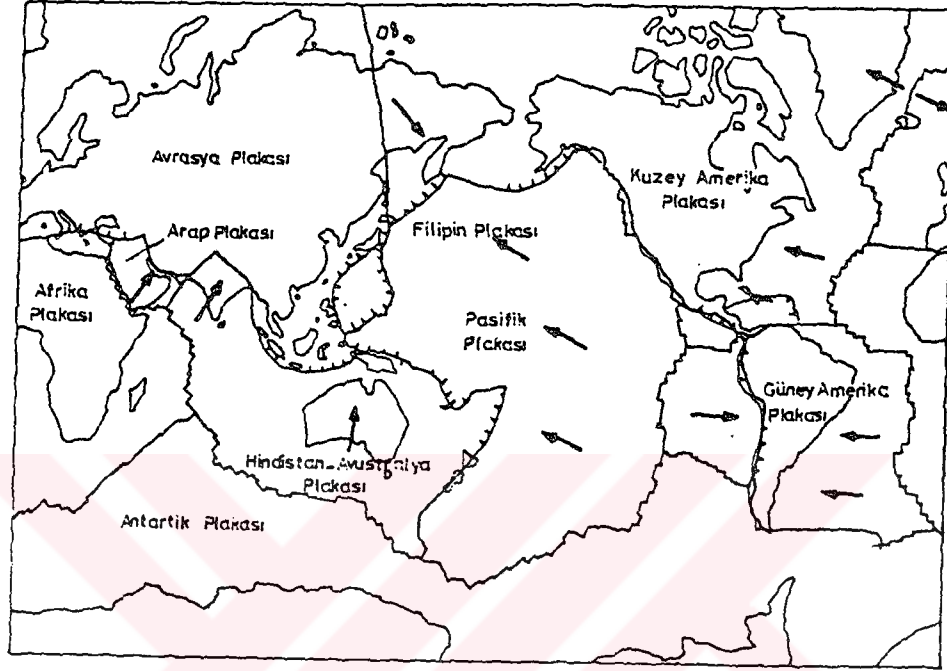
bağlı olarak da oluşabilmektedir. Ancak tektonik olmayan bu depremlerin sayı ve şiddetleri azdır.

Plaka Tektoniği olarak bilinen yer bilim dalı, yer kabuğunun birçok parçadan oluştuğunu, ve bunların birbirlerine göre hareket ettiğini kabul etmekte ve birçok tektonik olayı bu esasa göre açıklamaktadır. Bu plaka parçaları sınırlarda birbirlerine göre yatay yönde kaymakta veya düşey yönde biri diğerinin altına girebilmektedir. Yer kabuğunda artan gerilmeler zayıf olan bu kırıklar üzerinde veya belirli zayıf bölgelerde yer kabuğunun taşıma gücünü aşarak ani bir kayma (yırılma) olmasına yol açar.

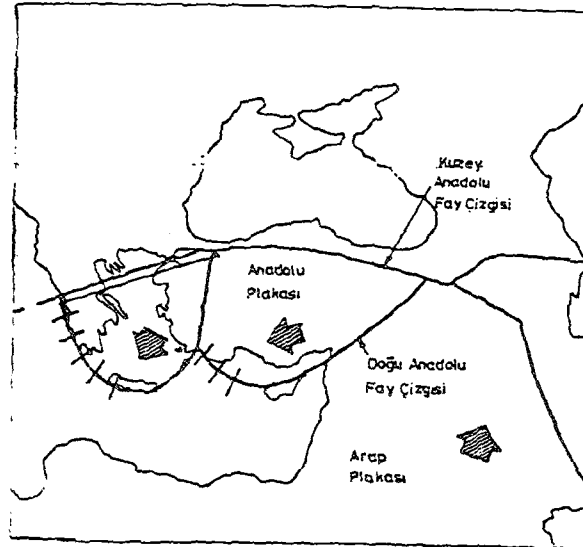
Şekil 2.1' de Dünya ölçeğinde yer kabuğunda belirlenen başlıca plakalar ve bunları çevreleyen faylar gösterilmiştir [2]. Ayrıca plakaların hareket yönleride işaretlenmiştir. Yurdumuzdaki önemli fay çizgileri de Şekil 2.2 'de verilmiştir. Gösterilen bu plakaların hızları çok yavaş olup, yıllık milimetre mertebesinde olduğu bilinmektedir. Yurdumuzda meydana gelen depremlerin çoğu, Suudi Arabistan, Irak, Suriye ve Güney Doğu Anadolu' nun bir kısmını içine alan Arap plağının kuzey doğuya doğru hareketinden meydana gelmektedir. Ancak bu hareket sırasında Anadolu plağını ayıran fay çizgileri boyunca sıkışma, kayma ve yırılma ortaya çıkmaktadır. Şekil 2.2' de verilen Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay çizgileri Anadolu' daki iki büyük fay çizgisini oluşturmaktadır.

Fayları depremlerin nedeni değil sonucu olarak görmek uygundur. Aktif faylar geçmişte şekil değiştirmeye uğrayan ve gelecekte de uğraması muhtemel olan faylardır. Bunlar bölgenin jeolojik ve topografik incelenmesi ve hava fotoğraflarının değerlendirilmesi sonucu tesbit edilebilir. Depremler genellikle aktif fay boyunca meydana geldiği için, önemli yapıların projelendirilmesinde aktif faya uzaklıklar ve diğer sismolojik parametrelerin gözönünde bulundurulması gerekir. Bazı faylarda deprem sırasında ani kayma meydana gelirken, bazılarında ise sürekli kayma nedeni ile yavaş yavaş boşalma ortaya çıkar. Ani boşalma sonucu bazı durumlarda enerjinin tamamı da boşalmayabilir veya meydana gelecek hareket sonucu değişik yerlerde tekrar enerji yığılmaları oluşabilir. Bu enerjinin de kritik sınıra erişmesi sonucu bazı

fay hareketleri gelişebilir. Genellikle ilk depremden daha küçük olan bu tür hareketler "Artçı (Aftershock) Deprem " olarak isimlendirilir. Bazı durumlarda ise "ana deprem (Mainshock) " meydana gelmeden, bazı zayıf noktadaki kaymaların meydana getirdiği "Öncü (Foreshock) Depremler" de görülebilir.



Şekil 2.1. Yer Kabuğu Plakaları

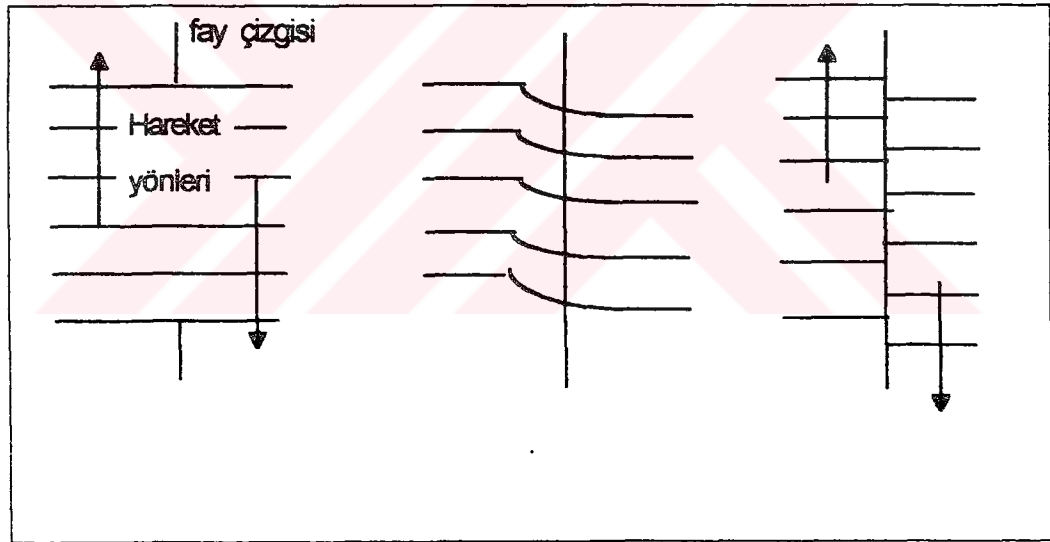


Şekil 2.2. Yurdumuzdaki Önemli Fay Çizgileri [2]

2.1.1. Fay Mekanizması (Fayların Oluşumları)

Şekil 2.3.' te gösterildiği gibi, uzun zamanda toplanan şekil değiştirme enerjisi, bir yırtılma hareketi ile boşalarak yer kabuğunun taşıyabileceği seviyeye iner. Bu boşalma ile meydana gelen kaymanın bir dalga hareketi olarak yayılması sonucu oluşan yüzey titreşimleri deprem olarak algılanır. Sözü edilen boşalma yer kabuğunda gevşeme meydana getirir. Bu tür bölgelerde gevşeme, yani depremlerin meydana gelme zaman aralığı açıldıkça, kabukta zamanla toplanan enerji de artar.

Faylar, yer kabuğunda iki plaka arasındaki süreksizliğin ortaya çıktığı dar bir şerit olarak düşünülebilir. Bazı faylar yüzeye çok yakın oldukları ve kolayca belirlenebildikleri halde, bazıları da yeraltı tabakalarında olduğundan yer yüzünden kolayca fark edilmeyebilir.



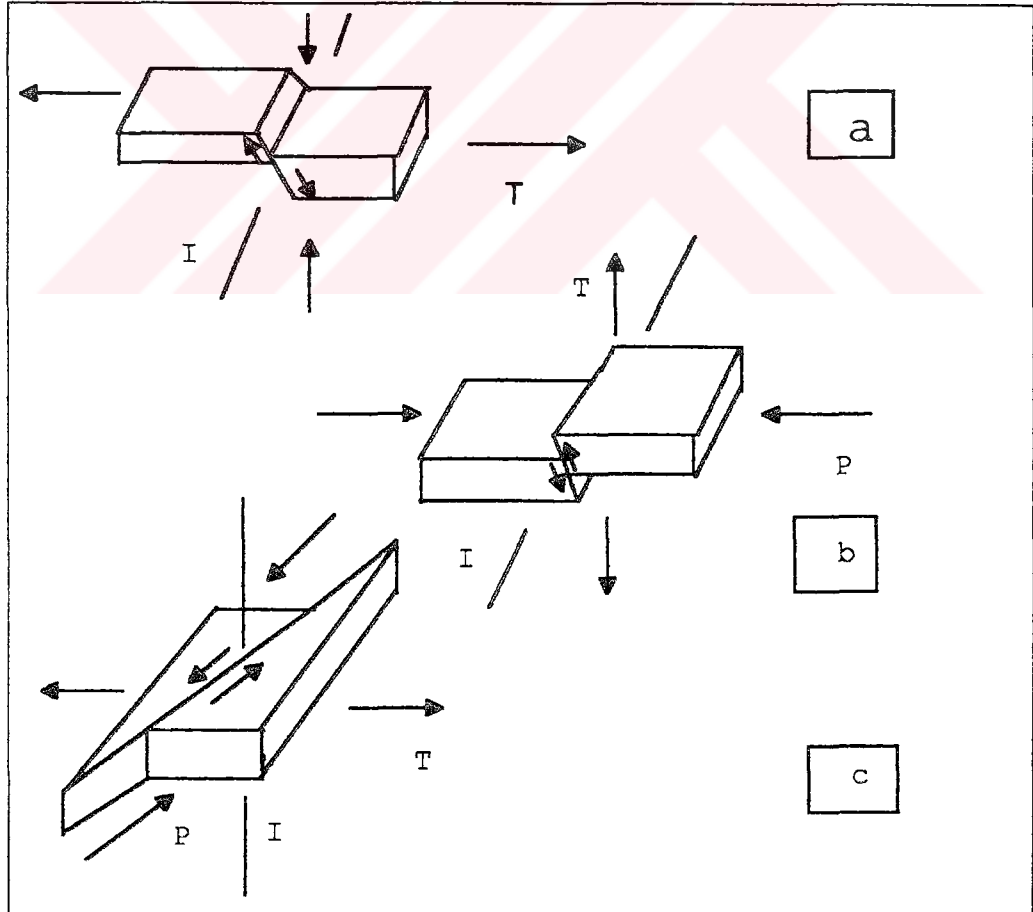
Şekil 2.3. Planda Deprem Oluşması

Esnek serbestlenme kuramına göre bir esnek ortamda faylanma oluşumunu aşama aşama Şekil 2.4. ' te gösterilmiştir. Ortamın tekdüze ve yön-bağımsız olduğu varsayılmıştır. Faylanma tek bir düzlem üzerinde ve aynı değerdedir.

yönde uzaklaştığında, yerdeğiştirme değeri gittikçe azalır. Esneklik kuramına göre faydan fayın genişlettiği kadar uzaklıkta yerdeğiştirme $D/4$ kadardır. Fay üzerindeki D kadar kayma sonucu düzlemdeki gerilmenin $\Delta\sigma = \mu (D/W)$ kadar azaldığı anlaşılmıştır. $\Delta\sigma$ 'ye 'gerilme düşümü' denir ve sığ depremler için 10-100 bar arasında değiştiği bulunmuştur. [4]

Depremden sonra, fay düzlemi yeniden eski sürtünme ve adhezyon kuvvetine kavuşur ve böylece fay boyunca yerdeğiştirme hareketi durur. Bundan sonra ABCD kütlesi tek bir kütle gibi yeniden deformasyona başlar. Yamulma birikimi Şekil 2.4.a 'daki aşamaya gelinceye kadar sürer.

Şekil 2.5. 'te gösterildiği gibi oluşumlarına göre faylar üç çeşittir. Bunlar a) Normal faylar b) Ters faylar c) Doğru atılımlı (sağ ve sol) faylar. Depremlerin oluşum nedenleri olan fayların mekanizmalarının ve çeşitlerinin bilinmesi, hareketin kaynak (sismik) özelliklerinin saptanması açısından oldukça önemlidir.



Şekil 2.5. Başlıca Fay Çeşitleri

2.1.2. Hareketin Fiziği

Fay yırtılmasının veya kaymasının ortak yüzeyde ne kadarlık bir alan üzerinde olduğu, depremin büyüklüğünü belirleyen en önemli etkenlerden biridir. Kaymanın oluşturduğu fay alanı büyüdükçe, deprem daha geniş bir alanda hissedilir. Yırtılma bölgesi yeryüzüne yakın olabildiği gibi derinlerde de bulunabilir. Deprem hareketinin başladığı bu bölge, Deprem Odağı (Hiposantr) olarak adlandırılır. Odak derinliği de depremin oluşturacağı hasar konusunda önemli bir faktördür. Derin depremler yüzeyde daha az etki gösterirken, daha yaygın bir çevrede hissedilir. Sığ depremler ise, odağa en yakın yer yüzünde büyük etki gösterirken, uzaklaştıkça azalan bu etki daha az yaygın bir çevrede hissedilir.

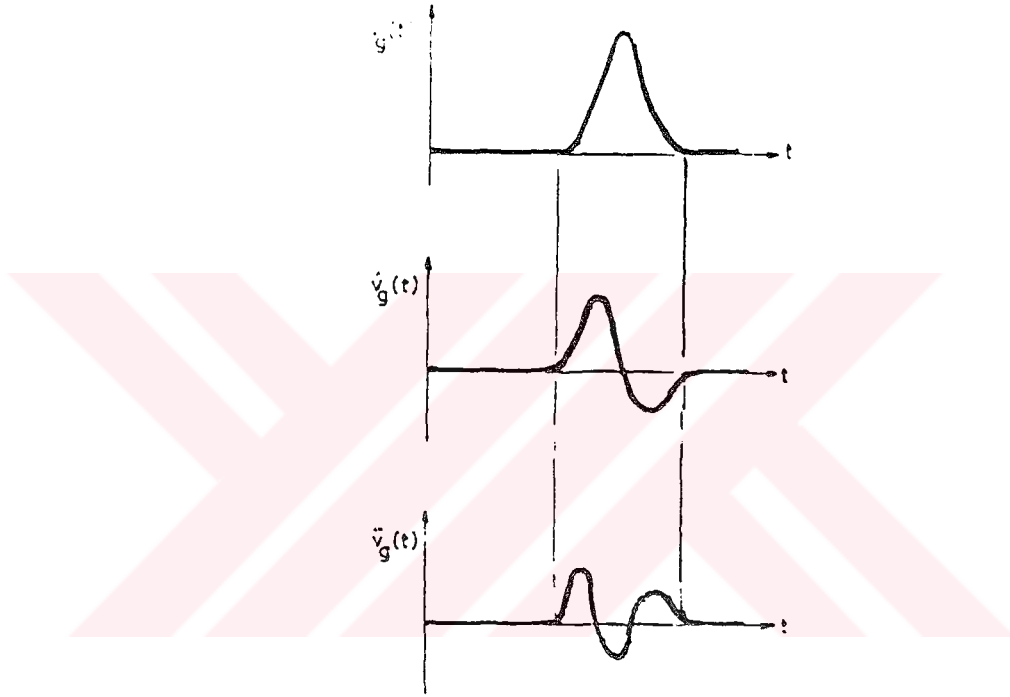
Yüzeyde, deprem odağının hemen üstüne rastlayan nokta dışmerkez (Episantr) olarak adlandırılır. Dışmerkez, depremin en kuvvetli hissedildiği bölgedir. Bu bölgede önemli derecede düşey titreşimler hissedilirse de, bunlar hızlı bir şekilde sönümlenir ve yatay titreşimler daha önemli ve belirgin olur. Odak - dışmerkez uzaklığı (odak derinliği - D_{foc}) deprem derinliğinin ölçüsüdür. Bu derinliğin 60 km.' den az olduğu durumlarda sığ, 60-300 km arasında orta derinlikte ve 300 km.' den fazla ise derin depremler olarak tanımlanır. Odak derinliği 700 km.' ye kadar çıkabilir. Yurdumuzdaki depremlerin genellikle 10-30 km. arasındadır. Depremlerin oluşum sıklığı derinlikle azalır. Yıkıcı depremler ise, daha çok sığ olanlardır. ($D_{foc} \leq 60$ km.).

Eğer bir deprem hareketini meydana getiren fayın yırtılmaya maruz bölgesinde basit bir kayma hareketi meydana geldiği kabul edilirse, bu hareketin odaktan yeteri kadar uzak bir bölgede Şekil 2.6 ' da gösterildiği gibi bir yerdeğiştirme, hız ve ivme etkisi ortaya çıkaracaktır . Ancak Şekil 2.7 ' de verilen gerçek bir deprem hareketinin birbirini izleyen bir kayma veya yırtılma hareketi ile meydana geldiğini anlaşılmaktadır. Şekil 2.8 ise gerilme dalgalarının yayılması sırasında bir zemin noktasının kısa aralıklarla ard arda yer değiştirmesini göstermektedir.

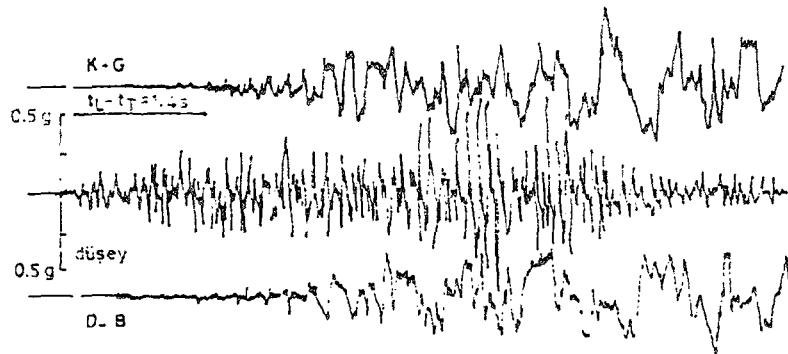
Deprem hareketinin $a_g(t)$ ivme kayıtlarını aldıktan sonra,

$$v_g(t) = \int a_g(t) d\tau, \quad d_g(t) = \int v_g(t) dt \quad (2.1)$$

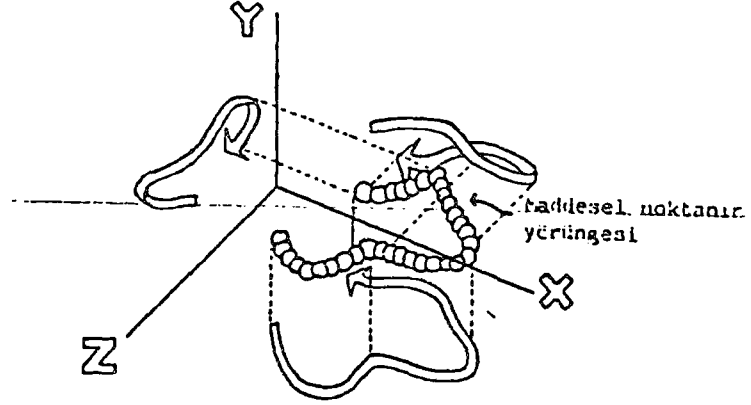
bağıntılarında uygun sayısal integraller olarak hız ve yerdeğiştirme zamana bağlı olarak elde edilebilir. Böyle bir sonuç Şekil 2.9 ' da gösterilmiştir. Beklenildiği gibi ivme kaydından yerdeğiştirmeye gidildiğinde değişim daha yumuşamaktadır. Bu sonuç (2.1) bağıntısında verilen integrasyon işlemlerinin kısmen bir sonucu olarak da görülebilir.



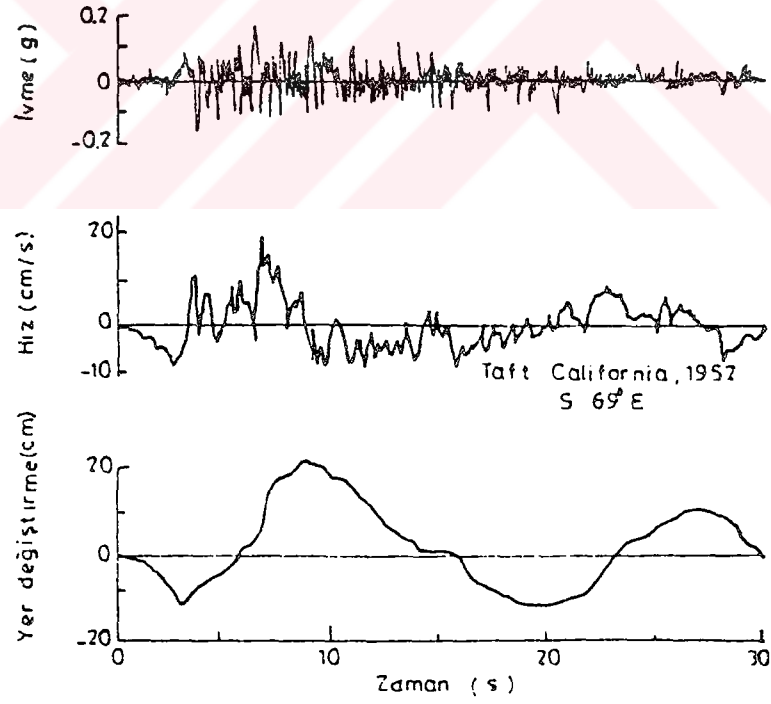
Şekil 2.6. İdeal Bir Yer Hareketinde Yerdeğiştirme, Hız ve İvme



Şekil 2.7. 26 Nisan 1981 Westmorland, California (M = 5.7) Depremine Ait Kuzey-Güney, Düşey ve Doğu-Batı İvme Kayıtları [2]



Şekil 2.8. Deprem Sırasında Bir Maddesel Noktanın Hareketi



Şekil 2.9. 21 Temmuz 1952 Taft, California Depremine ($M = 7.7$) Ait İvme, Hız ve Yerdeğiştirme Değişimleri [2]

2.2. DALGA HAREKETİ OLARAK DEPREM (SİSMİK DALGALAR)

Deprem kayalarda, enerjinin, global bir tektonik oluşum süresince, ani olarak ortaya çıkması ile oluşmaktadır. Basınç gerilmelerinin, kayaların mekanik mukavemetini aşması, süreksizlik bölgelerinde kırılmaları oluşturmakta, bunun sonucu olarak yüzeyde titreşime neden olan grafik olarak Şekil 2.10 ' da gösterilen "Sismik Dalgalar" meydana gelmektedir.

Sismik dalgalar, odaktan (hiposantr) yayılmalarına göre; a) Cisim Dalgaları (Body Waves) , b) Yüzey Dalgaları (Surface Waves) şeklinde iki ana grupta toplanabilirler.

a) Cisim Dalgaları

Bir katı cisimde meydana gelen dinamik etki, elastik ortamda iki tür dalga hareketi ile meydana gelmektedir. Bunlardan "P- Basınç Dalgası " olarak isimlendirilen, ortam zamana bağlı olarak hacimsel değişikliğe uğrarken yayılır. "Ana Dalga (Primier) " veya "Basınç-Çekme (Dilatational) " olarak da bilinen bu dalga hareketinde yayılma sırasında aynı doğrultuda ve ona dik doğrultuda yerdeğiştirmeler ve normal gerilmeler meydana gelir. Hızı daha düşük olan ve "S- Kayma Dalgası " olarak bilinen ikinci tür dalga hareketinde, ortamda hacim değişikliği olmadan biçim değişikliği meydana gelir. Bu şekilde oluşan gerilme durumundan sadece yayılma doğrultusuna dik doğrultuda yerdeğiştirmelerin ortaya çıktığı durumlarda vardır. "İkincil (Sekonder) Dalga " veya "Kayma (Distortional) Dalgası " olarak da bilinen bu dalga hareketinin özel olarak yatay veya düşey düzlemde meydana gelmesi durumları "Yatayda Kayma Dalgası " veya "SH-Dalgası ", "Düşeyde Kayma Dalgası " veya "SV-Dalgası " olarak bilinir. P-Dalgası ve S-Dalgası' nın hızları elastisite modülü E, Poisson oranı ν ve kütle yoğunluğu ρ olan bir ortamda V_p ve V_s olarak,

$$V_p^2 = [(1 - \nu) E] / [(1 - 2\nu) / (1 + \nu) \rho] , \quad V_s^2 = E / [2(1 + \nu) \rho] \quad (2.2)$$

şeklinde hesaplanır. Oranları ise,

$$V_p^2 / V_s^2 = [2(1 - \nu)] / [(1 - 2\nu)] \quad (2.3)$$

olup, $V_p \geq V_s$ eşitsizliği mevcuttur. Yer kabuğu homojen ve elastik olmadığı için kesin hız değerleri vermek mümkün değildir. Ancak yeryüzüne çok yakın olan dalga yayılışlarında,

$$V_p = 6 \text{ km /s.} \quad V_s = 3.5 \text{ km /s.}$$

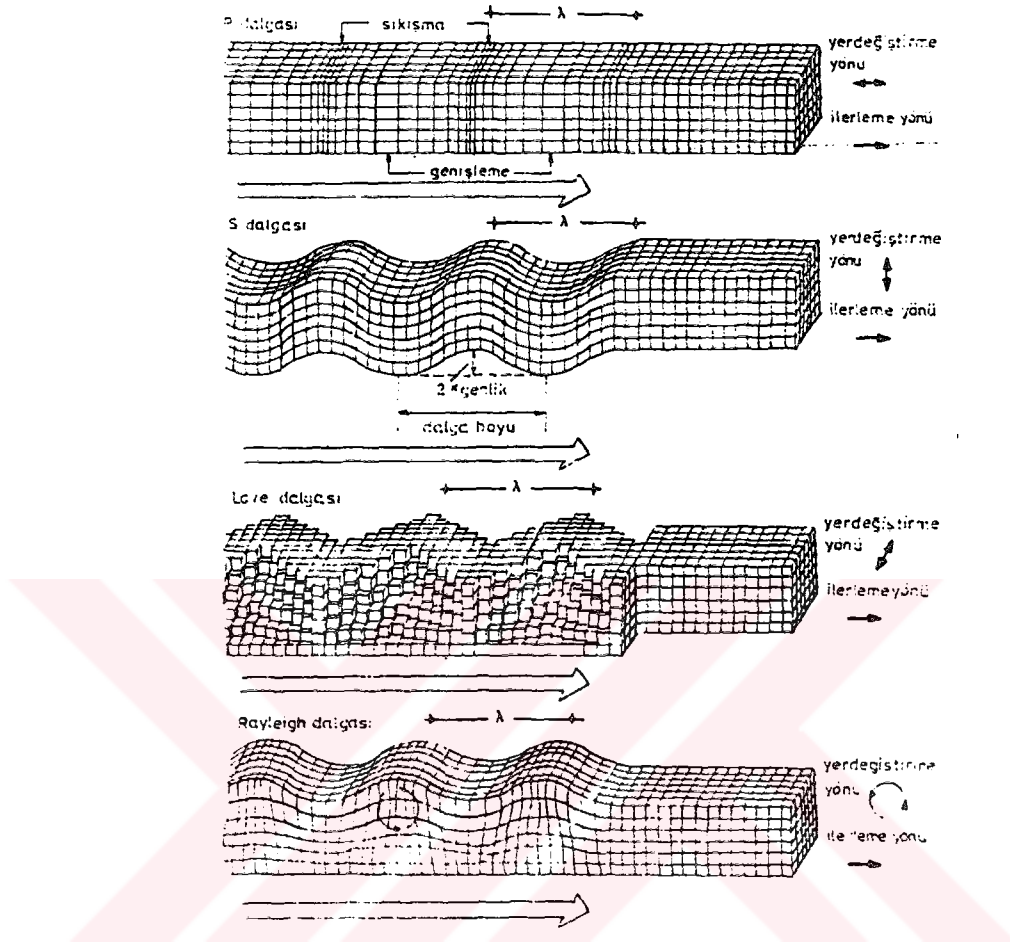
ortalama değerleri kabul edilebilir. Ayrıntılı yapılan sismolojik incelemeler bu iki hızın derinliğe bağlı olarak Şekil 2.11' de verilen biçimde değiştirdiğini göstermiştir. Değişimin incelenmesinden üst kısımda, yer kabuğundaki muhtemel tabaka değişimlerine bağlı olarak bazı süreksizliklerin bulunduğu anlaşılmaktadır. Şekil 2.7.' de verilen ivme kaydının incelenmesinden, ilk hareketin düşey titreşimle başladığı ve bunun kuzey-güney ve doğu-batı doğrultusundaki bileşimi olan yatay titreşimin izlediği görülür. Bu ise deprem hareketinden doğan düşey P-Dalgasının kayıt aletine ulaşması ile kaydın başladığına ve bunu yatay yöndeki S-dalgasının izlediğine işaret etmektedir. Şekil 2.11 ' de görüldüğü gibi P-dalgası için 6.0-8.2 km/s. ve S-dalgası için 3.5-4.8 km/s. değer aralıkları verilebilir. Eğer deprem odağının kayıt yerine mesafesi d , P-dalgasının hızı V_p ve S-dalgasının V_s ile gösterilirse t_L ve t_T bu dalgaların kayıt yerine geliş süresi olmak üzere,

$$d = V_p t_L = V_s t_T \quad (2.4)$$

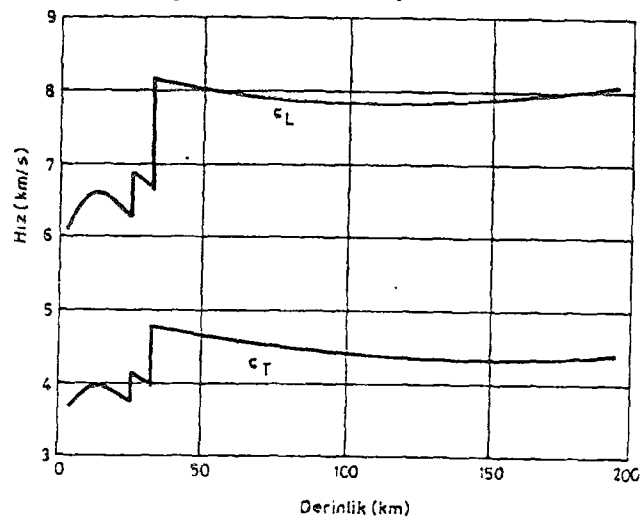
eşitliğinden

$$d = (t_L - t_T) V_p V_s / (V_p - V_s) \quad (2.5)$$

bağıntısı bulunur.



Şekil 2.10. Elastik Dalga Türleri ve Yayılma Özellikleri [5]



Şekil 2.11. Derinliğe Bağlı Olarak Dalga Hızlarındaki Değişim

Bu şekilde yapılacak en az üç istasyondaki kayıtların değerlendirilmesi ile bulunacak mesafeleri yarı çap kabul eden ve merkezleri bu istasyonlarda olan 3 en az kürenin kesim noktası olarak deprem odağı bulunabilir. Böyle mikrosismik çalışma ile belirlenecek odak, ilk dalganın kaynaklandığı nokta olarak çıkar. Ancak, bu nokta her zaman deprem enerjisinin en çok yoğun olarak ortaya çıktığı yer ile üst üste düşmeyebilir. Yani, depremin kaynağı her zaman küçük bir bölge olarak belirmeyip, bazı durumlarda geniş bir alana yayılmış olabilir.

b) Yüzey Dalgaları

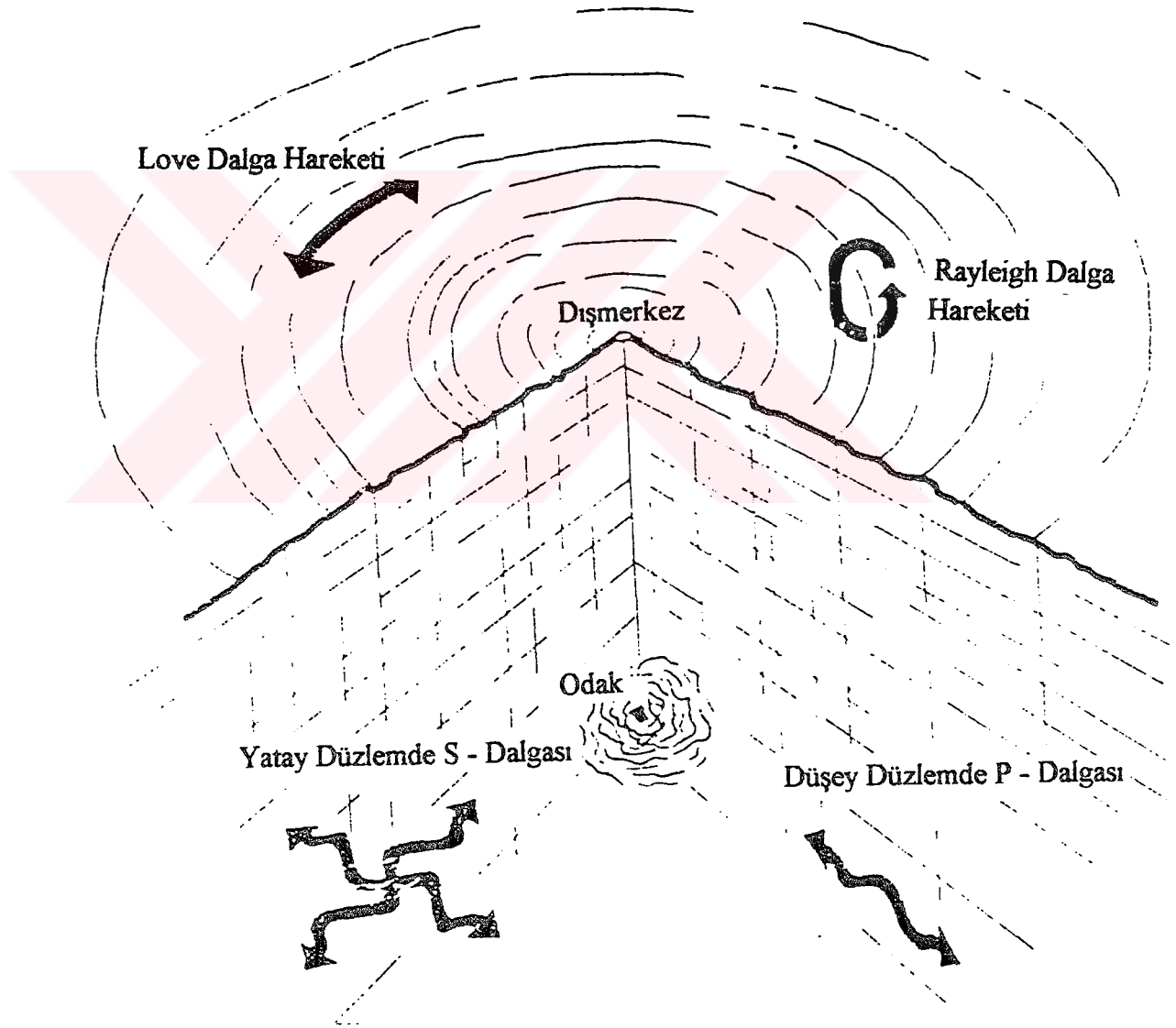
P-dalgası ve S-dalgası yanında, yeryüzüne yakın olarak yayılan yüzey dalgaları da mevcuttur. Şekil 2.10' da gösterilen Love ve Rayleigh dalgaları bunlardır. Bunlardan "Rayleigh dalgasında " yerdeğiştirmeler serbest yüzeyden derinliklere inildikçe azalır. Yerdeğiştirmeler ilerleme doğrultusunu içeren düşey düzlemlerdedir. Yüzey noktaları üzerinde hareket eder. Yatay bir yerdeğiştirme mevcut değildir. Dalganın hızı Poisson oranının 0.25 değeri için kayma hızına bağlı olarak,

$$V = 0.9194 V_s \quad (2.6)$$

şeklinde verilebilir. Deprem dalgalarının incelenmesinden bunların yayılma doğrultusuna dik yerdeğiştirme bileşenleri bulunan dalgaları da içerdiği görülmüştür. Yapılan araştırmalar, bu tür dalgaların homojen ortam yerine, serbest yüzeyde bulunan bir tabakalı ortamda meydana gelebileceğini ortaya çıkarmıştır. "Love Dalgası " olarak bilinen bu tür dalgalar kayma dalgasının tabaka içinde yansıması sonucu olarak ortaya çıkar. SH türü dalganın düşey bileşeni olmadığı gibi, yayılma hızı dalga boyuna bağlı ve değeri üst tabaka ile altta bulunan ortamın kayma dalgası hızları arasında bulunur (Şekil 2.10).

Yer küresini teşkil eden maddeler homojen olmadıklarından ve yer yüzeyine yakın birçok tabakalar karakteristikleri bakımından farklı olduklarından, odak uzaklığının küçük olması halinde de bu tabakalar arasındaki sınırlarda oluşan yansıma

ve kırılmalar nedeniyle dalgalar yeryüzüne vardiktan sonra çok çeşitli yüzey dalgaları oluşur. Bu sebepten odaktan uzaklarda bu çeşitli dalgaların süperpozisyonu nedeni ile deprem hareketi oldukça karışık hal alır. Şekil 2.12. depremin odağından (hiposantr) yüzeye doğru yayılan sismik dalgaları göstermektedir.



Şekil 2.12 Sismik Dalga Çeşitleri ve Yayılımları

2.3. DEPREMİN KAYNAK (SİSMİK) ÖZELLİKLERİ

2.3.1. Depremi Oluş Mekanizması ve Dayandığı Teoriler

Diletasyon Kaynak Teorisi

Yer sarsıntılarının herhangi bir kaynaktan yayıldığı düşüncesi eski Yunan Bilimine kadar uzanmaktadır. Bunun nedeni de Atinalıların yaşadıkları yerlerin Ege volkanları civarında olması ve depremlerin volkanik patlamalarla ilişkisi olduğu varsayımıdır.

18. yüzyılda, depremlerin en geçerli açıklaması, yeraltı yangınları veya patlamaları olarak ifade edilmekteydi. Diğer taraftan ise, 19.yüzyıla kadar, mekanik enerji kimyasal enerjinin alternatifi olarak düşünülmekteydi. İrlandalı mühendis, Robert Mallet depremleri, yerkabuğunu oluşturan elastik maddelerin ani esnemesi veya aşırı zorlanması şeklinde tanımlanmıştır.

Malzeme biliminin ve elastisite teorisinin gelişmesi, Mallet' in tezini daha iyi açıklamıştır. Bu düşünce, derin depremlerin araştırılmasında halen geçerliliğini korumaktadır. Bunun nedeni iki ana gelişme ile açıklanabilir. Birincisi, kaya mekanikçileri Griggs ve Handin ve Brace tarafından geliştirilmiştir [6]. Buna göre, yerkabuğunun sığ derinliklerinde, Coulomb sürtünme yüzeyi oldukça geniş bir alan kaplamaktadır ve yerdeğiştirmeler, kesme kuvvetlerinin aşırı yükleme ile sabit sürtünme katsayısı (μ_{KURU}) ile çarpılması ile elde edilen sürtünme kuvvetini aşması ile oluşmaktadır. 5 km. derinlikte, litostatik basıncın bu derinlikteki granit ve benzeri kayaların 500 °C sıcaklık altındaki mukavemet değeri olan 10^9 dyne/cm² ' ye eşittir. Diğer bir anlatımla, sürtünmeyi yenebilecek bu büyüklükteki kesme kuvvetlerinin yerin birkaç km. altında oluşması oldukça zordur. Sıvı-katı faz değişimlerinin değişik varyasyonları Griggs ve Handin tarafından geliştirilmiştir.

Alp dağlarındaki aşırı yüklenmiş tabakaların zamana bağlı yerdeğiştirmeleri, jeologların sürtünme kuvvetleri ile ilgili çalışmalarına uzun zamandır konu olmuştur.

Hubbert ve Rubey, kayaçların içinde birikmiş suların bloklar üzerindeki yağlanma etkisini şu şekilde açıklamışlardır [7] : Efektif sürtünme katsayısı μ_E ,

$$\mu_E = \mu_{KURU} (1 - \lambda) \quad (2.7)$$

bağıntısı ile tanımlanmaktadır. Burada λ ortamın geçirgenliğine bağlı bir katsayıdır. Suyun kayganlaştırıcı etkisi özellikle fay hatlarında açığa çıkmaktadır. Sıkışmış su toplulukları, 10 km. derinlikte mevcut fay tabakalarını yeraltı suları ile kayganlaştırmakta ve ani kırılmaya yol açmaktadır. Sıvılığın kayganlaştırmaya etkisinin Dilestasyon Torisine bağlı olan değişik çalışmaları Frank ve Orowan tarafından yapılmıştır [8]

Daha derinlerdeki zayıf tabakalar için yerel eritme şeklinde tanımlanabilecek kayganlaşma özellikle volkanik bölgelerde etkili olmaktadır. Jeffreys ısı denklemlerini kullanarak sürtünmenin neden olduğu ısının, sıg derinliklerde kayaların erimesine yol açtığını hesaplamıştır [9].(erimiş faylar bu düşünceyi doğrulamaktadır

Raleigh ve Peterson , yaptıkları çalışmalarda, kayganlaşmanın sadece yüksek basınç altında değil, aynı zamanda yüksek sıcaklıklarda da (500-700° C) meydana geldiğini bulmuşlardır [10]. Buna göre, suyla karışan serpantin mineralleri dehidre olmakta ve su basıncının etkisi ile gevrek kırılmalar meydana gelmektedir. (ani basınç azalması)

Oluş mekanizmasının kaynağını tanımlayan böyle bir teorinin gelişmesini etkileyen diğer bir görüşte, sıg depremlerle yeraltı patlamaları arasındaki sismolojik belirsizliktir. Evison' a göre deprem mekanizması patlamaya benzer bir yapıdadır [11]. Benioff ise, üç depremden elde ettiği dalga hareketlerine dayandığı gözlemlerinde, derin depremlerin oluş nedenlerini kayaçların belli bölgelerindeki ani hacimsel değişiklere yol açan faz değişimlerine bağlamıştır [12]. Sismologlar derin depremlerde S - kayma dalgalarının P - basınç dalgaları kadar sağlıklı hissedilebildiklerini saptamışlardır. Diğer taraftan, yeraltı patlamaları ile depremlerin arasındaki farkın saptanmasında gözlenen problemlerden birisi, patlamaların da belirli S ve Love- yüzey dalgaları yaymalarıydı.

"Patlama kaynağı" hipotezi doğrultusunda çalışmalar yapan Randall Diletasyon Kaynak Teorisi üzerine bir matematik model geliştirmiştir [13]. Buna göre, 60 km. derinlikteki bir noktada % 1' lik hacim değişikliği için gerekli olan sismik enerji yayını E_s birim kaynak hacmi için $3 \cdot 10^{22}$ erg kadardır.

Elastik Geri Sekme Teorisi

Elastik Geri Sekme Teorisi' ni açıklayan ilk bilim adamı H.F.Reid' dir. (1911) Bu hipotezin geçmişi Diletasyon Kaynak Teorisi' ne benzer özellikler taşımaktadır. Faylanmanın sığ depremlerin oluşumuna yol açtığı fikri Elastik Geri Sekme Teorisi ' nin esasını oluşturmaktadır. Önceki teorinin belirtmiş olduğu gibi, sığ depremler ile faylar arasındaki ilişki, gevrek malzemelerin davranış özelliklerinin belirlenmesi ile ortaya çıkmaktadır.

12.06.1897 tarihindeki büyük Assam depremini inceleyen R.D.Oldham, deprem şokunu mekanik kuvvetlere ve fay hareketlerine bağlamıştır.

Reid, 1906 San Francisco depreminde oluşumun fay hareketleri ile meydana geldiğini düşünmekte ve böyle bir mekanizmayı da laboratuvar çalışmaları ile gözlemlemekteydi. 1906 depremi sonrası San Andreas fayında iki ardışık nokta arasındaki açıklık 7 m. değerine ulaşmıştır [1]. Bir noktada oluşan ani kayma iki nokta arasındaki gerilmeyi artırmıştır. Reid' e göre, kayalarda elastik şekil değiştirmeler sınırlı olmak koşulu ile kırılmanın gerçekleşmesi olanaksızdır. Kırılma meydana geldiğinde kendi elastik gerilmeleri altında, yerdeğiştiren kayalar geri sekmektedirler. Geri sekmeler çoğunlukla fay tabakalarının karşılıklı noktalarında zıt yönlerde olmaktadır. Bu teoriye göre, deprem enerjisi şekil değiştirmeye uğrayan kayalarda biriken elastik şekil değiştirme enerjisidir.

Ana hatları ile belirtilen Elastik Geri Sekme Teorisi artçı (ikincil) depremlere açıklık getirememektedir. Artçı deprem mekanizması şu şekilde açıklanmaktadır. Kayganlaşan fay tabakasındaki elastik geri sekme olayından sonra, aynı bölgede tekrar bir kaymaya bağlı bir şekil değiştirme oluşmaktadır. Şekil değiştirme ve su

hareketi ile plastik akma gözlenebilmekte ve fay kesitinde yerel çatlağın oluşumuna kadar gerilme artmaktadır. Bu çeşit bir akışla tekrar artan gerilme alanı yeni kırılmalara yol açmaktadır.

Geliştirilen bu teorenin diğer bir özelliği de sığ depremlerin oluş zamanının tahmin edilmesidir. Reid ' in kendi teorisini, San Francisco yakınlarında (teoriye göre San Andreas fayı civarı) meydana gelecek sonraki depremin tahmininde kullanması ilgi çekicidir. Amerikan Sahil ve Geodetik Araştırma Merkezi kayıtlarında, Reid ' in 50 yıllık zaman aralığı için yaptığı çalışmada San Andreas fayında göreceli yerdeğiştirmenin 3.2 m. ' ye ulaşmış olacağı yer almaktadır. 18.04.1906 tarihinde faydaki geri sekme sonrası, en büyük göreceli yerdeğiştirme (D_{MAX}) 6.5 m. olarak saptanmış, buna göre ($6.5 / 3.2$) *50 = 100 denklemi kullanılarak bir sonraki deprem için geçmesi gerekli zaman aralığı 100 yıl olarak bulunmuştur. Bu çalışmada şekil değıştirmelerin düzenli artacağı varsayılmıştır.

Elastik Geri Sekme Teorisi, sismik dalgaların yayılım örüntüsü düzenlerini de göstermektedir. Bölüm 2.1.3. ' te anlatıldığı gibi P-basınç dalgalarının ilk hareketleri genelde kaynaktan uzaklaşma veya kaynağa yaklaşma düzeni içindedir. Bu özellik Byerly ' nin [14] deprem mekanizmasını anlattığı "fay-düzlemi metodunu" geliştirmesine yardımcı olmuştur.

Hem doğrultu atılımlı hem de düşey atılımlı faylar için, Elastik Geri Sekme Teorisi, birbirlerine dik konumda bulunan bir kuvvet çiftinin ifade ettiği kabule dayanan varsayım ile düşünülebilir. Dünya üzerinde çeşitli istasyonlarda kurulmuş standart sismograflardan alınan P, S ve yüzey dalgaları kayıtlarının değerlendirilmesi ile elde edilen deprem kayıtlarının, kendi aralarındaki ilişkileri, depremlerin, büyük çoğunluğunun odak civarında, bir kuvvet çiftinin neden olduğu hareket mekanizması ile oluştuğunu göstermektedir. Aynı moment değerine sahip kuvvet çiftinin etkisi altındaki sistem denge konumundadır. Diğer taraftan, kuvvet çiftinin elastik kütleyle kayması, odak bölgesi civarında ki kayalarda büyük bir gerilme alanının doğmasına neden olacaktır.

Sonuç olarak, bu teoriye göre, faylar depremlerin oluşumuna etki eden bir faktör olmakta bunun yanında depremlerin sonucu olarak kabul edilmemektedir. Fay hatlarında oluşan göreceli ofsetler, deprem sırasında buralarda meydana gelen toplam yer değiştirmelerdir. Fayların ilk oluşumları ise yerkabuğundaki tektonik gerilmelerin bir sonucudur. Yerkabuğunda meydana gelen mekanik, kimyasal ve termodinamik koşullardaki değişikliklerin etkisi altındaki faylar zamanla mevcut şekillerini almışlardır.

2.3.2. Manyitüd

Depremin tanımı, yerkabuğundaki büyük ölçekli süreksizliklerden, tektonik etkilerle açığa çıkan sismik enerjinin gerilme dalgaları halinde yayılması olduğuna göre, bir depremin büyüklüğü hakkında bilgi verebilecek en iyi ölçü, hareket ortaya çıkan bu enerjinin hesaplanması olacaktır. Ancak, bunu ölçmek veya hesaplamak zor ve hatta imkansız olduğu için daha değişik büyüklük tarifleri geliştirilmiştir. Bunlardan en yaygın olarak kullanılan, C.F.Richter (1935) tarafından bulunan M_L (Lokal Manyitüd) ölçüsü olup [15],

$$M_L = \log A (R) - \log A_0 (R) \quad (2.8)$$

şeklinde tanımlanmıştır. Burada A büyüklüğü bulunacak depremin 2800 kat büyütme, 0.8sn. periyotlu ve % 80 sönüm oranlı bir standart Wood-Anderson sismografındaki en büyük genliğini, A_0 ise büyüklüğü sıfır olarak kabul edilen referans depreminin aynı şekilde ölçülen en büyük genliğini göstermektedir. R ise depremin dışmerkez uzaklığını göstermektedir. Şekil 2.13 'te görüldüğü gibi deprem hareketinin ölçülen en büyük genliği, kayma veya yırtılmanın meydana geldiği bölgeye olan mesafe ile değişir. Genliğin değişimi dışmerkezde (Episantr) bir tepe oluşturacak şekilde belirir. Gerçekte pratik olmamakla beraber bu tepenin altında kalan hacim, depremin büyüklüğü için iyi bir ölçüdür. Richter ölçüsüne göre depremin büyüklüğünü hesaplamak için (2.8) eşitliğinde, dışmerkezden 100 km. uzaklıktaki en büyük genlik hesaba katılır. Büyüklüğü sıfır olan referans

depremini için ise aynı mesafede en büyük genlik $A_0 = 0.001$ mm. olarak kabul edilmiştir. Şekil 2.13 ' te görüleceği gibi sabit genlik eğrileri daireden farklı düzgün olmayan eğriler olarak belirir. Ayrıca, yer kabuğu koşullarının homojen olmaması, bir depremin Richter ölçüsünün matematiksel kesinlikten uzaklaşarak, yaklaşık olmasını doğurur.

Bir depremin her zaman belirli bir aletle kaydedilmesi mümkün olamamaktadır. Özellikle son yıllarda teknolojinin gelişmesi ile çok yeni ve modern deprem aletleri (sismografları) kullanılmaktadır. Durum böyle olunca her deprem için Richter ' in tanımladığı manyitüdü kullanmak olanaksızdır. Bu nedenle, herhangi bir uzaklıkta herhangi bir sismografla kaydedilen deprem kayıtlarından yararlanma zorunluluğuna gidilmiş ve manyitüt hesabı için, yüzey dalga manyitütü (M_s) ve kütle dalgaları manyitütü (M_b) şeklinde iki değişik büyüklük geliştirilmiştir. Buna göre, yüzey dalga manyitütü (M_s), sığ depremler için,

$$M_s = \log A + \alpha \log R + \beta \quad (2.9)$$

şeklinde tanımlanmıştır. [16] Burada A, 20sn. periyoda sahip yüzey dalgaların oluşturduğu kuvvetli yer hareketinin en büyük genliğidir. Rayleigh dalgalarının yatay bileşkelerini belirleyici değerler olan α ve β ise sığ depremler için 1.66 ve 1.82 alınır. Derin depremler için, (2.8) ifadesi kullanılamaz. Bu koşul için kütle dalga manyitütü,

$$M_b = \text{Log} (A/T) + Q (h, R) \quad (2.10)$$

şeklinde tanımlanmıştır [16]. Burada T, ölçülen dalga periyodu ve Q ise merkezsel derinlik h ve merkezsel uzaklık R değerlerinin amprik fonksiyonudur.

Depremleri derinliği belirli bir derinlik aralığı içinde kalıyorsa, her iki manyitüt için,

$$M_b \text{ veya } M_s = \text{Log} (A/T) + C_1 \text{ Log } R + C_2 \quad (2.11)$$

şeklinde bir bağıntıdan yararlanma olanağı vardır. Her iki dalga türü için C_1 için C_2 katsayıları ayrı ayrı hesaplanabilir.

Yüzey dalgalarından hesaplanacak manyitüt değeri için, 1967' de IASPEI (International Association for Sismology and Physics of the Earth ' s Interior) ' nin Zurich' teki toplantısında manyitüt hesabı için önerilen bağıntı örnek olarak verilebilir.

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 1.66 \text{Log} R + 3.3 \quad (2.12)$$

Uluslararası kodu IST (1989 ' dan beri) olan ve İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Sismoloji ve Sismoteknik Birimi' ne bağlı bulunan deprem kayıt istasyonunda kaydedilen depremlerin M_b ve M_s manyitütlerinin hesabı için aşağıdaki bağıntılar geliştirilmiştir.

$$M_b = \text{Log} (A/T) + 0.48 \text{Log} R + 3.03 \quad (2.13)$$

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 0.76 \text{Log} R + 2.13 \quad (2.14)$$

Yüzey dalgaları ile cisim dalgalarının içerikleri genellikle farklıdır. Gutenberg ve Richter (1956) bu iki manyitüt değerleri arasında, sığ depremler için,

$$M_b = 2.5 + 0.63 M_s \quad (2.15)$$

şeklinde bağıntı tanımlasa da, Can (1982), Türkiye depremleri için aşağıdaki bağıntının geçerli olacağını göstermiştir.

$$M_s = 1.46 M_b - 2.29 \quad (2.16)$$

Burada sözü edilen manyitütlere (M_s , M_b) , dalga frekansının bir fonksiyonudur. M_s , şiddetli depremler için daha büyük değerlere maruz kaldığı gibi bu kavramın uzun periyotlu dalgalarla (100sn.) ifade edilebileceği açıktır. Buna karşın, sonradan geliştirilen moment manyitüdü M_w daha uniform değerler vermektedir.

$$M_w = 2/3 \log M_0 - 10.7 \quad (2.17)$$

Kanamori (1975) tarafından geliştirilen bu bağıntıda M_0 sismik momenti göstermektedir. Çoğu sığ merkezli yıkıcı depremler için,

$$M = M_L = M_w = M_s \quad (2.18)$$

bağıntıları mühendislik uygulamaları için yeterli olmaktadır [17].

Dünya üzerinde bulunan değişik bölgelerin kendilerine özgü geliştirmiş oldukları manyitüd cetvelleri mevcuttur. JMA (Japon Meteoroloji Üssü) manyitüdü bunlardan biridir.

$$M_J = 0.5 \log (A_N^2 + A_E^2) + 1.73 \log (R) \quad (2.19)$$

şeklinde gösterilen bu ifadede M_J JMA manyitüdünü, R dışmerkez uzaklığını, A_N kuzey-güney ve A_E doğu-batı yönlerinden büyük yerdeğiştirme genliklerini göstermektedir.

Sözü edilen manyitüdüler arasındaki sistematik farklar Şekil 2.14 ' te M_w referans alınarak gösterilmiştir [18].

Yer kabuğu koşullarının homojen olmaması, bir depremin manyitüd değerlerinin matematiksel kesinlikten uzaklaşarak yaklaşık olmasını doğurur. Bunun sonucu olarak belirli bir deprem için farklı ölçü istasyonları birbirlerine yakın, fakat değişik deprem büyüklükleri bildirebilirler.

Bazı manyitüd değerlerinin, çeşitli parametreler baz alınarak en büyük ivme ile aralarındaki bağıntılar Tablo 2.1 ' de gösterilmiştir. Manyitütle en büyük zemin ivmesinin merkezsiz uzaklığa bağlı azalış ilişkileri ise Şekil 2.15 ' te gösterilmiştir.

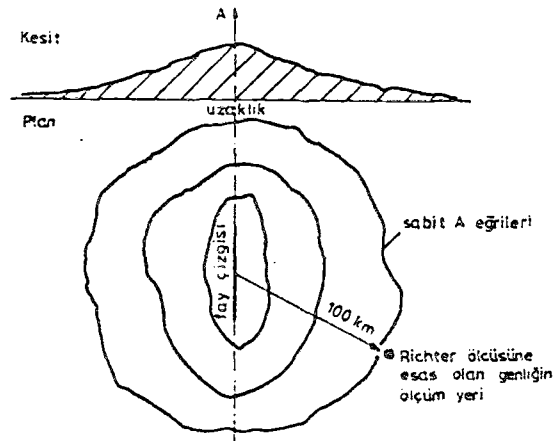
Tablo 2.1. En Büyük İvme ile Manyitüd Arasındaki Amprik Bağıntılar [17]

En Büyük İvme

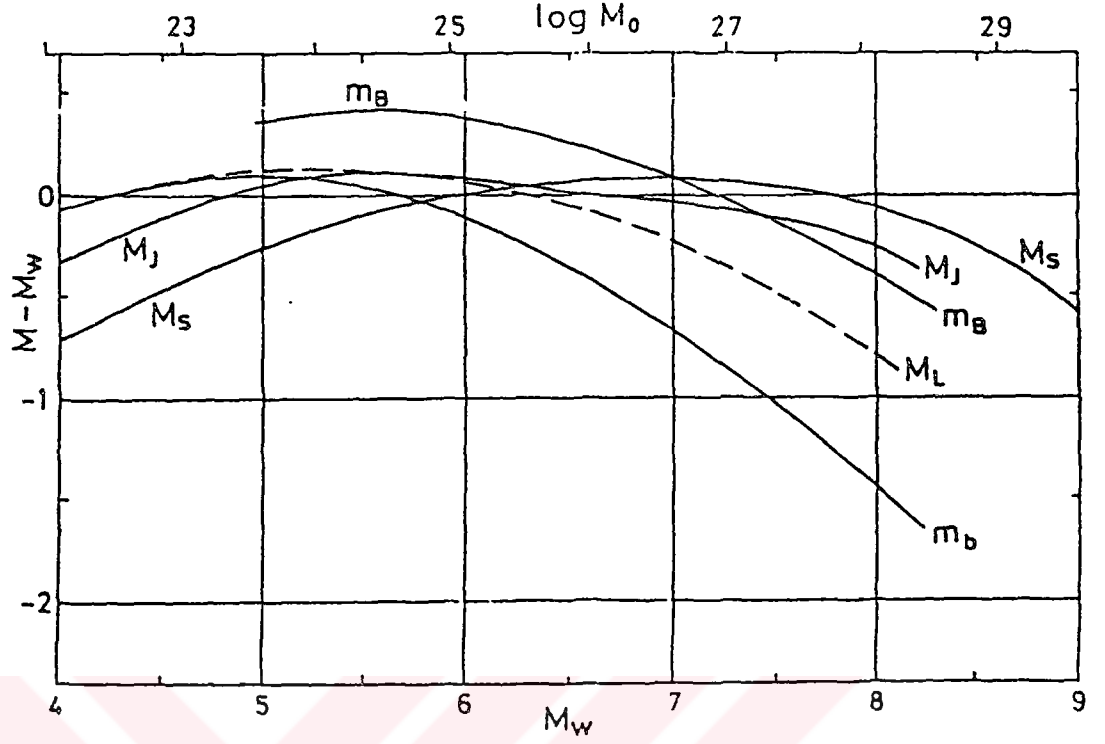
Araştırmacı :	Joyner ve Boore (1981)
Veri :	182 Kuzey Amerika kayıtları
Denklem :	$\log A_p = 0.249 M_w - \log r - 0.00255 r - 1.02 + 0.26$ $r = (D^2 + 7.3^2)^{1/2} \quad 5.0 < M_w < 7.7$
Araştırmacı :	Sabetta ve Pugliese (1987)
Veri :	190 İtalya Kayıtları
Denklem :	$\log = 0.306 M_s - \log (D^2 + 5.8^2)^{1/2} + 0.169 S_1 - 1.56 + 0.17$ $4.6 < M_s < 6.8$
Araştırmacı :	Fukushima ve Tanaka (1990)
Veri :	486 Japon Kayıtları
Denklem :	$\log A_p = 0.41 M_s - \log (R + c(M_s)) - 0.0034 R - 1.69 + 0.21$ $c(M_s) = 0.032 \times 10^{0.41 M_s} \quad 6.0 < M_s < 7.9$

 A_p = En Büyük İvme M_w = Moment Manyitüdü M_s = Yüzey dalga Manyitüdü D = Fay Kırığının Yüzey Projeksiyonuna En Yakın Mesafe r = Fay Kırığına En Yakın Mesafe S_1 = Katı ve Tabaka Derinliği Fazla Zeminler İçin 0, Tabaka Derinliği Az

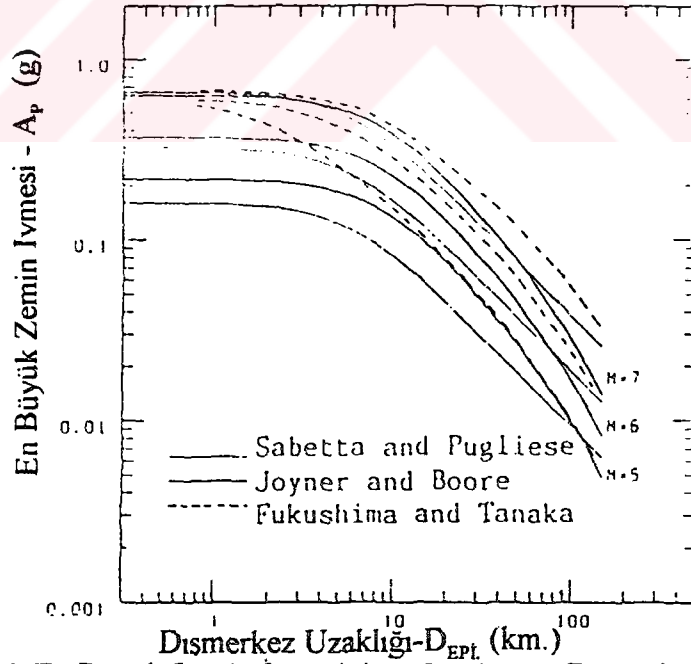
Olan Zeminler İçin 1 alınır.



Şekil 2.13. Deprem Hareketinin Ölçülen A En Büyük Genliğin Yatay Mesafe İle Olan Değişimi



Şekil 2.14. Değişik Manyitütler ve Aralarındaki Göreceli İlişkiler [18]



Şekil 2.15. En Büyük Zemin İvmesinin, Manyitüt ve Dışmerkez Uzaklıkları ile Olan Azalım İlişkileri [17]

Depremi kaynak parametrelerinden olan manyitüt depremin büyüklüğünün bir ifadesidir. Görüldüğü gibi manyitüt, deprem kayıtlarının alınmasında kullanılan teknikler, kayıt aletlerinin çeşitleri ve alındıkları bölgelerin sismolojik konumlarına göre değişik çeşitlerde ve değerlerde olmaktadır. Bunun yanında manyitüt, depremin yeryüzünde neden olduğu etkilerin kesin bir göstergesi olarak kabul etmek sakıncalıdır, çünkü deprem sırasında açığa çıkan enerjinin, sismik dalgalarla yayılımı ve yüzeye ulaşımında kat ettiği uzaklık ve zemin koşulları, yüzeyde meydana getireceği etkileri etkileyecektir. Fakat, diğer taraftan manyitüt deprem mühendisliğinin sismik risk analizlerinde, kaçınılmaz olarak kullanılan bir değerdir.

2.3.3. Enerji

T periyodundaki bir esnek (elastisite) dalganın taşıdığı enerji, A dalganın genliği olduğu takdirde $(A/T)^2$ ile orantılıdır.

$$E \sim (A/T)^2 \quad (2.20)$$

Bu bağıntının her iki tarafının logaritması alındığında elde edilen bağıntıda, $\log(A/T)$ 'nin depremin manyitütü ile orantılı olduğu bilindiğine göre , son olarak,

$$\log E = C_1 M + C_2 \quad (2.21)$$

şeklinde bir bağıntı elde edilir. Burada C_1 ve C_2 sabit katsayılarıdır. Gutenberg ve Richter (1956) bu bağıntıyı şu şekilde geliştirmişlerdir :

$$\log E = 11.8 + 1.5 M \quad (2.22)$$

Burada E, sismik enerjiyi "erg" olarak göstermektedir. Bu formülden manyitüdüleri M_2 ve M_1 olan iki depreme ait E_2 ve E_1 enerjileri için,

$$\log E_2 - \log E_1 = 1.5 (M_2 - M_1) = 1.5 \Delta M \quad \text{veya} \quad E_2 / E_1 = 10^{1.5 \Delta M}$$

bulunur. Buna göre, deprem manyitüdünün 2 artması ile enerjisinin 1000, 1 artması ile de $(1000)^{1/2} = 31.5$ kat artacağı sonucu ortaya çıkar.

1945 yılında Hiroshima' ya (Japonya) atılan, 20 KT (Kiloton) TNT (Trinitrotoluen) şiddetindeki bir atom bombasının enerjisi 8E20 Erg civarındadır. Bu manyitüdü 6.07 olan bir depreme eşdeğer olup manyitüdü 8.5 olan çok şiddetli bir depremdeki enerji sözü geçen güçte 4435 adet bombanın birlikte patlamasındaki enerjiye eşdeğerdir. Tablo 2.2 deprem manyitüdü ile hareket sırasında ortaya çıkan enerjiyi göstermektedir.

Tablo 2.2. Depremlerin Enerjisi ile Manyitüdü Arasındaki İlişki [19]

M (Richter)	5	6	6.5	7	7.5	8
E (1 E20 Erg) (*)	0.2	6.3	35.5	200	1,122	6,310
E (20 KT TNT)	0.25	0.8	4.44	25	140	790

(*) 1 E20 Erg = 1 E13 Joule = 1×10^{13} Joule

2.4. DEPREMİN ŞİDDETİ

Bir depremin şiddeti yer yüzünün belirli bir noktasında tanımlanır ve bu noktada yaptığı etkinin derecesi ile belirlenir. Deprem şiddetleri deprem etkilerinin öznel değerlendirilmesi ve yıkımların görünen boyutlarının tanımıdır.

Dünya üzerindeki çeşitli sismik bölgelere bağlı olarak çok sayıda sismik şiddet cetvelleri üretilmiştir. Bunlar arasında en yaygın olanı Mercalli Şiddet Sıkalası 'dır (M.M.I.) Geliştirilmiş şekli ile kullanılan bu cetvel [2] Tablo 2.3 ' te gösterilmiştir. Tablodan görüleceği gibi en düşük şiddet I, duyarlı aletlerle kaydedilen depremi; en büyüğü XII, tam yıkıma karşı gelen depremi göstermektedir. Bu skala Kuzey ve Güney Amerika ile Batı Avrupa ' da çok yaygın olarak kullanılmaktadır. Doğu Avrupa 'da ise Medvedev - Sponheuer - Kornik [20], (M.S.K.) şiddet skalası kullanılmaktadır. Rossi-Forel (R.F.) sıkalası ise bugün hala birçok ülkede geçerlidir.

Bu skalaların çoğu 12 dereceden oluşmasına rağmen, Japon Meteoroloji Üssü (J.M.A) sıkalası 8 dereceden oluşmaktadır. Tablo 2.4. J.M.A, M.M., M.S.K. ve R.F. cetvelleri arasındaki bağıntıları göstermektedir.

Deprem şiddeti, depremin hissedildiği nokta için tanımlanmaktadır. Dolayısı ile, şiddet ölçekleri belirli bir deprem için her yerde farklı olarak belirir. Şiddet cetvellerinin kullanılması, bir depremin makrosismik verisini, deprem etki sahasının şiddetçe eşdeğer eğrileri kullanarak eş bölgelere ayrılması ile özetlenebilir. Deprem merkezinden düşey yönde yayılımın tam simetrik olduğu düşünülürse, şüphesiz eşdeğer şiddet eğrilerde depremin dışmerkezinden uzaklaştıkça eş daireler şeklinde olacağı açıktır. Fakat yerel zemin koşulları ve fay kırığı uzunluğu gibi homojen olmayan etkenler eğrilerin simetrikliğini bozmaktadır. Hatta, aynı şiddetle etkilenen bölgeler farklı şiddet eğrisi ile sınırlanan bir bölge içinde kalabilmektedir. Tablo 2.5 deprem şiddetinin azalım ilişkileri için bazı amprik bağıntıları göstermektedir.

Deprem şiddetleri kesin (deterministic) ve olası (probobalistic) deprem tehlike belirlemelerinin dayandırıldığı önemli bir kriterdir. Buna ek olarak kuvvetli yer hareketi kayıtlarının yetersiz olduğu bölgelerde, şiddetler ivmelerin hesaplanmasına göre daha yaygın olarak kullanılmaktadır.

Tablo 2.3. Değiştirilmiş Mercalli Şiddet Cetveli

ŞİDDETİ	TANIMI
I	Yalnız duyarlı aletler algılar
II	Özellikle üst katlarda, dinlenmekte olan kimselerce hissedilir. Hassas bir biçimde asılı olan cisimler sallanabilir.
III	Bina içinde hissedilir, fakat deprem olup olmadığı her zaman anlaşılmaz. Duran otomobiller yanından kamyon geçmiş gibi sallanır.
IV	Bina içinde çoğunluk ve dışarda az kimse tarafından hissedilir. Gece bazı kimseler uyanır, kap-kacak, kapı-pencere sallanır.
V	Hemen herkes hisseder. Bazı tabaklar, sıvalar, pencereler kırılır.
VI	Herkes hisseder, birçoğu korkup dışarı fırlar. Bacalar, sıvalar düşer. Hafif hasarlar olur.
VII	Herkes dışarı kaçır. Yapıda sağlamlığına bağlı olarak değişen hasarlar oluşur. Otomobil sürücüleri de algılar.
VIII	Duvarlar çerçevelerinden ayrılıp dışarı fırlar. Anıtlar, bacalar devrilir. Kum ve çamur fişkirir.
IX	Yapılar temelinden ayrılır, çatlar, eğrilir. Zemin ve yeraltı boruları çatlar.
X	Kargir ve çerçeve yapıların çoğu tahrip olur. Zemin çatlar, raylar eğrilir. Toprak kaymaları olur.
XI	Yeni tip yapılar ayakta kalabilir. Yeraltı boruları kırılır. Toprak kayar. Raylar bükülür.
XII	Hemen herşey harabolur. Toprak yüzeyinde dalgalanma görülür.

Şiddet - Manyitüt İlişkisi

Mühendislik amaçları için depremin şiddeti genellikle depremin mutlak ölçüsü olarak kabul edilir. Ancak, aynı şiddetteki iki deprem farklı frekans gruplarının birleşmesi ile ortaya çıkabilir, fay derinliği oluşum mekanizması farklı olabilir. İki kavram arasındaki en önemli farklardan birisi Richter Ölçeği' nin bir deprem için mutlak bir ölçü olarak tanımlandığı halde, Mercalli Şiddet Ölçeği' nin depremin hissedildiği noktada tanımlanmasıdır. Manyitüd ile gözlenecek en büyük şiddet arasında belli bir değere kadar ilişki olsada, gerçekte aralarında her koşulda geçerli yakın bir korelasyon yoktur. Bunun nedenleri arasında yerel zemin ve jeolojik koşulların hem mühendislik yapıları hem de deprem hareketi üzerindeki etkisinin

önemli olması ve dolayısı ile şiddetin değerini doğrudan etkilemesidir. Manyitüt ise sadece bir kaynak parametresidir. Örneğin, düşük manyitütlü , sığ odaklı (odak derinliği küçük) bir deprem , kötü zemin koşulları ve kötü yapılaşmanın hakim olduğu bir bölgede çok büyük hasarlara yol açarak hissedilen şiddetin büyük olmasına neden olabilir. Granada Hills bölgesinde, 31 Mart 1971 tarihinde meydana gelen $M_L = 4.0$ manyitütlü deprem mevcut yapılara büyük hasarlar vermiştir. Diğer taraftan, büyük manyitütlü derin bir deprem (derin odak derinlikli) veya hiçbir yapının rastlanmadığı bölgede meydana gelen büyük bir deprem etki sahası dahilinde gözlenebilir küçük şiddet değerlerine neden olabilir. Bu yüzden incelenen bölgede hissedilen siddet, depremin odak derinliği (merkezsiz derinlik) ve söz konusu bölgedeki mevcut zemin koşullarından etkilenmektedir.

Tam dışmerkezde tariflenecek Mercalli Şiddet Ölçeği, bu bölgedeki yapıların standart bir dayanıma sahip olduğu kabul edilirse, depremin mutlak ölçeği olarak görülebilir. Manyitüt ile en büyük şiddet arasındaki ilişki için çeşitli ülkelerde çeşitli bağıntılar kullanılmaktadır. Gutenberg ve Richter (1956), odak derinlikleri 18 km. olan Kaliforniya depremleri için,

$$M_L = 1.3 + 0.6 I_0 \quad (2.23)$$

bağıntısını vermişler ve daha sonra,

$$M_L = 1.0 + 0.67 I_0 \quad (2.24)$$

olarak değiştirmişlerdir.

Sözen (1983) ise, Türkiye depremleri için şu bağıntıyı elde etmiştir :

$$M_s = (2.06 + 0.1) + (0.9 + 0.05) I_0 \quad (2.25)$$

Diğer taraftan, odak derinliği yaklaşık 30 km. veya daha az olan sığ olarak nitelenen depremler için, merkez civarında, manyitüt ile şiddet arasında Tablo 2.6. ile gösterilen yaklaşık bağıntı vardır.

Tablo 2.4. J.M.A., M.M., M.S.K. ve R.F. Şiddet Cetvelleri Arasındaki İlişkiler
[17]

VII	XII XI X	XI XII	
VI	IX	IX	X
V	VIII	VIII	IX
IV	VII	VII	VIII
	VI	VI	VII
III	V	V	VI
	IV	IV	V
II	III	III	IV
	II	II	III
I	I	I	II
0			I
J.M.A. skalası	M.M. skalası	M.S.K. skalası	R.F.. skalası

Tablo 2.5. Sismik Şiddetin Azalımı İçin Önerilen Bazı Amprik Bağıntılar
[17]

Araştırmacılar	Denklemler
Evernden et al. (1973)	$I_{MM} = 10.8 + 1.05M - 6 \log(d + 25)$
Crespellani et al. (1991)	$I_{MM} = 8.6 + 1.48M - 6.4 \log(d + 14)$
Kawasumi (1951)	$I_{JMA} = -0.3 + 2M - 4.6 \log d - 0.018d \quad (d < 100 \text{ km})$ $= -4.0 + 2M - 2.0 \log R - 0.0167R \quad (d > 100 \text{ km})$

I_{MM} : Geliştirilmiş Mercalli Şiddeti

R : Odak Derinliği

I_{MA} : Japon Meteoroloji Üssü Şiddeti

d : Merkezsel Uzaklık

Tablo 2.6. Sığ Depremler İçin Manyitüd ile Şiddet Arasındaki İlişki [17]

Manyitüd	5	6	6.5	7	7.5
Geliştirilmiş Mercalli Şiddeti (Maks. yaklaşık değeri)	VI - VII	VII -VII	VIII - IX	IX - X	X - XI

2.5. SONUÇ

Bu bölümde depremin oluş mekanizması, deprem yer hareketinin anlamı ve sismolojisi belirtilmiş, hareketin temel kavramları özetlenmeye çalışılmıştır. Daha sonra ise, hareketin kaynak parametreleri olan oluşumun jeolojik formasyonu, harekete neden olan yayılım, hareket sırasında ortaya çıkan enerji, sismik moment, depremin büyüklüğü, depremin odak derinliği, bunun yanı sıra depremin etkisinin bir ölçüsü olan şiddeti açıklanmıştır.

Deprem Mühendisliği ' ni en çok ilgilendiren konunun, depremin büyüklüğünün (manyitüd) ve şiddetinin, yani hareketin yapılara vermiş olduğu hasar ile yapıların göstermiş olduğu tepki mekanizması olduğu düşünülse de, deprem büyüklüğünün, depremin belirtilmiş kaynak parametrelerine bağlı olması, olayı sadece mutlak büyüklük olarak değil sismolojik olarak da anlaşılması ve mikrosismik çalışmalar gerekliliğini ortaya koymuştur. Diğer taraftan yapıların projelendirilmesinde amaç, binaların inşa edildiği bölgenin depremselliğinin, hangi şiddette, hangi merkezde, ne sıklıkta deprem meydana geldiği verilerinin yine bu parametrelerin ve onları belirleyen mikrosismik çalışmalar ile elde edilmektedir.

Dikkat edilmesi gerekli diğer nokta ise, hareketin yayılımını (dalga hareketi), dolayısı ile makrosismik çalışma ile deprem sonrası belirlenen etki ve hasarların dağılımında özellikle yerel zemin koşullarının belirleyici faktör olması deprem

manyitütünün mutlak bir ölçü alınamayacağını belirlemiştir. Bu nedenle, son yıllarda kuvvetli yer sarsıntılarının hissedildiği bölgelerde deprem merkezleri civarında, değişik " zemin koşullarında" kurulan, istasyonlardan alınan kayıtlar depremin yapı mühendisliği bakımından daha iyi anlaşılmasını sağlamaktadır.



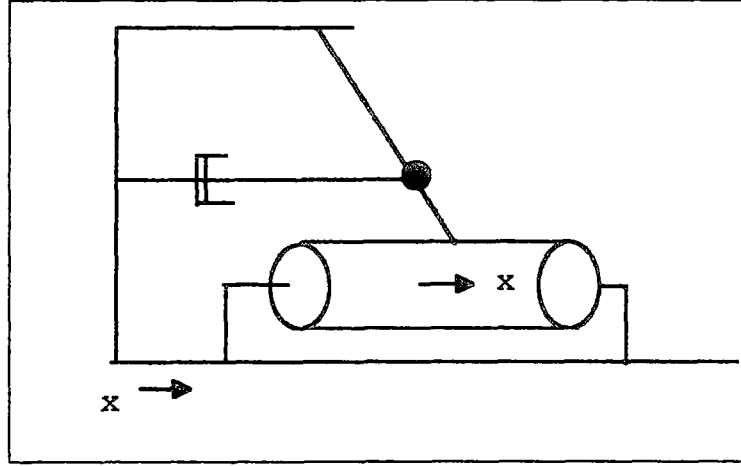
BÖLÜM.3. DEPREMLERDE İVME - ZAMAN KAYITLARI

3.1. KUVVETLİ YER HAREKETİNİN ÖLÇÜMÜ

Deprem mühendisliğinde yapılacak her türlü incelemenin, deprem hareketi hakkında gerçekçi bilgiye dayanması gerekir. Bu bilgi de ancak deprem sırasında yapılacak ölçümlerden ve bunların değerlendirilmesiyle elde edilir. Yer hareketinin hassas bir şekilde ölçümü için sismograflar kullanılır. Ancak, bu aletler özellikle büyük ve orta şiddetteki bir depremin dışmerkez bölgesinde yer hareketini ölçmek için uygun değildirler. Çünkü sismograflar dünyanın herhangi bir noktasındaki küçük bir yer hareketini kaydetmek için düzenlenmişlerdir. Yapılarda hasar meydana getiren yer hareketleri "Kuvvetli Yer Hareketi" olarak adlandırılırlar. Büyütmesinin fazla olması nedeni ile, dışmerkez bölgesindeki bir sismograf böyle bir hareketi göstermeye yetmez veya alet zarar görebilir. Bir sismografin çalışmasının temel ilkesi, sabit bir noktadan asılı sarkacın hareketiyle yer hareketinin kaydedilmesinden ibarettir (Şekil 3.1). Eğer sarkacın doğal periyodu yer hareketinin periyoduna göre büyükse, v sarkacın yerdeğiştirmesi, v_g yer hareketinin yerdeğiştirmesi ile orantılı olacaktır. Bu tür sismograf, Yerdeğiştirme Sismografi veya Uzun-Periyot Sismografi olarak isimlendirilir. Eğer uygun bir düzende sarkacın periyodu yer hareketininkine göre oldukça kısa olarak gerçekleşirse, sarkacın yerdeğiştirmesi yer hareketinin ivmesi ile orantılı olur. Bu tür ise, İvme Sismografi veya Kısa-Periyot Sismografi olarak tanımlanır.

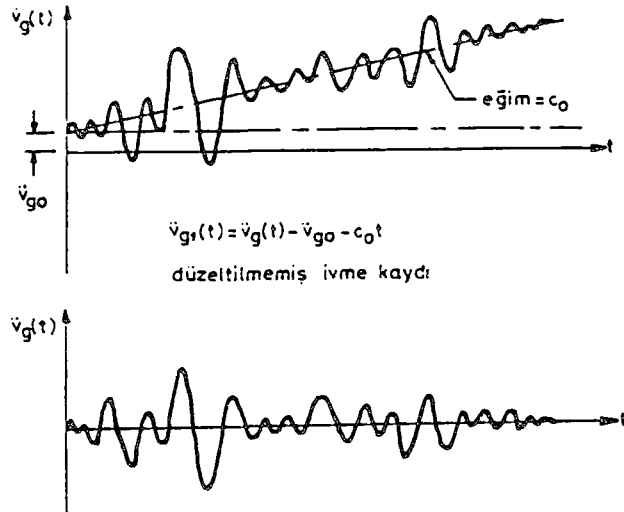
Sismograftaki hareket mekanik, optik veya elektromanyetik yollarla büyütülebilir. Ancak, deprem mühendisliği için kuvvetli yer hareketinin ölçülmesi gerekir. Bu ise, sismograflardan değişiklik yapılarak elde edilen "Kuvvetli Hareket İvme Ölçerleri" ile gerçekleştirilir. Bu aletler normal olarak sükünette olup, ancak yer hareketi ivmesinin belirli bir değeri aşmasından sonra harekete geçerler. Yer hareketinin, iki yatay ve bir düşey olmak üzere üç bileşinini ölçebilirler. Genellikle

bu tür aletlerin öz periyodu, yer hareketinin ivmesinin aletin kaydettiği yerdeğiştirme ile orantılı olmasını sağlayacak şekilde seçilmiş olup, 0.05sn.ile0.10sn. arasındadır. Sönümleri kritik sönümün %60-%70' i civarındadır. Yaklaşık



Şekil 3.1. Basit Sismograf

olarak 0.005 g ivme ile harekete geçen bu aletle 0.001g ile 1.0 g arasında hassas bir ölçüm yapılabilir. Alınan kayıtlar aletin belirli bir değerden sonra çalışması nedeniyle ve elde olmayarak ortaya çıkan hataların düzeltilmesi gerekir. Yer hareketinin kayıt yapılan yerde sadece bir titreşim meydana getirdiği kabul edilirse, başlangıç değer hatasının düzeltilmesinden sonra ivme kaydı $v''(t)$, ve bu kaydın integrasyonu ile elde edilen hız $v'(t)$ ve yerdeğiştirme $v(t)$ ' nin sıfır değeri ile bitmesi gerekir. Bunun sağlanmadığı durum, ivme kaydının düzeltilmesi gerektiğine işaret eder. Şekil 3.2' de hatalı başlangıç değerini ve sürekli oluşan hatalar içeren kayıttan, düzeltilmiş ivme kaydının elde edilebileceği gösterilmiştir.



Şekil 3.2. İvme Kaydının Düzeltilmesi

3.2. KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYDEDİCİLER VE AMAÇLARI

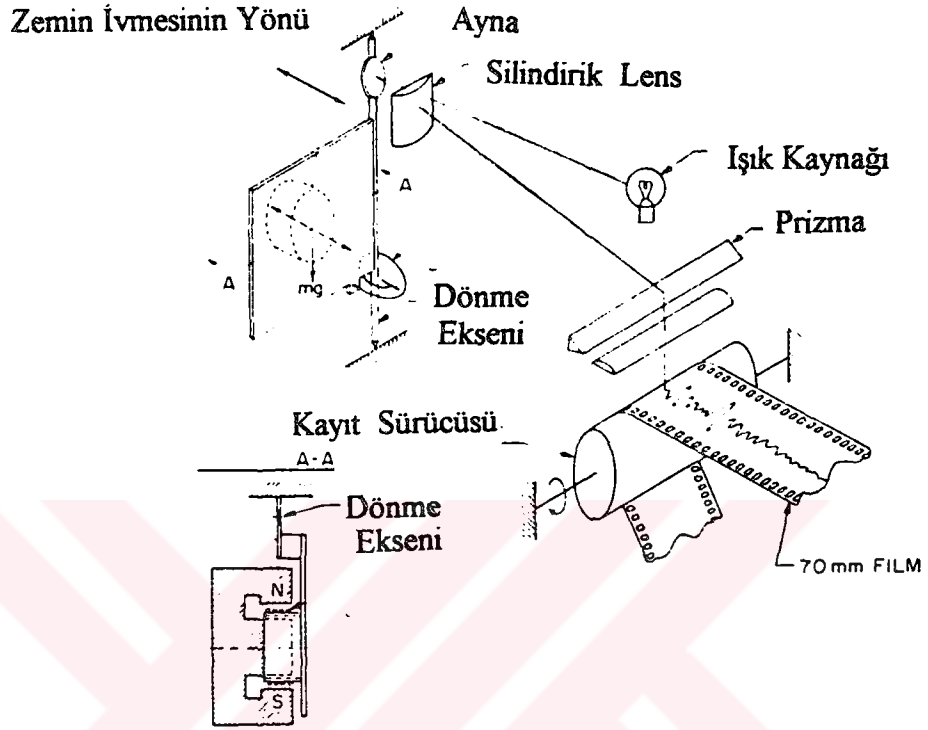
Kuvvetli yer hareketi kayıtlarının en önemli mühendislik amacı, depremlerin mühendislik uygulamaları için önemli olan özelliklerinin, yani depremlerde oluşabilecek ivme-zaman değişimlerini, dolayısı ile mühendislik yapısına gelebilecek deprem kuvvetlerini ve buna bağlı olarak, yapısal tasarım kriterinin belirlenmesidir. Bu ivme kayıtlarının ve karşı gelen yapı tepkisinin geçerli bir spektral analiz ile belirlenmesi yapısal tasarım ve deprem kuvvetlerinin altındaki güvenli tasarımın esasını teşkil edebilir. Bu kayıtlar, diğer taraftan hareketin oluş mekanizması ve kaynak özelliklerini, 2.2. Bölüm de anlatıldığı gibi saptamaktadır.

Kuvvetli yer hareketi kaydedicilerin dünya üzerinde çoğalması, yapıların davranışı hakkında zengin bir veri tabanı oluşturmaktadır. Değişik jeolojik ve geoteknik koşullar altında elde edilen bu kayıtların artışı, değişik bu kayıtların arasında karşılaştırmalar yapabilmek ve depremin yapılar üzerindeki etkilerinin daha iyi analiz edilmelerine, sayısal ve amprik modellerin geliştirilmesine imkan yaratmaktadır. [21]

Şekil 3.3 mekanik - optik fotografik okuma alan kuvvetli yer hareketi kaydedicisinin transdüser sisteminin şematik diyagramını göstermektedir. Her modelde detaylar farklılık göstermesine rağmen, genel prensipler değişmemektedir. Tek dereceli serbest tansdüser elamanında çoğunlukla bir çeşit salınım yapan levha bulunmaktadır. Bu levhada da burulmalı yay bulunmaktadır. Şekil 3.3.' te gösterilen dönme eksenini çeşitli modellerde esnek mil ile sabitlenmiştir. Diğer taraftan, sönüm ise sabit bir manyetik alanda bobinin hareketi ile elektromanyetik biçimde oluşmaktadır. Bu şekilde ki optik okumada transdüser hareketinin büyütmesi ise ışığı kayıt mekanizmasına odaklayan silindirik lens ve prizmalar yardımı ile elde edilmektedir. Aynı şekilde görüldüğü gibi, bir kuvvetli yer hareketi kaydedicisi 3 transdüser bileşeninden meydana gelmektedir. Bunlar, kaydın tutulduğu film, hızı kontrol altında tutulan kayıt sürücüsü ve uygun güç kaynağıdır.

Bir bölgede kuvvetli yer hareketi kayıtlarının alınmasının en belirgin amaçlarından biri de, bu kayıtların diğer bölgelerde alınan diğer kayıtlarla olan ilişkilerinin elde edilmesidir. Farklı kaynak mekanizmalarına sahip, farklı sismik bölgelerde meydana gelen depremlerde alınan kayıtlardan elde edilen, kaynak ve mühendislik parametrelerinin, kendi aralarındaki istatistiksel değerlendirmeleri yapılarak, bu parametrelerin aralarındaki ilişkilerin varlığı incelenir. Böyle bir istatistiksel incelemenin nedeni bu parametrelerin depremlerin etkisini belirlemedeki geçerliliğinin araştırılması ve bunun yanı sıra, jeolojik ve geoteknik koşulların etkisinin belirlenmesidir. Son yıllarda farklı zemin ve jeolojik koşullarda alınmış kuvvetli yer hareketi kayıtları, depremin yapı üzerindeki etkisini daha gerçekçi bir şekilde incelenmesine imkan yaratmaktadır. [22]

Geçmiş yıllarda istasyonlar genellikle sağlam kaya tabakaları üzerinde kurulurken, yerel zemin şartlarının deprem hareketi üzerinde meydana getirdiği belirleyici etkenler nedeniyle, günümüzde artık her çeşit zeminde kurulmakta ve kayıtlar düşey de dahil olmak üzere her doğrultu için hesaplanmaktadır. [23]



Şekil 3.3. Mekanik - optik fotografik okuma alan kuvvetli yer hareketi ölçerinin şematik diyagramı

3.3. VERİ TABANI VE DEĞERLENDİRME

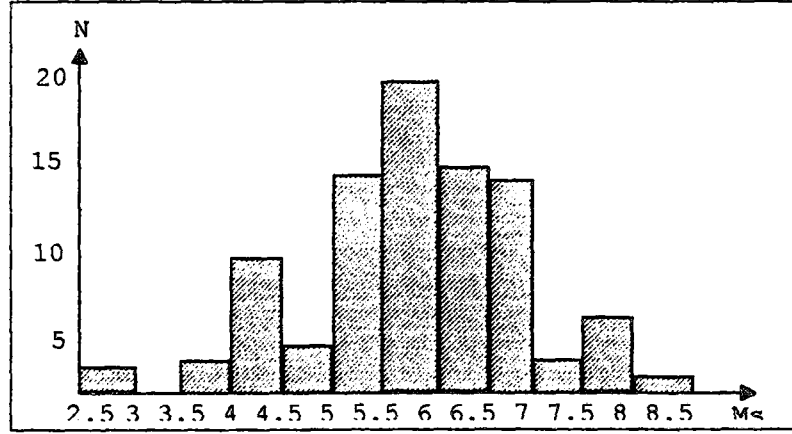
Bu çalışmada, Japonya, Kaliforniya, Alaska, Çin, Kanada, Yeni Zelanda, Meksika ve Türkiye ' de değişik tarihlerde olmuş depremlerde, çeşitli istasyonlardan alınan düzeltilmiş, kuvvetli yer hareketi kayıtları uygun formatlarda derlenerek ivme - zaman davranışları ile ilgili bazı parametreler bulunmuş ve aralarındaki ilişkiler gözlenerek deprem özelliklerinin bu parametrelere bağlılığı incelenmiştir. Bu çalışmada 98 farklı deprem ve 194 adet kayıt ele alınmıştır. Kayıtlar deprem dışmerkezine değişik uzaklıklarda, farklı zemin koşulları üzerine kurulmuş

istasyonlardan alındığı için, yerel zemin koşullarının da harekete etkisini yansıtmaktadır.

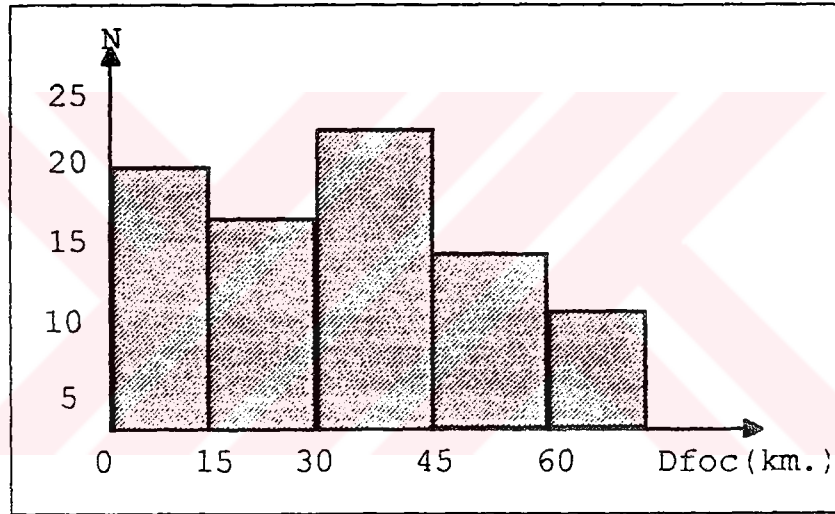
Oluşum tarihlerine ve bölgelerine göre sınıflandırılan depremlerin kaynak (sismik) parametreleri EK.A1.' de verilmiştir. Kayıtları alınan depremlerin büyüklükleri farklı manyitüdler cinsinden verildiği için, bütün manyitüdler ortak bir değer olan M_s ' e dönüştürülerek verilmiştir. Bu Tablo oluşturulurken M_s için 2.16 ve 2.18 bağıntılarından yararlanılmıştır. Diğer taraftan, Tabloda ki şiddet (I_0) değerleri olayın merkezinde, şiddetin en fazla hissedildiği bölgede Mercalli Cetveli' ne göre gözlenmiş değerlerdir. Değişik Manyitüde (M_L , M_b , M , M_s) sahip söz konusu depremler ortak bir değerde (M_s) birleştirilerek, bu değerlerin ilgili bağıntılarına geçilmiştir.

Ek.A1.' de bulunan ortak M_s in ilgili değer aralıklarına karşılık gelen değerleri ile adet sayısı Şekil 3.4.a. da ve Şekil 3.4.b. ile Şekil 3.4.c. de ise kaynak parametrelerinden odak derinliği ($D_{foc.}$) ile dışmerkez uzaklığının (D_{EPI}) ilgili değer aralıklarına karşılık gelen adet sayıları gösterilmiştir. Burada ortak değer olan M_s incelenen depremlerin sığ olması, dolayısı ile yüzey dalgalarının bu tür depremlerin büyüklüklerinin belirlenmesinde ideal bir değer olduğu için seçilmiştir. Ek.A.1.' de depremlerin oluşum bölgelerine göre dağılımı ilgili formatlarda düzenlenmiştir.

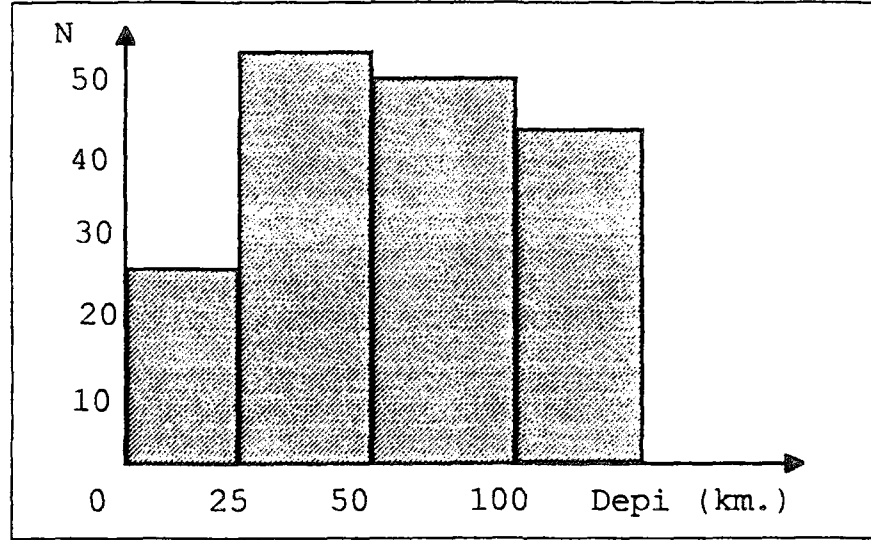
Şekil 3.4.a.' da görüldüğü gibi kayıtları en çok alınan depremler, büyüklükleri 5.5 ile 6.0 değerleri arasında değişen depremlerdir (% 28). Şekil 4.b.' de görüldüğü gibi, en fazla incelenen kayıtlar odak derinliği 30 - 45 km. arasında değişen depremlerden elde edilmişlerdir (% 22). Diğer taraftan, Şekil 3.4.c ' de de belirtildiği gibi, dışmerkez uzaklıkları 25 - 50 km. arasında olan kayıtlar en fazla yüzdeyi temsil etmektedirler (% 30). Tablo 3.1 ise, " kullanılan veri tabanına göre", en çok farklı depremin Japonya'da (37), en çok farklı kayıdın Kaliforniya'da (46), alındığını, en geniş istasyon ağının ise Kaliforniya' da (61), olduğunu göstermektedir.



Şekil 3.4.a. Depremlerin manyitüdlerinin sayısal dağılımı (M_s - N histogramı)



Şekil 3.4.b. Depremlerin odak derinliklerine göre sayısal değişimleri (D_{foc} - N)



Şekil 3.4.c. Kayıtların dışmerkez uzaklıklarına göre sayısal değişimleri (D_{FOC} - N)

Daha sonra ise, depremin iki kaynak parametresi olan odak derinliği (D_{FOC}) ile manyitüdün, bütün depremler için birbirleri arasındaki ilişki önce merkezsel derinliğin çeşitli değerleri için ayrı ayrı grafikler çizilerek incelenmiş (Şekil 3.5.a-b-c-d), son olarak da bütün grafiklerin bir süperpozisyonu yapılmak üzere depremlerin derinlik ile değişen manyitüd dağılımları belirlenmiştir (Şekil 3.5.e).

Bu grafiklerin süperpozisyonundan görüleceği gibi, incelenen kayıtların çoğunluğunu sığ depremler ($D_{FOC} \geq 60\text{km.}$) oluşturmaktadır. Sığ olarak tanımlanan deprem oranı % 86, orta derinlikte şeklinde tanımlanabilecek deprem oranı ise %14'tür.

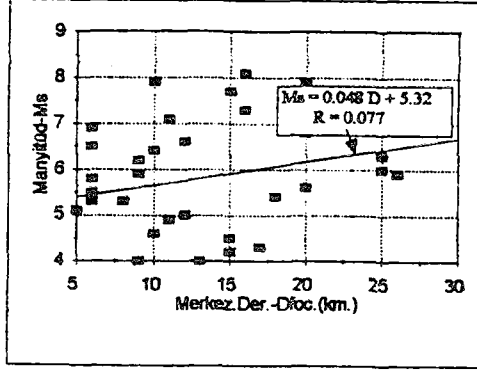
Şekil 3.5.a ' da görüldüğü gibi, dağılımda lineer regresyon katsayısı $R = 0.077$ bulunmuştur. Şekil 3.5.b. ' de $R = 0.21$, Şekil 3.5. c. ' de 0.08 , Şekil 3.5. d ' de $R = 0.055$ ve odak derinliğinin bütün değerlerine karşılık gelen manyitüd - dışmerkez derinliğinin dağılımında regresyon katsayısı $R = 0.00009$ elde edilmiştir.

Bu sonuçlardan , istatistiksel olarak en uygun dağılımın Şekil 3.5.b ' de ($R = 0.21$) odak derinliğinin 30 - 60 km. arasında kalan değerleri için elde edileceği görülecektir. Bunun yanında , odak derinliğinin 60 km. den fazla değerleri için , katsayıya bağlı olarak dağılımın doğrusallığının azaldığı ve değerlerin dağınık

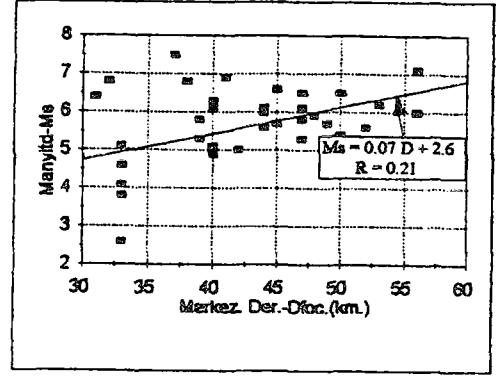
yoğunlaştığı belirlenmiştir. M_s ile D_{FOC} arasında bir ilişkinin olmayacağı görülmüştür. Bu da beklenen sonuçtur.

Ek.A.1' de verilen ve depremin hissedildiği noktadaki etkisinin bir ölçüsü olan şiddet bu tabloda eldeki veriler doğrultusunda dışmerkezde gözlenen en büyük değer olarak tanımlanmıştır (Bazı değerler belirlenemediği için boş bırakılmıştır.). Bu değerlerin daha sonra manyitüd ile olan ilişkisi, Tablo 2.5 ile 2.6 bağıntısı doğrultusunda, Şekil 3.6.a ve 3.6.b ' de incelenmiştir.

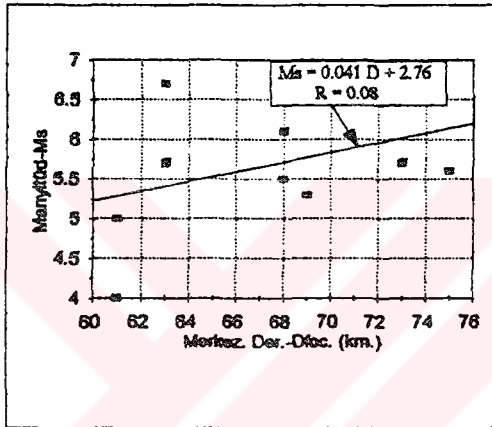
Şekil 3.7.a odak derinliği 30 km' den az olan depremlerin şiddet ve manyitüd ilişkisini göstermektedir. İki doğru ile belirlenen kapalı alan, Tablo 2.5' e göre sığ depremler için öngörülen şiddet değerleridir. Mevcut verilerin belirlediği şekilden görüleceği gibi önerilen ilişki şiddet değerlerinin % 15 oranındaki bölümü için geçerlidir. Bundan dolayı eldeki veriler Tablo 2.5 ile verilen sonuçlara uyum sağlamamaktadır. Bunun nedenleri arasında Tablo 2.5. ' yi oluşturan analizlerin belli bir deprem kuşağında yapılması ve dolayısı ile farklı sismik bölgelerde , farklı oluş mekanizmalarına sahip depremler için aynı kaynak ilişkilerinin geçerli olmayacağıdır. Diğer taraftan şiddet, depremin büyüklüğünden bağımsız olarak , etki sahasında meydana getirdiği sonuçların somut göstergesi olduğundan, manyitüt ile şiddet arasında ki ilişkide mevcut şiddet değerlerini şiddetin hissedildiği noktada ki (Burada Dışmerkez) zemin koşulları ve yapı özellikleri (bina tasarım için önerilen değerler) etkileyecektir. Şekil 3.6.b ise odak derinliğinin bütün değer aralıkları için, şiddet-manyitüt ilişkisini vermektedir. Şekilden görüldüğü gibi, sığ depremlerden elde edilen mevcut verilerin istatistiksel regresyon katsayısı $R = 0.28$ olarak bulunmuştur. Buna göre bu derinlikte ki depremlerin manyitüt - şiddet dağılımının lineer olmadığı ve önerilen $M = 1 + 0.67 I_o [16]$ bağıntısına uymadığı belirlenmektedir. Şekil 3.7.b ' de ki uyumsuzluğun yukarıda anlatılan aynı nedenlerden kaynaklandığı ifade edilebilir.



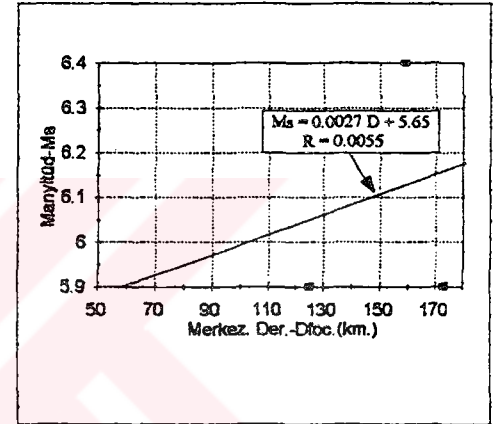
Şekil 3.5. a. $0 < D_{foc} \leq 30$ değerlerine karşı gelen manyitüd dağılımı



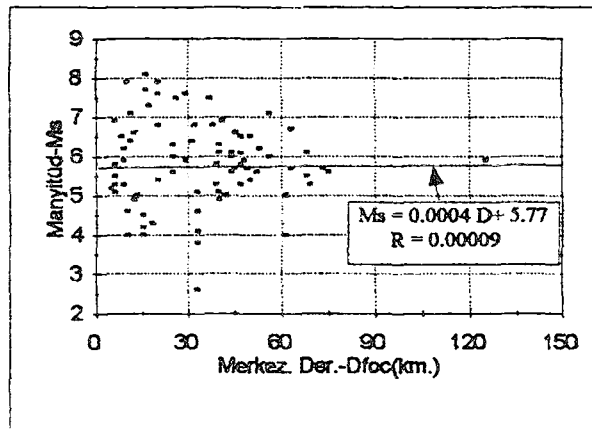
Şekil 3.5.b. $30 < D_{foc} \leq 60$ değerlerine karşı gelen manyitüd dağılımı



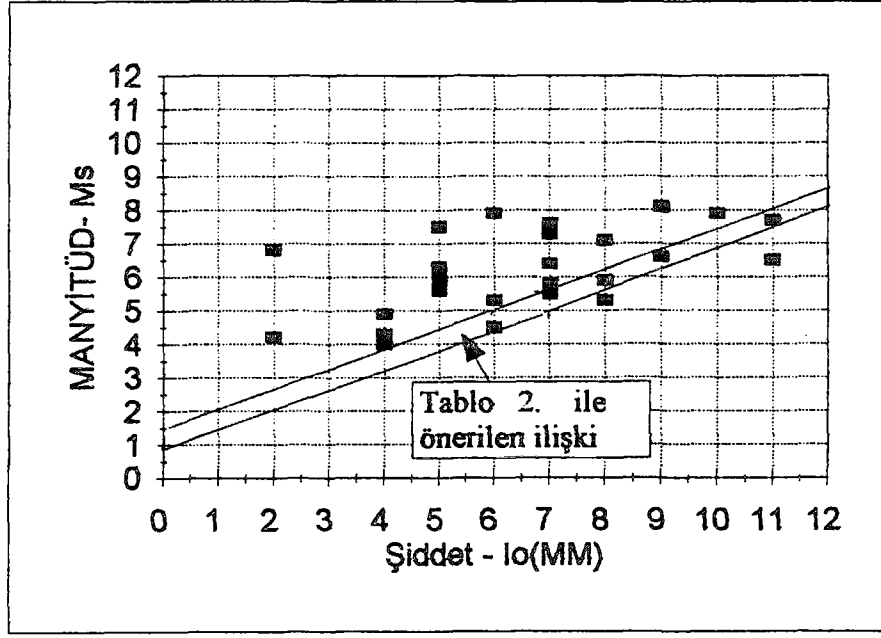
Şekil 3.5.c. $60 < D_{foc} \leq 90$ değerlerine karşı gelen manyitüd dağılımı



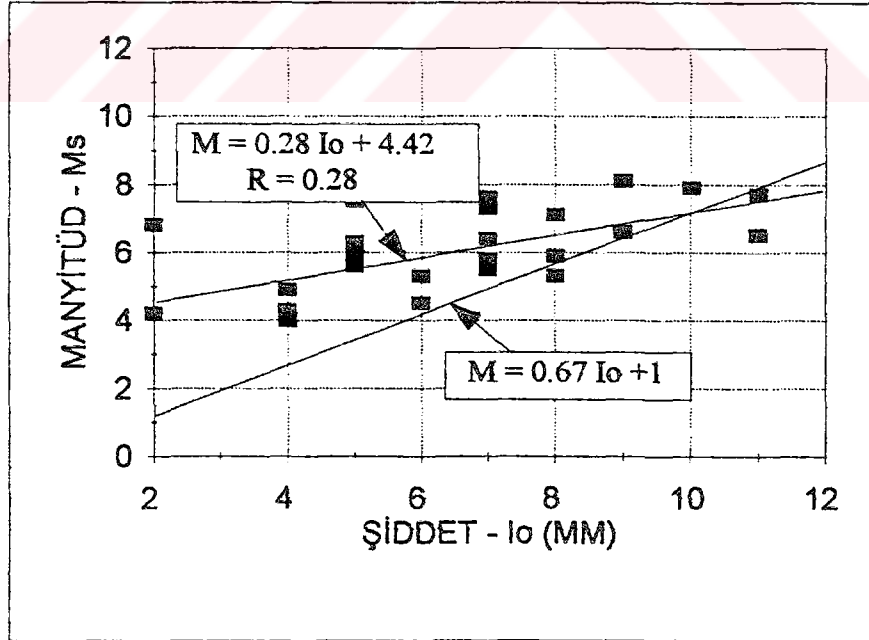
Şekil 3.5.d. $90 \leq D_{foc}$ değerlerine karşı gelen manyitüd dağılımı



Şekil 3.5. e. D_{foc} 'in bütün değerlerine karşı gelen Manyitüd dağılımı



Şekil 3.6.a. Manyitüt ile şiddet arasındaki ilişki



Şekil 3.6.b. Manyitüt ile şiddet arasındaki ilişki

Tablo 3.1. Farklı Depremlerin Oluşum Bölgeleri, Farklı Kayıt ve İstasyon Açısından İncelenmesi

YER	Farklı Deprem Sayısı	Farklı İstasyon Sayısı	Farklı Kayıt Sayısı
Japonya	37	22	47
Kaliforniya	21	46	61
Alaska	14	11	25
Çin	11	4	16
Kanada	4	3	6
Yeni Zelanda	3	6	7
Meksika	2	19	18
Türkiye	16	17	19

3.3.1. En Büyük Zemin İvmesi (A_p)

Kuvvetli Yer Hareketi kayıtlarının alındığı istasyon ağı geliştikçe, kayıt sayısı da aynı oranda zenginleşmiştir. Bu zengin kayıt topluluğunun en önemli parçalarından biride kuşkusuz ivme-zaman diyagramlarıdır. Bu diyagramların analizinden belirlenen en büyük zemin ivmesi (A_p) yapı tasarımında kullanılan önemli mühendislik parametrelerinden biridir.

Üç doğrultuda (kuzey-güney, doğu-batı, düşey) alınan kayıtların öncelikle her doğrultu için en büyük mutlak zemin ivmeleri belirlenmiştir. Belirlenen bu en büyük ivmelerin daha sonra, mühendislik önemleri nedeniyle, yatay bileşenlerinin ortalama değerleri bulunarak, diğer bazı mühendislik parametreleri ile birlikte Ek.A2' de gösterilmiştir. Bu tablonun En Büyük Ortalama Yatay İvme kolonundaki değerler, bu nedenle, her istasyonun iki (kuzey-güney) bileşeninin ortalamasıdır.

İncelenen depremler arasında, en büyük yatay ortalama ivme değeri, 1200 gals (cm / sn^2) ile 6.9 M_s Manyitütlü Nahanni (851223) depremi, Iverson istasyonundan alınmıştır. En küçük yatay ortalama ivme değeri ise, 4.4 gals ile 4.1 M_s Manyitütlü Tangshan (760808) depremi, Tangshan Cement Hill istasyonundan alınmıştır.

Şekil 3.7.a, b, c ve d, farklı depremlerde, merkezden farklı uzaklıklarda kurulmuş olan istasyonlarda alınan en büyük yatay ivme (A_p) ile manyitüd (M_s) arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Bu şekillerin aynı eksen takımı üzerindeki süperpozisyonu ile elde edilen Şekil 3.7.e ise, bütün kayıtlar için elde edilen A_p - M_s ilişkisini göstermektedir.

Şekilleri oluşturan dışmerkez uzaklıkları ve elde edilen lineer regresyon katsayıları şu şekilde sıralanmaktadır.

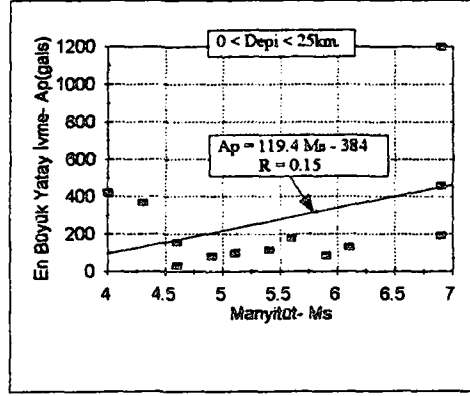
Şekil 3.7.a.	$0 < D_{EPI} < 25 \text{ Km.}$	$R = 0.15$
Şekil 3.7.b.	$.25 = < D_{EPI} < 50 \text{ Km.}$	$R = 0.3$
Şekil 3.7.c.	$50 = < D_{EPI} < 100 \text{ Km.}$	$R = 0.34$
Şekil 3.7.d	$100 = < D_{EPI}$	$R = 0.026$
Şekil 3.7.e.	$0 < D_{EPI}$	$R = 0.016$

Sonuçlardan, dağılımın doğrusal ilişkisini belirleyen regresyon katsayısının en büyük olduğu değer ($R = 0.34$) dışmerkez uzaklığın 50 - 100 Km. arasındaki değerler için ve en küçük olduğu değer ($R = 0.016$) dışmerkez uzaklığın bütün değerleri için elde edildiği görülmektedir. Diğer bir ilginç özellik ise dışmerkez uzaklığın artması ile dağılımın doğrusallığının artması ve belli bir değerden sonra ($D_{EPI} = 100 \text{ Km.}$) uzaklığın artması ile doğrusal ilişkinin azalmasıdır.

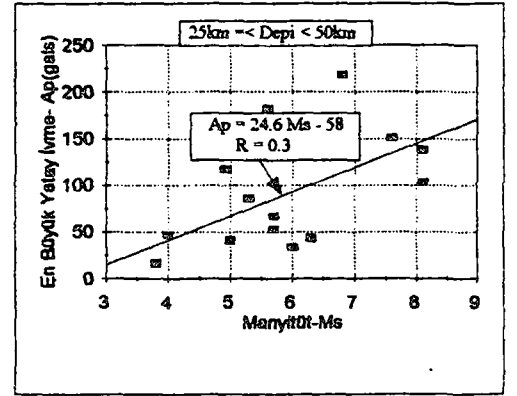
Aynı ilişkiyi inceleyen çalışmalar, Gutenberg ve Richter (1956) tarafından, odak derinliği yaklaşık 20 km. olan depremler için ,

$$\text{Log } a_0 = -2.1 + 0.81M - 0.027 M^2 \quad (3.1)$$

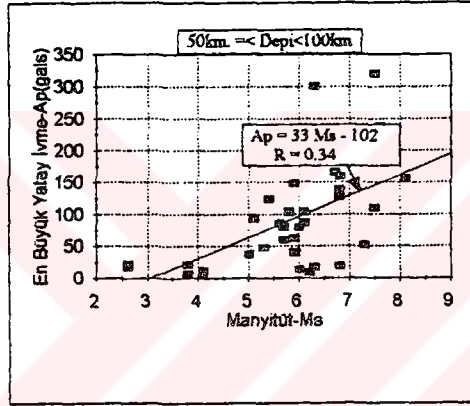
şeklinde verilmiştir. Burada a_0 enerjinin açığa çıktığı bölgedeki en büyük ivme değerini, M 'de manyitüdü belirlemektedir. Odak derinliğinin 20km.' den az olduğu depremler ve merkez civarında ($D_{EPI} < 25 \text{ Km.}$) alınan kayıtlar için tekrar düzenlenerek, eldeki mevcut verilerin (3.1) bağıntısı ile olan ilişkisi Şekil 3.8.' de gösterilmiştir. Şekilden görüldüğü gibi, regresyon katsayısı $R = 0.15$ bulunmuştur.



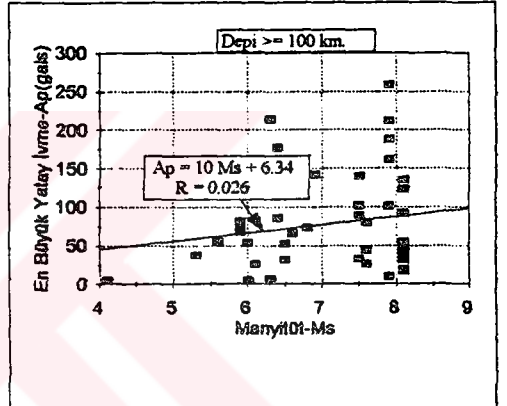
Şekil 3.7.a. 0 < Depi = < 25 için Ap-Ms bağıntıları



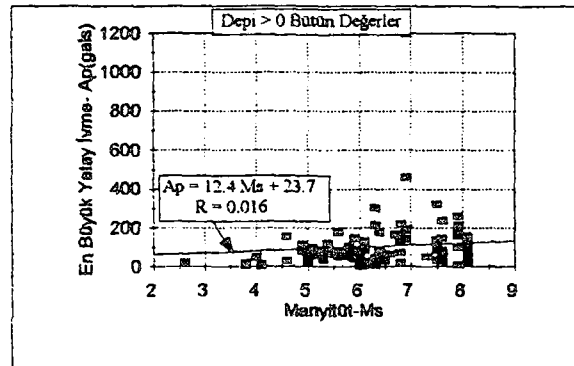
Şekil 3.7.b. 25 < Depi = < 50 için Ap-Ms bağıntıları



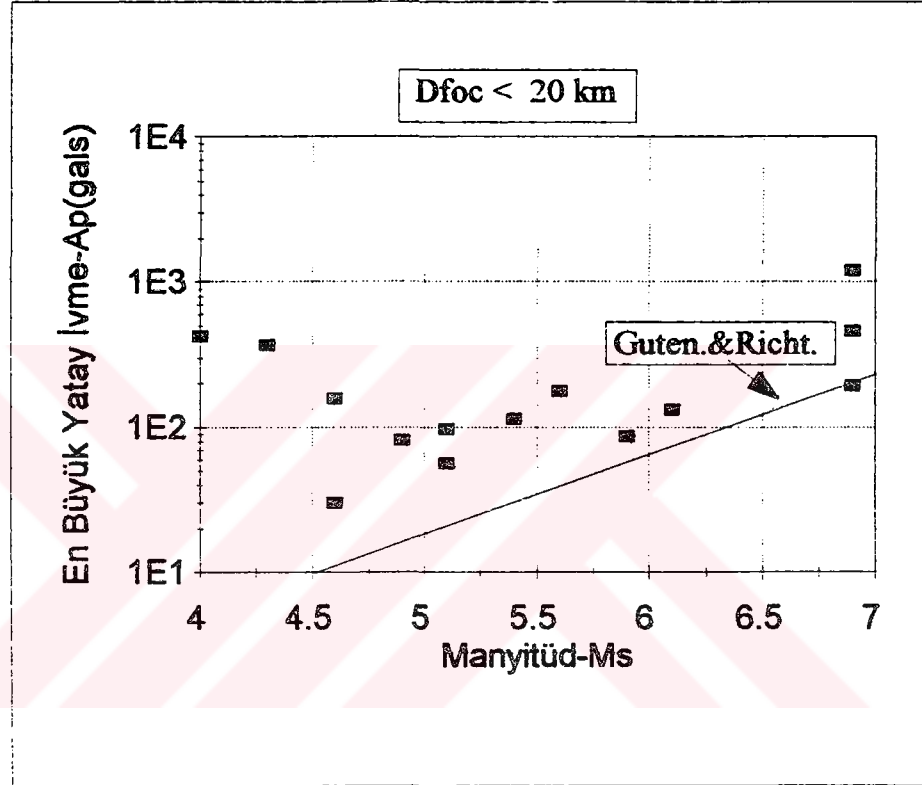
Şekil 3.7.c. 50 < Depi = < 100 için Ap-Ms bağıntıları



Şekil 3.7.d. Depi > 100 için Ap-Ms bağıntıları



Şekil 3.7. e. (a), (b), (c), (d) Şekillerinin Süperpozisyonu



Şekil 3.8. Merkez Civarında (Depi < 25km.) İvme İle Manyitüd Arasındaki İlişki

Bu katsayı, dağılımın doğrusal olmadığını göstermektedir. Diğer taraftan, (3.1) ile verilen ilişkinin de, mevcut veri tabanına göre ilgili şekilde oluşturulan dağılıma uymadığı dikkati çekmektedir.

Depremin dış merkez uzaklığı arttıkça, ivme kayıtlarındaki en büyük yatay ivmenin gösterdiği azalım ilişkileri, Şekil 3.9.a., b., c. ve d.' de belirlenmeye çalışılmıştır. Değişik manyitütlere sahip depremler kendi aralarında gruplandırılmışlar ve her gruba karşılık gelen ilgili depremlerin merkezden farklı uzaklıklarda kaydedilen en büyük ortalama yatay ivme (A_p) ile dış merkez uzaklığı (D_{EPI}) arasındaki ilişki yine bu şekillerde gösterilmiş ve dağılımların istatistiksel analizleri yapılarak lineer regresyon katsayıları her deprem için ayrı ayrı hesaplanarak, bu dağılımların doğrusallığı incelenmiştir.

Her şekil için belirlenen manyitüt aralıkları ve regresyon katsayıları aşağıda verildiği gibidir. (Hasara, dolayısı ile büyük zemin ivmelerinin gözlenmesine neden olabilecek depremlerin manyitütlерinin beşten büyük olacağı düşünülerek gruplandırmaya $M_s = 5$ değerinden başlanmıştır .)

Şekil 3.9.a. $5.0 = < M_s < 5.5$

Deprem Adı	Manyitüt (M_s)	Regresyon Katsayısı
Imperial Valley	5.2	$R = 0.28$
Humboldt County	5.3	$R = 0.87$

Şekil 3.9.b. $5.5 = < M_s < 6.5$

Deprem Adı	Manyitüt (M_s)	Regresyon Katsayısı
Morgan Hill	6.2	$R = 0.66$
Whittier Narrows	5.9	$R = 0.77$
Alaska Subduction	6.3	$R = 0.95$
Alaska Subduction	6.0	$R = 0.89$
Central North Island	5.9	$R = 0.09$

Şekil 3.9.c. $6.5 = < M_s < 7.5$

Deprem Adı	Manyitüt (M_s)	Regresyon Katsayısı
Imperial Valley	7.6	$R = 0.028$
Loma Prieta	7.1	$R = 0.12$
San Fernando	6.5	$R = 0.72$
Nahanni	6.9	$R = 0.44$

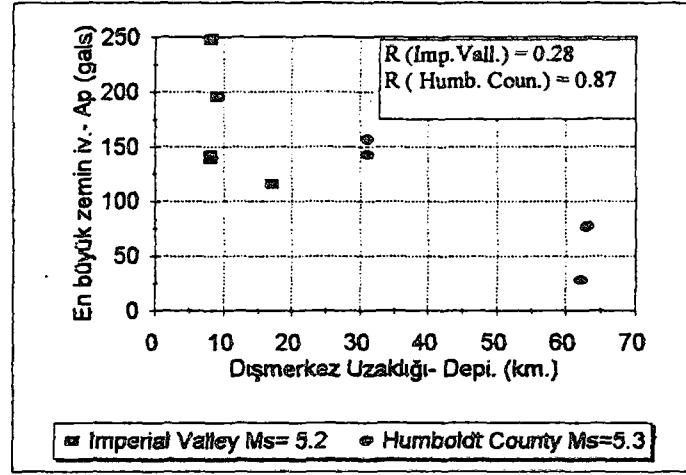
Şekil 3.9.d. $M_s \geq 7.5$

Deprem Adı	Manyitüt (M_s)	Regresyon Katsayısı
Meksika	8.1	$R = 0.55$
Meksika	7.6	$R = 0.63$
Aomori	7.5	$R = 0.23$

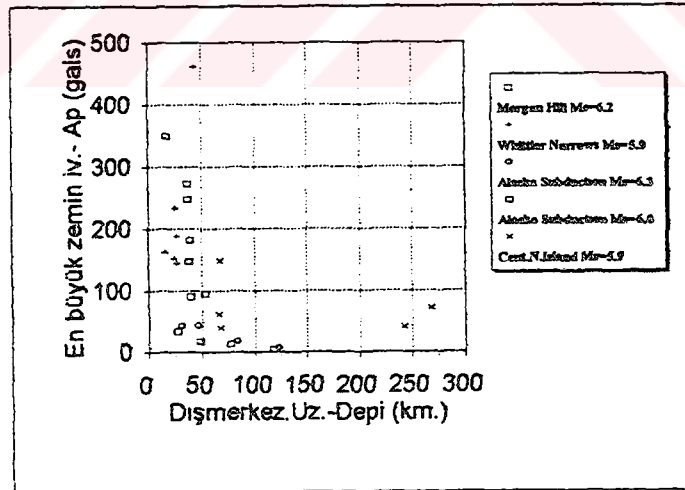
Şekil 3.9.b ' de dağılımlar bir deprem dışında (C.N.I) , büyük regresyon katsayılarına sahiptirler, dolayısı ile bu depremler için lineer bir azalım ilişkisinden bahsedilebilir. Central North Island depremindeki mevcut verilerin oluşturduğu $A_p - D_{EPI}$ dağılımında ise lineer bir azalım ilişkisinin belirlenememesinin nedenleri arasında yerel zemin koşullarının etkisinden söz edilebilir.

Manyitüt aralığı 6.5 - 7.5 olan depremlerin kayıt verilerinin oluşturduğu $A_p - D_{EPI}$ dağılımlarının, yapılan istatistiksel analiz sonucu elde edilen regresyon katsayıları yardımı ile, lineer azalım ilişkilerine uymadığı belirlenmiştir. Dış merkez uzaklığın artması ile alınan ivme değerlerinde beklenen azalmanın gözlenememesi olarak ifade edilebilecek bu sonuçta, özellikle kayıtların alındığı bölgedeki mevcut zemin ve topografik koşullar ile depremlerin oluş mekanizmasını oluşturan kaynak parametrelerinin de etkisi söz konusudur.

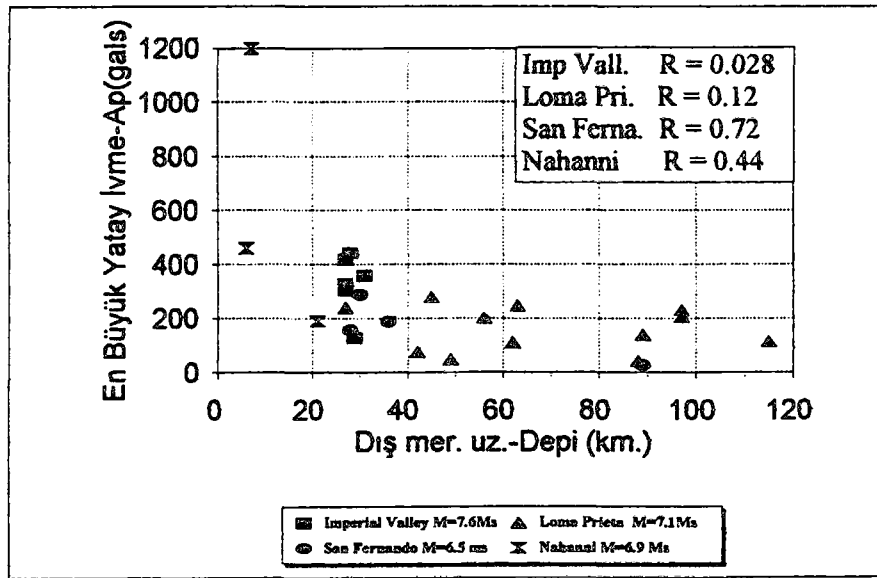
Şekil 3.9.d. manyitütleri 7.5 ' tan büyük depremlerin $A_p - D_{EPI}$ ilişkilerini göstermektedir. Burada dikkati çeken nokta, aynı kaynak mekanizmasına sahip



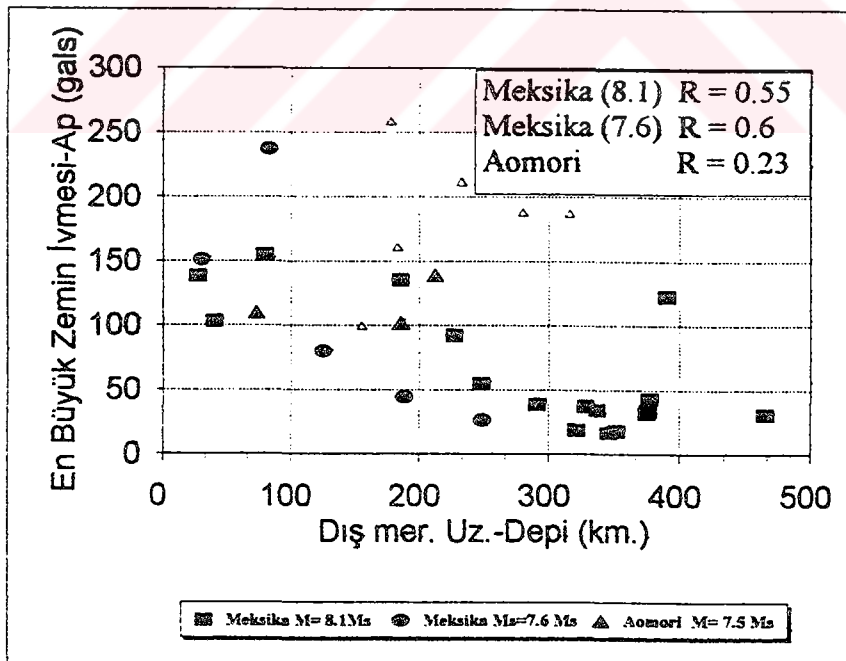
Şekil 3.9.a. $M_s < 5.5$ olan depremler için Ap-Depi ilişkileri



Şekil 3.9.b. $5.5 < M_s < 6.5$ olan depremler için Ap - Depi bağıntıları



Şekil 3.9.c. Manyitütleri $6.5 \leq M_s < 7.5$ olan depremlerde A_p -Depi ilişkileri



Şekil 3.9.d. Manyitütleri $M_s > 7.5$ olan depremler için A_p -Depi ilişkileri

Meksika depremlerinden elde edilen regresyon katsayılarının birbirlerine oldukça yakın olmasıdır. Fakat diğer taraftan Aomori depremi kayıtları sonuçlarına göre bulunan regresyon katsayısı, manyitüt değerleri Meksika depremlerine çok yakın olmasına rağmen, oldukça farklıdır. Bu sonuç, farklılığı doğuran nedenler arasında kaynak özelliklerinin önemini göstermektedir.

Mevcut veri tabanını oluşturan ve farklı manyitüt gruplarına karşılık gelen depremlerden elde edilen $A_p - D_{EPI}$ dağılımlarının istatistiksel analiz yardımı ile, azalım ilişkilerinin varlığı incelenmiştir. İnceleme sonunda, yukarıda anlatılmaya çalışılan sonuçlardan da görüleceği gibi azalım ilişkilerinin her koşul için geçerli olamayacağı ve var olması beklenen bu ilişkilerin başlıca ; yerel zemin koşulları, odak mekanizması ve kaynak özellikleri gibi faktörlerden etkilenebileceği görülmüştür.

3.4. SONUÇ

Bu bölümde, deprem hareketinin fiziksel yapısını ve parametrelerini gösteren, dünya üzerinde belirlenmiş deprem merkezleri civarında farklı uzaklıklarda, farklı zemin koşullarında, kurulmuş istasyonlarda alınan, kuvvetli yer hareketi kayıtlarının deprem mühendisliği açısından önemi anlatılmış ve çalışmanın esasını teşkil eden, mevcut kayıtların, veri tabanı oluşturularak parametrelerin değerlendirilmesi dolayısı ile olmuş depremlerin çeşitli parametrelerinin aralarındaki bağıntıların varlığı araştırılarak hareketin neden-sonuç ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır.

Kayıtların eldeki mevcut veri tabanı doğrultusunda tekrar uygun formatlarda düzenlenmesi, oluşturulan tablolarda (kaynak parametreleri açısından) bazı eksiklere neden olmuştur. Değerlendirmede önce, eldeki veriler ölçüsünde depremin kaynak parametrelerinden manyitüd, şiddet ve merkezsel derinlik (odak derinliği) bütün depremler için çıkarılmış, depremler manyitütlerine göre gruplandırılarak, bu parametrelerin aralarındaki ilişkilere göre depremlerin odak derinliğine göre sınıflandırılması yine odak derinliklerine göre şiddet dağılımları incelenmiş, şiddet ve

manyitüd arasındaki ilişkiler önerilen bazı amprik bağıntılar ile karşılaştırılarak bulunan sonuçların bu bağıntılar ile uyumu gözlenmiştir.

Daha sonra ise, kuvvetli sarsıntılar sırasında üç doğrultuda (kuzey-güney, doğu-batı, düşey) kayıtları tutulan hareketin düzeltilmiş ivme kayıtlarının yatay doğrultuda ki (kuzey-güney, doğu-batı) en büyük mutlak değerlerinin ortalamaları bulunarak her istasyonun aynı depremde kaydedilen ivmesel parametresi kabul edilmiştir. Bu değer, hareketin önemli mühendislik parametrelerinden biri olduğu varsayılarak, önceden bulunmuş kaynak parametreleri (M_s) ile merkezsel uzaklıklığa bağlı değişimleri (azalım ilişkileri) incelenmiştir. Bu bağıntılarda, önerilmiş bazı amprik ifadelerin eldeki mevcut sonuçlar ile olan korelasyonun varlığı gözlenmiş ve bu ifadelerin mevcut sonuçlar için geçerliliği araştırılmıştır.

Bu sonuçlara göre, en büyük zemin ivmesi ile manyitüt arasında bir ilişki bulunmamıştır yine en büyük zemin ivmesi ile dışmerkez uzaklığı arasında kabul edilebilir bir bağıntı bulunmamaktadır. Bu dağılıma yol açan bir faktör de odak derinliklerinin hesaba katılmamış olmasıdır. Buna rağmen azalım ilişkilerinde, en büyük ivme değeri kayıtlarının alınmış olduğu noktalardaki yerel jeolojik koşullar ihmal edilmiş olması nedeniyle geliştirilen bağıntılardan büyük sapmalar olması doğaldır.

BÖLÜM.4. YENİ PARAMETRELER VE DEĞERLENDİRME (N_c - A_d)

Daha önceki bölümlerde deprem hareketinin kavramsal özelliklerini ve hareketi niteleyen büyüklükler anlatılmıştır. Bölüm 2' de deprem hareketinin anlamı, oluşumu, niteliği, ölçülen özellikleri, kaynak parametreleri, Bölüm 3' te ise hareketin karmaşık fiziksel yayılımı ve karakterini belirleyen üç doğrultuda, yeryüzünde sarsıntıların neden olduğu titreşimleri ivmesel büyüklük şeklinde ifade eden kayıtlar (ivme-zaman) ve bu kayıtlardan elde edilen en büyük ivme (A_p) parametrik olarak incelenmiştir.

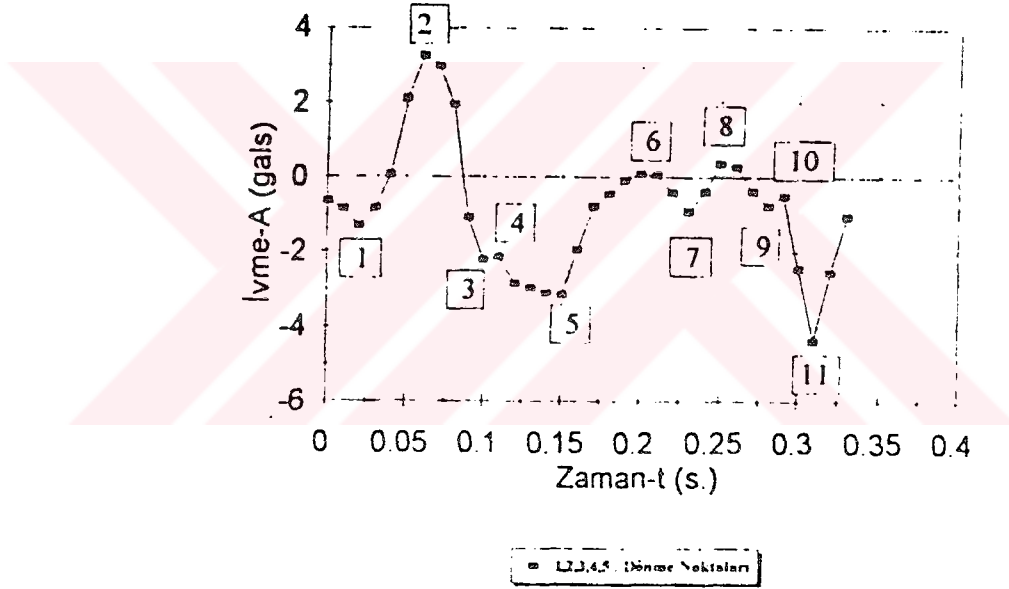
Bu bölümde ise, yine bu kayıtlardan, hareketin fiziksel anlamının doğrultusunda geliştirilen iki yeni parametre "Eşdeğer Çevrim Sayısı (N_c)" ve "Ortalama Darbe İvmesi (N_d)" anlatılmıştır. Bu yeni parametrelerin hareketin mühendislik parametreleri olduğu düşünülerek, diğer parametrelerle olan ilişkisi yine bu bölümde incelenmiştir.

4.1. EŞDEĞER ÇEVİRİM SAYISI (N_c)

Üç doğrultuda (kuzey-güney, doğu-batı, düşey) elde edilen ivme kayıtları, düzensiz titreşim genliklerinin, ivme değerlerinin hem pozitif hem de negatif değerleri için belli bir frekans içeriğinde değiştiği dolayısı ile depremin bir çevrimsel harekete neden olduğunu göstermektedir. Bu şekilde farklı genliklere sahip düzensiz titreşimlerin genlik çevrim sayısı cinsinden bir hasar fonksiyonu kabul edilerek aynı genliğe sahip eş çevrimlere dönüştürülebileceği düşünülmüştür. Bunun amacı deprem hareketini bir bütün olarak değerlendirebilmektir. A_p sadece bir anlık bir değer olması nedeniyle bütün depremi temsil etmesi mümkün olamaz.

Deprem esnasında kayıdı tutulan ivme-zaman grafiğinin basitleştirilmiş hali Şekil 4.1' de gösterilmiştir. Herhangibir bileşke için indirgenen bu hareket ivmenin

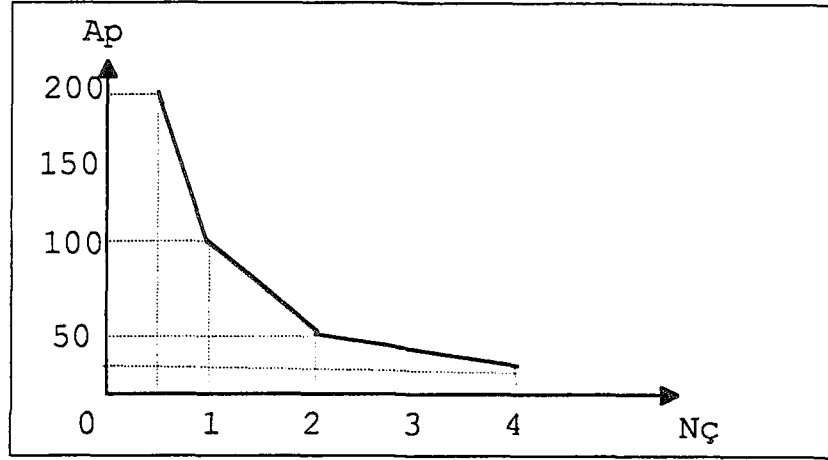
pozitif ve negatif değerleri için çeşitli noktalarda düzensiz biçimde değişmektedir. Şekilden görüldüğü gibi, ivme değerleri belli noktalarda azalmakta veya artmakta aksi takdirde yön değiştirmektedir. Bu yön değişme noktaları, hareketin belli eğilimi izleyerek ulaştığı en büyük mutlak değer olup, "Dönme Noktası" olarak tanımlanmaktadır. Bu dönme noktaları tüm hareket süresince belirlenip, değerleri (hem negatif, hem pozitif) bir bilgisayar programı ile elde edilmiştir. Daha sonra bu değerlerin mutlak değerce toplamı 100 gallik ivme değerine eşit olacak eş çevrimlere ($A_p = 100$ gal) dönüştürülmüştür ve iki yönde oluşturulan bu eş çevrimlerin mutlak değerce toplamı alınarak eşdeğer çevrim sayıları her doğrultu için hesaplanmıştır.



Şekil 4.1. İndirgenmiş (Basitleştirilmiş) Temsili İvme-zaman Grafiği

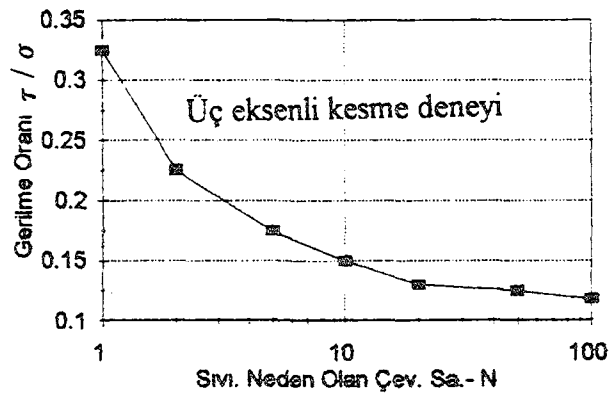
Eş çevrimlerin 100 gale eşit değerlere dönüştürülmesinde Şekil 4.2.' de gösterilen hasar ilişkisi göz önüne alınmıştır. Şekil 4.2' de görüldüğü gibi, örneğin 100 gal değerindeki, 1 çevrim, 1 birim hasara neden olursa, aynı birim hasarı oluşturacak 50 gal değerindeki eşdeğer çevrim 2 olacaktır. Dolayısı ile 50 gallik çevrim bu doğrultuda 100 gallik 0.5 eş çevrime karşılık gelecektir. Birim hasar ilişkisinin lineer kabul edilmesi ile küçük genlikli ivme değerleri de hesaba katılmakta

dolayısı ile sonuçlar daha güvenli tarafta elde edilmektedir. Diğer taraftan yine bu kabul ile, kayıtlar arsında aynı çeşit ilişkiye dayanan karşılaştırmalar yapılabilmektedir.



Şekil 4.2. Birim hasar kabulüne dayanan $A_p - N_{\text{Ç}}$ ilişkisi

Şekil 4.2. ile anlatılmaya çalışılan lineer hasar ilişkisinin temelini zeminlerin dinamik veya mukavemet eğrileri oluşturmaktadır. Örneğin zeminlerin dinamik davranışlarının belirlendiği dinamik basit kesme deneylerinde elde edilen sıvılaşma mukavemet eğrileri düşünülürse, sıvılaşmaya yol açacak çevrim sayıları ile , uygulanan tekrarlı gerilme oranı (τ / σ) arasında benzer bir ilişki vardır. (Şekil 4.3.)



Şekil 4.3. Sıvılaşma Mukavemet Eğrisi

Her istasyon kaydı için anlatılan yöntemle, üç doğrultuda bulunan eşdeğer çevrim sayılarının (N_c), hareketin etkili olduğu yatay doğrultu (kuzey-güney, doğu-batı) için ortalama değerleri belirlenmiş ve Tablo.A.2.' de verilmiştir. Bu değerlerin, diğer parametreleri ile olan ilişkileri ise ilgili şekillerle açıklanmaya çalışılmıştır.

Eşdeğer çevrim sayısını, Şekil 4.1' den anlaşılacağı gibi, hareketin mutlak değerce en üst (tepe) noktaları yani ivme genliklerinin değerleri etkilemektedir. Bir kayıttaki, eşdeğer çevrim sayısını, kayıt süresince elde edilen ivme genliklerinin mutlak değerce toplamının etkilemesi nedeniyle, bu genliklerin içeriğini oluşturan kayıt süresinde, eşdeğer çevrim sayısı ile etkisi sayısallaştırılmaktadır.

4.1.1. Eşdeğer Çevrim Sayısı - En Büyük Zemin İvmesi ($A_p - N_c$)

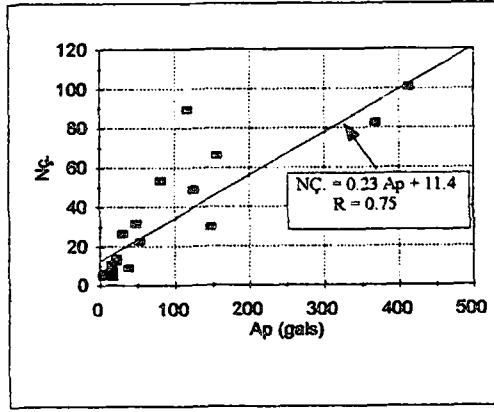
A_p ile N_c arasındaki dağılım, Tablo.C.1.' de verilen manyitütlere bağlı kalınarak bulunmuş ve mevcut dağılımların istatistiksel ilişkileri ilgili şekillerde gösterilmiştir (Şekil 4.4a., b, c, d, e). Buna göre ;

$M_s < 5$ değerleri için $R = 0.75$, $5.0 \leq M_s < 6.0$ değerleri için $R = 0.36$,
 $6.0 \leq M_s < 7.0$ değerleri için $R = 0.44$, $M_s \geq 7.0$ değerleri için $R = 0.33$ ve bütün kayıtların süperpozisyonundan oluşan dağılım için $R = 0.40$ bulunmuştur.

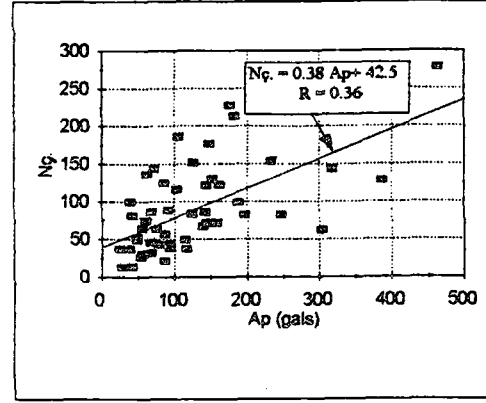
A_p ile N_c arasındaki ilişkinin farklı dışmerkez uzaklığına sahip istasyon kayıtlarına bağlı değişimi ve istatistiksel analizi ise Şekil 4.5.a, b, c, d ve e ' de incelenmiştir.

Şekil 4.5.a ' dışmerkeze uzaklıkları 25 km.' den küçük kayıtlar için $A_p - N_c$ ilişkisini göstermektedir. Bu dağılımın, regresyon katsayısı $R = 0.35$ bulunmuştur.

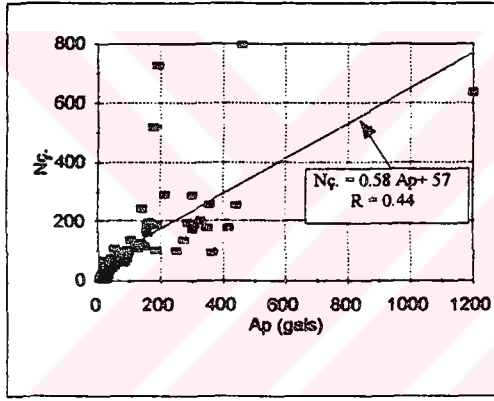
Şekil 4.5.b dışmerkez uzaklıkları 25 ile 50 km. arasında olan kayıtlar için $A_p - N_c$ ilişkisini göstermektedir. Bu dağılımın istatistiksel analizine göre, $R = 0.48$ bulunmuştur.



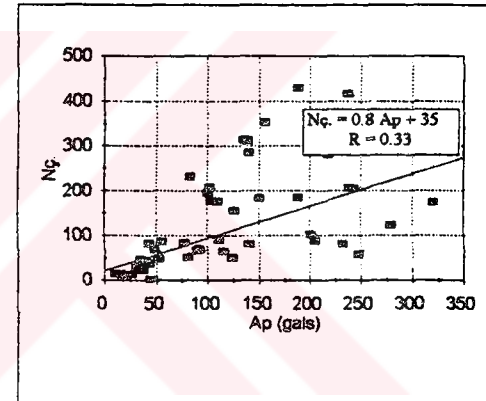
Şekil 4.4.a. $M_s < 5$ değerleri için $A_p = N_{\dot{c}}$ ilişkileri



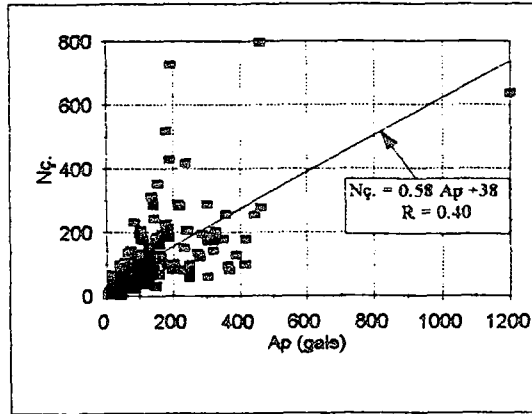
Şekil 4.4.b. $5 < M_s < 6$ değerleri için $A_p - N_{\dot{c}}$ ilişkileri



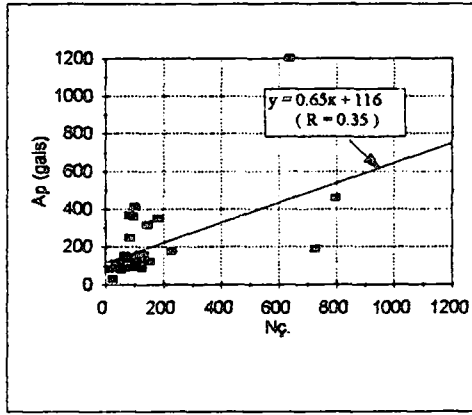
Şekil 4.4.c. $6 < M_s < 7$ değerleri için $A_p - N_{\dot{c}}$ ilişkileri



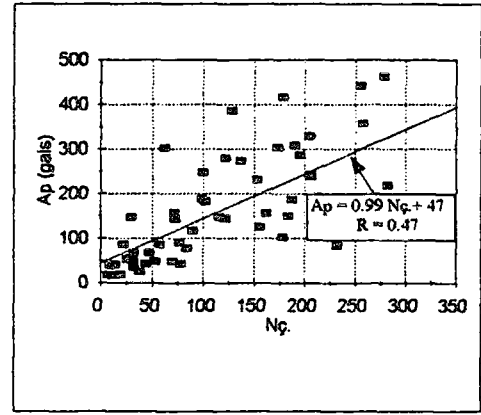
Şekil 4.4.d. $M_s > 7$ değerleri için $A_p - N_{\dot{c}}$ ilişkileri



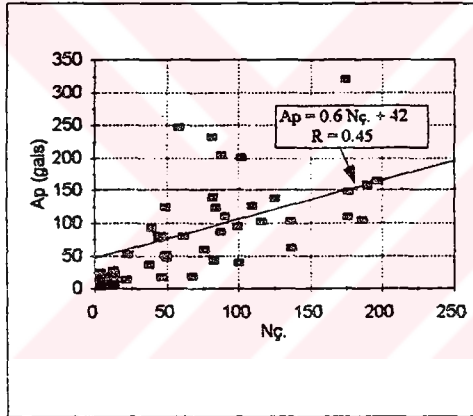
Şekil 4.4.e. Bütün şekillerin süperpozisyonu



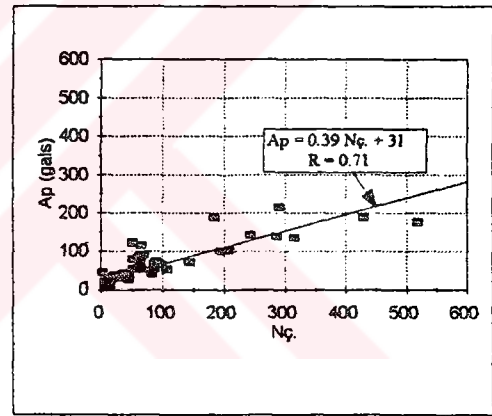
Şekil 4. 5.a. $0 < \text{Depi} < 25$ km.
arasında değişen kayıtların Ap-Nc ilişkileri



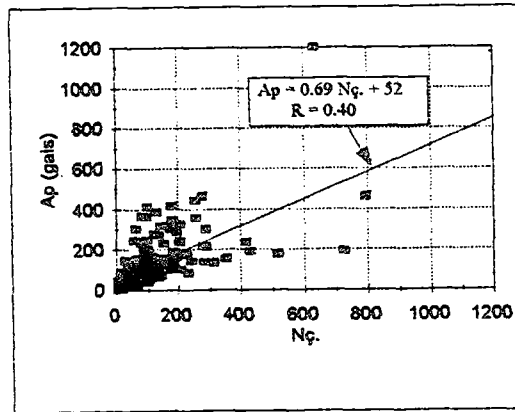
Şekil 4.5.b. $25 \leq \text{Depi} < 50$ km.
arasında değişen kayıtların Ap-Nc ilişkileri



Şekil 4. 5.c. $50 \leq \text{Depi} < 100$ km.
arasında değişen kayıtlar Ap-Nc ilişkileri



Şekil 4.5.d. Depi >= 100 km. olan
kayıtlar için Ap-Nc ilişkileri



Şekil 4.5.e. (a), (b), (c), (d) şekillerinin süperpozisyonu

Şekil 4.5.c dışmerkez uzaklıkları 50 ile 100 km. arasında olan kayıtların A_p - N_c ilişkisini göstermektedir. Bu şekilden görüldüğü gibi, regresyon katsayısı $R = 0.15$ bulunmuştur.

Şekil 4.5.d dışmerkez uzaklıkları 100 km.' den büyük kayıtların A_p - N_c ilişkisini göstermektedir. Dağılımda korelasyon katsayısı $R = 0.53$ bulunmuştur.

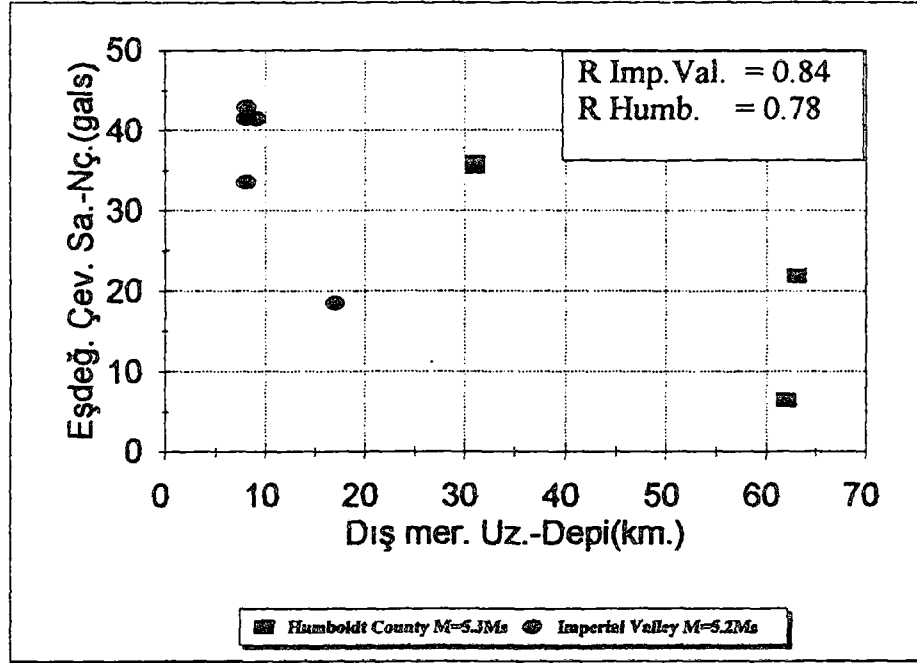
Şekil 4.5.e ise bütün şekillerin süperpozisyonunu göstermektedir. Bu şekilden görüleceği gibi, bütün dışmerkez uzaklıkları için A_p - N_c ilişkisi incelendiğinde, regresyon katsayısı $R = 0.31$ bulunmuştur.

Bu sonuçlara göre, farklı depremlerden elde edilen kayıtların dışmerkez uzaklıklarına göre gruplandırılması ile oluşturulan dağılımların istatistiksel değerlendirilmesi sonucu A_p - N_c arasında dışmerkez uzaklıkları 50 - 100km. arasında değişen kayıtlar dışında lineer açıdan yakın ilişkiler elde edilmiştir. Bu dağılımda dışmerkez uzaklıklarına göre sınıflandırma yapılmış, depremlerin büyüklükleri değerlendirmede gözönüne alınmamıştır. Bu yüzden korelasyonu etkileyen faktörler arasında depremlerin büyüklüğünü gösteren kaynak özellikleri önem taşımaktadır. Diğer taraftan kayıtların alındıkları uzaklıklardaki yerel zemin koşulları da bir diğer önemli parametredir.

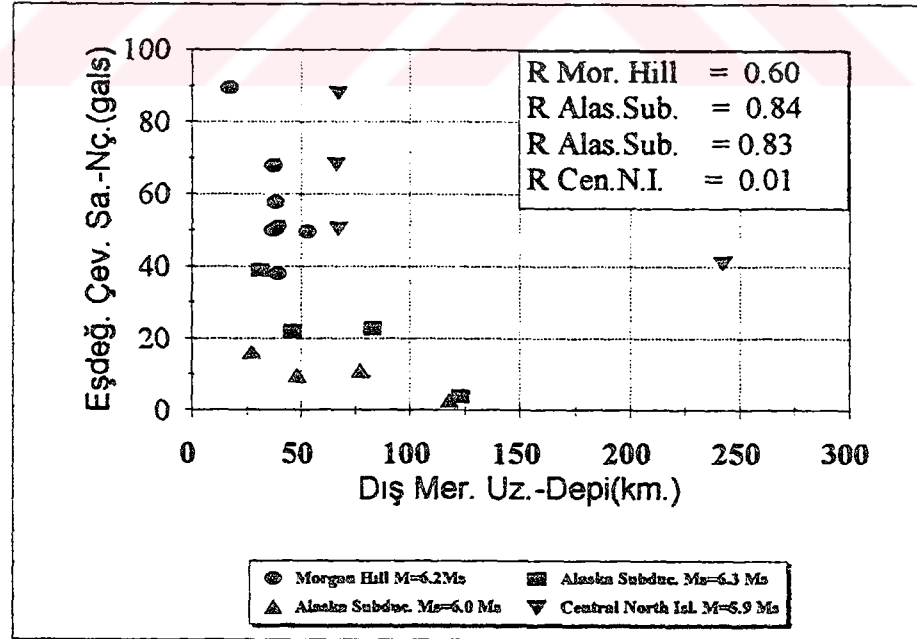
4.1.2. Eşdeğer Çevrim Sayısı - Dışmerkez Uzaklığı (N_c - D_{EPI})

Eşdeğer çevrim sayısını etkileyecek diğer bir parametre de şüphesiz kayıtların alındıkları depremlerin büyüklükleri yani manyitütleri olacaktır. Tablo.B.1. ve Şekil 4.6.a, b, c ile d çeşitli manyitüt aralıkları ,farklı dışmerkez uzaklıkları için A_p - N_c aralarındaki kabul edilebilir lineer regresyonun istatistiksel analizlerini göstermektedir.

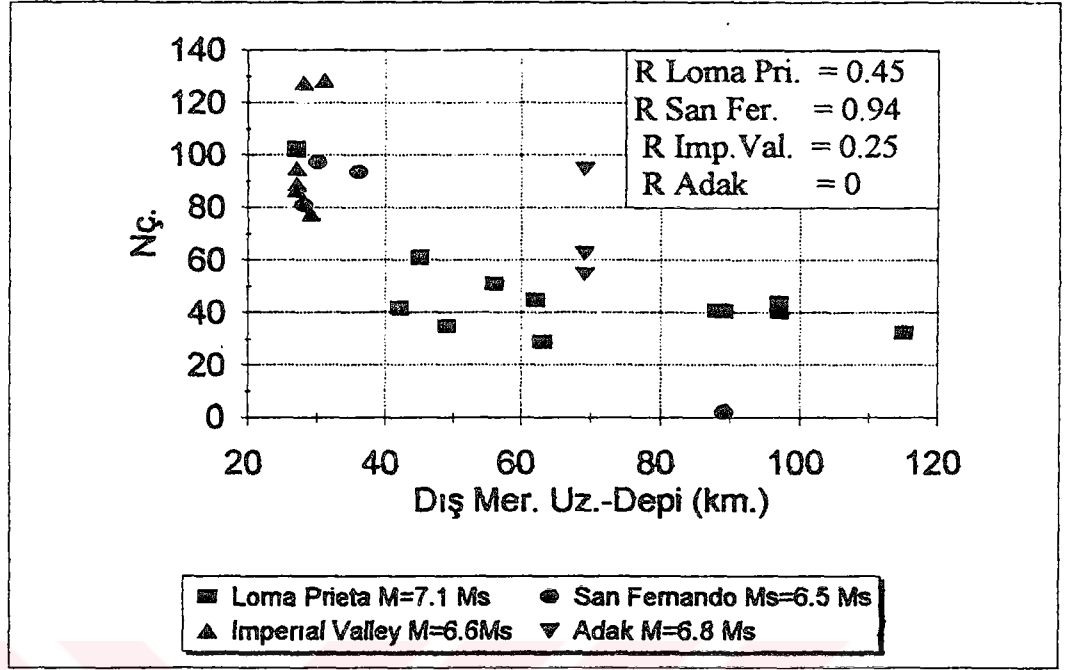
Böylece farklı manyitüde sahip depremler için yapılan istatistiksel analiz sonuçlarına göre, manyitütleri 5.0 - 5.5 arasında ki depremler için dağılımın lineer karakterde olduğu kabul edilebilir. Manyitütleri 5.5 - 6.5 arasında olan depremlerden farklı tarihlerde meydana gelen Alaska Depremleri için elde edilen regresyon



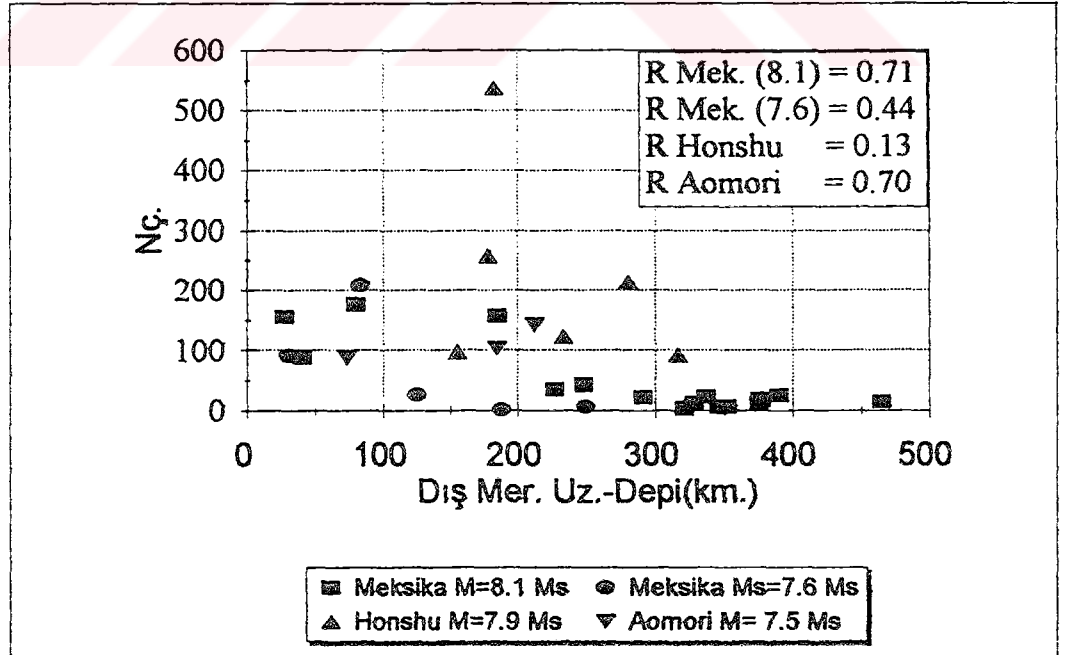
Şekil 4.6.a. Manyitüd değerleri $5.0 \leq M_s < 5.5$ için Depi-Nç. ilişkisi



Şekil 4.6.b. $5.5 \leq M_s < 6.5$ değerleri için Depi-Nç. ilişkisi



Şekil 4.6.c. Manyitütleri $6.5 \leq M_s < 7.5$ arasında değişen deprem için $N_{\text{ç.}}$ - Depi ilişkileri



Şekil 4.6.d. Manyitütleri $M_s \geq 7.5$ olan deprem için $N_{\text{ç.}}$ - Depi ilişkileri

katsayıları dışmerkez uzaklığına bağlı olarak ivmelerde belirgin bir azalım ilişkisi olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan benzer büyüklüğe sahip Morgan Hill ve özellikle Central North Island depremlerinde bulunan çok farklı katsayılar bu depremlerdeki ilgili dağılımların kabul edilebilir bir doğrusal azalım ilişkisine uymadığını göstermektedir. Manyitüt aralığı 6.5 - 7.5 arasında değişen depremlerden sadece San Fernando depremi bahsedilen ilişkiye uymakta diğer depremlerden elde edilen $N_C - D_{EPI}$ dağılımları doğrusal ilişki göstermemektedir. Manyitütleri 7.5 ' tan büyük depremlerden birbirlerini izleyen ve benzer manyitütlü Meksika depremlerinin ilgili dağılımlarının istatistiksel parametreleri çok farklı çıkmıştır. Bunun nedenleri arasında deprem oluş mekanizmasının (asıl - artçı) önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Diğer depremlerin lineer korelasyon katsayıları ise birbirlerinden farklı olduğu gibi, kabul edilebilir doğrusal ilişkiden uzaktır.

Görüldüğü gibi, farklı manyitütlere sahip depremler için yapılan $N_C - D_{EPI}$ ilişkilerinin istatistiksel analizlere göre sadece düşük manyitütlü depremler için, ilgili ilişkilerin kabul edilebilir lineer azalım ilişkilerine uyduğu, diğer manyitüt gruplarına ait depremlerde ise farklı katsayılar bulunduğu gibi, aynı zamanda bu ilişkilerin doğrusal karakterde olmadığı belirlenmiştir.

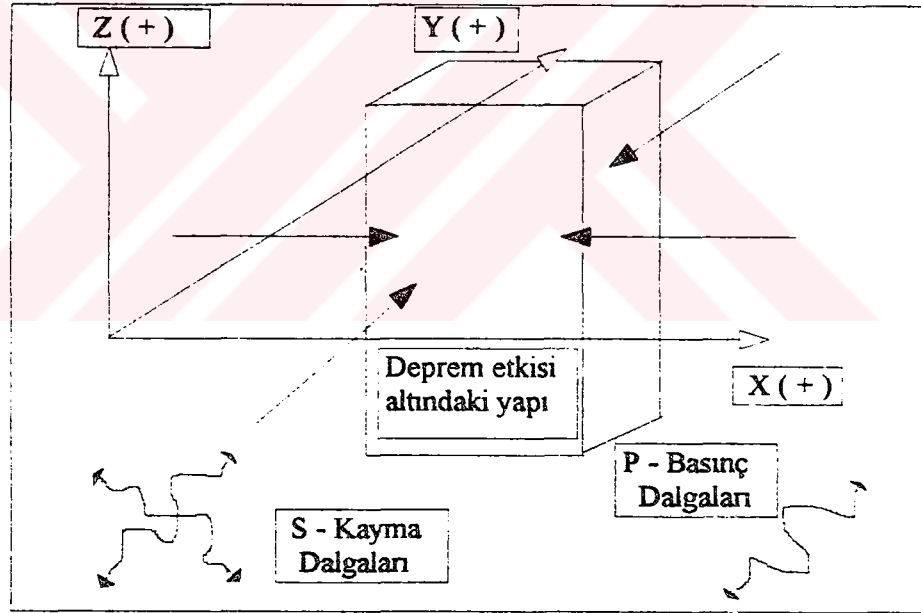
4.2. ORTALAMA DARBE İVMESİ (A_D)

3. Bölümde anlatılan teknikle alınan üç doğrultudaki (kuzey - güney , doğu - batı , düşey) ivme kayıtları, hareketin yeryüzünde yapıları her doğrultuda etkilediğini göstermiştir.

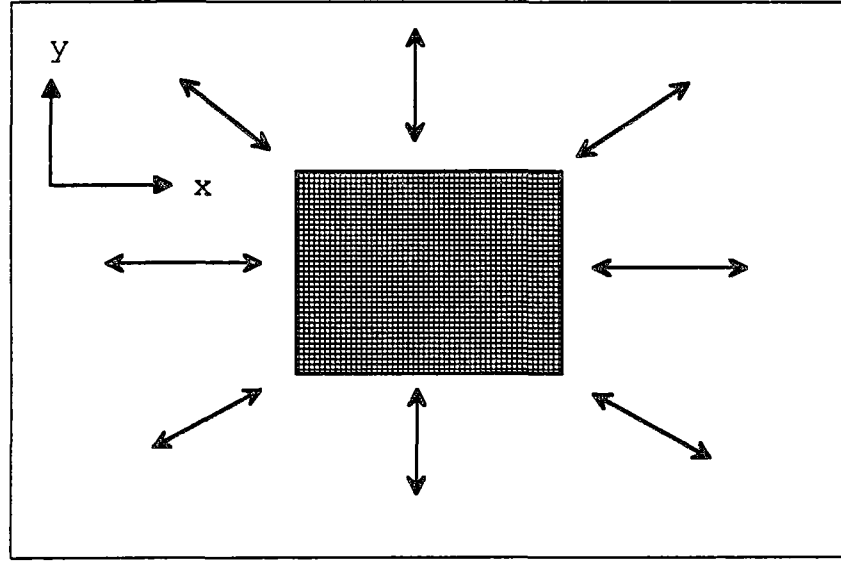
Yatayda elde edilen ivme değerlerinin iki bileşeni Şekil 4.7. a. ve 4.7.b. ' deki gibi düşünülürse (x - kg, y - db), deprem titreşimlerin yatayda yapılara olan etkisi ve yapıların yatay düzlemde hareketi ilgili şekillerde gösterildiği gibi elde edilir.

Diğer taraftan, Şekil 4.7.c. ' de iki bileşene ait ivme değerlerinin aynı eksen takımında ki süperpozisyonu temsili (basitleştirilmiş) olarak gösterilmiştir. Bu şekilden görüldüğü gibi, deprem süresince ivme değerleri işaret, harekette yön

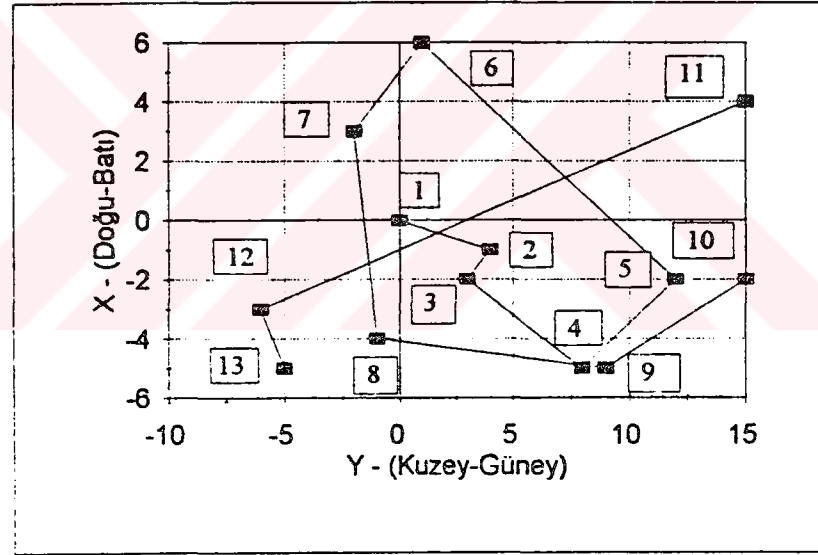
değiştirmektedir. Hareketin yön değiştirdiği dönme noktaları arasında yapılara Şekil 4.7.b. ' de gösterilen darbeler uygulandığı varsayılabilir. Bu darbelerin değerleri, birbirlerini izleyen ardışık değerlerin arasındaki açılar ve hareketin yön değiştirdiği dönme noktalarının konumuna göre değişmektedir. Birbirlerini düşük açı ile izleyen ($\alpha < 10^\circ$) ardışık noktaların oluşturduğu genlikler birleştirilerek ivme değerleri hesaplanmış ve bunların ortalamaları alınarak Ortalama Darbe İvmesi (A_D) uygun bir bilgisayar programı ile her kayıt için hesaplanmıştır. Kayıt boyunca hesaplanan bileşkeler düzlem içinde farklı yönlerden etkilemelerine rağmen, yatay düzlemdeki konum ve etkilerinin global olacağı düşünülerek, bütün darbeler aynı doğrultuda etkiyen yöndeş darbeler gibi hesap edilmişlerdir.



Şekil 4.7.a. Deprem etkisindeki yapının yatay düzlemdeki hareketi



Şekil 4.7.b. Yatayda yapıya etkiyen deprem kuvvetleri ve doğrultuları



Şekil 4.7.c. Planda yapıya etkiyen deprem ivmeleri

Her kayıt için yatay yönde belirlenen bu değerler EK.A.2' de gösterilmiştir. Bu sonuçlar daha sonra, deprem hareketinin mühendislik parametresi olarak düşünüldüğünden, hareketin diğer parametreler ile olan ilişkileri aynı şekilde istatistik analizlerle ifade edilmeye çalışılmıştır.

4.2.1. Ort. Darbe İvmesi (A_D) - En Büyük Zemin İvmesi (A_p)

Tablo.B.2.' de elde edilen sonuçlar, manyitütlerin çeşitli aralıkları için A_D - A_p dağılımlarının istatistiksel analizlerinde değerlendirilerek bu iki parametrenin manyitüte bağlı ilişkileri incelenmiştir (Şekil 4.8.a , b , c , d , e). Buna göre ;

$M_s < 5.0$ değerleri için $R = 0.47$, $5.0 \leq M_s < 6.0$ değerleri için $R = 0.24$, $6.0 \leq M_s < 7.0$ değerleri için $R = 0.38$, $M_s \geq 7.0$ değerleri için $R = 0.17$ ve bütün kayıtların süperpozisyonunu oluşturan dağılım için $R = 0.32$ bulunmuştur.

Sonuçlar çok büyük depremler dışında A_p ile A_D arasında kabul edilebilecek doğrusal ilişkilerin söz edilebileceğini göstermektedir. Fakat bütün kayıtların süperpozisyonu bu ilişkinin kabul edilebilir lineerlikten uzaklaştığını göstermektedir.

A_D - A_p arasında dışmerkez uzaklığına bağlı ilişkiler ise Şekil 4.9.a.,b.,c.,d ve e. ' de verilmiştir. Yapılan istatistiksel analizler sonucu belirlenen sonuçlara göre ;

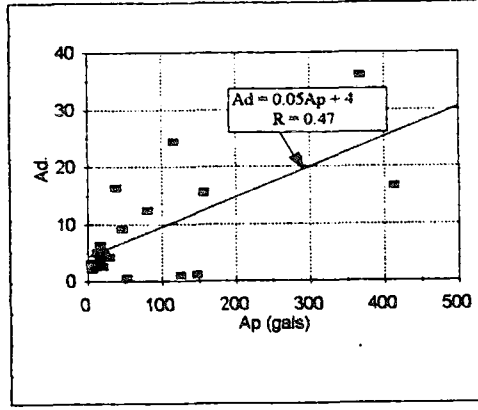
Dışmerkez uzaklıkları 0-25 km. arasında değişen kayıtların A_p - A_D dağılımında regresyon katsayısı $R = 0.35$ bulunmuştur. (Şekil 4.9.a.)

Dışmerkez uzaklıkları 25 - 50 km. arasında değişen kayıtların A_p - A_D dağılımında regresyon katsayısı $R = 0.35$ bulunmuştur. (Şekil 4.9.b.)

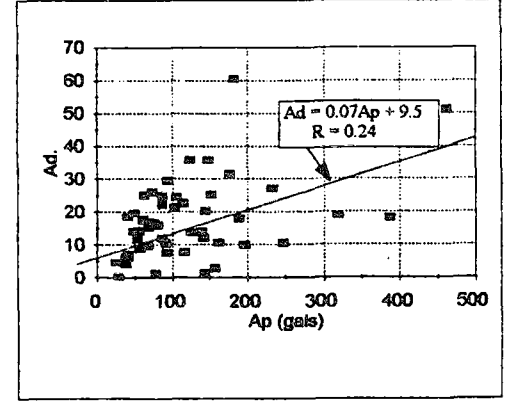
Dışmerkez uzaklıkları 50 - 100 km. arasında değişen kayıtların A_p - A_D dağılımında regresyon katsayısı $R = 0.15$ bulunmuştur. (Şekil 4.9.c.)

Dışmerkez uzaklıkları 100 km. ' den fazla olan kayıtların A_p - A_D dağılımında regresyon katsayısı $R = 0.64$ bulunmuştur. (Şekil 4.9.d.)

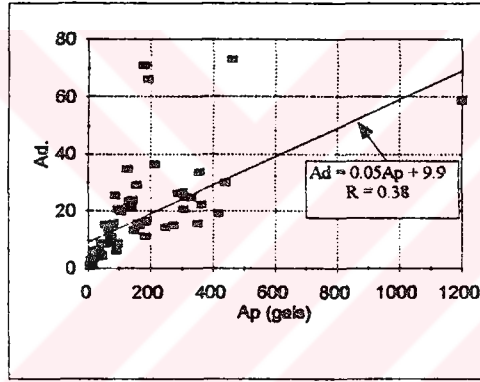
Bu kayıtların süperpozisyonunda elde edilen regresyon katsayısı ise $R = 0.32$ bulunmuştur.(Şekil 4.9.e.) İstatistiksel verilere dayanan sonuçlar dışmerkez uzaklıkları 50 - 100 km. arasında ki kayıtların oluşturduğu dağılım dışında iki



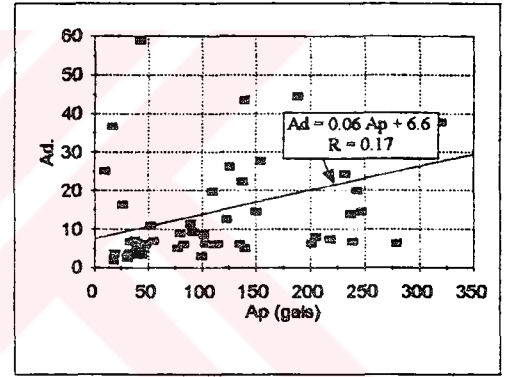
Şekil 4.8.a. $5 < M_s$ değerleri için Ap-Ad ilişkileri



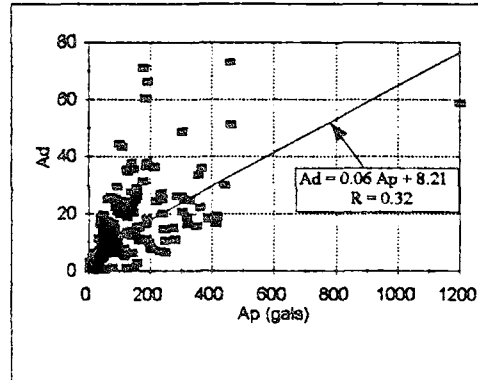
Şekil 4.8.b. $5 < M_s < 6$ değerleri için Ap-Ad ilişkileri



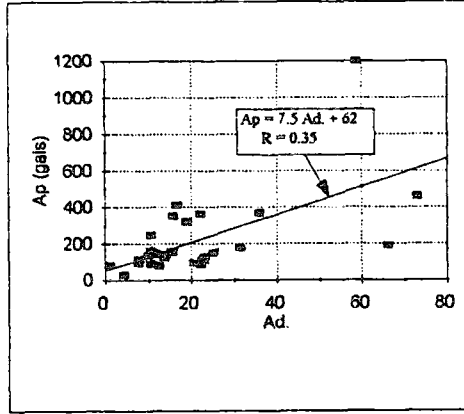
Şekil 4.8.c. $6 < M_s < 7$ değerleri için Ap-Ad ilişkileri



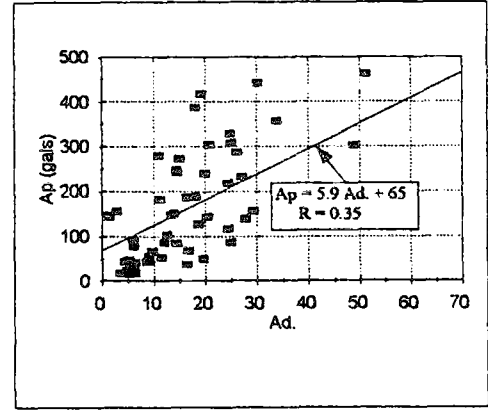
Şekil 4.8.d. $M_s > 7$ değerleri için Ap-Ad ilişkileri



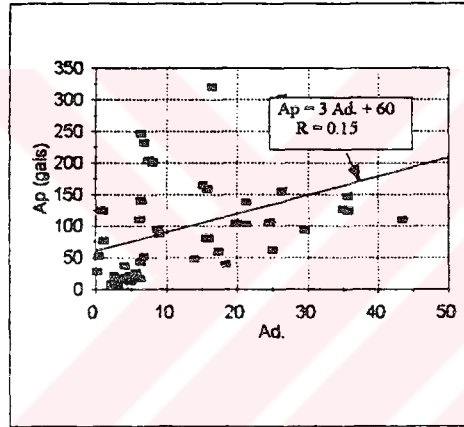
Şekil 4.8.e. Bütün şekillerin süperpozisyonu



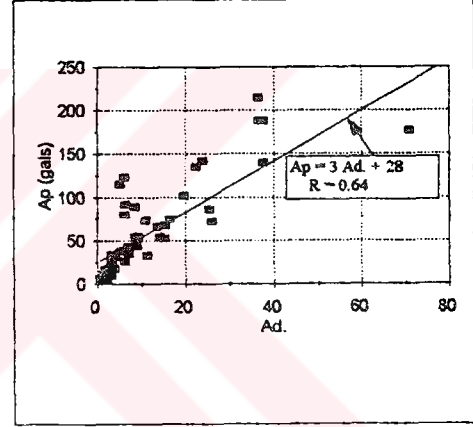
Şekil 4.9.a. $0 < \text{Depi} < 25 \text{ km}$. için Ad - Ap ilişkileri



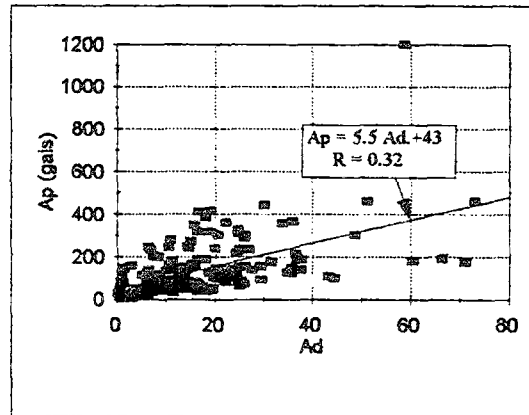
Şekil 4.9.b. $25 \leq \text{Depi} < 50 \text{ km}$. için Ad - Ap ilişkileri



Şekil 4.9.c. $50 < \text{Depi} < 100 \text{ km}$. için Ap - Ad. ilişkileri



Şekil 4.9.d. $\text{Depi} \geq 100 \text{ km}$. için Ad - Ap ilişkileri



Şekil 4.9.e. (a), (b), (c), (d) şekillerinin süperpozisyonu

parametre arasında genel olarak farklı dışmerkez uzaklıklarına bağlı doğrusal bir ilişkinin varlığından bahsedilebileceğini göstermektedir. Bu sonuçlar N_C 'nin D_{EPL} ile olan ilişkilerine uymaktadır. Dış merkez uzaklıkları 50 - 100 km. arasında ki kayıtlarda elde edilen bu uyumsuzluğun bu bölgelerde ki zemin koşulları, jeolojik formasyon ve topografik koşullara bağlı olduğu söylenebilir.

4.2.2. Eşdeğer Darbe Sayısı (A_D) - Eşdeğer Çevrim Sayısı (N_C)

EK.B2' de bulunan sonuçlar kullanılarak yine manyitütlerin belli aralıkları için A_D - N_C aralarındaki ilişkiler belirlenerek ilgili analizler yapılmış ve şekiller çizilmiştir. (Şekil 4.10.a ,b ,c ,d ,e)

$M_s < 5.0$ değerleri için $R = 0.54$, $5.0 \leq M_s < 6.0$ değerleri için $R = 0.42$, $6.0 \leq M_s < 7.0$ değerleri için $R = 0.85$, $M_s \geq 7.0$ değerleri için $R = 0.71$ ve bütün kayıtların süperpozisyonunu gösteren dağılım için $R = 0.63$ bulunmuştur. Sonuçlar ilgili iki parametre arasında kabul edilebilir lineer ilişkilerden bahsedilebileceğini göstermiştir. Bu da beklenen sonuçtur

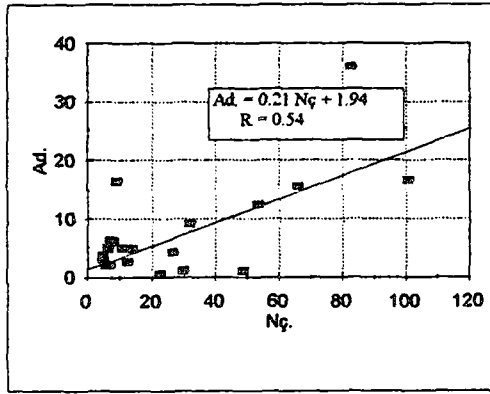
Dışmerkez uzaklıklarına bağlı A_d - N_C ilişkilerinde ise şu sonuçlar elde edilmiştir ;

Dışmerkez uzaklıkları 0 - 25 km. arasında değişen kayıtların A_D - N_C dağılımında lineer regresyon katsayısı $R = 0.9$ bulunmuştur. (Şekil 4.11.a.)

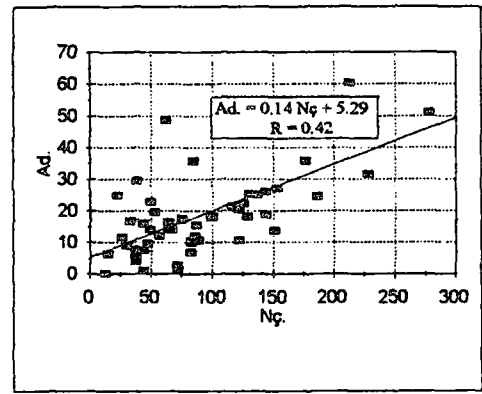
Dışmerkez uzaklıkları 25 - 50 km. arasında değişen kayıtların A_D - N_C dağılımında lineer regresyon katsayısı $R = 0.36$ bulunmuştur. (Şekil 4.11.b.)

Dışmerkez uzaklıkları 50 - 100 km. arasında değişen kayıtların A_D - N_C dağılımında lineer regresyon katsayısı $R = 0.39$ bulunmuştur. (Şekil 4.11.c.)

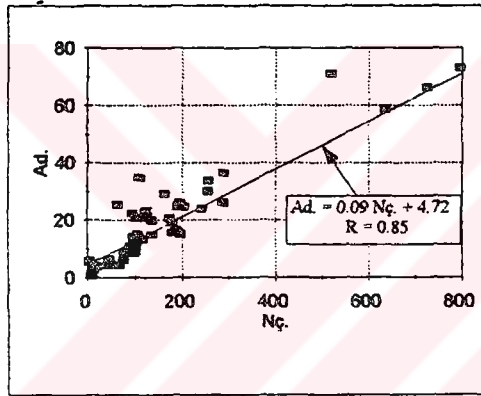
Dışmerkez uzaklıkları 100 km. ' den fazla olan kayıtların A_D - N_C dağılımında lineer regresyon katsayısı $R = 0.80$ bulunmuştur. (Şekil 4.11.d.)



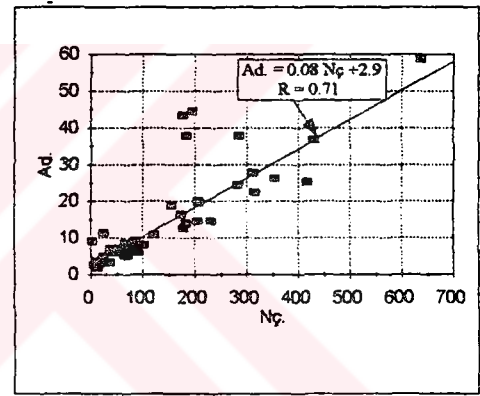
Şekil 4.10.a. $Ms < 5$ değerleri için Ad.-Nç. ilişkileri



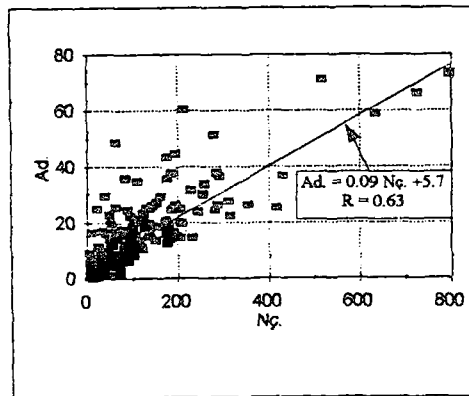
Şekil 4.10.b. $5 < Ms < 6$ değerleri için Ad.-Nç. ilişkileri



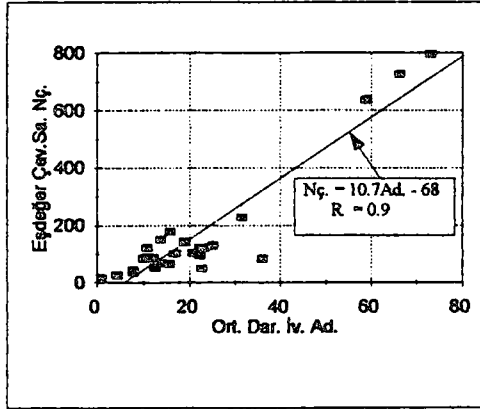
Şekil 4.10.c. $6 < Ms < 7$ değerleri için Ad.-Nç. ilişkileri



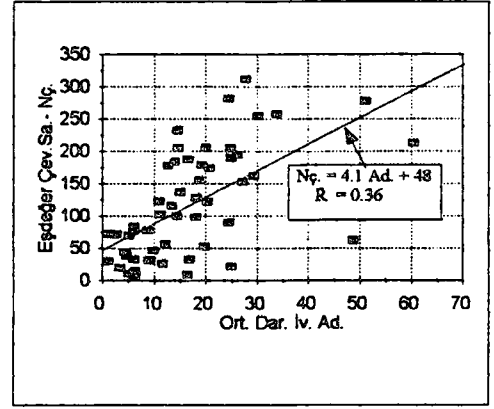
Şekil 4.10.d. $Ms > 7$ değerleri için Ad.-Nç. ilişkileri



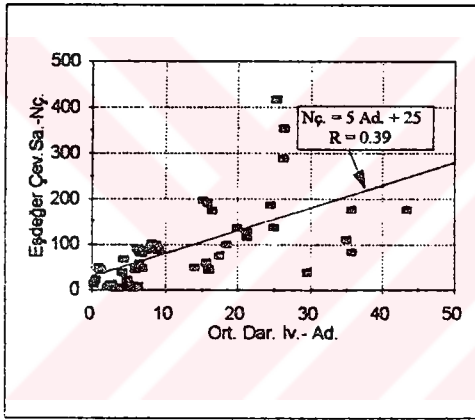
Şekil 4.10.e. Bütün şekillerin süperpozisyonu



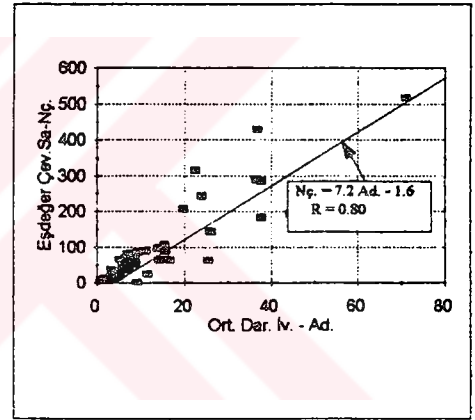
Şekil 4.11. a. $0 < \text{Depi} < 25$ km. için Ad-N_p ilişkisi



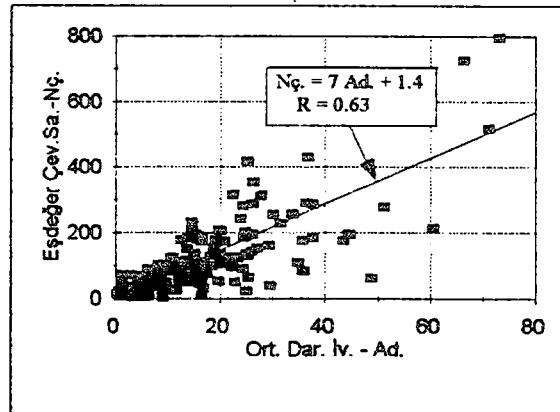
Şekil 4.11.b. $25 \leq \text{Depi} < 50$ için Ad-N_p ilişkisi



Şekil 4.11.c. $50 \leq \text{Depi} < 100$ km. için Ad.- N_p ilişkisi



Şekil 4.11.d. $\text{Depi} \geq 100$ km. için Ad.-N_p ilişkisi



Şekil 4.11.e. (a), (b), (c), (d) şekillerinin süperpozisyonu

Bu kayıtların süperpozisyonunda ise lineer regresyon katsayısı $R = 0.63$ bulunmuştur. (Şekil 4.11.e.) Bu sonuçlara göre darbe sayısı ile çevrim sayısı arasındaki doğrusal ilişki kabulü, bu iki parametrenin dışmerkez uzaklığa bağlı ivme ile olan ilişkiye göre daha geçerlidir. Diğer taraftan, kendi aralarında geçerli bir doğrusal ilişkiden az bir hata oranı ile bahsedilebilmektedir.

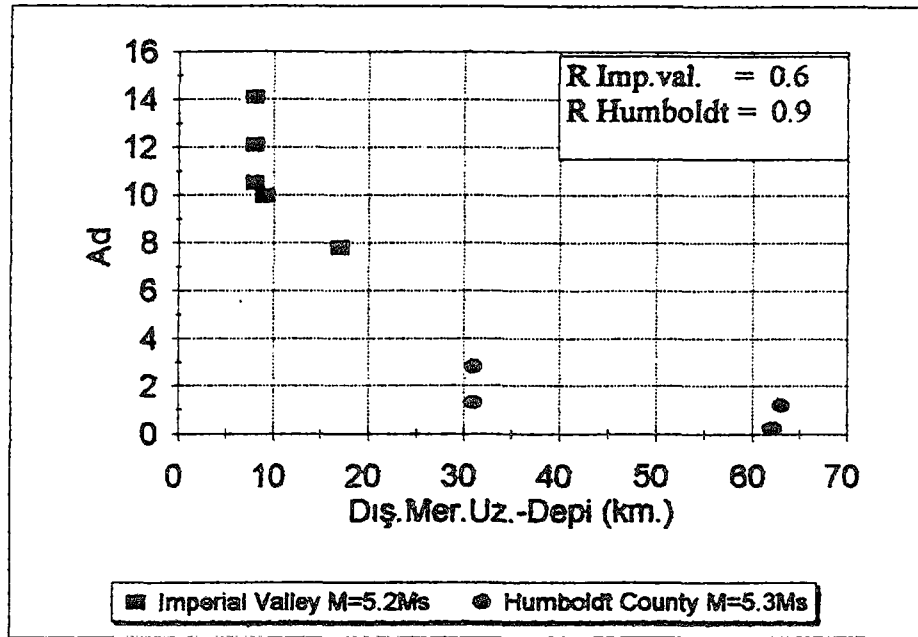
4.2.3. Ortalama Darbe İvmesi (A_D) - Dışmerkez Uzaklığı (D_{EPI})

Elde edilen bu yeni parametrenin depremin kaynak özelliklerinden manyitüte bağlı olarak, dışmerkezden uzaklaştıkça göstereceği ilişki Tablo.B2 yardımı ile Şekil 4.12.a.,b., c.ve d ' de gösterilmiştir.

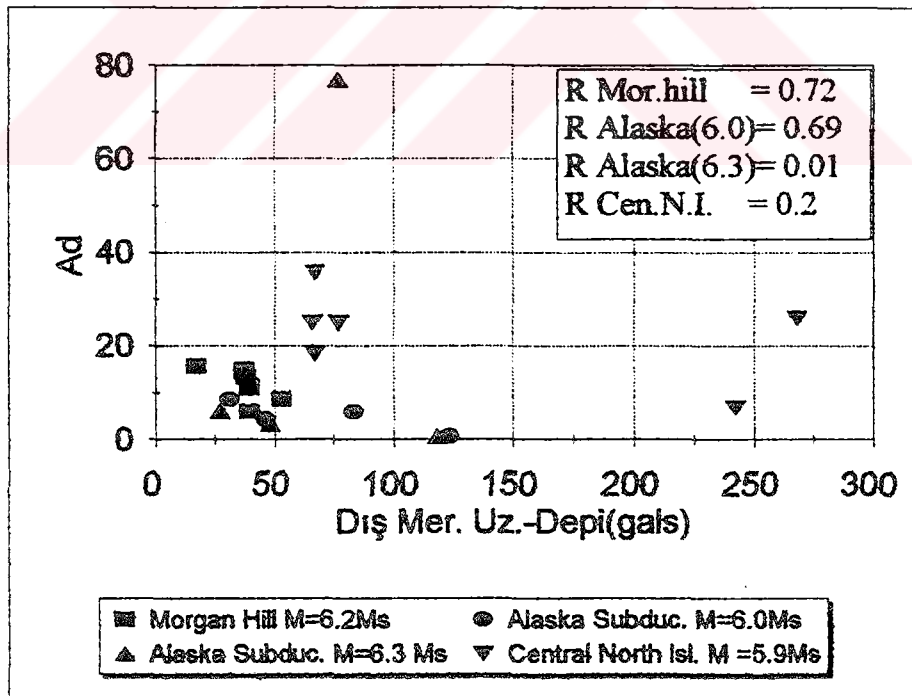
Değişik manyitüt aralıklarına karşı gelen depremler kendi aralarında gruplandırılarak bu depremlerde alınan kayıtların A_D - D_{EPI} dağılımlarının istatistiksel analizleri yapılmış, her deprem için elde edilen lineer regresyon katsayıları Tablo.B2 ' de belirtilmiştir. Bu sonuçlarla birlikte mevcut dağılımlar ilgili şekillerde gösterilmiştir.

Tablo.B.2' de elde edilen sonuçlara bakılırsa, her manyitüt aralığına karşı gelen deprem kayıtlarında A_D - D_{EPI} dağılımlarında farklı regresyon katsayıları bulunmuştur. Bazı deprem kayıtlarına göre, bu iki parametre arasında kabul edilebilir doğrusal ilişki varken (Humboldt County, San Fernando, Honshu), çoğu deprem kayıtlarına göre doğrusal ilişkinin varlığından söz edilemez. Böyle bir sonucun elde edilmesinde, yerel zemin koşullarının etkili olduğu söylenebilir.

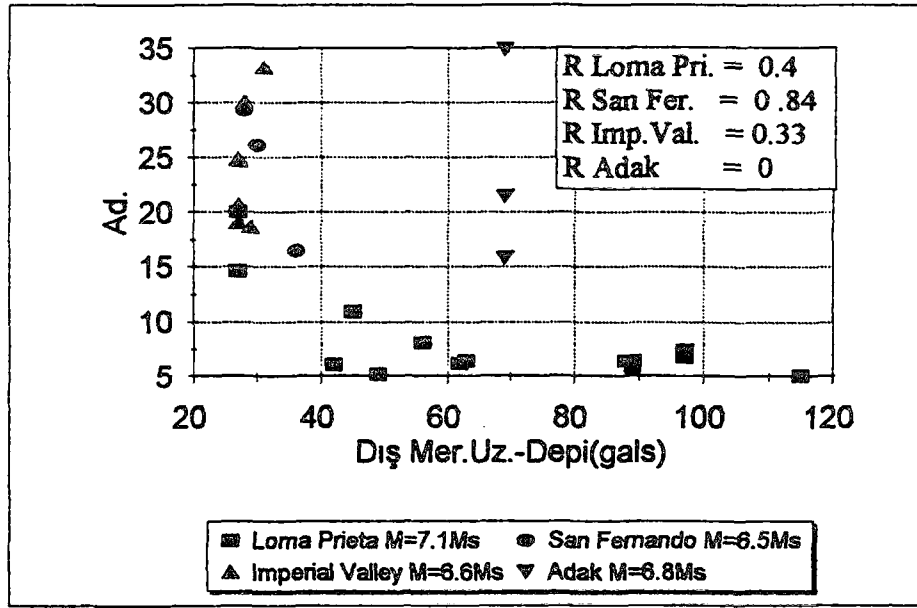
Tablo.B1 ve Tablo.B2 karşılaştırılırsa aynı deprem ve kayıtlarda belirlenen regresyon katsayıları az sayıda ki deprem dışında (Alaska Sub., Honshu, Aomori), birbirlerine yakın değerler vermişlerdir.



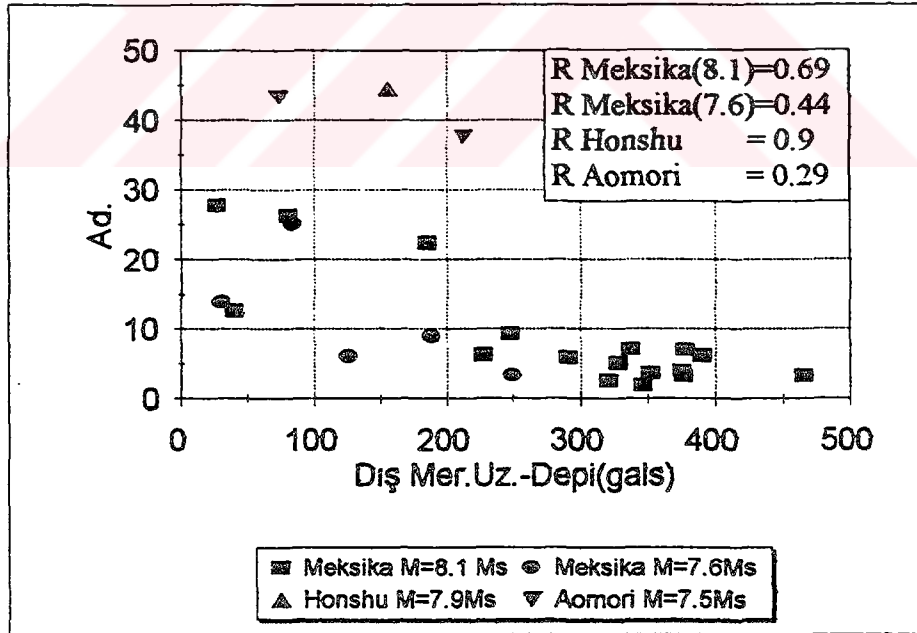
Şekil 4.12.a. Manyitüt değerleri $5.0 \leq M_s < 5.5$ olan depremlerin Ad.-Depi ilişkileri



Şekil 4.12.b. Manyitüd değerleri $5.5 \leq M_s < 6.5$ olan depremlerin Ad.-Depi ilişkileri



Şekil 4.12.c. Manyitüd değerleri $6.5 \leq M_s < 7.5$ olan depremlerin Ad.-Depi ilişkileri



Şekil 4.12.d. Manyitüd değerleri $M_s \geq 7.5$ olan depremlerin Ad.-Depi ilişkileri

4.3. SONUÇ

Deprem hareketinin sismolojisi ve fiziksel özelliklerinden kaynaklanan belirsizliklerden dolayı, deprem olayını tanımlayan parametreler sınırlı ve yetersiz kalmaktadır. Dolayısı ile son zamanlarda meydana gelen depremlerde alınmış kurvetli yer hareketi kayıtlarının çeşitli analizlerine dayanan amprik çalışmalar ve bağıntılar geliştirilmiştir.

Bu bölümde deprem hareketinin ivme kayıtlarının uygun formatlarda düzenlenmesi ile elde edilen, iki yeni mühendislik parametresi Eşdeğer Çevrim Sayısı (N_c) ve Ortalama Darbe İvmesi (A_D) tanımlanarak, bu parametrelerin En Büyük Zemin İvmesi (A_p), Dışmerkez Uzaklığı (D_{EPI}) ve Manyitüt (M_s) ile ilişkileri incelenmiş, aralarındaki bağıntılar istatistiksel analizlerle açıklanmaya çalışılmıştır.

N_c ve A_D ile diğer deprem parametreleri arasındaki ilişkilerin doğrusal olduğu varsayılmış ve ilgili istatistiksel analizlerde bulunan regresyon (korelasyon) katsayıları ile bu varsayımın geçerliliği incelenmiştir.

Bulunan sonuçlar N_c ve A_D parametrelerinin kendi aralarında doğrusal ilişkiler olduğunu göstermesine rağmen, bazı parametrelerle aralarında (uzaklığı bağlı) kabul edilebilir doğrusal ilişkiler bulunmadığını göstermiştir. Bunun nedenleri arasında, depremin kaynak (sismik) özellikleri (incelenen depremler değişik bölgelerden alındığı için her deprem farklı fay mekanizmasına sahiptir.), yerel zemin koşulları, mevcut bölgenin topografik koşulları ve kayıt alınma teknikleri gibi daha önceden de üzerinde durulan nedenler yer almaktadır.

BÖLÜM.5. DEPREM SPEKTRUMLARI

Etki altında kalan her madde bu etkiye tepki gösterir. Deprem önceki bölümlerde açıklandığı gibi, yerkabuğundaki süreksizliklerden ortaya çıkan enerjinin gerilme dalgaları şeklinde yayılması olayıdır. Açığa çıkan bu enerji yeryüzüne ulaştığında deprem kuvvetleri şeklinde yapıları etkilemektedir. Yeryüzündeki yapılarda, deprem enerjisini yutarak, belli tepkiler gösterirler. Yapının deprem kuvvetlerine göstereceği bu tepkiyi yapının kendi özellikleri (kütlesi, rijitliği, yapı periyodu), yapının oturduğu zemin özellikleri (zemin cinsi, tabakalaşma) ve deprem özellikleri (kaynak ve mühendislik parametreleri) belirler. Yapının tepkisi, yapının deprem karşısında göstereceği davranışın fiziksel ifadesi olacağından, bu tepkinin belirlenmesi, yapıların statik hesaplarında ve boyutlandırılmasında dikkate alınan katsayıların belirlenmesi açısından önemlidir. Bu tepkiyi belirlemede en çok kullanılan yöntem de uzun analizlere göre daha elverişli olan " Deprem Spektrumlarının" kullanılmasıdır.

5.1. FOURIER SPEKTRUMU

Depremler sırasında alınan kuvvetli yer hareketi ivme kayıtları her ne kadar karmaşık olsa da, bu kayıtların frekans içerikleri Fourier Genlik Spektrumu ile açıklanabilir. Şekil 5.1.a ' da gösterilen m kütleli, k rijitliğindeki tek dereceli sönümsüz sistemin hareket denklemi,

$$m\ddot{x} + kx = -m\ddot{a} \quad (5.1.)$$

şeklinde ifade edilir. Burada, x relatif yerdeğiştirmeyi ve a tabandaki ivmeyi göstermektedir. Diğer taraftan, titreşimlerin tepkileri, herhangi bir t anındaki yerdeğiştirme,

$$x(t, \omega) = 1/\omega \int (\tau) \sin(t - \tau) d\tau \quad (5.2.)$$

ifadesi ile gösterilir. Bu ifadede $\omega^2 = k/m = (2\pi/T)^2$ ve T'nin titreşimin doğal periyodu olduğu bilinmektedir. [] Aynı ifade tabandan zemine sabitlenmiş sistemin uygulanan kuvvete $(-ma)$ gösterdiği tepki içinde geçerlidir. (Şekil 5.1.b) Böyle bir sistemin söz konusu yerdeğiştirme altındaki toplam enerjisi ise,

$$E = 1/2 mv^2 + 1/2 kx^2 \quad (5.3.)$$

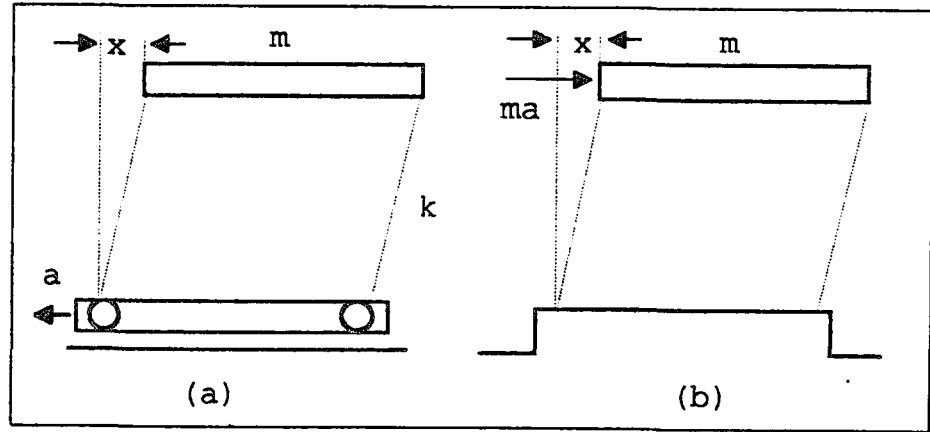
şeklinde ifade edilir. (5.2.) ifadesinin kullanılması ile, toplam enerji,

$$E(t, \omega) = 1/2 \left[\left(\int a \sin \omega d\tau \right)^2 + \left(\int a \cos \omega d\tau \right)^2 \right] \quad (5.4.)$$

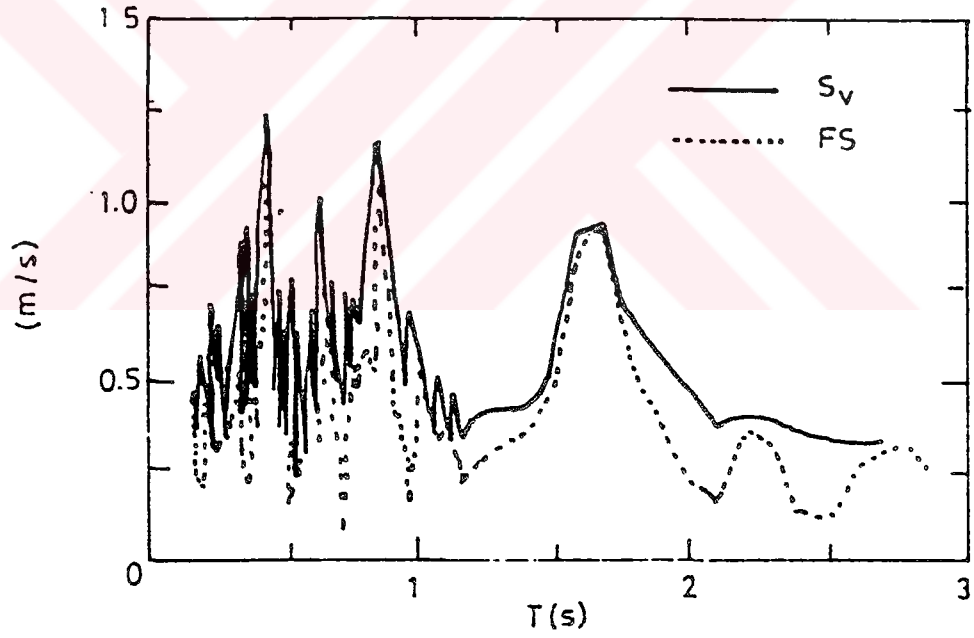
şeklinde ifade edilir. Eğer enerjinin karekökü alınır ve t_1 kayıt süresi için uygulanırsa, ifade,

$$[2E(t_1, \omega)/m] = \left[\left(\int a \sin \omega d\tau \right)^2 + \left(\int a \cos \omega d\tau \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5.5.)$$

haline dönüşür. (5.5.) ifadesinin sağ tarafı $T = 2\pi/\omega$ periyodunun fonksiyonu olarak adlandırılan "Fourier Genlik Spektrumu" na eşittir. (FS) Bu şekilde depremin sisteme verdiği enerjinin bir ölçüsü elde edilmiş olur. Şekil 5.2. 'de verilen böyle bir eğri deprem kaydının Fourier Spektrumu' nu göstermektedir. Eğride ki maksimum noktalar sisteme büyük enerjinin iletildiği periyotları ifade eder. Bunlar söz konusu depremin hakim periyotlarıdır.



Şekil 5.1. Tek Serbestlik Derecesine Sahip Sistemin Salınımı (a) Taban İvmesi a Etkisinde (b) Uygulanan (ma) kuvveti etkisinde. Yerdeğiştirme (x) iki şekil içinde değişmemektedir.



Şekil 5.2. 21.07.1952 Kaliforniya Depremi Taft İvme kaydının (S69E) Fourier Spektrumu

5.2. TEPKİ SPEKTRUMU

(5.5) ile gösterilen integraller $t = t_1$ ile ifade edilen kayıt sonu için elde edilmişlerdir. Dolayısı ile Fourier Spektrumu ' da hareketin sonunda belirlenen enerjinin $E(t_1, \omega)$ bir ölçüsüdür. Deprem sırasında ortaya çıkacak enerjinin en büyük değeri ise hareketin herhangi bir anında ($t_m < t_1$) meydana gelebilir. Mühendislik bakış açısı, hareket süresince açığa çıkan en büyük enerjinin belirlenmesinin daha geçerli olduğunu varsaymaktadır. Çünkü bu varsayım en büyük yerdeğiştirme ve dolayısı ile en büyük taban kesme kuvveti ile en büyük gerilmelerin hesaplanmasını teşkil etmektedir. (5.4.) ifadesi en büyük enerjinin açığa çıktığı t_m için geliştirilir, periyod veya frekansın fonksiyonu olarak hesaplanırsa, sonuçta " Tepki Spektrumu " ile ifade edilebilecek bir enerji büyüklüğü elde edilir. ($E(t_m, \omega)$) Burada, $(2E(t_m, \omega) / m)$ büyüklüğü sistemin elde edebileceği en büyük hız olarak belirlenir. Aynı ifade priyodun ve frekansın foksiyonu olarak geliştirilirse, en büyük hız spektrumu şeklinde ifade edilebilecek Şekil 5.2. ' de gösterilen eğri elde edilir. Şekilden görüldüğü gibi, bu eğri Fourier Spektrumu ' nu andırmasına rağmen, genlik değerleri daha fazladır.

Tepki spektrumları yapıların deprem altındaki davranışların belirlenmesinde kullanılan en elverişli yöntemlerden birisidir. Bunun nedeni de, eski deprem kayıtlarının derlenerek hareket denklemlerinin, zaman veya frekans bazında integre edilmesi ile yerdeğiştirme, hız, ivme ve elastik kuvvetlerin elde edilmesinin çok yorucu ve gereksiz işlem olmasıdır.

Şekil 5.1.' de gösterilen tek serbestlik dereceli sönümlü sistemin $a(t)$ deprem ivmesi altındaki hareket denklemi

$$a + 2 \xi \omega v + \omega^2 x = -a(t) \quad (5.6.)$$

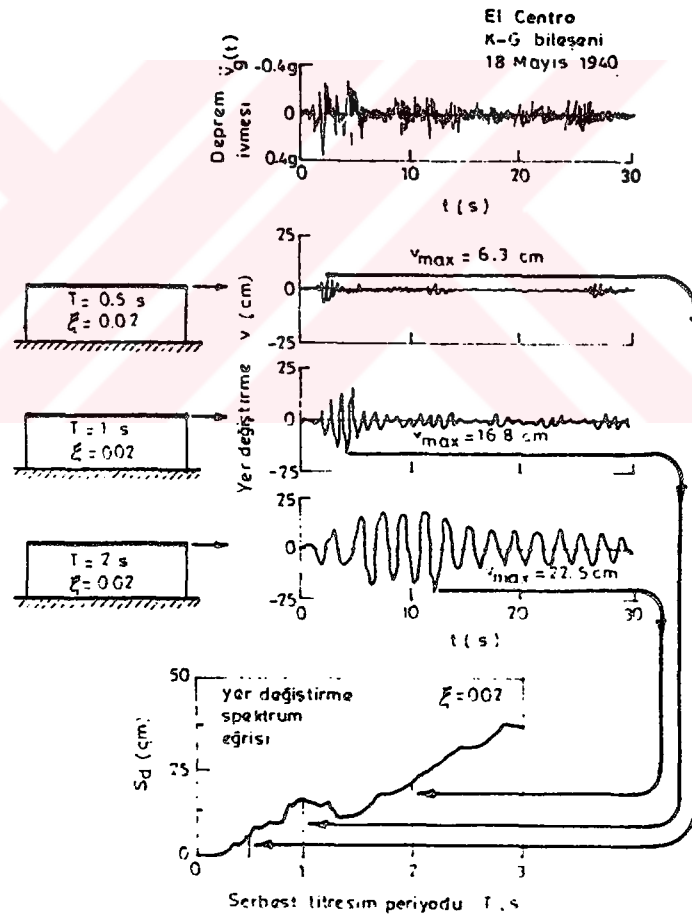
ve yerdeğiştirme, hız ve toplam ivme çözüm fonksiyonları,

$$x(t, \xi, \omega) = 1 / \omega_D \int a(\tau) \exp[-\xi \omega (t - \tau)] \sin \omega_D (t - \tau) d\tau \quad (5.7.)$$

$$v(t, \xi, \omega) = \int_{-\infty}^t a(\tau) \exp[-\xi \omega (t - \tau)] \cos \omega_D (t - \tau) d\tau - \xi \omega x(t, \xi, \omega) \quad (5.8.)$$

$$a(t, \xi \omega) = -\omega^2 x(t, \xi, \omega) - 2\xi \omega v(t, \xi, \omega) \quad (5.9.)$$

olarak yazılabilir. Belirli bir depremin ivmesi, sistem periodu $T = 2\pi/\omega$ ve sönümü ξ için (5.7.) de verilen Duhamel İntegrali, $x(t)$ yerdeğiřtirmenin zamana baėlı deėiřimini verir. Deprem ivmesi $a(t)$ çok dűzensiz deėiřtiėinden cűzűm analitik deėil, ancak sayısal yapılabilir. řekil 5.3. ' de aynı yer hareketi etkisindeki űtane tek serbestlik dereceli sisteme ait yerdeėiřtirme deėiřimleri verilmiřtir. řekilde de gűrűldűėi gibi, yeterli sayıdaki en bűyűk yerdeėiřtirmenin periyoda baėlı olarak iřaretlenmesiyle yerdeėiřtirme spektrum eėrisi elde edilir.



şekil 5.3. Yerdeğiştirme Spektrum Eğrisinin Bulunması

$$S_v(\xi, T) = [\xi \int a(\tau) \exp[-\xi \omega(t - \tau) \sin \omega(t - \tau)] d\tau]_{MAX} \quad (5.10.)$$

olmak üzere yerdeğiştirme spektrum eğrisi için,

$$S_d(\xi, T) [x(t, \xi, \omega)]_{MAX} = 1 / \omega S_v(\xi, T) \quad (5.11.)$$

yazılabilir. Burada uygulamada rastlanan sönümün küçük olduğu varsayımı ile $\omega_d = \omega$ alınmıştır. Benzer şekilde, (5.7.) ve (5.8.) hız ve ivme bağıntıları kullanılarak, hız ve ivme spektrumları tanımlanabilir. Ancak bu bağıntıların karşılaştırılmasından, bunlar için de farklı hesap yapılması gerekliliği ortaya çıkar. Bununla beraber, eşitliğin sağındaki ikinci terimin etkisinin az olduğu ve deprem hareketinin çok düzensiz olmasından dolayı, (5.8.) ve (5.9.) da integral içindeki sin ve cos fonksiyonlarının sonuca etkilerinin benzer olduğu düşünülürse, $S_v(\xi, T)$ nin yaklaşık olarak hız spektrumu kabul edilebileceği ve yaklaşık toplam ivme spektrumu $S_a(\xi, T)$ için de,

$$S_a = \omega S_v = \omega^2 S_d \quad (5.12.)$$

yazılabileceği ortaya çıkar. Burada yerdeğiştirme ve hız spektrumları sistemin yere göre relatif yerdeğiştirme ve hızı kullanılarak elde edilirken, ivme spektrumunda sistemin mutlak ivmesi dikkate alınmaktadır :

$$\begin{aligned} S_d(\xi, T) &= [x(t, \xi, \omega)]_{MAX} \\ S_v(\xi, T) &= [v(t, \xi, \omega)]_{MAX} \\ S_a(\xi, T) &= [a(t, \xi, \omega)]_{MAX} \end{aligned} \quad (5.13.)$$

Tek serbestlik dereceli sistemde, (5.12.) spektrum değerleri kullanılarak en büyük elastik kuvvet ve atalet kuvveti

$$f_{smax} = k S_d \quad f_{imax} = m S_a \quad (5.14.)$$

olarak bulunabilir. $\omega^2 = k / m$ olduğu hatırlanırsa (5.12.) bağıntısı bu iki eşitliğini verirken sönüm kuvvetinin hesaba katılmamış olması (5.12.) bağıntısının yaklaşık

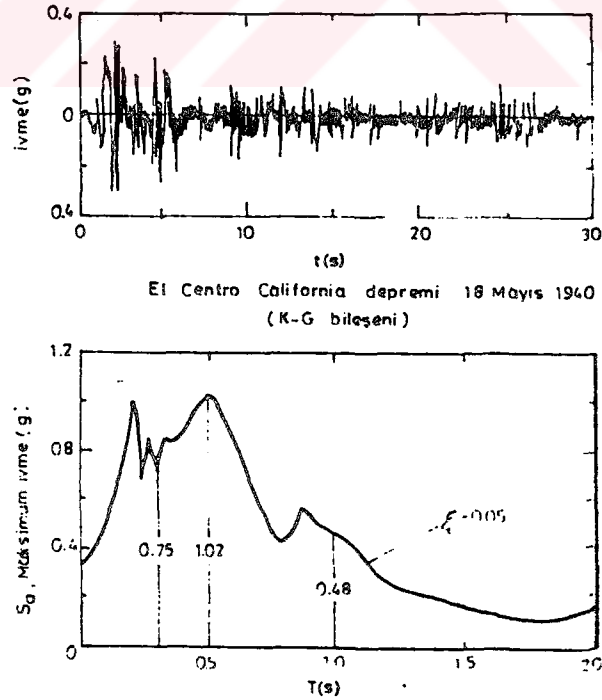
olduğuna işaret eder. Burada, elastik kuvvet, tek serbestlik dereceli bir yapı sisteminde en büyük taban kesme kuvveti olarak görülebilir ve

$$f_{S_{MAX}} = k S_d = m \omega^2 S_d = m S_a = S_a w / g \quad (5.15.)$$

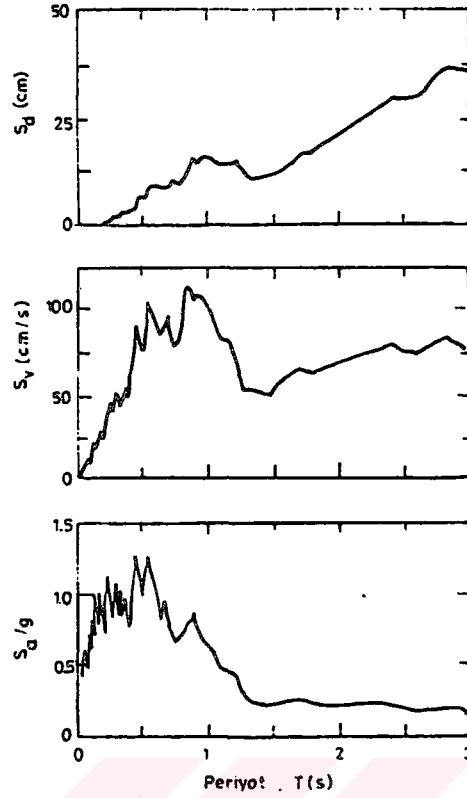
şeklinde de yazılabilir. Burada w sistemin ağırlığı olup, S_a / g ise en büyük yatay kuvvetin ağırlığa olan oranına karşı gelmektedir. Verilen (5.12.) bağıntısı, spektrum değerlerinden birinin bilinmesinin yeterli olduğunu gösterir. Örneğin Şekil 5.4. 'de belirli bir depreme ait ivme spektrumu ve üç tür yapı için spektrum eğrisinden okunan değerler verilmiştir. Şekil 5.5 ' de ise ivme, hız ve yerdeğıştirme spektrum eğrileri verilmiştir. Spektrum eğrilerinin incelenmesinden ve spektrum tarifinden aşağıdaki özellikler elde edilebilir.

a) Sönüm oranı sıfıra yaklaştıkça, periyottaki küçük değışmeler, özellikle ivme spektrum eğrisinde büyük farklar meydana getirmektedir.

b) Sönüm oranı, spektrum değerini, özellikle küçük periyodlar bölgesinde önemli ölçüde etki ederek oranları daha yumuşak değışen eğriler haline getirir.



Şekil 5.4. İvme Spektrum Eğrisinin Elde Edilişı



Şekil 5.5. Yerdeğiştirme hız ve ivme spektrum eğrileri (El Centro Depremi $\xi = 0.02$)

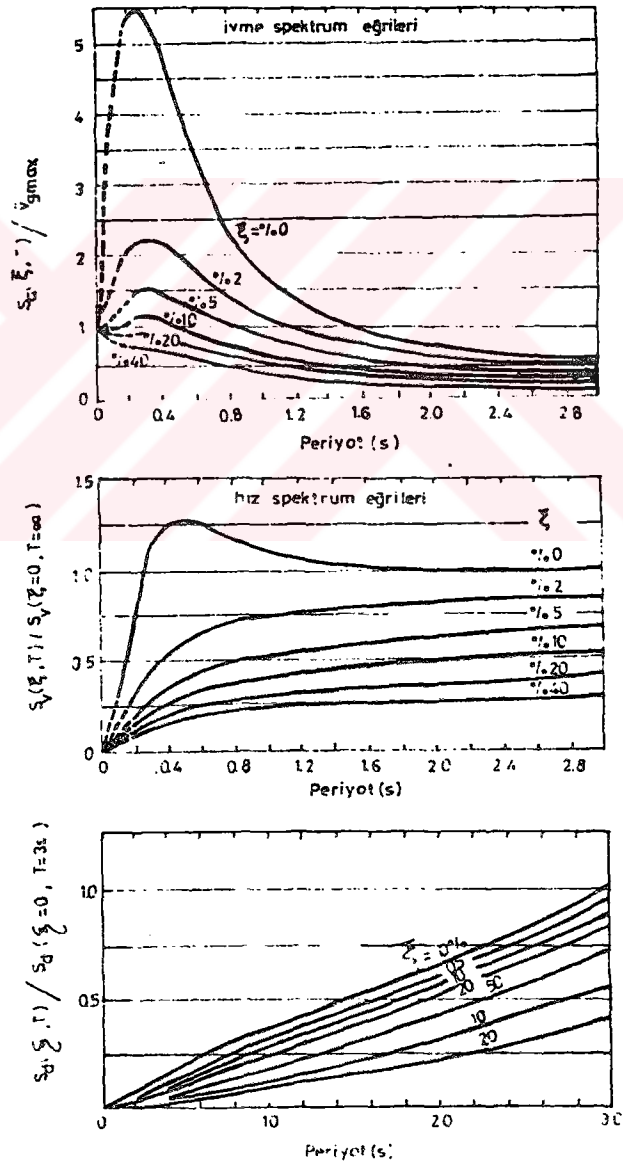
c) Periyodun çok küçük olması durumunda (rijit yapı), sistem deprem tarafından sadece sürüklenecektir. Bu durumda sistemin yere göre olan yerdeğiştirmesi sıfır, mutlak yerdeğiştirmesi ise deprem hareketinin yerdeğiştirmesine eşit olacaktır. $T \rightarrow 0$ iken $S_d \rightarrow 0$ ve S_a en büyük deprem ivmesi olacaktır.

d) Periyodun çok büyük olduğu durumda, sistem deprem hareketine ataleti ile karşı koyacak ve hareket etmemek isteyecektir. Bu durumda sistemin yere göre olan yerdeğiştirmesi ters işaretine eşit olacaktır. Bundan dolayı, priyod büyürken $S_d \rightarrow$ en büyük yerdeğiştirmesi, gerçek hız spektrumu S_v en büyük deprem hızı ve $S_a \rightarrow 0$ olur. Burada S_d ve S_v 'nin relatif yerdeğiştirme ve hız spektrumu, S_a 'nın ise ivme spektrumuna karşı geldiği hatırlanmalıdır.

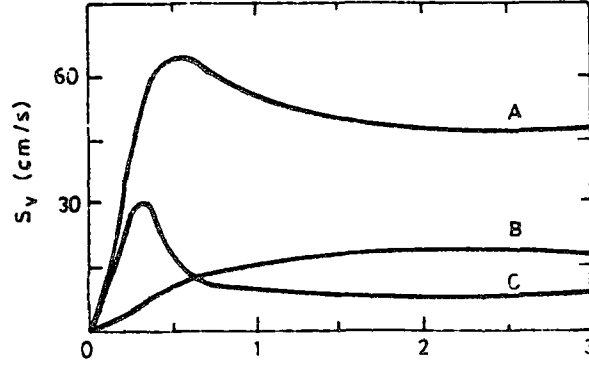
Açıklanan bu spektrum eğrileri belirli bir deprem içindir. Değişik depremlerde eğrilerin özellikleri aynı kalmakla beraber, iniş ve çıkışlar farklı yerlerde ortaya çıkar. Bu durum dikkate alınarak Ortalama Spektrum düşüncesi ortaya atılmıştır. Örneğin, Şekil 5.6.'da Housner [24] tarafından dört farklı deprem kaydının iki bileşeninin boyutsuzlaştırılıp ortalamalarının alınması ve yuvarlatılması

ile elde edilen spektrum eğrileri verilmiştir. Yerdeğiştirme spektrumum sönümsüz durumda, $S_v(T \rightarrow \infty)$ (büyük) değerine göre ve ivme spektrumu ise en büyük yer hareketi ivmesine göre boyutsuzlaştırılmıştır.

Her spektrum eğrisi belirli bir depremi karakterize etmekle beraber, laydın alındığı yere de bağlıdır. Bu farklılık zemin koşullarından ileri geldiği gibi deprem odağının kayıt yerini olan uzaklığı ile de ilişkilidir. Örneğin Şekil 5.7.'de görülen A eğrisi büyük bir depremin 40 km. uzağında, B eğrisi büyük bir depremin 110 km. uzağında ve C eğrisi küçük bir depremin 15 km. uzağında kaydedilmiş yer hareketi kayıtlarının hız spektrumlarının biçimini göstermektedir.



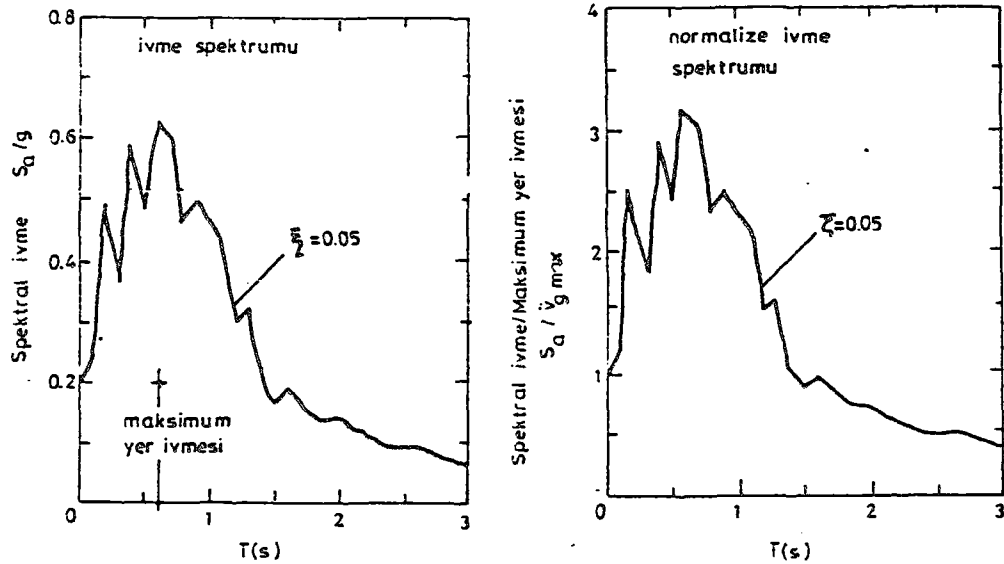
Şekil 5.6. Housner ' in boyutlama için verdiği ortalama spektrum eğrileri [24]



Şekil 5.7. Deprem büyüklük ve uzaklığının etkisini gösteren hız spek. eğrileri

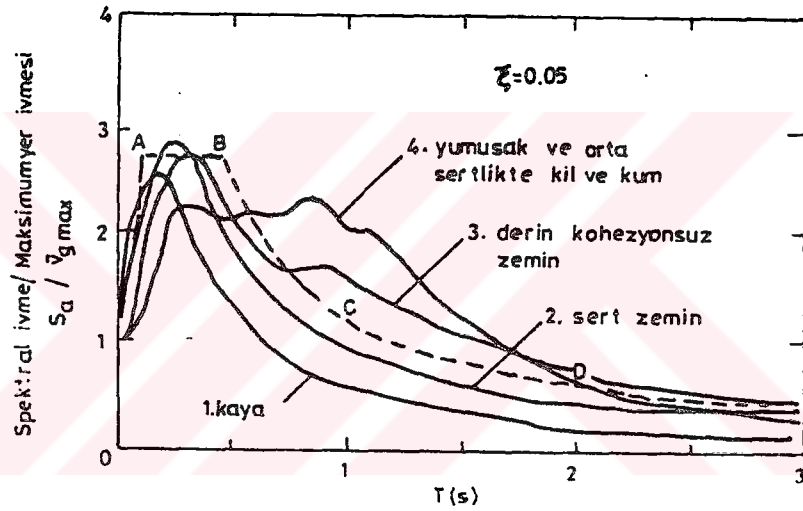
5.3. ZEMİN KOŞULLARININ SPEKTRUMA ETKİSİ

Deprem hareketinin spektrumu zemin koşullarından önemli derecede etkilenir [25]. Farklı zemin koşullarına ait spektrum eğrilerinin birbirleriyle kıyaslanması amacı ile, önce spektrum eğrilerinin normalize edilmesi gerekir. Bu işlem spektral ivmelerin en büyük zemin ivmesine bölünmesi ile elde edilir. Örneğin, Şekil 5.8. 'de herhangi bir spektrum eğrisi ve onun sıfır periyottaki değerini göre normalize edilmesi



Şekil 5.8. Deprem ivme spektrumunun normalize edilmesi

Şekil 5.9. dört tür yerel zemin koşulu için spektrum eğrilerini göstermektedir. Bu koşullar : 1) Kaya , 2) 70 m. ' den daha az kalınlıktaki sert zemin , 3) 80 m. ' den fazla kalınlıktaki kohezyonsuz zemin , 4) Yumuşak ve orta sertlikteki kil ve kun dolgusunun bulunduğu yerel zemin. Eğrilerin incelenmesinden özellikle 0.5 s. ' den büyük period için önemli farklılıkların bulunduğu görülebilir. Kohezyonsuz zeminde ve yumuşak orta sertlikteki kil dolgusunda spektral değerlerin 0.5 s. ' lik periodun üzerinde,sert zemin ve kayaya göre daha büyük olduğu görülmektedir. Bu ise, söz konusu zeminlerin uzun perioda ait titreşim bileşenlerinin daha büyük oranlarda yer hareketi ile etkileşime girdiğini gösterir. Bu özelliğin zemin derinliği ve yumuşaklığı ile arttığı da aynı şekilden görülmektedir. [26]



Şekil 5.10. Değişik yerel zemin koşulları için ortalama ivme spektrumları

5.4. VERİ TABANI ve DEĞERLENDİRME

Mevcut deprem kayıtlarının bir bilgisayar programı ile Zemin Hakim Peryotları (T_0) ve Zemin Büyütmeleri (S_{acc}/A_p) üç doğrultu için hesaplanmış (Tablo.C1,C2,C3) ve daha sonra ilgili istatistiksel analizleri yapılarak bu iki parametrenin manyitüd ve dışmerkez uzaklığına bağlı oluşturmuş oldukları korelasyonlar incelenmiştir (Şekil 5.11.a., b., c., d., e., f.).

Bu kayıtların NS, EW ve düşey bileşenleri için zemin hakim periyodunun (T_0), M_s ve D_{EPI} parametrelerine bağlı yapılan çoklu regresyonlarında şu sonuçlar bulunmuştur (Şekil 5.11.a., b., c)

$$T_0 = 0.18 - 0.47(1/D_{EPI}) + 2E-64 M_s^{(75)} \dots NS \quad (R = 0.55) \quad (5.15)$$

$$T_0 = 41.93 D_{EPI}^{(0.001)} + E-85 M_s^{(100)} - 41.9 \dots EW \quad (R = 0.75) \quad (5.16)$$

$$T_0 = 0.097 + 0.00078 D_{EPI}^{(1)} + E-128 M_s \dots Düşey \quad (R = 0.32) \quad (5.17)$$

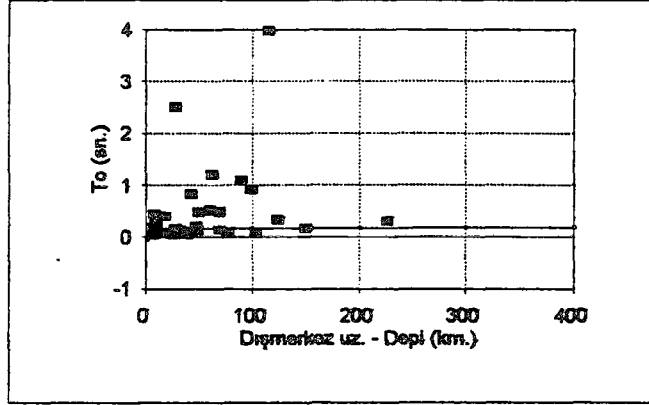
Diğer taraftan yine aynı parametrelere bağlı kalınarak zemin büyütme (Sacc./ A_p) için yapılan çoklu regresyonlarda şu sonuçlar elde edilmiştir.

$$Sacc./A_p = 1.9 + 0.37 D_{EPI} + 0.003 M_s \dots NS \quad (5.18)$$

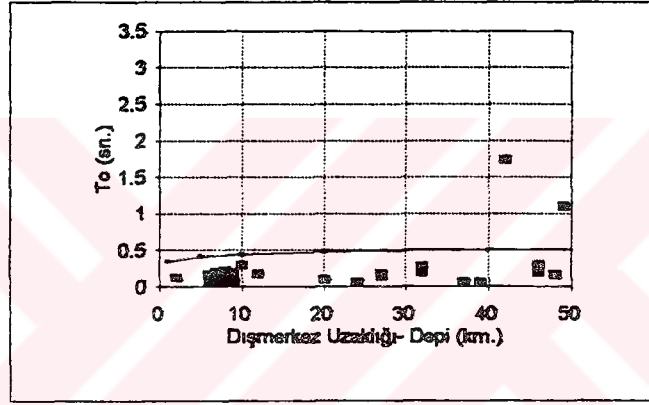
$$Sacc./A_p = 8.4E-119 D_{EPI}^{(50)} + 29.1 M_s^{(0.1)} \dots EW \quad (5.19)$$

$$Sacc./A_p = 3.59 + 0.005 D_{EPI} + 0.1 M_s \dots Düşey \quad (5.20)$$

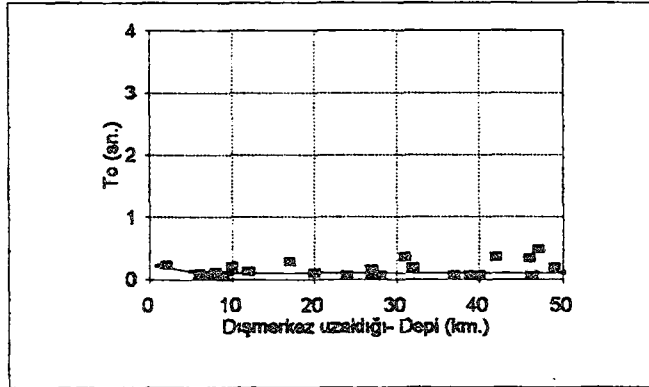
Yapılan çoklu regresyonlar, zemin hakim periyodu (T_0), M_s ve D_{EPI} ile aralarında kabul edilebilir üslü ilişkilerin olduğunu göstermiştir. Diğer taraftan ise, zemin büyütmesinin (Sacc./ A_p) bu iki parametre ile oluşturmuş oldukları doğrusal veya üslü ilişkilerin kabul edilebilir yetretilikte olmadıklarını göstermiştir.



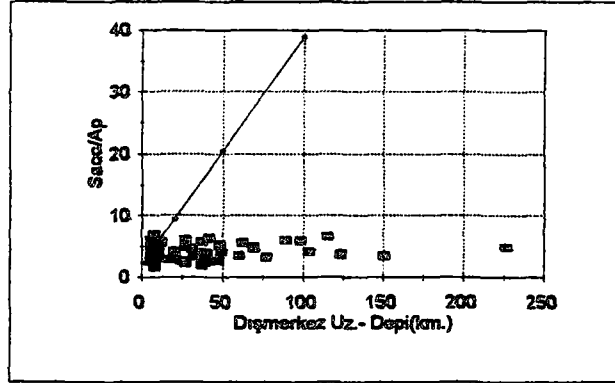
Şekil 5.11.a. Zemin hakim periyodu (T_o) ile dışmerkez uzaklığının ilişkisi (NS BİLEŞENİ)



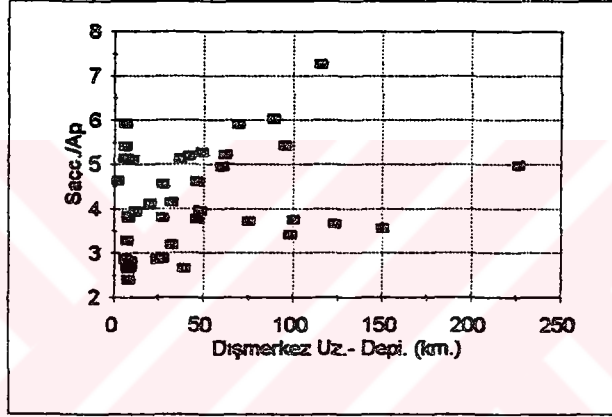
Şekil 5.11.b. Zemin hakim periyodu (T_o) ile dışmerkez uzaklığının ilişkisi (EW BİLEŞENİ)



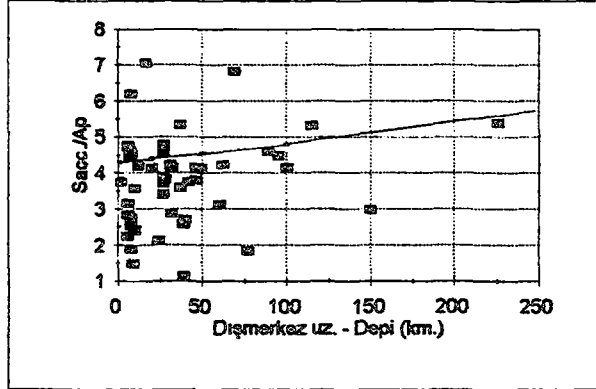
Şekil 5.11.c. Zemin hakim periyodu ile dışmerkez uzaklığının ilişkisi (DÜŞEY BİLEŞEN)



Şekil 5.11.d. Kayıtların NS bileşenleri için Sacc/Ap - Depi. ilişkileri



Şekil 5.11.e. Kayıtların EW bileşenleri için Sacc./Ap ilişkileri



Şekil 5.11.f. Kayıtların düşey bileşenleri için Sacc./Ap ilişkileri

5.5. SONUÇ

Bu sonuçlara göre, özellikle deprem parametrelerinin zemin hakim peryodu üzerinde etkili oldukları, diğer taraftan ise aynı parametrelerin zemin büyütmesi üzerinde etkili olmadıkları söylenebilir. Uyumsuz olan ilişkiler sadece iki parametrenin (M_s , D_{EPL}) ilgili parametreler üzerinde belirleyici faktör olamayacağı, bu iki parametre dışında topografik, jeolojik koşullar olduğu gibi frekans ve enerji içeriklerinin de etkili parametreler olacaklardır.



SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir.

a) Deprem hareketinin fiziki, oluş mekanizması (sismik özellikler), kaynaktan yayılımı sırasında deprem dalgalarının kat ettiği zemin ile jeolojik koşullar ve enerji içeriği (Manyitüd , frekans , enbüyük zemin ivmesi) bakımından oldukça karmaşık yapıya sahip olduğundan, hareketi birçok faktör etkilemekte ve tanımlı ifade etmekte kullanılan parametreler sınırlı kaldığı düşünülmüştür.

b) Depremin kaynak parametrelerinden biri olan ve büyüklüğü ifade eden manyitüdü sadece enerji ölçüsü olamayacağı depremi tanımlamada, özellikle yıkıcılığını belirtmede kullanılan kesin bir parametre olamayacağı bu parametrenin, deprem şiddetleri (Geliştirilmiş Mercalli Ölçeği) ile oluşturduğu ilişkiler ile belirlenmiştir.

c) Depremin mühendislik parametrelerinden ve sarsıntı boyunca gözlenen anlık genlik olan en büyük zemin ivmesi (A_p), kaynak parametreleri ile (M_s , D_{FOC}) ile olan ilişkileri, bu değer hareketi tanımlayacak kesin bir ifadesel parametre olmasını engellemektedir. Çünkü bu değer gözlenen tek genlik olup, hareketin kayıt boyunca gözlenebilecek diğer genliklerin eşdeğer ifadesi olamamaktadır. Diğer taraftan, aynı depremde dışmerkez uzaklığına bağlı olarak belirlenen, en büyük zemin ivmeleri lineer azalış ilişkilerine uymamakta ve yerel zemin koşullarına bağlı farklılıklar göstermektedir.

d) Kayıt sürelerinin daha detaylı şekilde incelenmesi ile bazı varsayımlara dayanılarak elde edilen Eşdeğer Çevrim Sayısı (N_c) , ve Ortalama Darbe İvmesi (A_D) diğer parametrelere bağlı olarak kendi aralarında ve en büyük zemin ivmesi ile iyi doğrusal ilişkiler göstermişlerdir. Diğer taraftan, bu iki parametrenin uzaklığa

bağlı dağılımları aynı şekilde kabul edilebilecek doğrusal azalım ilişkilerine uymamaktadır. Bu sonuç, kayıt sürelerinin ve içeriklerinin A_p gibi kesin belirleyici parametre olarak kabul edilemeyeceklerini fakat bu parametrelerin de belirlenmesi gerekli değerler olduklarını göstermiştir.

e) Zemin cinslerine göre gruplandırılan kayıtların zemin hakim peryotları (T_0) ile karşılık gelen büyütmeleri (S_{ACC} / A_p) bulunmuş ve bunların deprem kaynak parametrelerine (M_s , D_{EPL}) bağlı dağılımları belirlenmiştir. Dağılımlar, ilgili kaynak parametrelerinin T_0 ve S_{acc}/A_p üzerinde belirleyici kesin faktörler olamayacağını, hareketi etkileyen diğer parametrelerin de (frekans içeriği, topografik ve jeolojik koşullar vb.) bu parametreler üzerinde etkili olabileceklerini göstermiştir.

ÖNERİLER

Bu sonuçlara göre ; deprem kuvvetlerinin teşkil ettiği yapısal boyutlandırmada kullanılan sınırlı deprem parametrelerinin (M_s , A_p , T_0 , A_p) güvenlik açısından, deprem kayıtlarının hem kaynak hem de mühendislik özelliklerinin daha detaylı incelenmesine dayanan yeni bakış açıları ve amprik ifadelerin geliştirilmesi ve diğer taraftan, yapıların deprem esnasında gösterecekleri davranışların belirlenmesi açısından olası depremlere karşı bölgenin tektonik ve geoteknik özelliklerinin belirlenebileceği mikrobölgelendirme çalışmaları yapılması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- [1] Wiegel, Robert L., Earthquake Engineering, Prentice -Hall , Inc., Englewood Cliffs., N.J.,pp. 21-45 (1970)
- [2] Celep, Z. , Kumbasar N. , Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı , Sema Matbaacılık, İstanbul, ss.3 - 50, (1993)
- [3] Eyidoğan, H., "Sismolojiye Giriş", İ.T.Ü. Fen Bilimleri Ens. Ders Notları, (1993)
- [4] Kanamori H. ve Anderson D.L., "Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology" Bull. Seis. Soc.Am., Vol.65, No.1073-1095, (1975)
- [5] Bolt, B.A. Nuclear Explosions and Earthquakes : The Ported Veil, W.H. Freeman and Company, New York , (1976)
- [6] Griggs, D., ve Handin, J., "Observations On Fracture and Hypothesis of Earthquakes", Geol. Soc. Am. Memoirs, Vol.79, 347, (1960)
- [7] Hubbert, M.K. ve Rubex W.W., "Fault Motions of the Baldwin Hills Reservoir Site ", Bull. Seism. Soc. Am., Vol.55, No.165, (1959)
- [8] Frank, F.C. "On Dilectancy In Relation to Seismic Sources" Rev. Geophys., Vol.3, 485, (1995)
- [9] Jeffreys, H., " On The Mechanics Of Faulting", Jeol. Mag., Vol.79, No.291, (1942)
- [10] Raleigh, C.B. ve Paterson M.S. "Experimental Deformations of Serpentine and its Tectonic Implications", J. Geophys. Res., Vol.70,3965, (1965)
- [11] Evison, F.F. "Earthquakes and Faults " Bull. Seis. Soc.Am., Vol.53,873, (1963)
- [12] Benioff, H, "Source Wave Forms of Three Earthquakes ", Bull. Seism. Soc. Am., 53, 893, (1963)

- [13] Randall, M.J., "Seismic Energy Generated by a Sudden Change" Bull. Seism. Soc. Am., Vol.54,1291, (1964)
- [14] Byerly, P., "Nature of Faulting as Deduced from Seismograms ", Geol. Soc. Am., Special Paper 62, 75, (1975)
- [15] Richter, C.F. "An instrumental Earthquake Magnitude Scale", Bull. Seism. Soc. Am., Vol.25,1, (1935)
- [16] Gutenberg B. ve Richter C.F. "Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration" Second Paper, Bull. of Seis. Society of America, Vol.46, No.2, April (1956)
- [17] Technical Committee For Earthquake Engineering, Manual For Zonation On Seismic Geotechnical Hazards, TC4, ISSMFE, (1993)
- [18] Ustu, T., " Relationships Between Earthquake Magnitude Scales", Bull. Earthquake Res.Inst., University of Tokyo, Vol.57, pp.465-197, (1982)
- [19] Demir, H., "An Introduction to the Eathquake Engineering", İ.T.Ü. Fen BilimleriEnst. Ders Notları, (1993)
- [20] Medvedev, J.F., Engineering Seismology, Nauk Press, Moscow, (1962)
- [21] Ansal, A.M. ve LAV , M.A., " Effect of Variability of Input Motion Characteristics on Ground Response Spectra " 4 th. International Conference on Seismic Zonation, Stanford, California, ABD, Vol.2, pp. 131-138, 25-29.08.1991
- [22] Liam Finn, W.D., "Geotechnical Engineering Aspects of Microzonation" Proc. of 4th.Int. Conf. on Seismic Zonation, Stanford California, Vol.2, pp.199-259, (1991)
- [23] Seekings, L.C. ve Boatwright, J., " Ground Motion Amplification, Geology and Damage from the 1989 Loma Prieta Earthquake in the City of San Francisco ", Bull.of the Seismological Soc. of Am., Vol.84, No.1, ss.16 - 30
- [24] Idriss, I.M."Response of soft Soil Sites During Earthquakes", Proc. H.Bolton Seed Memorial Symposium, pp.273-290, (1990)
- [25] Housner, G.W. ve Jennings P.C. Earthquake Design Criteria, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, (1982)

- [26] Seed, H.B., Idriss, I.M., Maksidi, F. ve Banerjee, N., Representation of Irregular Stress Time Histories by Equivalent Uniform Stress Series in Liquefaction Analysis, EERC Report 75 - 29, University of California, Berkeley, (1975)





EKLER

EK.A.

Tablo A.1 Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Deprem Kaynak Parametreleri Açısından Değerlendirilmesi

$$M=M_L=M_w=M_s$$

$$M_s=1.59M_b-3.97$$

DEPREM ADI (MEKSİKA)	TARİH	ODAK DER. (km.) (D_{foc})	ŞİDDET I_0	M	MANYİTÜD M_b	M_L	M_s
MICHOACAN	850919	16	9				8.1
MICHOACAN	850921	20	7				7.6
(ALASKA)							
PUGET SOUND	490413	56	8	7.1			7.1
ALASKA SUBDUCTION	640605	13		5.0			5.0
PUGET SOUND	650429	63	7	6.7			6.7
ALASKA SUBDUCTION	650904	32		6.8			6.8
ALASKA SUBDUCTION	651222	42	5	5.0			5.0
ADAK	710502	38	4				6.8
SITKA	720730	29	7				7.6
ALASKA SUBDUCTION	740813	47	5				6.1
ALASKA SUBDUCTION	741111	69	6		5.8		5.3
ALASKA SUBDUCTION	760222	61	4		5.0		4.0
ALASKA SUBDUCTION	790127	53		6.2			6.2
ALASKA SUBDUCTION	790213	47		6.5			6.5
SOUTHERN EASTERN ALASKA	790228	17	7	7.3			7.3
ALASKA SUBDUCTION	811228	33				3.8	3.8
ALASKA SUBDUCTION	830214	25	5				6.3
ALASKA SUBDUCTION	830214	25	5				6.0

DEPREM ADI	TARİH	ODAK.DER.(km.) (Dfoc.)	ŞİDDET I _o (MM)	M	MANYİTÜD M _B M _L	M _S
(KALİFORNİYA)						
KERN COUNTY	520721	16	11		7.7	7.7
SAN FRANCISCO	570322		7		5.3	5.3
PARKFIELD	660628	6	7	5.5		5.5
SAN FERNANDO	710209	8	11		6.5	6.5
SOUTHERN CALIFORNIA	650716	15	4		4.0	4.0
BORREGO MOUNTAIN	680409	11	7		6.4	6.4
COYOTE LAKE	790806	6	7		5.8	5.8
IMPERIAL VALLEY	791015	12	9		6.6	6.6
IMPERIAL VALLEY	791015	5	9		5.2	5.2
COALINGA	830709	9	6		5.3	5.3
MORGAN HILL	840424	9	7		6.2	6.2
CAPE MENDOCINO	750112	15	6		4.5	4.5
CAPE MENDOCINO	750507	15	2		4.2	4.2
HUMBOLDT COUNTY	750607	6	8		5.3	5.3
WHITTIER NARROWS	871001	9	8		5.9	5.4
SUPERSTITION HILLS	871124				6.0	6.0
LOMA PRIETA	891018	11	8		7.1	7.1
(ÇİN)						
TANGSHAN	760727	10	10			7.9
TANGSHAN	760730	33		5.4		4.6
TANGSHAN	760801			4.3		4.3
TANGSHAN	760803	61			5.0	5.0
TANGSHAN	760805			4.6		4.6
TANGSHAN	760808	33			4.9	3.8
TANGSHAN	760808	33			5.1	4.1
TANGSHAN	760815	33			4.1	2.6
TANGSHAN	760815	33			4.1	2.6
TANGSHAN	760818			4.4		4.4
TANGSHAN	760825				4.7	3.5

DEPREM ADI (JAPONYA)	TARİH	ODAK DER. (km.) (D_{oc})	ŞİDDET I_0 (MM.)	M	MANYİTÜD M_B M_L	M_S
CHIBA PREFECTURE	630804	39		5.3		5.3
SURUGA BAY	650420	40	4	6.1		6.1
JAPANESE	651026	159	4	6.4		6.4
JAPANESE	661112	20		5.4		5.4
JAPANESE	680330	18	4	4.3		4.3
HYUGANADA	680401	37	5	7.5		7.5
HONSHU	680516	20	6	7.9		7.9
AOMORI PREFECTURE	680516	26	5	7.5		7.5
JAPANESE	680518	20	2	6.8		6.8
JAPANESE	680523	50	3	5.4		5.4
JAPANESE	680612	31	4	6.4		6.4
SAITAMA PREFECTURE	680701	68	4	6.1		6.1
MIYAGI PREFECTURE	680705	44	4	5.6		5.6
EHIME PREFECTURE	680806	48	5	5.9		5.9
JAPANESE	680807	68	4	5.5		5.5
CHIBA PREFECTURE	681008	73	4	5.7		5.7
JAPANESE	681114	40	3	5.1		5.1
HYUGANADA	690421	39	4	5.8		5.8
GIFU PREFECTURE	690909	29	5	5.9		5.9
HOKKAIDO	700121	25	5	5.6		5.6
IWATE PREFECTURE	700401	75	4	5.6		5.6
MIYAZAKI PREFECTURE	700726	47	5	5.8		5.8
MIYAZAKI PREFECTURE	700726	47	4	5.3		5.3
AICHI PREFECTURE	710105	44	4	6.1		6.1
ERIMO-MISAKI PREFECTURE	710802	45	4	6.6		6.6
CHIBA PREFECTURE	711011	40	4	4.9		4.9
HACHIOJIMA	720229	50	5	6.5		6.5
KUSHIRO	720511	63	4	5.7		5.7
NEMURA PEN.	730617	41	5	6.9		6.9
MIYAGI PREFECTURE	731119	56	4	6.0		6.0
CHIBA PREFECTURE	740303	49	4	5.7		5.7
IBARAKI PREFECTURE	740708	45	4	5.7		5.7
IWATE PREFECTURE	740904	52	4	5.6		5.6
TOMAKOMAI	741109	125	5	5.9		5.9

DEPREM ADI	TARİH	ODAK DER.(km.)	ŞİDDET I ₀ (MM)	M	M _B	M _L	M _S
(JAPONYA)							
CHOSHİ	741116	44	4	6.0			6.0
OITA PREFECTURE	750421	12	4	4.9			4.9
MIYAGI PREFECTURE	780612	40		6.3			6.3
(KANADA)							
NAHANİ	851223	6	6				6.9
NAHANİ	851223	10			5.4		4.6
NAHANİ	851109	10			4.8		4.0
NAHANİ	851225	6	3		5.7		5.1
(YENİ ZELANDA)							
CENTRAL NORTH ISLAND	730105	173					5.9
GISBORNE	820303	33			6.2	5.1	5.1
(TÜRKİYE)							
DENİZLİ	760819	10			5.0		4.0
ÇERKEŞ	771005						
İZMİR	771209	27			5.3		4.4
İZMİR	771216	34					4.5
MALATYA	770921	30					4.7
MURADIYE	770411	90					4.7
BUCAK	790528	22					5.2
DURSUNBEY	790718	7			5.2		4.3
HATAY	810630	59			4.7		3.5
BALIKESİR	830705	15					5.8

DEPREM ADI (TÜRKiYE)	TARİH	ODAK DER.(km.) $D_{\text{foc.}}$	ŞİDDET I_0 (MM)	M	MANYTÜD M_b	M_L	M_s
ÇEŞME	840617	3					4.5
ERZİNCAN	831030	16					6.8
FOÇA	840617	3					4.5
GÖLBAŞI	860505	4					5.8
GÖLBAŞI	860606	11					5.6
HORASAN	831030	12					6.5

NOT : EK.A1. hazırlanırken saptanamayan bazı değerler boş bırakılmışlardır.

Tablo. A2. Kuvvetli Yer Hareketi Kayıtlarının Mühendislik Parametreleri Açısından Değerlendirilmesi

DEPREM ADI	MANYİTÜD (M_s)	İSTASYON ADI	D_{EPI} DIŞ.MER. UZ.(km)	A_p (gals)	$N_{ÇEVİRİM}$	A_{DARBE}
(MEKSIKA)						
MICHOACAN	8.1	CALETA DE CAMPO	27	138.2	311.6	27.65
MICHOACAN	8.1	LA VILLITA	40	103	177.8	12.57
MICHOACAN	8.1	LA UNION	80	154.9	352	26.26
MICHOACAN	8.1	PAPANOA	185	135.5	315	22.35
MICHOACAN	8.1	EL SUCHIL	227	92.3	69	6.3
MICHOACAN	8.1	ATOYAC	248	54.4	85.8	9.33
MICHOACAN	8.1	COYUCA	291	38.9	44.7	5.85
MICHOACAN	8.1	LA VENTA	321	19.1	6.2	2.63
MICHOACAN	8.1	TEACALCO	328	37.5	23.8	5.14
MICHOACAN	8.1	OCOTITO	337	34.7	46.2	7.17
MICHOACAN	8.1	CERRO DE PIEDRA	346	16.8	12	1.9
MICHOACAN	8.1	LAS MESAS	352	18.3	12.6	3.69
MICHOACAN	8.1	INST. DE INGENIERIA	375	31.8	22.64	3.95
MICHOACAN	8.1	TACUBAYA	376	33.8	36.4	3.26
MICHOACAN	8.1	SISMEX VIVEROS	377	43.3	37.4	7.1
MICHOACAN	8.1	TLAHUAC BOMBAS	390	122.8	50.52	6.2
MICHOACAN	8.1	SISMEX PUEBLA	465	31.1	29.1	3.25
MICHOACAN	7.6	AEROPUERTO	30	150.8	183.4	13.9
MICHOACAN	7.6	PAPANOA	83	237	417	25.2
MICHOACAN	7.6	EL SUCHIL	125	80.2	52.2	6.14
MICHOACAN	7.6	COYUCA	188	44.3	2.6	9.0
MICHOACAN	7.6	TEACALCO	249	26.4	13.8	3.44
(KANADA)						
NAHANNI	4.0	SLIDE MOUNTAIN	6	412.7	100.8	16.6
NAHANNI	6.9	IVERSON	7	1200	636.4	58.7
NAHANNI	6.9	SLIDE MOUNTAIN	6	460	796.4	72.66
NAHANNI	6.9	BATTLEMENT CREEK	21	191.0	725	66.3
NAHANNI	4.6	IVERSON	7	156.0	65.8	15.5
NAHANNI	5.1	BATTLEMENT CREEK	18	95.8	84.88	20.8

DEPREM ADI	MANYİTÜD (M_s)	İSTASYON ADI	DIŞ. MER. UZ. (km.) $D_{EPI.}$	A_p (gals)	$N_{ÇEVİRİM}$	A_{DARBE}
(ALASKA)						
PUGET SOUND	490413	HIGHWAY TEST LAB.	26	217.6	281.8	24.4
PUGET SOUND	650429	HIGHWAY TEST LAB.	62	164.5	196.2	15.2
ALASKA SUB.TION	640605	KODIAK, US. NAVAL	47	24.5	37.64	4.71
ALASKA SUB.TION	650904	KODIAK, US. NAVAL	60	18.6	67.3	4.33
ALASKA SUB.TION	651222	KODIAK, US. NAVAL	76	37.0	37.6	4.1
ADAK	710502	SAND POINT SEISMIC VAULT	118	4.8	5.48	0.72
ADAK	710502	SIMEONOF ISLAND	27	34.2	32.2	6.14
ADAK	710502	CHERNABURA ISLAND	48	18.4	19.4	3.34
ADAK	710502	PIRATE SHAKE	77	14.2	22.0	4.63
SITKA	720730	SITKA MAGNETIC OBSERVATORY	48	83.0	232.0	14.52
SITKA	720730	SITKA MAGNETIC OBSERVATORY	48	80.7	161.86	
ALASKA SUB.TION	740813	NAVAL BASE ADAK	114	25.6	44.8	6.28
ALASKA SUB.TION	741111	NAVAL BASE	108	38.1	37.1	6.15
ALASKA SUB.TION	760222	NAVAL BASE	38	46.7	31.6	9.1
ALASKA SUB.TION	790127	SAND POINT SEISMIC VAULT	62	8.4	13.2	2.73
ALASKA SUB.TION	790213	SAND POINT SEISMIC VAULT	226	31.9	19.8	3.98
ALASKA SUB.TION	811228	SAND POINT SEISMIC VAULT	75	21.2	12.44	2.6
SOUTHERN EAST.	790228	SAND POINT SEISMIC VAULT	72	51.8	48.2	6.74
ALASKA SUB.TION	830214	MUNDAY CREEK	123	7.1	7.9	0.73
ALASKA SUB.TION	830214	SAND POINT	31	42.7	77.8	8.7
ALASKA SUB.TION	830214	SIMEONOF ISLAND	46	43.7	43.9	4.27
ALASKA SUB.TION	830214	CHERNABURA ISLAND	83	18.2	45.6	5.92
ALASKA SUB.TION	830214	PIRATE SHAKE	118	4.8	5.48	0.72
ALASKA SUB.TION	830214	SAND POINT SEISMIC VAULT	27	34.2	32.2	6.14
ALASKA SUB.TION	830214	SIMEONOF ISLAND	48	18.4	19.4	3.34
ALASKA SUB.TION	830214	CHERNABURA ISLAND	77	14.2	22.0	4.63
ALASKA SUB.TION	830214	PIRATE SHAKE				
(KALİFORNİYA)						
KERN COUNTY	520721	HOLLYWOOD STORAGE BLD.P.E.LOT		49.65	71.4	8.66
SAN FRANCISCO	570321	GOLDEN GATE PARK	11	92.3	43.6	7.64
PARKFIELD	660628	CHOLAME ARRAY #5	27	386.8	128.2	18.2

DEPREM ADI	MANTİTÜD M_s	İSTASYON ADI	DIŞ.MER.UZ.(km.) D_{EPI}	A_p (gals)	$N_{CEVRİM}$	A_{DARBE}
(KALİFORNİYA)						
PARKFIELD 660628	5.5	CHOLAME TEBLOR NO.2	27	302.9	61.8	48.7
PARKFIELD 660628	5.5	CHOLAME ARRAY # 12	31	48.35	52.5	19.6
SAN FERNANDO 710209	6.5	LUKE HUGHES ARRAY # 4	28	155.9	162.3	29.3SAN
FERNANDO 710209	6.5	OLD RIDGE ROUTE CASTAIC	30	287.7	194.8	26.1
SAN FERNANDO 710209	6.5	HOLLYWOOD STORAGE BLD.,L.A.	36	187	187.4	16.5
SAN FERNANDO 710209	6.5	WHELEER RIDGE	89	26	4.2	5.6
SOUTHERN CAL. 650716	4.0	OLD RIDGE ROUTE, CASTAIC	30	37.5	9.08	16.4
BORREGO MOUNT. 680409	6.4	HOLLYWOOD STORAGE BLD. P.E.LOT	128	11.65	8.88	1.65
COYOTE LAKE 790806	5.8	GILROY ARRAY # 6 SAN YSIDRO	10	362	94.8	22.2
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO DIF.ARRAY 1	27	328.2	204	24.7
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO DIF.ARRAY 2	27	309.3	190.0	24.9
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO DIF.ARRAY 3	27	303.5	173.2	20.7
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO ARRAY # 4	27	416.6	178.4	19.12
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO ARRAY # 5	28	442.2	255.0	30.1
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO ARRAY # 12	29	126.1	155.4	18.7
IMPERIAL VALLEY 791015	6.6	EL CENTRO ARRAY # 2	31	357.4	157.2	33.84
IMPERIAL VALLEY 791015	5.2	EL CENTRO ARRAY # 5	8	247.5	83.0	10.45
IMPERIAL VALLEY 791015	5.2	EL CENTRO ARRAY # 8	8	139.1	67.2	14.12
IMPERIAL VALLEY 791015	5.2	EL CENTRO DIF.ARRAY	8	142.0	86.0	12.1
IMPERIAL VALLEY 791015	5.2	EL CENTRO ARRAY # 4	9	195.95	83.0	9.97
IMPERIAL VALLEY 791015	5.2	EL CENTRO ARRAY # 2	17	116.0	37.0	7.77
COALINGA 830709	5.3	ANTICLINE RIDGE	6	317.6	143.2	18.8
COALINGA 830709	5.3	OLD FIELDS FIRE STATION	8	91.15	88.6	10.54
MORGAN HILL 840424	6.2	ANDERSON DAM	17	349.7	178.8	15.7
MORGAN HILL 840424	6.2	GILROY ARRAY #6	37	247.6	99.6	14.35
MORGAN HILL 840424	6.2	GILROY ARRAY #4	37	272.9	136.6	14.96
MORGAN HILL 840424	6.2	GILROY ARRAY #7	38	147.25	115.6	13.4
MORGAN HILL 840424	6.2	GILROY ARRAY # 2	39	181.9	102.2	11.2
MORGAN HILL 840424	6.2	GILROY ARRAY # 1	39	90.5	76.2	6.0
CAPE MENDOCINO 750112	4.5	HOLLISTER AIRPORT DIF.ARRAY	53	95.2	99.0	8.7
CAPE MENDOCINO 750112	4.5	CAPE MENDOCINO	28	155.9	162.2	0.91
CAPE MENDOCINO 750112	4.2	PETROLIA GENERAL STORE	29	147	29.8	1.14
CAPE MENDOCINO 750112	4.2	SHELTER COVE STA.1	76	52.5	22.6	0.51
CAPE MENDOCINO 750112	4.2	SHELTER COVE STA.2	77	125	48.8	1.0

DEPREM ADI	MANYİTÜD M_s	İSTASYON ADI	DIŞ MER. UZ. (km.)	A_p (gals) D_{EPI}	$N_{CEVRİM}$	A_{DARBE}
(KALİFORNİYA)						
HUMBOLDT COUN.	750607	CAPE MENDOCINO	31	157	71.6	2.8
HUMBOLDT COUN.	750607	PETROLIA GENERAL STORE	31	143	71.8	1.33
HUMBOLDT COUN.	750607	SHELTER COVE STA.1	62	28.1	13.06	0.23
HUMBOLDT COUN.	750607	SHELTER COVE STA.2	63	77.3	43.8	1.2
WHITTIER NARR.	871001	12400 IMPERIAL NORWALK	16	162.1	122.0	10.61
WHITTIER NARR.	871001	HOLLYWOOD STORAGE BLD L.A.	24	152.1	129.8	25.2
WHITTIER NARR.	871001	UNION OIL YARD, INGLEWOOD	25	232.7	153.0	27.1
WHITTIER NARR.	871001	RANCHO LOS CERRITOS, LONG BEACH	27	188.45	98.8	18.0
WHITTIER NARR.	871001	BALDWIN HILLS, L.A.	27	144.3	121.4	20.3
WHITTIER NARR.	871001	CEDAR HILL, NURSORY	43	462.2	278.2	51.1
SUPERSTITION HILLS	871124	WILDLIFE LIQUEFACTION ARRAY	24	125.6	151.0	13.7
LOMA PRIETA	891018	ANDERSON DAM, DOWNSTREAM	27	238.9	205.6	20.0
LOMA PRIETA	891018	HOLLISTER AIRPORT DIF.ARRAY	45	279.2	122.0	10.9
LOMA PRIETA	891018	CALAVERAS ARRAY, FREMONT	56	201.0	102.0	8.1
LOMA PRIETA	891018	APEEL ARRAY # 2	63	247.0	48.0	6.44
LOMA PRIETA	891018	EMERYVILLE, 6363 S.GROUND SITE	97	232.0	81.0	6.8
LOMA PRIETA	891018	ANDERSON DAM, DOWNSTREAM	27	242.5	205.4	14.6
LOMA PRIETA	891018	EMERYVILLE, 6363 N.GROUND SITE	97	205.0	88.2	7.37
LOMA PRIETA	891018	APEEL ARRAY # 9	62	111.0	90.0	6.22
LOMA PRIETA	891018	BEAR VALLEY ARRAY #7	88	43.1	82.6	6.35
LOMA PRIETA	891018	CALAVERAS ARRAY #2	42	77.0	83.6	6.1
LOMA PRIETA	891018	HOLLISTER SAGO, VAULT	49	48.2	70.6	5.17
LOMA PRIETA	891018	LARKSPUR FERRY TERMINAL	115	115.0	65.2	5.1
LOMA PRIETA	891018	SAN FRANCISCO FIRE ST.	89	140.0	81.6	6.4
(JAPONYA)						
CHIBA PREFECTURE	630804	PUBLIC WORKS RESEARCH INST	30	85.9	21.8	24.9
SURUGA BAY	650420	SHIMIZU FACTORY	22	130.7	123.2	23.3
JAPANESE	651026	KUSHIRO CENTRAL WHARF	125	86.2	63.3	25.4

DEPREM ADI (JAPONYA)	MANYİTÜD M_s	İSTASYON ADI	DIŞ.MER.UZ. (km.) D_{epi}	A_p (gals)	$N_{\text{ÇEVİRİM}}$	A_{DARBE}
JAPANESE	661112	ARIAKE SEA EMBARKMENT	12	114.1	49.2	22.72
JAPANESE	680330	WAKAYAMA HARBOR	10	367.4	82.6	36.1
HYUGANADA	680401	NEW INDUS CITY OFFICE	84	320	173.8	16.43
HYUGANADA	680401	WAKAYAMA HARBOR	325	32.7	24.6	11.4
HYUGANADA	680401	KOCHI HARBOR	168	88.9	66.6	8.53
HONSHU	680516	MURARON HARBOR	280	188.4	429.6	36.65
HONSHU	680516	SHIN-ISHIKARI BRIDGE	316	187.8	184.2	37.74
HONSHU	680516	HOROMAN BRIDGE	155	100.5	194.8	44.45
HONSHU	680516	MIYAKO HARBOR	183	161.25	1075.3	
HONSHU	680516	AOMORI HARBOR	233	212.0	244.9	
HONSHU	680516	HACHINOHE HAORBOR	178	258.95	514.5	
JAPANESE	680518	OFUNATO HARBOR	145	72.6	90.0	10.85
JAPANESE	680523	MIYAKO HARBOR	85	123.95	83.1	35.65
JAPANESE	680612	MIYAKO HARBOR	103	176.85	517.6	71.0
SAITAMA PREFEC.	680701	SHINAGAWA HARBOR	50	103.85	135.8	19.87
MIYAGI PREFEC.	680705	OFUNATO HARBOR	136	54.5	64.6	14.24
AOMORI PREFEC.	680516	MURORAN HARBOR	185	102.2	207.4	19.73
AOMORI PREFEC.	680516	HOROMAN BRIDGE	73	110.35	176.0	43.41
AOMORI PREFEC.	680516	MIYAKO HARBOR	212	139.6	285.1	37.7
EHIME PREFEC.	680806	HIROSHIMA HARBOR	117	74.7	63.8	16.5
JAPANESE	680807	KUSHIRO WHARF	49	67.5	32.42	16.8
CHIBA PREFEC.	680808	YAMASHITA WHARF	45	53.2	26.0	11.6
JAPANESE	681114	MIYAKO HARBOR	90	92.9	38.4	29.45
HYUGANADA	690421	NEW INDUS. CITY OFFICE	54	102.9	116.0	21.34
GIFU PREFEC.	690909	KINUGAURA HARBOR	101	68.0	86.8	15.4
HOKKAIDO	700121	HOROMAN BRIDGE	37	182	212.8	60.4
IWATE PREFEC.	700401	MIYAKO HARBOR	14	175.8	227.8	31.5
MIYAZAKI PREFEC.	700726	NEW INDUS. CITY OFFICE	54	105.1	186.3	24.5
MIYAZAK PREFEC.	700726	NEW INDUS. CITY OFFICE	55	47.5	49.6	14.0
AICHI PREFEC.	710105	YAKKAICHI HARBOR	75	86.7	87.0	9.0
ERIMO-MISAKI	710105	KUSHIRO WHARF	202	66.4	96.6	13.8
CHIBA PREFEC.	711011	KASHIMA HARBOR WORKS	13	81.2	53.4	12.4
HACHIJOJIMA	720229	YAMASHITA WHARF	293	52.7	106.8	15.3

DEPREM ADI	MANYİTÜD M_s	İSTASYON ADI	DIŞ MER. UZ. (km.) D_{EPI}	A_p (gals)	N_{CEVRIM}	A_{DARBE}
(JAPONYA)						
KUSHIRO	720511	KUSHIRO WHARF	62	80.2	43.1	16.0
NEMURO PEN.	730617	KUSHIRO WHARF	129	141.7	242.8	23.9
MIYAGI PREFEC.	731119	SHIOGAMA HARBOR	115	54.1	51.8	8.63
CHIBA PREFEC.	740303	KASHIMA HARBOR	43	66.8	47.0	9.7
IBARAKI PREFEC.	740708	KASHIMA HARBOR	72	60.1	75.2	17.4
IWATE PREFEC.	740904	HACHINOHE HARBOR	56	85.9	56.8	12.1
TOMAKOMAI	741109	TOMAKOMAI HARBOR	21	86.0	124.88	22.23
CHOSHI	741116	KASHIMA HARBOR	54	80.25	60.8	15.56
OITA PREFEC.	750421	BEPPI HARBOR	37	116.9	89.4	24.42
MIYAGI PREFEC.	780612	OFUNATO HARBOR	103	214.4	290.4	36.45
MIYAGI PREFEC.	780612	SHIOGAMA HARBOR	99	301.3	288.8	26.2
(ÇİN)						
TANGSHAN	760727	HONGSHAN, HEBEI	391	9.94	14.5	2.0
TANGSHAN	760730	TANGSHAN AIRFIELD	24	30.0	26.3	4.27
TANGSHAN	760801	TANGSHAN AIRFIELD		18.7	6.6	3.92
TANGSHAN	760803	TANGSHAN AIRFIELD	30	40.95	14.3	6.27
TANGSHAN	760805	TANGSHAN AIRFIELD		13.6	10.84	3.61
TANGSHAN	760808	TANGSHAN AIRFIELD	32	16.6	7.24	6.34
TANGSHAN	760808	TANGSHAN CEMENT HILL	28	16.2	10.8	4.99
TANGSHAN	760808	YUTAXIAN ENTERTAINMENT HOUSE	68	7.2	6.88	2.21
TANGSHAN	760808	TANGSHAN AIRFIELD	85	13.2	6.36	5.0
TANGSHAN	760808	TANGSHAN CEMENT HILL	83	4.4	4.8	3.13
TANGSHAN	760808	YUTAXIAN ENTERTAINMENT HOUSE	100	5.2	5.9	2.0
TANGSHAN	760815	TANGSHAN AIRFIELD	61	21.8	13.8	4.78
TANGSHAN	760815	TANGSHAN CEMENT HILL	62	16.9	7.9	6.22
TANGSHAN	760815	TANGSHAN AIRFIELD	58	17.3	4.6	3.57
TANGSHAN	760818	TANGSHAN CEMENT HILL		25.7	5.6	10.27
TANGSHAN	760825	TANGSHAN CEMENT HILL		61.2	9.6	17.55

DEPREM ADI	MANYİTÜD (M_s)	İSTASYON ADI	DIŞ MER. UZ (KM.) D_{EPI}	Ap (Gals)	$N_{ÇEVİRİM}$	A_{DARBE}
(YENİ ZELANDA)						
CEN.NORTH IS. 730105	5.9	ATENE A	268	71.6	143.5	26.0
CEN.NORTH IS. 730105	5.9	ATENE B	67	39.8	100.6	18.4
CEN.NORTH IS. 730105	5.9	ATENE C	67	148.1	176.4	35.7
CEN.NORTH IS. 730105	5.9	ATENE D	66	61.6	136.6	25.0
CEN.NORTH IS. 730105	5.9	VOGEL BUILDING	242	40.85	82.0	6.9
GISBORNE 820303	5.1	GISBORNE CHIEF POST OFFICE	25	55.6	30.2	9.0
(TÜRKİYE)						
BALIKESİR 760819	4.0	BALIKESİR	10	311.5	135.4	40.5
ÇERKEŞ 771005	4.9	ÇERKEŞ		38	7.4	6.2
İZMİR 771209	4.4	İZMİR	7	212	22.9	19.1
İZMİR 771216		İZMİR		273	44.2	54.2
MALATYA 770921		MALATYA		315	5.7	4.1
MURADIYE 770411		MURADIYE		44	18.1	7.8
BUCAK 790528		BUCAK	14.5	2.6	8.2	
DURSUNBEY 790718	4.3	DURSUNBEY	10	271.5	91.8	46.1
HATAY 810630	3.5	HATAY	27	162.5	70.6	15.4
BALIKESİR 830705	5.8	BALIKESİR	21	8.5	6.7	
BALIKESİR 830705	5.8	EDİNCİK	63	38	9.6	
BALIKESİR 830705	5.8	EDREMIT	24	11.6	4.8	
BALIKESİR 830507	5.8	GÖNEN	51.2	33.8	9.4	
ÇEŞME 840617	4.5	ÇEŞME	40	23	10.2	7.8
ERZİNCAN 831030	6.8	ERZİNCAN	10	40	12.4	6.8
FOÇA 840617	4.5	FOÇA	150	24	6.7	5.6
GÖLBAŞI 860505	5.8	GÖLBAŞI	32	50	13.5	7.8
GÖLBAŞI 860606	5.6	GÖLBAŞI	32	27	7.9	4.3
HORASAN 831030	6.5	HORASAN	20	154	45.6	17.8

Not : Belirlenemeyen bazı değerler boş bırakılmışlardır.

EK.B.**Tablo.B.1. Farklı Manyitütlü Depremlerde $N_{\text{Ç}}$ - D_{EPI} Arasındaki İstatistiksel Analiz**

Deprem Adı	Manyitüd Aralığı - M_s	Regresyon Katsayısı - R
Humboldt County	5.0 - 5.5	0.78
Imperial Valley	5.0 - 5.5	0.84
Morgan Hill	5.5 - 6.5	0.60
Alaska Sub. ($M = 6.0 M_s$)	5.5 - 6.5	0.84
Alaska Sub. ($M = 6.3 M_s$)	5.5 - 6.5	0.83
Central North Island	5.5 - 6.5	0.01
Loma Prieta	6.5 - 7.5	0.45
San Fernando	6.5 - 7.5	0.94
Imperial Valley	6.5 - 7.5	0.25
Adak	6.5 - 7.5	0
Meksika ($M = 8.1 M_s$)	7.5 -	0.71
Meksika ($M = 7.6 M_s$)	7.5 -	0.44
Honshu	7.5 -	0.13
Aomori	7.5 -	0.7

Tablo.B.2. Farklı Manyitütlü Depremlerde Elde Edilen A_D - D_{EPI} Arasındaki İstatistiksel Analiz

Deprem Adı	Manyitüd Aralığı - M_s	Regresyon Katsayısı - R
Humboldt County	5.0 - 5.5	0.9
Imperial Valley	5.0 - 5.5	0.6
Morgan Hill	5.5- 6.5	0.72
Alaska Sub. (M = 6.0 M_s)	5.5 - 6.5	0.69
Alaska Sub. (M = 6.3 M_s)	5.5 - 6.5	0.01
Central North Island	5.5- 6.5	0.2
Loma Prieta	6.5- 7.5	0.4
San Fernando	6.5 - 7.5	0.84
Imperial Valley	6.5 - 7.5	0.33
Adak	6.5 - 7.5	0
Meksika (M = 8.1 M_s)	7.5 -	0.69
Meksika (M = 7.6 M_s)	7.5 -	0.44
Honshu	7.5 -	0.89
Aomori	7.5 -	0.29

EK.C.

Tablo C1. Kayıtların (EW) bileşenleri için Depi., Ms, Sacc./Ap, To değerleri

DEPREM ADI	Depi (km.)	MS.	SACC./AP	To (sn.)
ALASKA SUB.	226	6.5	4.98	0.17
ALASKA SUB.	123	6.3	3.66	0.33
ALASKA SUB.	46	6.3	4.62	0.3
ALASKA SUB.	27	6	3.8	0.16
ALASKA SUB.	48	6	3.95	0.16
ALASKA SUB.	60	6.8	4.94	0.25
ALASKA SUB.	69	6.8	5.9	0.58
MORGAN HILL	37	6.2	5.14	0.06
MORGAN HILL	39	6.2	2.66	0.06
LOMA PRIETA	98	7.1	3.41	1.1
LOMA PRIETA	42	7.1	5.19	1.74
LOMA PRIETA	62	7.1	5.22	1.2
LOMA PRIETA	49	7.1	5.27	1.1
LOMA PRIETA	115	7.1	7.27	3.02
LOMA PRIETA	89	7.1	6.03	1.1
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	4.56	0.14
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	2.87	0.17
IMPERIAL (AFTER.)	9	5.2	2.7	0.19
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	2.64	0.23
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	3.84	0.13
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	3.79	0.1
COALINGA	2	5.1	4.64	0.12
COALINGA	6	5.3	5.13	0.17
NAHANNI	7	4.6	5.13	0.07
NAHANNI	6	6.9	5.41	0.06
NAHANNI	6	5.1	5.92	0.08
NAHANNI	6	6.9	2.86	0.07
İZMİR	7	4.9	2.7	0.08
İZMİR	9	4.5	2.8	0.08
MALATYA	8	4.7	2.4	0.06
MURADIYE	12	4.7	3.94	0.17
BUCAK	24	5.2	2.86	0.06
DURSUNBEY	7	4.3	3.28	0.21
BALIKESİR	95	5.8	5.43	0.11
BALIKESİR	46	5.8	3.77	0.19
BALIKESİR	75	5.8	3.72	0.12
ERZİNCAN	10	6.8	5.09	0.3
FOÇA	150	4.5	3.56	0.08
GÖLBAŞI	32	5.8	4.14	0.19
GÖLBAŞI	32	5.6	3.18	0.28
HORASAN	20	6.5	4.12	0.09
TEKİRDAĞ	100	5.8	3.75	0.11

Tablo C2. Kayıtların (NS) bileşenleri için Depi., Ms, Sacc./Ap, To değerleri

DEPREM ADI	Depi (km.)	MS	SACC./AP	To (sn.)
ALASKA SUB.	226	6.5	4.86	0.3
ALASKA SUB.	123	6.3	3.66	0.33
ALASKA SU.	31	6.3	4.62	0.08
ALASKA SUB.	27	6	4.89	0.16
ALASKA SUB.	48	6	5.36	0.13
ALASKA SUB.	77	6	3.22	0.07
ALASKA SUB.	47	5	2.69	0.21
ALASKA SUB.	60	6.8	3.51	0.52
ADAK	69	6.8	4.95	0.48
ADAK	69	6.8	4.7	0.14
MORGAN HILL	37	6.2	5.82	0.06
MORGAN HILL	37	6.2	1.95	0.06
MORGAN HILL	39	6.2	3.95	0.07
MORGAN HILL	39	6.2	2.54	0.06
LOMA PRIETA	27	7.1	5.42	2.51
LOMA PRIETA	62	7.1	5.67	1.2
LOMA PRIETA	98	7.1	5.94	0.91
LOMA PRIETA	42	7.1	6.39	0.83
LOMA PRIETA	49	7.1	4.12	0.48
LOMA PRIETA	115	7.1	6.65	3.98
LOMA PRIETA	89	7.1	6.03	1.1
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	2.29	0.06
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	2.34	0.06
IMPERIAL (AFTER.)	17	5.2	2.87	0.4
IMPERIAL (AFTER.)	9	5.2	3.14	0.36
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	2.15	0.08
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	2.36	0.44
IMPERIAL (AFTER.)	8	5.2	6.44	0.13
COALINGA	6	5.1	6.02	0.17
COALINGA	8	5.3	6.9	0.09
NAHANNI	7	4.6	3.17	0.11
NAHANNI	6	4	2.6	0.06
NAHANNI	6	6.9	5.62	0.07
NAHANNI	6	5.1	4.85	0.08
NAHANNI	6	6.9	3.64	0.19
DENİZLİ	10	4	3.57	0.21
İZMİR	7	4.9	2.95	0.08
İZMİR	9	4.5	3.2	0.1
MALATYA	8	4.7	1.63	0.06
MURADIYE	12	4.7	5.67	0.08
BUCAK	24	5.2	2.67	0.06
HATAY	27	3.5	6.12	0.06
BALIKESİR	103	5.8	4.14	0.08
ÇEŞME	40	4.5	3.89	0.1
ERZİNCAN	10	6.8	4.32	0.19
FOÇA	150	4.5	3.41	0.16

Tablo.C3. Kayıtların (EW) bileşenleri için Depi., Ms, Sacc./Ap, To değerleri

DEPREM ADI	Depi (km.)	MS	SACC./AP	To. (sn.)
ALASKA SUB. 8	226	6.5	5.39	0.17
ALASKA SUB. 10	31	6.3	4.21	0.36
ALASKA SUB.10	46	6.3	4.17	0.33
ALASKA SUB. 11	27	6	3.7	0.07
ALASKA SUB. 11	77	6	1.83	0.06
ALASKA SUB. 2	47	5	4.09	0.48
ADAK	60	6.8	3.13	0.36
ADAK	69	6.8	6.82	0.14
MORGAN HILL	37	6.2	5.33	0.06
MORGAN HILL	37	6.2	3.6	0.07
MORGAN HILL	39	6.2	1.13	0.06
MORGAN HILL	39	6.2	2.58	0.06
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	4.78	0.13
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	4.54	0.12
IMPERIAL (MAIN.)	28	6.6	3.82	0.06
IMPERIAL (MAIN.)	27	6.6	3.89	0.06
LOMA PRIETA	27	7.1	3.4	0.16
LOMA PRIETA	62	7.1	4.24	3.98
LOMA PRIETA	42	7.1	3.76	0.36
LOMA PRIETA	49	7.1	4.12	0.19
LOMA PRIETA	115	7.1	5.31	0.76
LOMA PRIETA	89	7.1	4.6	1.2
IMPERIAL (AFTER)	17	5.2	7.05	0.28
IMPERIAL (AFTER)	9	5.2	1.48	0.06
IMPERIAL (AFTER)	8	5.2	2.75	0.06
IMPERIAL (AFTER)	8	5.2	2.53	0.06
IMPERIAL (AFTER)	8	5.2	4.52	0.08
COALINGA	2	5.1	3.75	0.23
COALINGA	8	5.3	6.19	0.12
COALINGA	6	5.3	4.7	0.08
NAHANNI	7	4.6	4.6	0.07
NAHANNI	6	4	2.24	0.06
NAHANNI	6	6.9	3.16	0.06
NAHANNI	6	5.1	4.76	0.06
NAHANNI	6	6.9	2.84	0.1
DENİZLİ	10	4	3.57	0.21
İZMİR	7	4.9	4.48	0.07
MALATYA	8	4.7	1.89	0.1
MURADİYE	12	4.7	4.18	0.13
BUCAK	24	5.2	2.11	0.06
HATAY	27	3.5	4.68	0.08
BALIKESİR	95.2	5.8	4.48	0.1
BALIKESİR	46.3	5.8	3.8	0.06
ÇEŞME	40	4.5	2.71	0.06
ERZİNCAN	10	6.8	2.41	0.16

ÖZGEÇMİŞ

Yazar 19.02.1970 tarihinde İstanbul' da doğdu. İlköğrenimini Bostancı İlkokulu, orta öğrenimini ise İstanbul Kadıköy Anadolu Lisesi' nde tamamladıktan sonra yüksek öğrenimine 1988 yılından başlayarak İ.T.Ü. İnşaat Fakültesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü' nde devam etti. 1992 yılından sonra ise aynı fakültenin Fen Bilimleri Enstitüsünde Yüksek Lisans eğitimine başladı.

