



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

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

52



Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

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



Ocak [January] / 1986
Cilt [Volume]: 13

Sayı [Issue]: 52

İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Doğu Anadolu ve Kafkasya Bölgesinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği
[Seismicity and Active Tectonics of the Eastern Anatolia and Caucasus
Region]

İlhan OSMANŞAHİN, Ferit EKŞİ, Ömer ALPTEKİN 5-41

ARAŞTIRMA [RESEARCH]

1975-1982 Yıllarına İlişkin Batı Anadolu Deprem Verilerinin İstatiksel
çözümlemesi [Statistical Analysis of Earthquake Data of Western
Anatolian for Years 1975-1982]

Hüseyin TATLIDİL, Hülya ÇINGİ 42-60

DİĞER [OTHER]

Deprem Hasarı Üzerine Yerel Zemin Koşullarının Etkisi [The Effect of
Local Soil Conditions Upon Earthquake Damage]

Zeki HASGÜR 61-125

BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
TEKNİK ARAŞTIRMA VE UYGULAMA
GENEL MÜDÜRLÜĞÜ



YAYIN : 8

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

52



YAYIN : 8

BAYINDIRLIK VE İSKAN BAKANLIĞI
TEKNİK ARAŞTIRMA VE UYGULAMA
GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

52

DEPREM ARAşTIRMA
BÜLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına
Oktay Ergünay
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanı



Yazı İşleri Müdürü
Erol Aytaç
(Jeomorfoloğ)

Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Yazışma Adresi
Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğü
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı
İrtibat Bürosu Yüksel Cad. No. 7/F



Yenişehir - ANKARA



Telefon : 17 69 55 - 23 72 65



Teknik Araştırma ve Uygulama
Genel Müdürlüğü Matbaası

DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL: 13

SAYI : 52

OCAK 1986

BU SAYIDA

Doğu Anadolu ve Kafkasya
Bölgesinin Depremselliği

ve Aktif Tektoniği İlhan OSMANŞAHİN
Ferit EKŞİ
Ömer ALPTEKİN

1975 - 1982 Yıllarına İlişkin

Batı Anadolu Deprem Verileri-

nin İstatistiksel Çözümlemesi Hüseyin TATLIDİL
Hülya ÇINGİ

Deprem Hasarı Üzerine Yerel Zemin

Koşullarının Etkisi Yazan : Y.OHSAKİ
Çeviri : Zeki HASGÜR

DOĞU ANADOLU VE KAFKASYA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ VE AKTİF TEKTONİĞİ

İlhan Osmañşahin ¹, Ferit Ekşi ¹ ve Ömer Alptekin ¹

Ö Z E T

Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinde 1909-1977 yılları arasında oluşmuş, $m_b \geq 4.0$ olan depremlerin yersel ve zaman dağılımları bölgenin sismik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir. Bölgedeki sığ odaklı depremlerden oluşan sismik faaliyet Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı, Bitlis Bindirme Zonu ve Kafkasya bölgesindeki bindirmeler boyunca yoğunlaşmaktadır. Bu faaliyet özellikle Karlıova üçlü bitişme (triple junction)'sinin doğusunda yaygın (diffused) bir karakterdedir. Deprem episantrlarının dağılımı, Doğu Anadolu Fayı boyunca görülen sismik faaliyetin kuzeydoğuya, Kafkasya'ya doğru devam ettiğini belirtmektedir.

Odak mekanizması çözümleri Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayı için sırasıyla sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı, Bitlis Bindirme Zonu ve Kafkasya için ise ters faylanmalar göstermektedir. Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremlerin odak mekanizması çözümleri, Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca görülen sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Karlıova'nın doğusunda da devam ettiğini belirtmektedir.

Fay düzlemi çözümlerinde elde edilen asal gerilmelerin dağılımı, Bitlis Bindirme Zonu ile kuzeyinde ve Kafkasya bölgesinde KD-GB doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkin olduğunu göstermekte olup bu sıkışmaların etkisiyle Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesi şiddetli bir deformasyon geçirmektedir. Avrasya ve Arap levhalarının bağlı hareketleri sonucu kıta-kıta çarpışmasına tipik bir örnek oluşturan Doğu Anadolu'nun tektonik özelliklerinin daha iyi anlaşılabilmesi için kabuk yapısının iyi bilinmesine ve daha ayrıntılı modern sismolojik verilere ihtiyaç vardır.

¹ Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi,
Jeofizik Mühendisliği Bölümü, TRABZON

ABSTRACT

Space and time distribution of earthquakes ($m_b \geq 4.0$) that occurred in eastern Turkey and the Caucasus region between 1909 and 1977 indicate high seismic activity in these regions. Epicenters of shallow focus earthquakes are distributed densely along the North Anatolian Fault, the East Anatolian Fault, the Bitlis suture zone and the Caucasus thrust belt. Seismic activity shows a diffused character in the eastern part of the Karlıova triple junction. Distribution of epicenters indicate that the seismic activity along the East Anatolian Fault is continued toward Caucasus.

Fault plane solutions show right-lateral and left-lateral strike slip motions along the North and the East Anatolian Faults respectively. Solutions for the most recent earthquakes (e.g. the Çaldıran earthquake of Nov.24,1976) indicate a continuation of right-lateral motions beyond the Karlıova Junction in the east. Solutions in the Bitlis suture zone and in the Caucasus region indicate reverse faulting.

Distribution of principal stress as determined from fault plane solutions indicate nearly north-south compressions in eastern Turkey. Convergence of the Eurasian and the Arabian plates has resulted into a continental collision in eastern Turkey and the Caucasus region. The whole region is undergoing an intense deformation. Much detailed seismological studies are necessary to further explain the seismicity and tectonics in this region.

G İ R İ Ő

Türkiye ve çevresi dünya üzerindeki önemli deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya deprem kuşığı üzerinde yer almaktadır. Yakın geçmişte oluşan büyük depremler nedeniyle, Türkiye ve çevresinin depremselliği ve tektoniği araştırmacıların dikkatini çekmeye başlamıştır. Kafkaslar Bölgesi'nin Kuzey Anadolu Fayı'nın ve Bitlis Bindirme Zonunun aktif oldukları öteden beri bilinmektedir. Yakın zaman öncesine kadar durgun görünen Doğu Anadolu Fayı'nın da 1971

Bingöl depremi ile dikkatleri üzerine çekmesi sonucu, Doğu Anadolu'da depremsellik çalışmalarının ne denli önemli olduğu açıkça ortadadır. Bu nedenle konu ile ilgili ayrıntılı çalışmalara ihtiyaç vardır.

Bu çalışmanın amacı, Doğu Anadolu ve Kafkaslar'ı içine alan, 35-43°K enlemleri ile 35-47°D boylamları arasındaki bölgenin depremselliğinin ve aktif tektoniğinin incelenmesidir. Bunun için, tanımlanan bölgede 1909-1977 yılları arasında oluşmuş depremlerin episantrlarının dağılımı ve bölgedeki fay zonlarıyla ilişkileri incelenmiş, depremlerin magnitüd-frekans ilişkileri saptanmış ve son yıllarda oluşmuş bazı büyük depremlerin odak mekanizmalarının çözümleri bulunarak, bu çözümlerin önerilen litosfer baretleriyle ilişkileri araştırılmıştır.

Bu çalışmada elde edilen sonuçların bölgedeki deprem oluşumunun anlaşılmasına yardımcı olacağı umulmaktadır.

BÖLGENİN DEPREMSELLİĞİ

BÖLGEDEKİ BAŞLICA FAYLAR

Alp-Himalaya orojenik kuşağı Azor takım adalarından başlayıp uzak doğuda Endonezya'ya kadar uzanmaktadır. İnceleme alanımız bu kuşağın Akdeniz'deki en hareketli kesimi üzerinde yer almakta ve önemli tektonik birimleri kapsamaktadır. Bölgenin Şekil 1'de gösterilen fay haritası Ketin(1968), Nowroozi(1971,1972), Arpat ve Şaroğlu(1972), İlhan(1976) ve İmar İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Dairesi Çaldıran Depremi(1976) raporundan yararlanılarak hazırlanmıştır. Dünya üzerindeki en önemli doğrultu atımlı faylardan biri olan Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu kesimi ile onu 40° lik bir açıyla kesen Doğu Anadolu Fayı ve Bitlis Bindirme Zonu, ayrıca Kafkaslar'da işaretlenen bindirmeler inceleme alanındaki başlıca aktif kırık kuşakları oluştururlar.

Kuzey Anadolu Fayı Karlıova üçlü bitişmesinden batıya doğru 1200 km. uzunlukta olan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Sismik bakımdan çok aktif olan Kuzey Anadolu Fayı üzerinde çok sayıda tarihsel ve yeni yıkıcı depremler meydana gelmiştir. Büyük depremler

için bulunan fay düzlemi çözümleri ve saha gözlemleri fayın $31^{\circ}D$ ile $41^{\circ}D$ boylamları arasındaki kısmında sağ yönlü doğrultu atımlı hareketleri açık bir şekilde göstermektedir. $31^{\circ}D$ boylamının batısında fay iki hatta muhtemel olarak üç kola ayrılır. Bu bölgede odak mekanizmaları normal ve sağ yönlü doğrultu atımlı faylanmalar göstermektedir (McKenzie, 1972). Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu uzanımı batı uzanımından daha karmaşıktır. Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremlerin odak mekanizmaları ve saha gözlemleri (örneğin 24 Kasım 1976 Çaldıran depremi) sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Karlıova'nın doğusunda da devam ettiğini göstermektedir. Bu bölgedeki faylanmalar çok karmaşık olup tektoniğin iyi anlaşılabilmesi için ayrıntılı sismolojik çalışmalara ihtiyaç duyulmaktadır.

Doğu Anadolu Fayı Karlıova'dan İskenderun körfezine kadar uzanan yaklaşık 550 km. uzunluğunda sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Hernekadar günümüzde çok aktif görünmüyorsa da tarihsel veriler bu fayın son 2000 yılda sismik bakımdan çok aktif olduğunu göstermektedir.

Pasinler (veya Erzurum-Pasinler) fayı Erzurum-Pasinler havzasından Kafkasya'ya doğru uzanan sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Pasinler Fayı Doğu Anadolu Fayı'nın kuzeydoğuya doğru bir uzanımı gibi düşünülebilir (Nowroozi, 1972). Yakın geçmişte meydana gelen yıkıcı depremler fayın sismik bakımdan aktif olduğunu kanıtlamaktadır (örneğin 30 Ekim 1983 depremi).

BÖLGEDEKİ EPİSANTRLARIN DAĞILIMI

1909-1977 yılları arasında bölgede oluşan depremlerin episantr dağılımları Şekil 2'deki haritada gösterilmiştir. Episantr haritasının hazırlanmasında NOAA (Amerika Ulusal Okyanus ve Atmosfer Araştırma Dairesi) deprem veri kütüğü ile Alsan ve diğ. (1975)'nin deprem kataloğundan yararlanılmıştır. Kullanılan magnitüdüler cisim dalgası magnitüdüleridir (m_b). Alsan ve diğ. (1975) deprem kataloğunda verilen yüzey dalgası magnitüdüleri (M_s)

$$M_s = 1.46 m_b - 2.91$$

bağıntısından yararlanılarak cisim dalgası magnitüdlerine dönüştürülmüştür.

Elde edilen depremsellik haritasında, episantrların Şekil 1'de gösterilen faylar civarında kümelendikleri görülmektedir. Bu kümelene özelliikle, büyük depremlerin yer aldığı Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı boyunca belirgin olup, Bitlis Bindirme Zonu'nun kuzeyinde ve Kafkaslar'da yaygın bir şekildedir. En aktif görünen kısım Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu uzanımı ile Bitlis Bindirme Zonu arasında kalan bölgedir. Episantr haritası dikkatle incelenecek olursa, Doğu Anadolu Fayı boyunca yer alan depremlerin kuzeydoğuya doğru devam ettikleri izlenebilmektedir. Karadeniz'in doğu kesimi ile Bitlis Bindirme Zonu'nun güneyi ise sakin görünmektedir.

ODAK DERİNLİKLERİNİN DAĞILIMI

Depremsellik çalışmalarında odak derinliklerinin dağılımını saptamak, deprem zonunun derinlik derecesinin tanımlanması açısından oldukça önemlidir. Bölge için Şekil 3'de belirtilen profiller ve dilimler üzerinden derinlik kesitleri çıkarılmıştır. Ancak odak derinliklerindeki belirsizlikler nedeniyle buradaki sonuçların tartışılabilceği açıktır.

Şekil 4-a'daki A-A' profilinden alınan derinlik kesitinde deprem odaklarının yoğun olduğu derinlik 10-33 km. arasındır. Bu kesitte 60 km. ve 62 km. olmak üzere iki orta derinlikte depreme rastlanmıştır.

B-B' profiline ait kesitte (Şekil 4-b), deprem odaklarının yoğun olduğu derinlik 33-35 km. arasındır. Bu kesitte 64 km.lik derinliğe sahip bir deprem vardır. Aynı bölge için 1 nolu dilimin kapsadığı alanda, Şekil 6'da görülen üç boyutlu kesit çıkarılmıştır.

C-C' profilindeki deprem odaklarının derinliğe göre dağılımı Şekil 6'da verilmiştir. Deprem odakları bu kesitte genel olarak 10-60 km. arasında dağılım göstermektedirler. Herbiri 100 km. derinliğe sahip iki orta derinlikte deprem vardır. Bu profilin bulundu-

ğu bölgede, daha geniş kapsamlı 2 nolu dilim için Şekil 7'de görülen üç boyutlu kesit çıkarılmıştır.

Şekil 8'de, inceleme alanında depremlerin en yoğun olduğu bölge üzerinde yeralan 3 nolu dilim için çıkarılan üç boyutlu derinlik kesiti görülmektedir. Bu dilimin sağında ve solundaki, Doğu Anadolu Fayı ve Bitlis Bindirme Zonu üzerinde bulunan D-D' ve E-E' kesitleri ise Şekil 9'da verilmiştir.

Derinlik kesitlerinde görüldüğü gibi Kafkaslar'daki birkaç depremin dışında bölgede oluşan depremler sığ odaklıdır. Dikkat edilecek olursa 33 km. derinlikte bir yığılma vardır. Bunun nedeni olarak veri kaynaklarında iyi hesaplanamamış odak derinliklerine, dünya ölçüsünde yaklaşık Moho derinliği olarak kabul edilen 33 km.nin verildiği düşünülmektedir. Özellikle büyük magnitüdü depremler oldukça sığ odaklıdır.

MAGNİTÜD-FREKANS İLİŞKİSİ VE DEPREMLERİN YILLARA GÖRE DAĞILIMI

Magnitüd-frekans bağıntıları deprem istatistiğinin temelini oluşturur. Magnitüdün fonksiyonu olarak depremlerin oluş frekansı incelendiğinde, genellikle doğrusal bir ilişki izlenir ve bu ilişki;

$$\text{Log}N = a + bM \quad (1)$$

şeklinde ifade edilir. Burada N birikimli(kümülatif) deprem sayısını, M magnitüdü göstermektedir. a ve b ise sabit parametrelerdir. a sabiti gözlem periyoduna, çalışılan alanın büyüklüğüne ve sismik aktivitenin seviyesine bağlı olarak değişir. b katsayısı ise daha karardır ve bu katsayının fiziksel anlamı ile istatistiksel kullanımı günümüzde de tartışılmaktadır(Karnik,1969; Alptekin,1978a). Gutenberg ve Richter (1954), dünya ölçüsünde istatistiksel sonuçlara dayanarak,sığ depremler için $b=0.90\pm 0.02$,orta ve derin depremler için $b=1.2\pm 0.2$ bulmuşlardır.Türkiye için ise $b=0.9\pm 0.2$ değerini vermektedirler.Kayaçların deformasyonu ve dolayısıyla deprem oluşumunun fizigi ile ilgili,b değerinin bölgeye ve zamana göre değişimlerinin, sismologların ilgisini çekmesine neden olmuştur. b değerlerindeki değişimler, sismotektonik bölgelendirme ve depremlerin önceden haber alınması problemlerinde kullanılmaktadır. Karnik(1969), b de-

gerlerinin bölgelere göre değiştiğini örneklendirmiştir. Weeks ve diğ.(1978), kayaçlar üzerinde yaptıkları deneyler sonucu, b değerlerinin depremlerden önce azaldığını göstermişlerdir.

a ve b değerleri istenen veri grubu için değişik yöntemlerle hesaplanabilir. Bu sabitler bölgeye ve zamana bağlı değişimlerinin yanısıra, hesaplama yöntemine ve kullanılan veri grubuna bağlı olarak da değişim gösterirler. Herbir yöntem birbirine yakın da olsa farklı sonuçlar verir(Alptekin,1978a). İnceleme alanımızdaki magnitüd-frekans ilişkisinin saptanması için, a ve b parametrelerinin hesaplanmasında en yaygın olan en küçük kareler yöntemi kullanılmıştır. Hesaplamalarda $m_b \geq 4.0$ olan tüm depremler dikkate alınmıştır. Önce 0.1 birim magnitüd aralıkları ile sıralanan depremlerin oluş sayıları belirlenmiştir(Tablo 1). Sonra magnitüdüler 0.5 birim aralık içeren sınıflara ayrılarak herbir aralığa karşılık gelen birikimli frekanslar hesaplanmıştır(Tablo 2).

Magnitüd-frekans ilişkisini belirleyen a ve b parametreleri, en küçük kareler yöntemine göre aşağıdaki bağıntılardan yararlanılarak elde edilir :

$$\sum \text{LogN} = a n + b \sum M \quad (2)$$

$$\sum M \cdot \text{LogN} = a \sum M + b \sum M^2$$

Burada n grup sayısıdır. Diğer parametreler (1) bağıntısında tanımlanmıştır. Tablo 2'deki değerler (2) bağıntılarında yerine koyularak; $a=6.18$ ve $b = -0.82$ bulunur. Bu değerlere göre (1) bağıntısındaki magnitüd-frekans ilişkisi

$$\text{LogN} = 6.18 - 0.82 M \quad (3)$$

olur(Şekil 10). Küçük magnitüdü depremlerin kayıt edilememeleri ve aletsel sorunlardan dolayı kayıtlarda eksiklikler olduğu bilinmektedir. Bu eksiklikler kullandığımız veri grubunda etkili olmuştur. Şekil 10'da işaretlenen magnitüd-frekans dağılımının küçük

magnitüdlerde doğrusallıktan sapmasının nedeni budur. Dolayısıyla (3) bağıntısı ile saptanan ilişkide doğrunun eğiminin, gerçek değerinden küçük olduğunu söyleyebiliriz. Bunun için $m_b \geq 4.5$ olan depremler hesaba katılmazsınız yeni bir magnitüd-frekans bağıntısı hesaplanmıştır:

$$\text{LogN} = 6.62 - 0.89 M \quad (4)$$

Yukarıda açıklanan nedenle (4) ile verilen magnitüd-frekans bağıntısı bölgenin depremselliğini daha iyi gösterebilecek niteliktedir.

Şekil 11'de inceleme periyodu içinde bölgede oluşmuş depremlerin yıllara göre dağılımları gösterilmiştir. Son yıllarda deprem sayısında izlenen artmalar aletsel gelişmelerden kaynaklanmaktadır. Türkiye ve civarında bölgelere göre önemli bir değişime uğramayan b-değerlerinin son yıllarda küçük artmalar göstermesinin nedeni budur (Alptekin, 1978a). Bu durum b-değerlerinin sismik aktivite ile doğru orantılı olduğunu göstermektedir.

ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Bu bölümde; inceleme alanındaki aktif sismik kuşaklarda oluşmuş bazı büyük magnitüdlü depremlerin odak mekanizması çözümleri ve bu çözümlerden elde edilen asal gerilmelerin yeryüzündeki izdüşümleri incelenmiştir. Odak mekanizması çözümleri, P dalgalarının çok sayıda sismograf istasyonunda kaydedilen ilk hareketlerinden yararlanılarak bulunmuştur. Kullanılan P dalgası ilk hareket yönleri ISC (International Seismological Centre) bültenlerinden alınmıştır. Ne yazık ki bu veriler oldukça fazla gözlem hatası içermektedir. Bu hatalar çoğu hallerde mekanizmaların genel durumlarını etkilememekle beraber düğüm düzlemlerinin (fay düzlemi ve ona dik olan yardımcı düzlem) belirlenmesinde güçlükler yaratmaktadır. Çözümlerde Wulff stereografik izdüşümü kullanılmıştır. Kayıt istasyonlarının diyagramları üzerindeki konumlarını belirlemek için gerekli olan azimut açıları ISC bültenlerinden, bunlara karşılık gelen; ışının odağı terkediş açıları (i_h) ise Ritsema (1958)'deki tablolardan alınmıştır.

İncelediğimiz sismik dönemde bölgede oluşmuş $m_b > 5.0$ olan çok sayıda deprem vardır. Fakat P dalgası ilk hareket yönlerinin deprem odak mekanizması çözümlerinde kullanılması yakın zamanlarda başlamıştır. Aynı zamanda kayıt istasyonlarının yeterli sayıya ulaşması, özellikle WWSSN(World Wide Standart-Seismograph Stations) ağının kurulması 1960'lardan sonra olduğundan, ancak yakın yıllarda oluşmuş depremlere ait yeterli veri sağlanabilmiştir. Bazı depremler için çözümler ise değişik kaynaklardan alınmıştır. Yirmi dört tanesi bu çalışmada yapılmış olmak üzere toplam otuz altı depreme ait odak mekanizması çözümü Şekil 12'de topluca gösterilmiştir. Bu depremlere ait odak parametreleri Tablo'3 de görüldüğü gibidir. Ayrıca bu çalışmada yapılan fay düzlemi çözümleri Şekil 13 de verilmiştir.

Elde edilen çözümler kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı için doğrultu atımlı hareketleri, Bitlis Bindirme Zonu ve Kafkaslar'da ise ters fay çözümleri ile bindirmeleri doğrulamaktadır. Yine Şekil 14'de gösterilen asal gerilmelerin yeryüzündeki izdüşümlerinden Doğu Anadolu'nun aktif tektoniğinde yaklaşık kuzey-güney doğrultulu sıkışmaların etkili olduğu anlaşılmaktadır.

BÖLGENİN AKTİF TEKTONİĞİ

İnceleme alanı, Avrasya, Arabistan ve Anadolu levhalarının birleştiği bir üçlü bitişme(a triple junction) nin yer aldığı hareketli ve karmaşık bir bölgedir. Bugüne kadar bölge ile ilgili çeşitli araştırmalar yapılmış ve bölgenin tektoniği hakkında farklı görüşler ileri sürülmüştür(Rotstein,1982). Burada McKenzie(1972), Alptekin(1973) ve (1978b), Ketin(1977)'den yararlanılarak belirlenen model benimsenmiştir. Şekil 15'de verilen bu modele göre başlıca levhalar; Avrasya, Afrika, Arabistan ve Anadolu levhalarıdır. Karadeniz Levhası McKenzie(1972) ve Nowroozi(1972) tarafından ayrı bir levha olarak düşünülmüş ise de, bu levhanın batı ve güney sınırları kesin olarak belirgin değildir. Ketin(1977) tarafından Van Levhası olarak adlandırılan bölgenin de doğuda İran Levhası ile olan sınırı iyice tanımlanabilmiş değildir. Biz bu bölgeyi, Van Levhası

yerine Van Deformasyon Bölgesi olarak tanımlayacağız(Gülen,1984).

Afrika Levhası kuzeye doğru hareket etmektedir. Bu hareketin sonucu olarak, okyanusal litosfer niteliğindeki, levhanın doğu Akdeniz kesimi, kıtasal litosfer özelliği gösteren Anadolu Levha'sının altına dalmaktadır(McKenzie,1972; Nowroozi,1972; Alptekin,1973 ve 1978b). Bu dalımın geometrisi oldukça karmaşıktır. Dalım batıda ortalama 30° , doğuda ise ortalama 45° lik bir açı ile dir(Alptekin, 1973). Arabistan Levha'sının hareketi ise kuzeydoğuya doğrudur.Bu harekete, fay düzlemi çözümleri ile de doğrulanmış olan Kızıldeniz'deki açılma neden olmaktadır(Ghabil ve Alsanawi,1974). Afrika Levhası ile Arabistan Levhası arasındaki nisbi hareket sonucu transform faylı bir levha sınırı özelliğindeki Levant Kırık Sistemi oluşmuştur. İnceleme alanımızda, sol yönlü doğrultu atımı gösteren Levant Kırık Sistemi'nin bir uzantısı olarak Doğu Anadolu Fayı'nı izlemekteyiz. Arap Levhası'nın söz konusu hareketi Anadolu Levhası'nı batıya doğru kaymaya zorlar. Kuzey Anadolu Fayı, batıya doğru hareket eden Anadolu Levhası ile, Avrasya'nın bir parçası olan Karadeniz Levhası arasında belirgin bir sınırdır(Nowroozi,1972; McKenzie,1972;Alptekin,1973). Sağ yönlü doğrultu atımlı olan Kuzey Anadolu Fayı da Doğu Anadolu Fayı gibi bir transform fay niteliğindedir.

Arabistan Levhası ile yine Avrasya'nın bir parçası olan Van Bölgesi, Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Bindirme Zonu ile sınırlanırlar. Bu sınır güneydoğuya doğru Zagros Bindirme Zonu ile devam eder. Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağı'nı bir bütün olarak inceleyen Eyidoğan(1983),bu kuşağın jeolojik, tektonik ve jeomorfolojik bir uyum gösterdiğini,fakat sismik aktivitenin Bitlis Bindirme Zonu'nda daha yüksek olduğunu ileri sürmektedir. Özellikle zonenin kuzey kesiminde yani Van Bölgesi'nde aktivitenin arttığı görülmür. Bunun nedeni Kuzey Anadolu Fayı boyunca görülen sağ yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Karlıova Üçlü Bitişmesi'nin doğusunda da devam etmesidir. Nowroozi(1971), Kafkasya'da genel olarak KB-GD doğrultulu bölgesel deprem kuşağını yanal olarak kesen üç ayrı deprem kuşağı belirtmiştir. Ana deprem kuşağının doğrultusundaki

bu değişmelerin bölgedeki genç tektonik olaylarla ilgili ceği düşünölmektedir.

Bölgenin depremselliği ile ilgili çalışmalardan elde ettiğimiz sonuçlar, buraya kadar anlatılan aktif tektonizma ile uyumludur. Deprem odak mekanizmalarının çözümlerinden Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı boyunca oluşmuş depremler için doğrultu atımlı faylanmalar elde edilmiştir. Bitlis Bindirme Zonu ve Kafkaslar'da oluşan depremlerin odak mekanizması çözümleri ise buralarda ters faylanmalar olduğunu ve bir sıkışma tektoniğinin hüküm sürdüğünü göstermektedir(Şekil 13). Odak mekanizması çözümlerinden sağlanan asal gerilmelerin yersel dağılımlarının incelenmesinde Kuzey Anadolu Fayı'nın çalışma bölgesinde kalan doğu kesiminde ve Kafkaslar'da genel olarak KD-GB doğrultulu, Bitlis Bindirme Zonu'nda ise yaklaşık K-G doğrultulu sıkışmaların hakim olduğu gözlenmiştir (Şekil 14).

İnceleme alanında oluşmuş depremlerin odak dağılımlarına dikkat edilecek olursa Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı boyunca transform faylı levha sınırlarının genel özelliği olan sığ ve büyük depremlerin yer aldığı görülür. Bitlis Bindirme Zonu üzerinde alınan derinlik kesitleri kıta-kıta çarpışma bölgelerini karakterize edecek şekilde sığ bir odak dağılımı gösterirler. Özellikle odak derinlikleri daha duyarlı olarak hesaplanabilen büyük mağnitüdü depremler sığ odaklıdırlar. Böylece bu zon içinde deprem odak derinliklerinin bir yitim zonunu kanıtlayacak dağılımlar göstermediği anlaşılmaktadır. Kafkaslar'da meydana gelen depremlerde sığ odaklıdırlar.

SONUÇLAR

Bu çalışmada Doğu Anadolu ve Kafkaslar Bölgesi'nin depremselliği ve yeterli veri sağlanan bazı büyük depremlerin odak mekanizmaları incelenerek elde edilen sonuçların bölgenin aktif tektoniği ile ilişkileri açıklanmaya çalışılmıştır.

Bölgedeki başlıca fayların(Şekil 1) ve yaklaşık yetmiş yıllık bir dönemde oluşmuş depremlerin episantr dağılımlarının (Şekil 2) be-

lirtildiği haritalar bölgede sismik aktivitenin yüksek olduğunu göstermektedir. En aktif bölge Bitlis Bindirme Zonu ile kuzeyinde kalan bölge (Van Bölgesi)dir. Buradaki aktivite Kuzey Anadolu Fayı'nın doğu uzanımı ile ilgilidir.

Elimizdeki bilgiler ve odak mekanizması saptanan depremler Kuzey Anadolu Fayı'nın sağ yönlü doğrultu atımlı, Doğu Anadolu Fayı'nın ise sol yönlü doğrultu atımlı birer fay olduklarını göstermektedir. Bitlis Bindirme Zonu ve kuzey kesimi ile Kafkaslar Bölgesi daha karmaşık bir yapıdadır. Buralara ait depremlerden elde edilen odak mekanizması czmleri ters faylanmalar göstermektedir. Bu bölgelerde yitime işaret eden derin odaklı depremlere rastlanamamıştır.

Deprem episantrlarının bölgedeki dağılımı, Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayı'nın keşiştiği yerin(Karlıova cl bitişimi) doğusunda, Doğu Anadolu Fayı'nın devamı görünümünde bir sıralanma göstermektedir. Bu gözlemler ilk kez Nowroozi(1971,1972) tarafından önerilen ve güneyde ldeniz Fay Sistemi ile birleşen Doğu Anadolu Fay Zonu'nda gözlenen sol yönlü doğrultu atımlı hareketlerin Kafkasya Bölgesi'ne doğru devam ettiği yolundaki görüşleri desteklemektedir.

Van Bölgesi ve Kafkaslar Bölgesi, odak mekanizması czmlerinden ve bu czmlerden elde edilen asal gerilmelerin konumlarından anlaşıldığına göre yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma kuvvetlerinin etkisi altında olup şiddetli bir deformasyon geçirmektedirler.

Bölgede ayrıntılı sismik araştırmaların yapılmış olmaması, dolayısıyla kabuk ve üst manto yapısı ile elastik dalga hızlarının iyi bilinmemesi, bu konuda yapılan calışmalarda gclkler yaratmaktadır. Ayrıca bölgede bulunan kayıt istasyonlarının sayısı cok azdır. Yerleri iyi seçilecek yeterli sayıda sismograf istasyonundan oluşan bir ađ kurulması, bölge hakkında daha güvenilir sismolojik bilgilerin elde edilebilmesi için zorunlu görülmektedir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, Karadeniz Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nün Doğu Anadolu'nun Depremselliği konulu araştırma projesinin bir parçası olan Osmañahin(1983) ve Ekşi(1983) den özetlenmiştir. Çalışmanın çeşitli safhalarında bilgi alışverişi yaptığımız Doç.Dr.Özer Kenar'a ve Araş.Gör.Yük. Müh.M.Fırat Özer'e teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Alptekin,Ö.(1973). Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications, Ph.D. Thesis New Mexico Inst. of Mining and Tech., Soccoro, New Mexico.
- Alptekin,Ö.(1978 a). Türkiye ve Çevresindeki Depremlerde Magnitüd Frekans Bağlantıları ve Deformasyon Boşalımı, Doçentlik Tezi, K.T.Ü. Trabzon.
- Alptekin,Ö.(1978 b). Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonik İle İlişkileri, 2. Odak Mekanizmaları ve Plaka Tektoniği Modeli, Jeofizik C.VII. s.3, 35-57.
- Alsan,E.,L.Tezuçan and M.Bath(1975). An earthquake catalogue for Turkey the interval 1913-1970, Report No.7-15, Kandilli Rasathanesi, İstanbul.
- Arpat,E. ve F.Şaroğlu(1972). Doğu Anadolu Fayı İle İlgili Bazı Gözlemler ve Düşünceler, M.T.A., Ankara.
- Büyükaşıkoğlu,S.(1979). Sismolojik Verilere Göre Güney Anadolu ve Doğu Akdeniz'de Avrasya-Afrika Levha Sınırının Özellikleri, Doçentlik Tezi, İ.T.Ü.Maden Fak., İstanbul.
- Canitez,N.(1969). Türkiye ve Civarında Deprem Odak Hareketleri ve Gerilme Dağılımları, Doçentlik Tezi, İ.T.Ü.Maden Fakültesi, İstanbul.

Çaldıran Depremi Raporu(1977). İmar İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Enstitüsü Başkanlığı, Ankara.

Ekşi,F.(1983). Kuzeydoğu Anadolu ye Kafkaslar Bölgesinin Deprem-selliği. Yük.Lisans Tezi. K.Ü.Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Eyidoğan,H.(1983). Bitlis-Zağros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismotektonik Özellikleri, Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak.,İstanbul.

Ghalib,A.A. and S.A.Alsanawi(1974). Seismotectonics of the Arabian Peninsula a Global Tectonic approach,Bull.Coll.Sci.,15.

Gülen,L.(1984). Sr,Nd,Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline and alkaline volcanics, eastern Turkey, Ph.D.thesis, Massachusetts Institute of Tech.,U.S.A.

Gutenberg,B., C.F.Richter(1954). Seismicity of earth and related phenomena, 2 nd.ed.,Princeton University Press,Princeton, N.J.

ISC(1964-1977). International Seismological Centre, England.

İlhan,E.(1976). Türkiye Jeolojisi, ODTÜ Yayını, Ankara.

Karnik,V.(1966). Seismicity of the European area,Part 1,D.Reidel Publ., Co., Dordrecht-Holland.

Ketin,İ.(1968). Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu İle Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkileri,M.T.A.Dergisi,71.

Ketin,İ.(1977). Genel Jeoloji,Cilt I,Yerbilimlerine Giriş,İ.T.Ü. Maden Fak.,İstanbul.

McKenzie,D.(1972). Active tectonics of the Maditerranean Region Geophys J.R. Astr. Soc.30, pp.109-185.

NOAA, National Organization of Atmospheric Administration.

- Nowroozi, A.A. (1971). Seismotectonics of the Persian Plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindikush region, Bull. Seism. Soc. Amer., 61, 317-341.
- Nowroozi, A.A. (1972). Focal mechanism of earthquakes in Persia Turkey, West Pakistan and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East, Bull. Seism. Soc. Am. 62, 823-850.
- Osmanşahin, İ. (1983). Güneydoğu Anadolu'nun Depremelliği. Yük. Lisans Tezi. K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Özer, M.F. (1983). Kuzey Anadolu Fayı'nın Doğu Kesiminin Depremelliği, Yük. Lisans Tezi, K.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ritsema, A.R. (1958), (i,)-curves for bodily seismic waves of any focal depth, Lembaga meteorologi dan Geofizik, Verhandelingen No 54, Djakarta.
- Riznichenko, Y.V. (1959). On quantitative determination and mapping of seismic activity, Ann. Geofizik 12, 227-237.
- Rotstein, Y. (1982). Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, Eastern Mediterranean region: Subduction, collision, and are jumping, Jour. Geoph. Res., Vol. 87, No. B9, p. 7694-7706.
- Weeks, J., D. Lockner and J. Byerlee (1978). Change in b-values during movement on cut surfaces in granite, Bull. Seism. Soc. Am. 68, 333-341.

ŞEKİL AÇIKLAMALARI :

- Şekil 1 : Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesindeki başlıca faylar (açıklama için metne bakınız).
- Şekil 2 : Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinde 1909-1977 yılları arasında oluşmuş depremlerin episantrlarının dağılımı.
- Şekil 3 : Deprem odaklarının düşey dağılımlarını gösteren profil ve dilimlerin yerlerini gösteren harita.
- Şekil 4 : Odak derinlik kesiti çıkarılan profiller(Şekil 3).
a) A-A' profili ; b) B-B' profili.
- Şekil 5 : Deprem odaklarının üç boyutlu dağılımlarını gösteren blok diyagramı(Şekil 3'deki 1 nolu dilim için).
- Şekil 6 : C-C' profiline ait odak derinlik kesiti.
- Şekil 7 : Deprem odaklarının üç boyutlu dağılımlarını gösteren blok diyagram(Şekil 3'deki 2 nolu dilim için).
- Şekil 8 : Deprem odaklarının üç boyutlu dağılımlarını gösteren blok diyagram(Şekil 3'deki 3 nolu bölge için).
- Şekil 9 : Odak derinlik kesitleri çıkarılan profiller(Şekil 3).
a) D-D' profili ; b) E-E' profili.
- Şekil 10 : Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesi için birikimli frekanslardan hesaplanan magnitüd-frekans bağıntıları.
- Şekil 11 : Doğu Anadolu ve Kafkasya bölgesinde 1909-1977 yılları arasında oluşmuş depremlerin yıllara göre dağılımları.
- Şekil 12 : Doğu Anadolu ve Kafkaslar'da 1964-1977 yılları arasında oluşmuş bazı depremlerin odak mekanizması çözümleri. Çözümler Wullf stereografik izdüşümü kullanılarak alt yarımküre için yapılmıştır. Siyah bölgeler sıkışma (kompresyon), beyaz bölgeler genleşme(dilatasyon) hareketlerini belirler. Depremler NOAA'dan alınan episantr koordinatlarına göre yerleştirilmiştir. Episantrlara verilen numaralar Tablo 3'deki deprem sıra numaralarına karşılık gelir.

Şekil 13 : Fay düzlemi çözümleri. Çözümlerin sol üst köşelerindeki numaralar Tablo 3'deki deprem sıra numaralarını göstermektedir. 23 nolu çözüm 22.5.1971 Bingöl depremine aittir. Yüzey faylanmalarına neden olan bu depremin odak mekanizması çözümünde arazi gözlemlerinde de olduğu gibi doğrultu atımlı bir faylanma görülmüştür. Atım sol yönlüdür. Doğrultusu K47D olan düzlem fay düzlemidir. 28 nolu çözüm, 6.9.1975 Lice depremine, 29 ve 30 nolu çözümler ise bunun aynı tarihli art sarsıntılarına ait olup ters faylanmalar göstermektedirler. Bu çözümler için gözlemsel verilerden yararlanılarak doğrultuları sırasıyla K75D, K76D ve K54D olan düzlemler fay düzlemi olarak seçilmiştir. 24.11.1976 Çaldıran depremi için 33 nolu çözüm elde edilmiştir. Bu çözüm doğrultu atımlı bir faylanma göstermektedir. Arazi gözlemlerine dayalı olarak atımın sağ yönlü ve K112B doğrultulu düzlemin fay düzlemi olduğu saptanmıştır. Diğer çözümlerde arazi bulguları olmadığından fay düzlemleri belirlenememiştir.

Şekil 14 : Odak mekanizması çözümlerinden (Şekil 12) elde edilen asal gerilmeler.

Şekil 15 : Türkiye ve çevresinin levha tektoniği modeli (Ketin, 1977 den alınmıştır).

Tablo 1 : Bölgede 1909-1977 yılları arasında oluşmuş $m_b \geq 4.0$ olan depremlerin 0.1 birim aralıkla magnitüdlere göre dağılımları.

Magnitüd	4.0	4.1	4.2	4.3	4.4	4.5	4.6	4.7	4.8	4.9
Frekans	30	8	16	14	23	34	35	41	34	19
	5.0	5.1	5.2	5.3	5.4	5.5	5.6	5.7	5.8	5.9
	26	21	15	9	7	8	6	5	1	4
	6.0	6.1	6.2	6.3	6.4	6.5	6.6	6.7	6.8	6.9
	2	4	-	-	1	-	-	1	1	-
	7.0	7.1	7.2	7.3	7.4					
	2	-	-	-	-					

Tablo 2 : Bölgede 1909-1923 yılları arasında oluşmuş depremlerin 0.5 birim magnitüd aralığı içeren sınıflara göre dağılımı. Ayrıca magnitüd frekans bağıntısını belirleyen a ve b sabitlerinin bulunması için gerekli değerler verilmiştir.

Magnitüd	Frekans	Birikimli Frekans (N_i)	$\log N_i$	Aralık Ortası (M_i)	M_i^2	$M_i \cdot \log N_i$
4.0-4.4	91	367	2.56466	4.2	17.64	10.77157
4.5-4.9	163	276	2.44090	4.7	22.09	11.47223
5.0-5.4	78	113	2.05308	5.2	27.04	10.67601
5.5-5.9	24	35	1.54407	5.7	32.49	8.80120
6.0-6.4	7	11	1.04139	6.2	38.44	6.45661
6.5-6.9	2	4	0.60206	6.7	44.89	4.03380
7.0-7.4	2	2	0.30103	7.2	51.84	2.16741
		TOPLAM	10.54719	39.9	234.43	54.37883

Tablo 3 : Odak Mekanizması Çözümleri İncelenen Depremler ve bu Depremlere Ait Parametreler

No	Tarih	Oluş Zamanı	Epsantr		h (km)	MAC (M_B)	P		T		B		X		Y		Kaynak
			Enlem N	Boylam E			AZ	PAL	AZ	DAL	AZ	DAL	AZ	DAL	AZ	DAL	
1	26.12.1939	23:57:21	39.800	39.510	25	7.4	158	17	61	22	280	61	110	28	25	3	(3)
2	07.07.1957	05:58:49	39.370	40.460	60	5.4	352	0	81	63	262	27	148	38	18	40	(3)
3	20.05.1959	19:49:13	41.800	41.900	30	5.7	66	22	183	32	330	-	-	-	-	-	(1,7)
4	14.06.1964	12:15:31.3	38.130	38.510	8	6.1	6	4	98	24	268	65	49	20	86	13	(2)
5	31.08.1965	07:29:45	39.300	40.800	10	5.1	251	8	160	36	353	53	11	20	212	30	(*)
6	02.03.1966	02:37:04.6	43.000	45.700	44	5.4	208	7	109	55	302	32	54	28	175	42	(*)
7	07.03.1966	01:16:09.7	39.100	41.600	38	5.3	356	11	80	21	241	67	125	10	30	20	(*)
8	27.04.1966	19:48:52	38.200	42.500	40	5.0	186	17	326	71	91	12	202	60	354	27	(*)
9	19.08.1966	12:22:10	39.200	41.700	26	6.1	151	13	240	0	326	76	-	-	-	-	(1,5)
10	19.08.1966	13:15:12.3	39.400	41.300	52	5.0	157	14	311	75	66	7	165	58	331	31	(*)
11	19.08.1966	13:54:24.7	39.000	41.800	29	5.3	199	15	106	13	340	70	243	2	150	20	(*)
12	20.08.1966	11:59:08.8	39.400	40.900	12	5.3	301	22	211	9	105	57	168	80	348	10	(*)
13	30.01.1967	01:20:27.7	41.038	44.335	6	5.1	187	50	283	5	16	39	249	36	135	30	(*)
14	26.07.1967	18:53:01.3	39.500	40.400	33	5.6	143	5	46	55	34	40	121	40	350	31	(*)
15	29.04.1968	17:01:57.6	39.200	44.300	34	5.3	200	38	310	23	62	43	262	46	165	10	(*)
16	01.09.1968	05:39:46.7	39.072	46.000	38	5.1	279	51	67	33	170	16	23	70	260	11	(*)
17	24.09.1968	04:19:54.5	39.223	40.158	14	5.1	22	61	297	12	200	29	318	40	87	37	(*)
18	30.10.1968	16:51:33.5	37.875	38.574	3	4.9	205	1	115	32	295	57	64	22	165	22	(2)
19	10.09.1969	12:14:00.4	39.188	41.430	50	5.2	208	23	322	44	100	37	0	12	253	51	(*)
20	03.01.1970	06:54:49.4	41.767	43.242	68	5.1	224	7	114	68	311	19	59	36	203	48	(*)
21	14.03.1970	01:51:44.4	38.597	44.707	23	5.3	261	45	23	28	131	33	333	55	227	10	(*)
22	25.10.1970	11:22:18.2	36.769	45.129	19	5.5	210	6	84	79	300	9	37	39	200	50	(*)
23	22.05.1971	16:43:58.7	38.829	40.521	3	6.0	184	21	93	6	347	69	230	10	137	19	(*)
24	29.06.1971	09:08:11.7	37.146	36.833	35	5.0	133	1	45	67	223	24	334	41	112	41	(*)
25	11.07.1971	20:12:54.8	37.174	36.796	9	5.2	64	9	164	49	326	42	102	40	213	24	(*)
26	04.08.1974	15:06:17.1	42.335	45.932	33	5.4	198	10	329	74	106	12	8	34	212	54	(*)
27	01.01.1975	00:29:56.8	36.581	36.463	15	4.8	166	49	58	14	319	36	211	21	94	36	(2)
28	06.09.1975	09:20:10.9	38.474	40.723	26	6.1	178	15	35	72	270	9	6	30	168	58	(*)
29	06.09.1975	10:13:08.5	38.539	40.589	33	5.1	2	9	92	76	272	14	15	43	167	45	(*)
30	06.09.1975	10:52:15	38.428	40.830	33	5.2	169	19	33	63	265	17	4	24	143	60	(*)
31	29.04.1976	22:18:09.1	40.888	42.855	44	5.0	216	13	121	23	332	63	78	6	171	26	(*)
32	05.09.1976	22:07:34.9	38.298	40.853	22	5.1	161	15	344	75	352	1	160	60	342	30	(*)
33	24.11.1976	12:22:18.8	39.121	44.029	36	6.1	304	46	73	30	179	28	274	10	22	59	(*)
34	24.11.1976	20:46:60	39.080	44.004	46	4.8	194	9	97	34	299	54	150	38	51	16	(6)
35	25.03.1977	02:39:58.2	38.562	40.024	21	5.2	70	67	202	17	298	16	182	56	36	29	(*)
36	26.05.1977	01:35:13.8	38.924	44.380	37	5.2	66	14	336	1	244	76	19	10	110	10	(*)

(1) Alptekin (1973)

(2) Büyükaşıkoglu (1979)

(3) Canitez (1969)

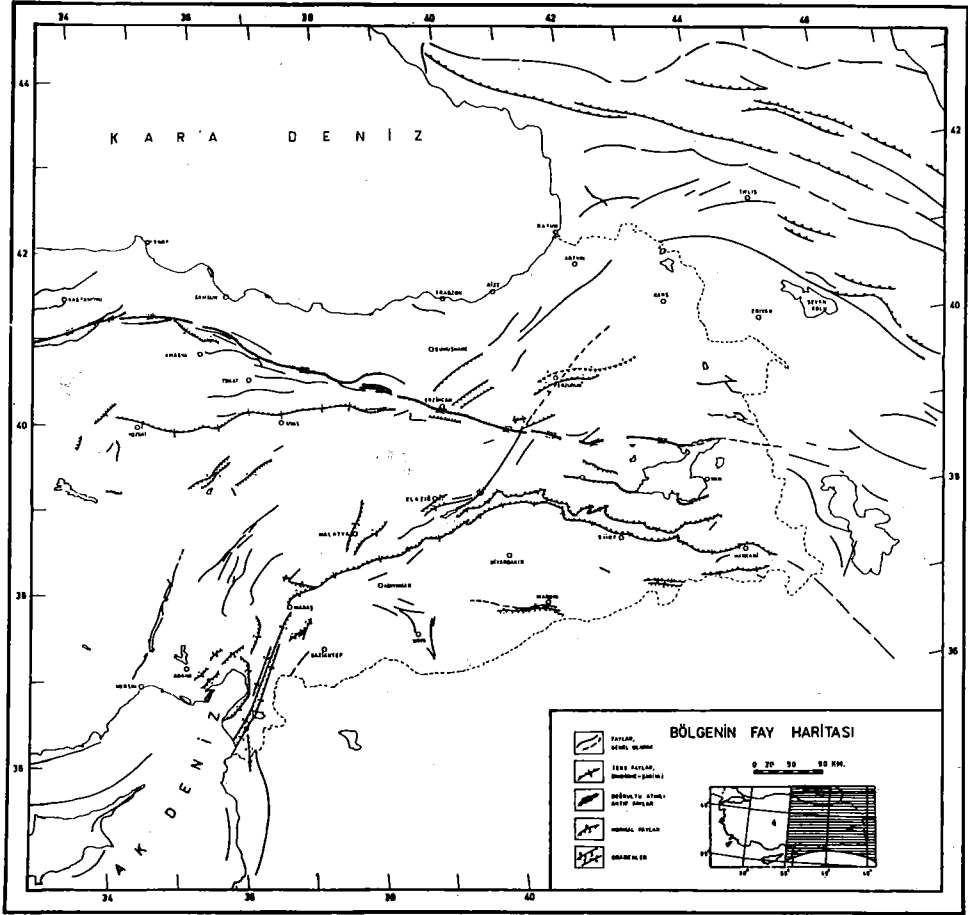
(4) McKenzie (1972)

(5) Nowroozi (1972)

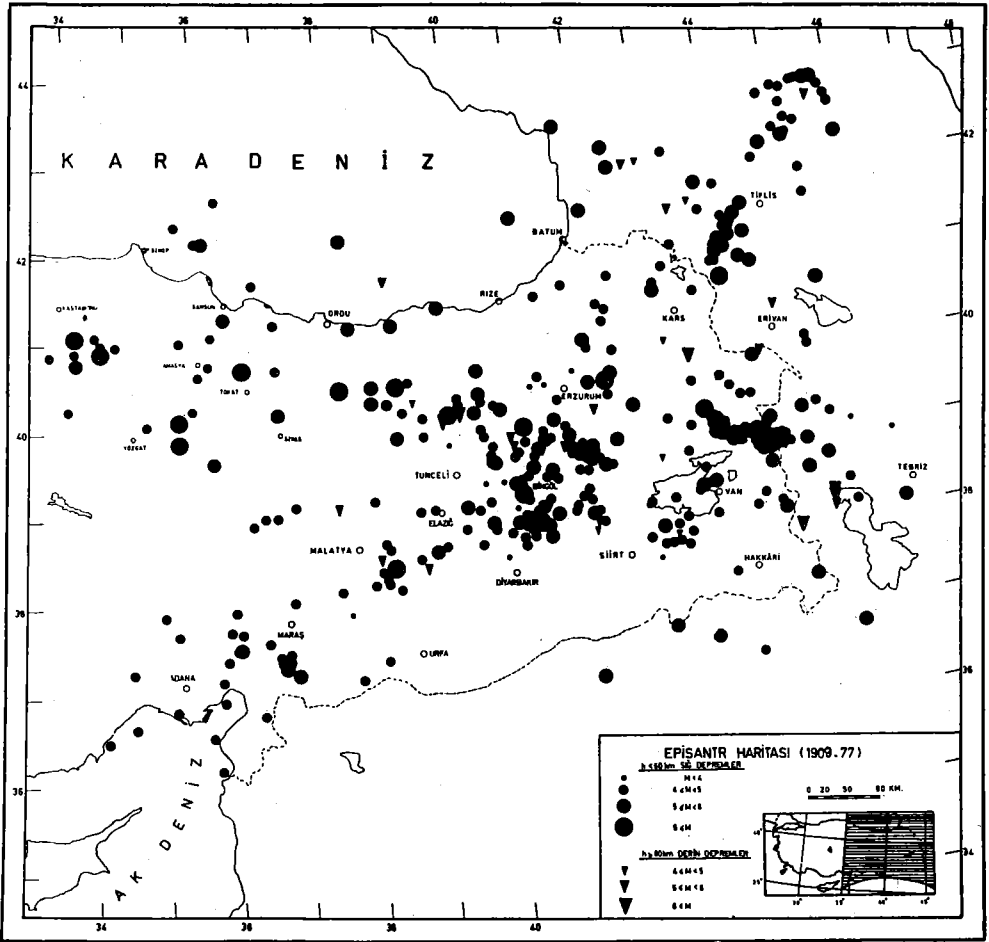
(6) Özer (1983)

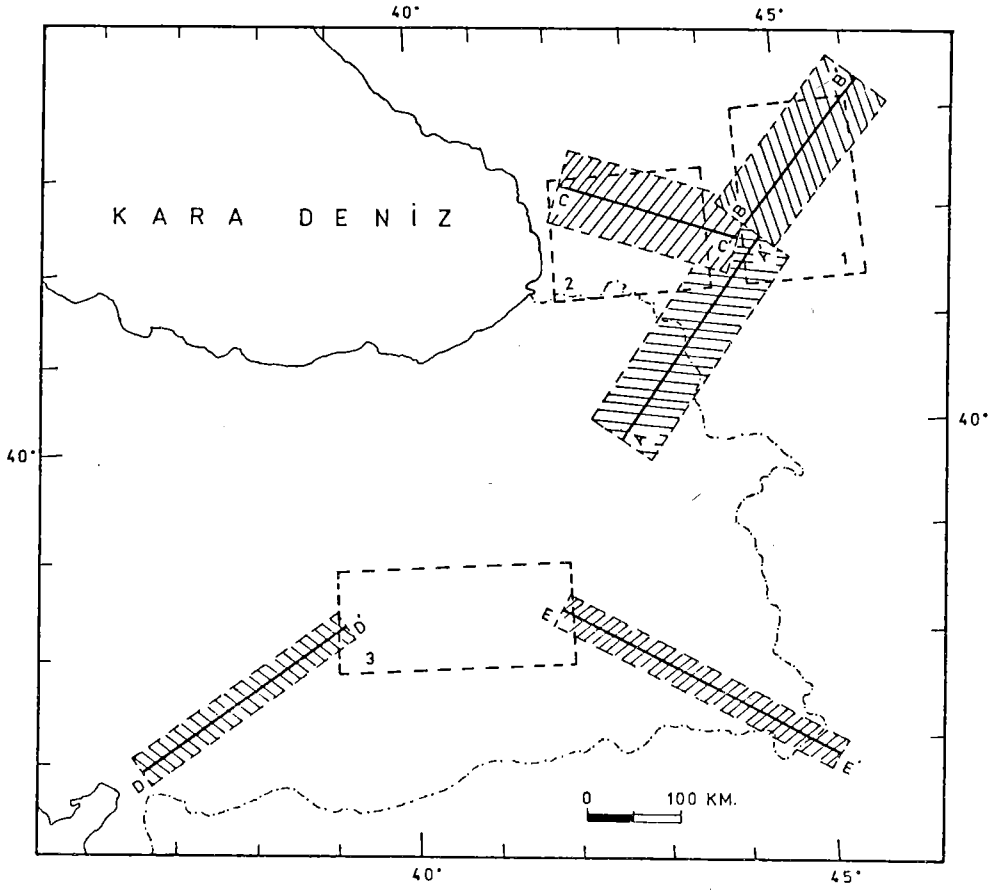
(7) Shirokova (1962)

* Bu çalışmada incelenmiştir.

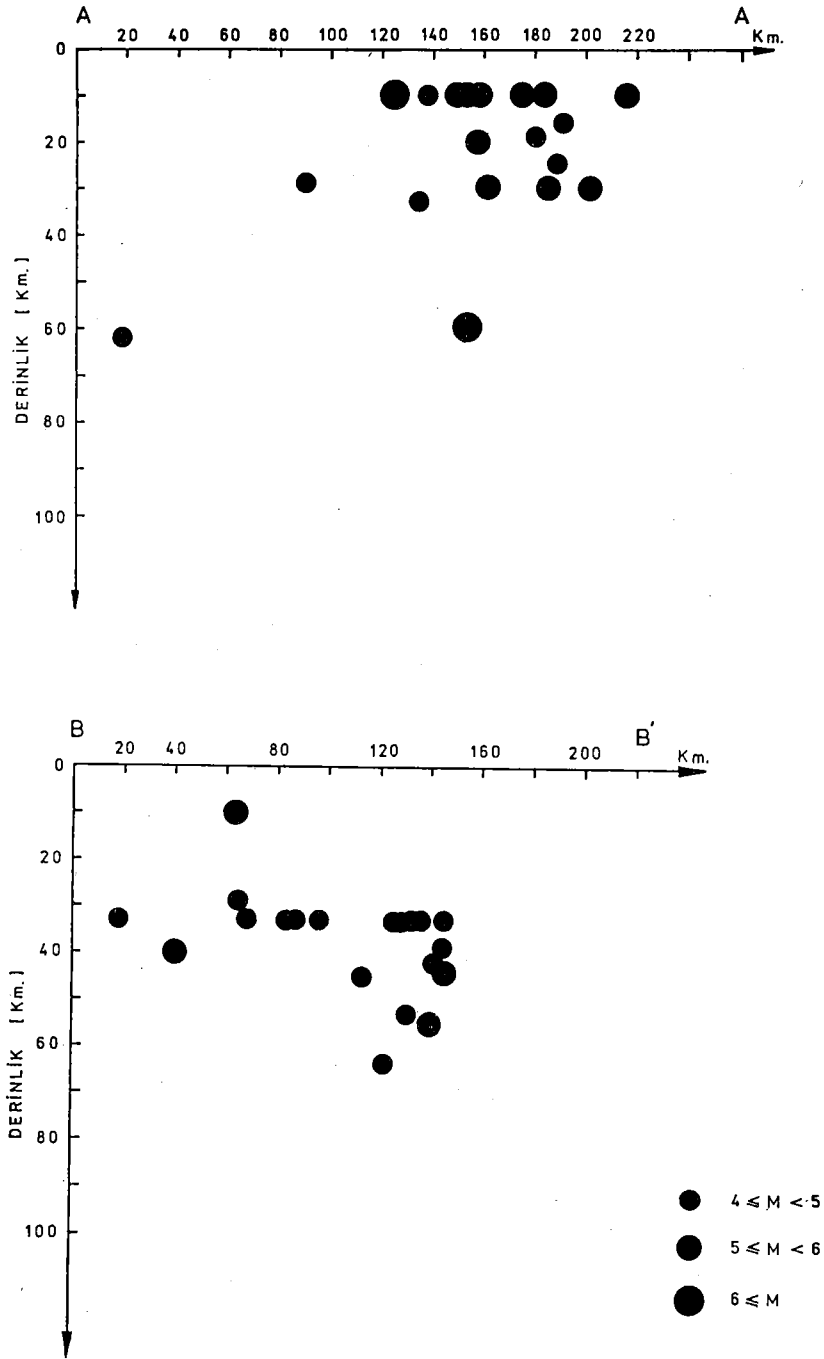


Şekil-1

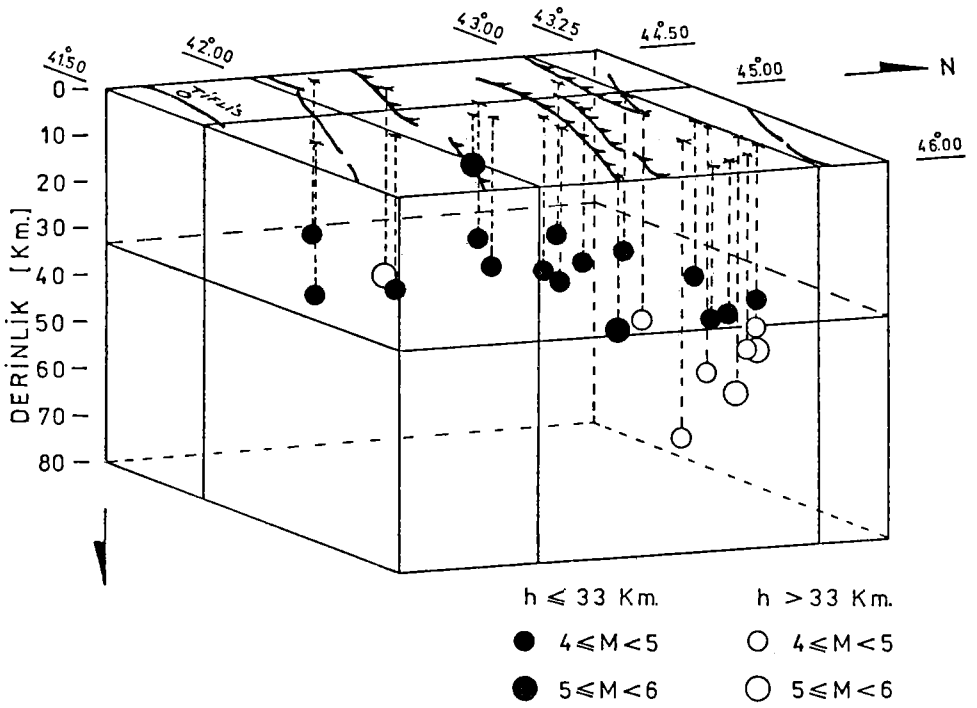




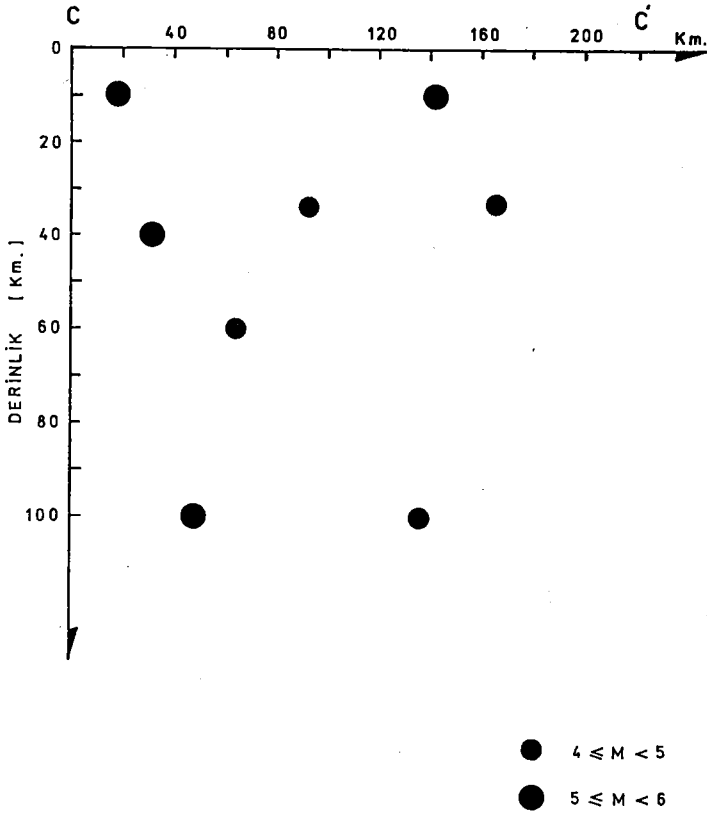
Şekil - 3



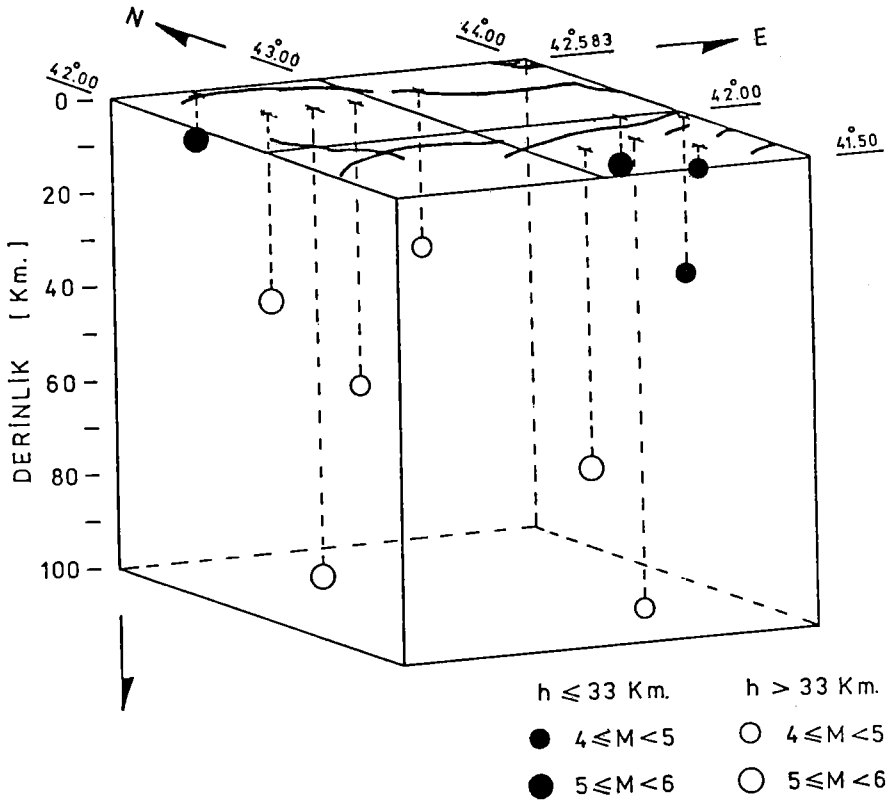
Şekil - 4



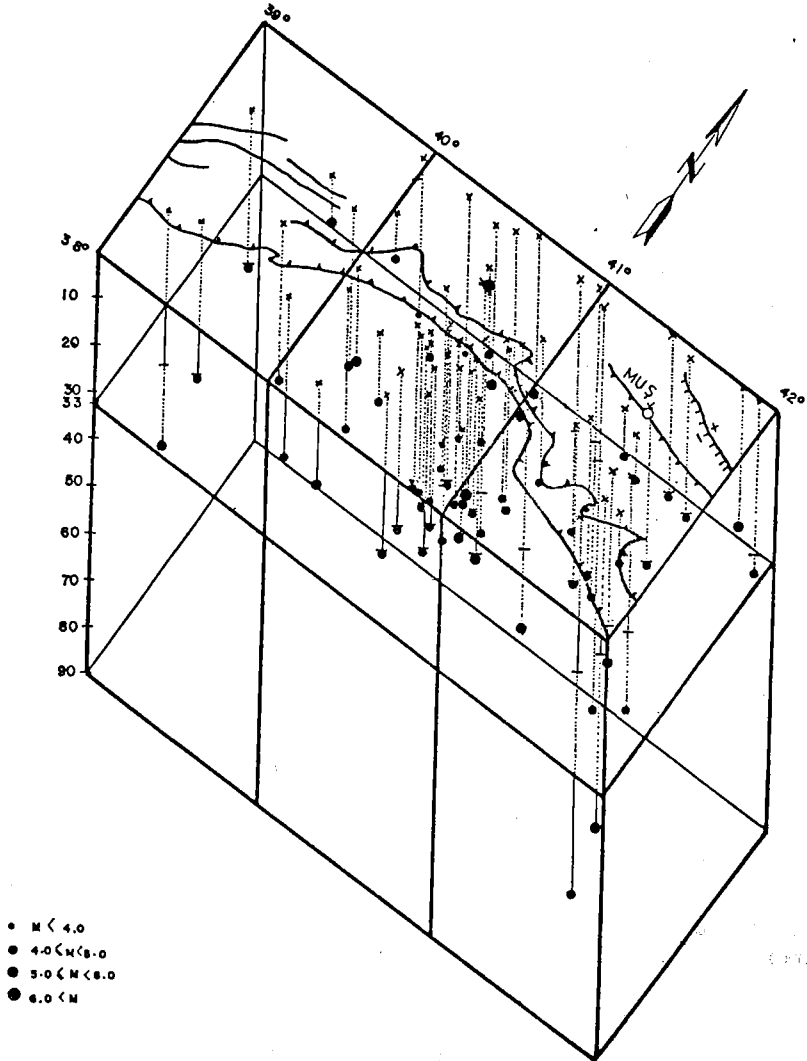
Şekil - 5



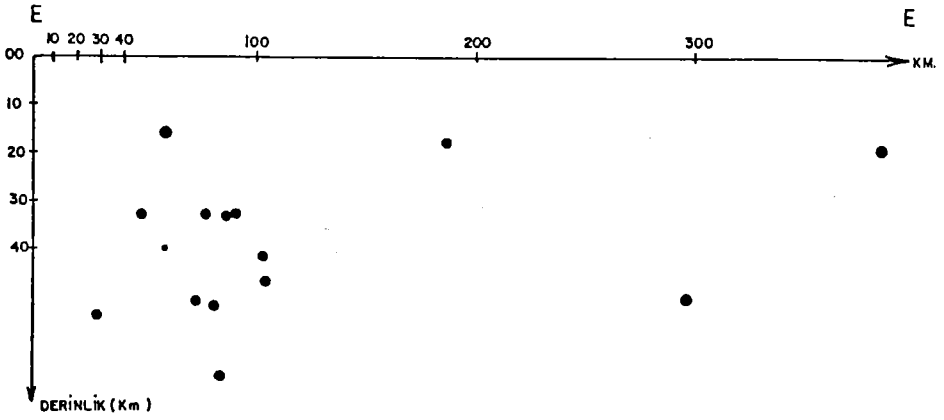
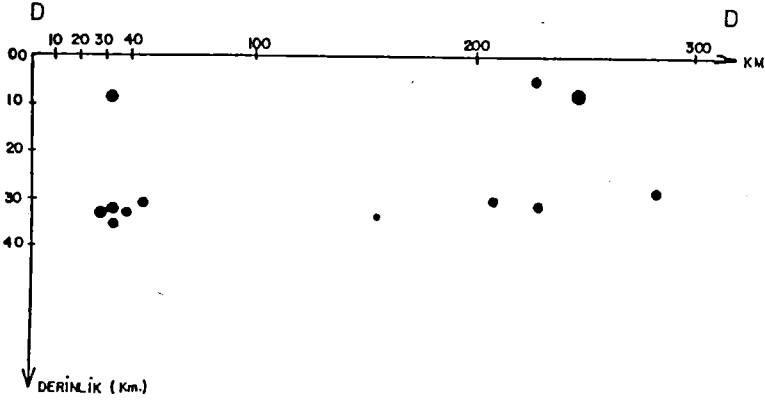
Şekil - 6



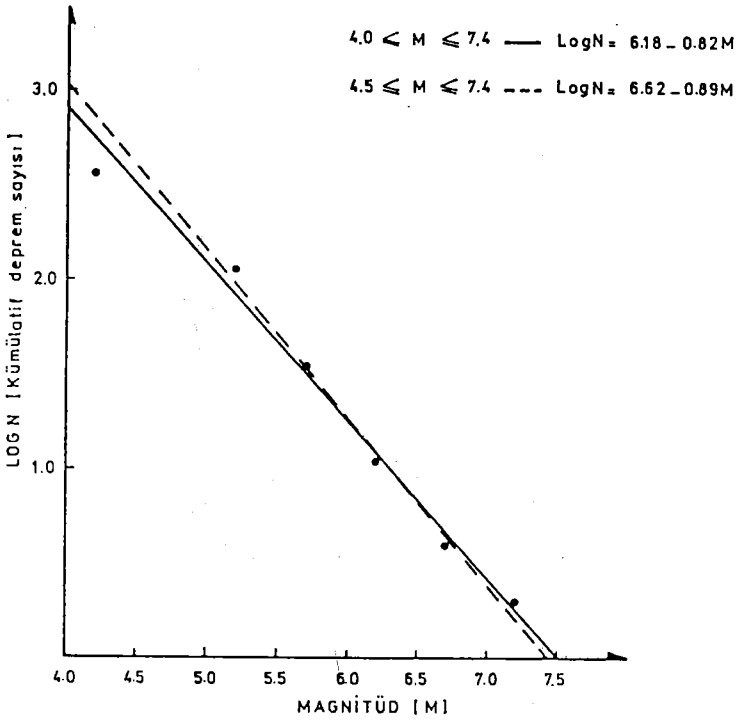
Şekil - 7



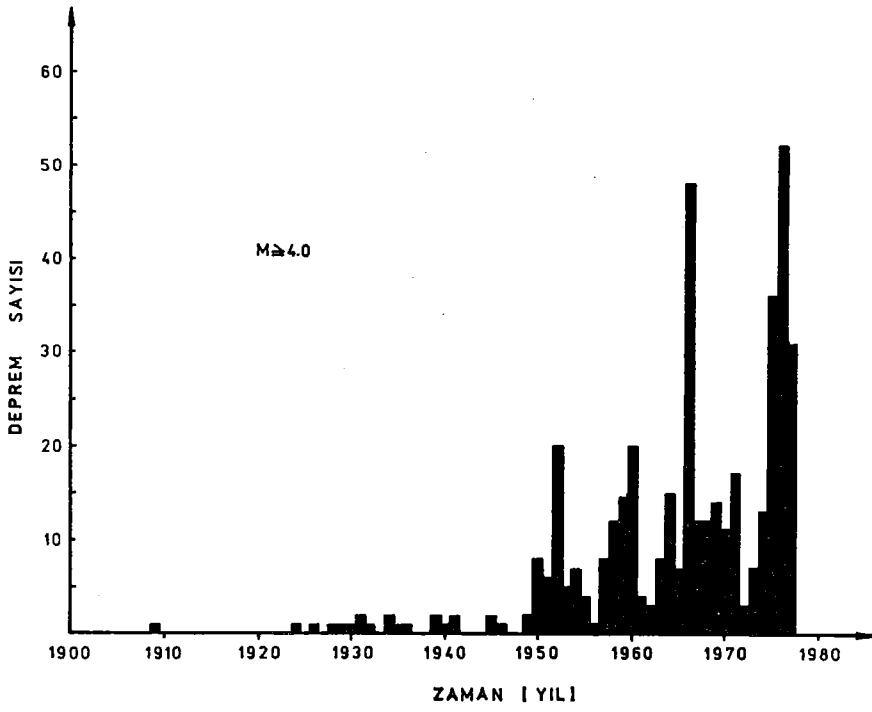
Şekil - 8



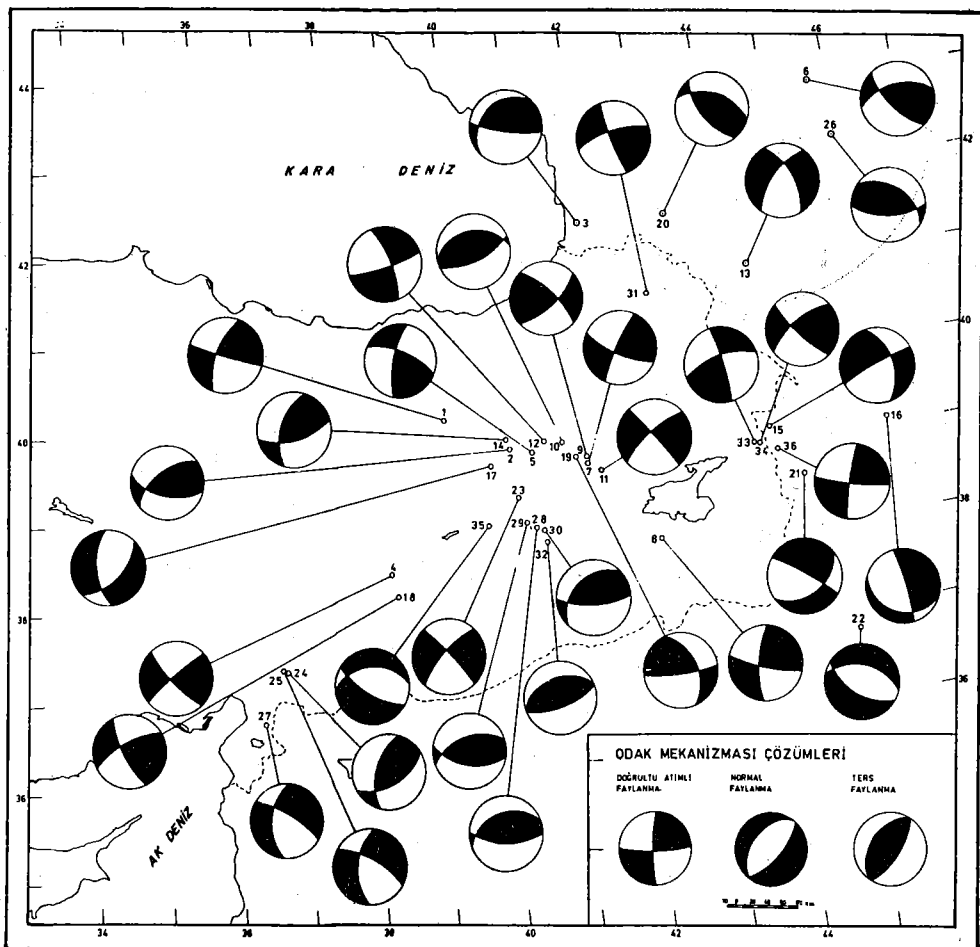
Şekil - 9



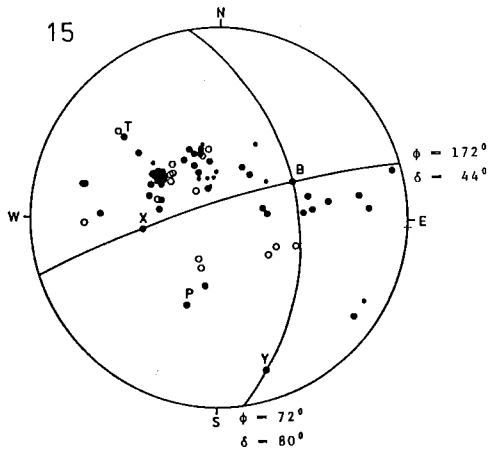
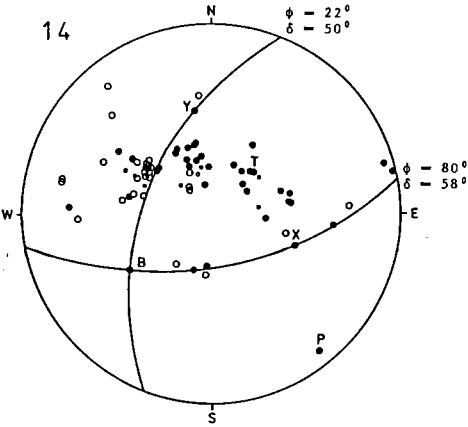
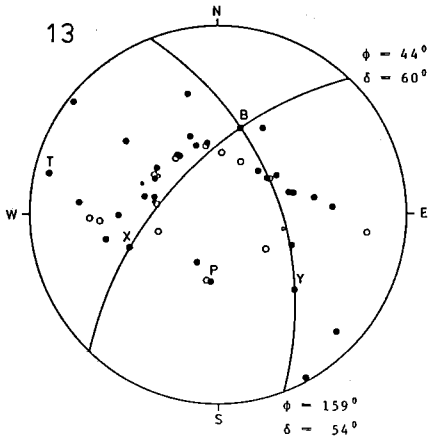
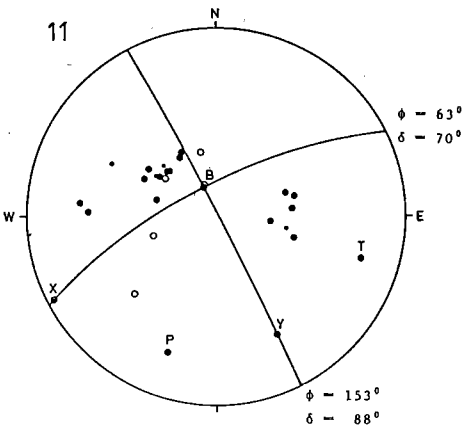
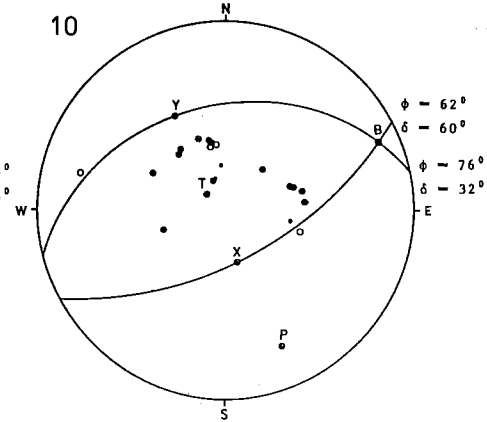
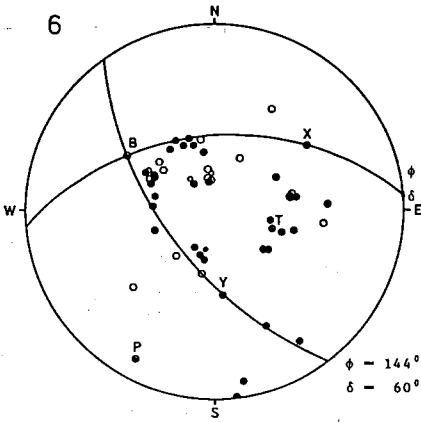
Şekil - 10



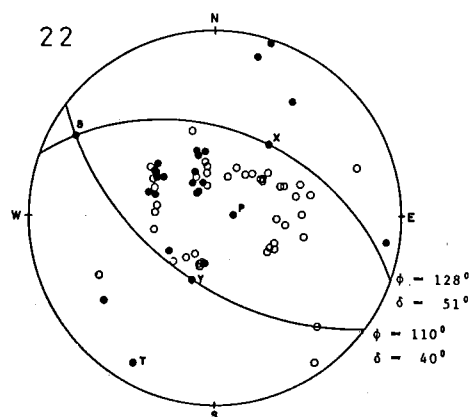
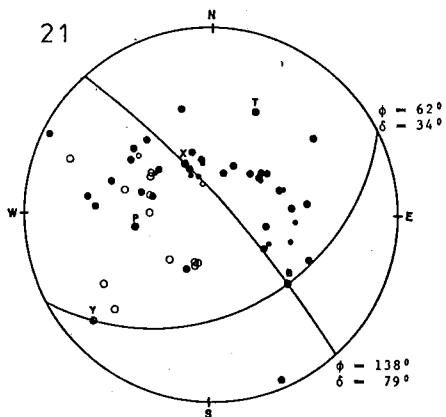
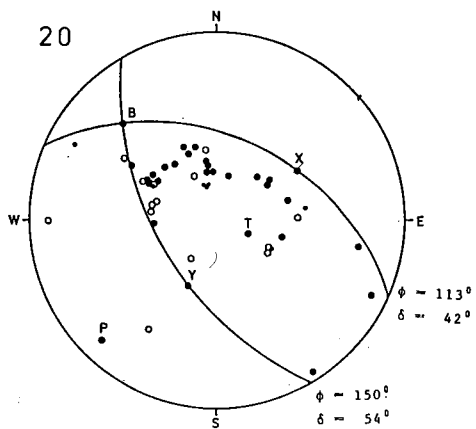
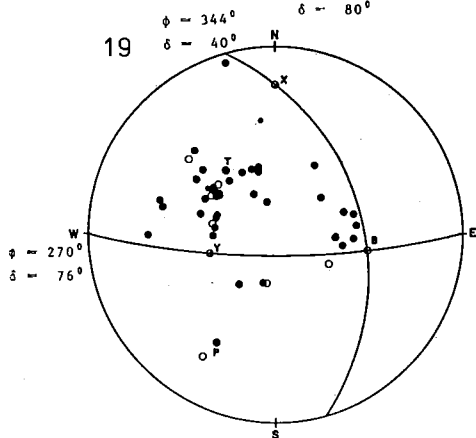
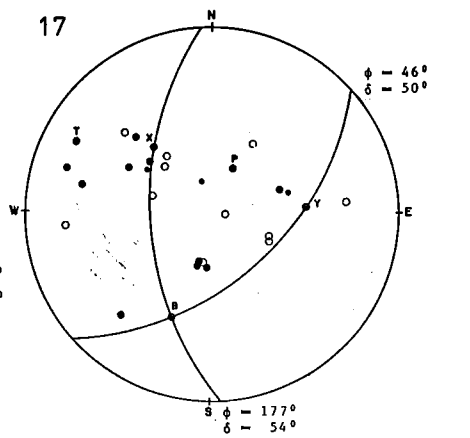
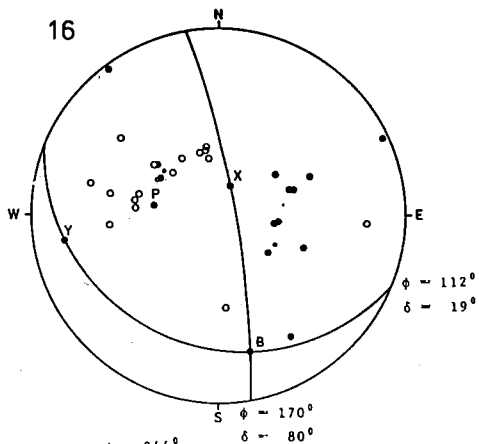
Şekil - 11



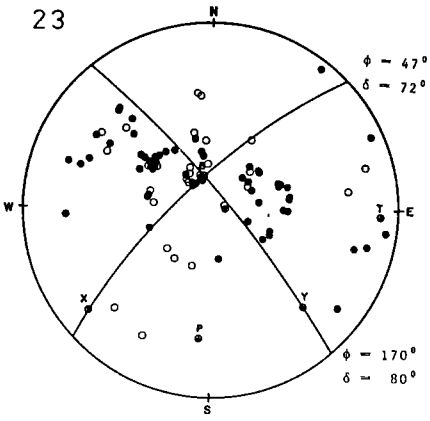
Şekil - 12



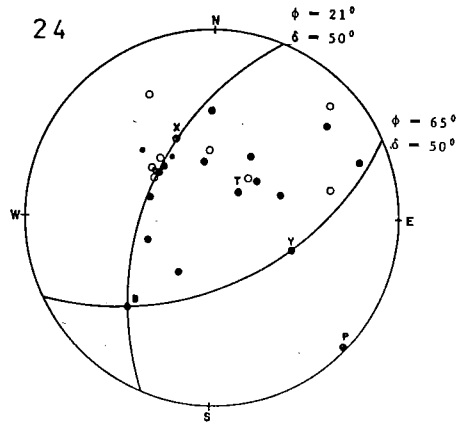
Şekil - 13:



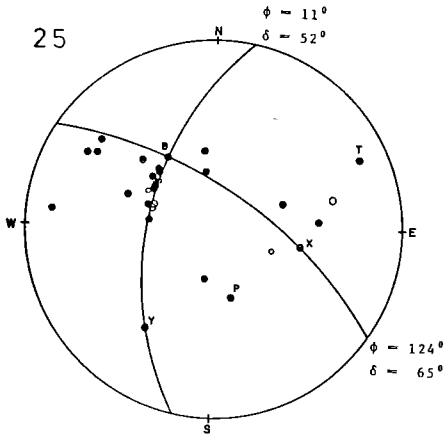
23



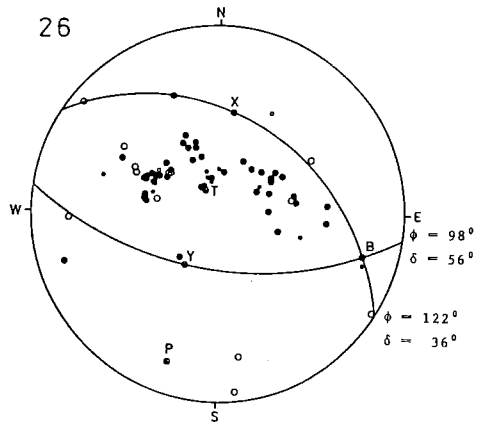
24



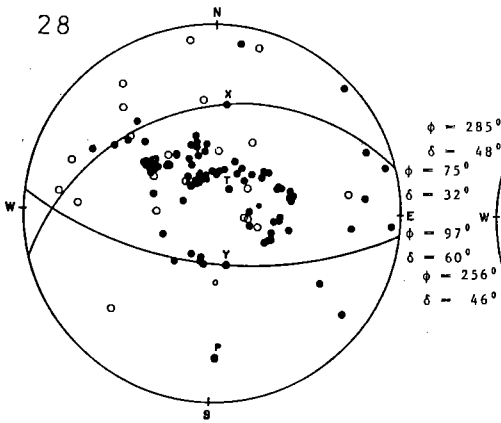
25



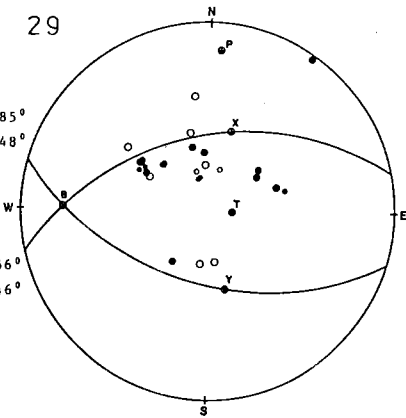
26



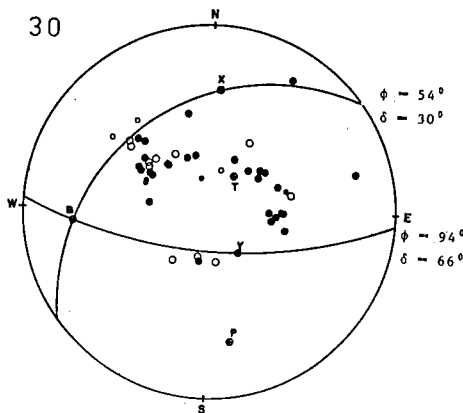
28



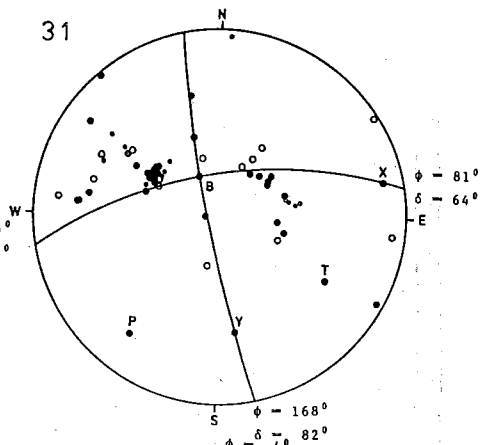
29



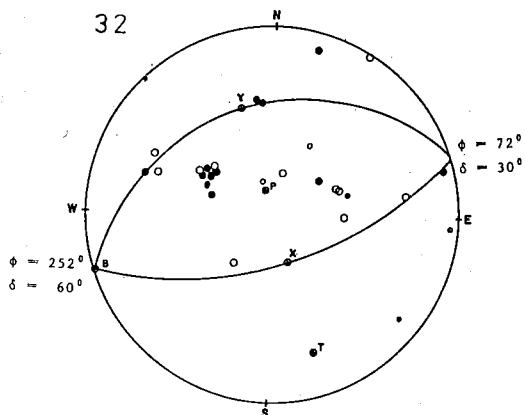
30



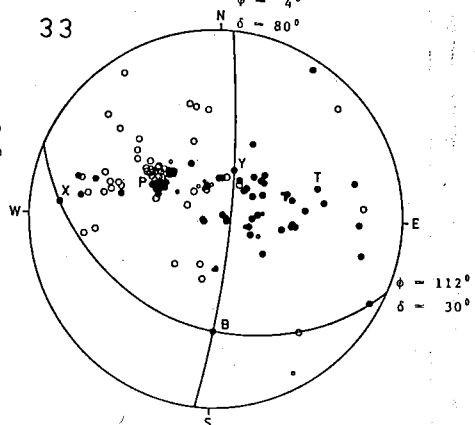
31



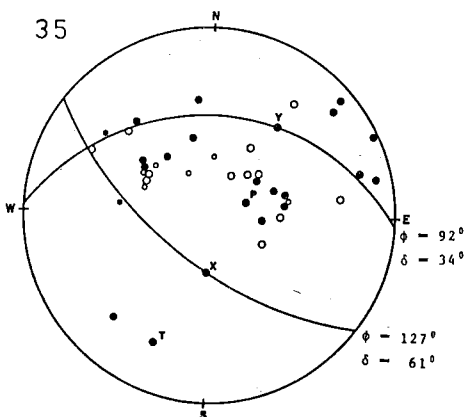
32



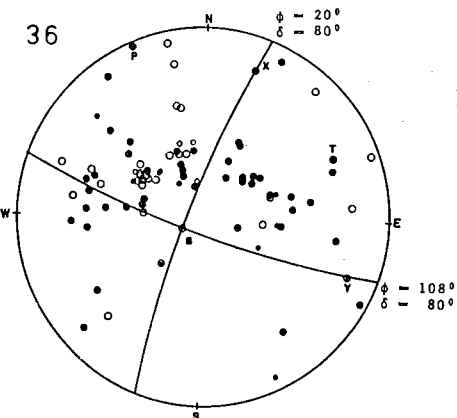
33

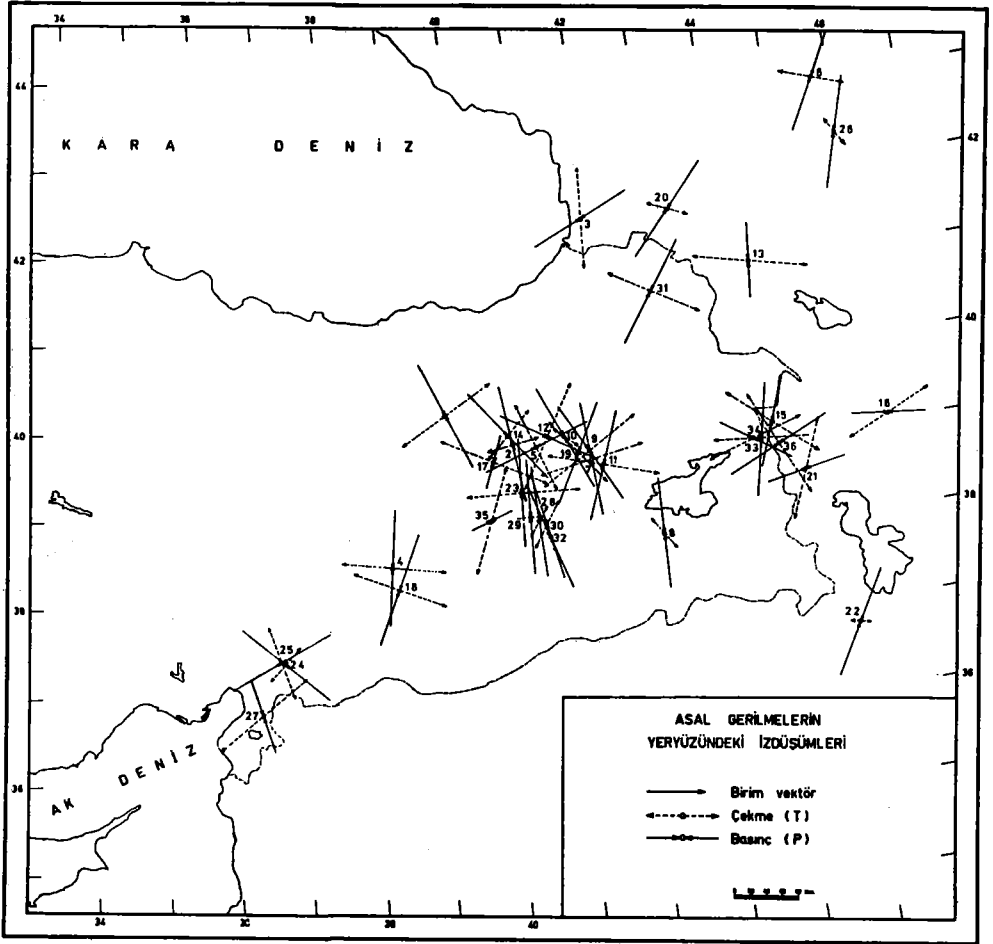


35

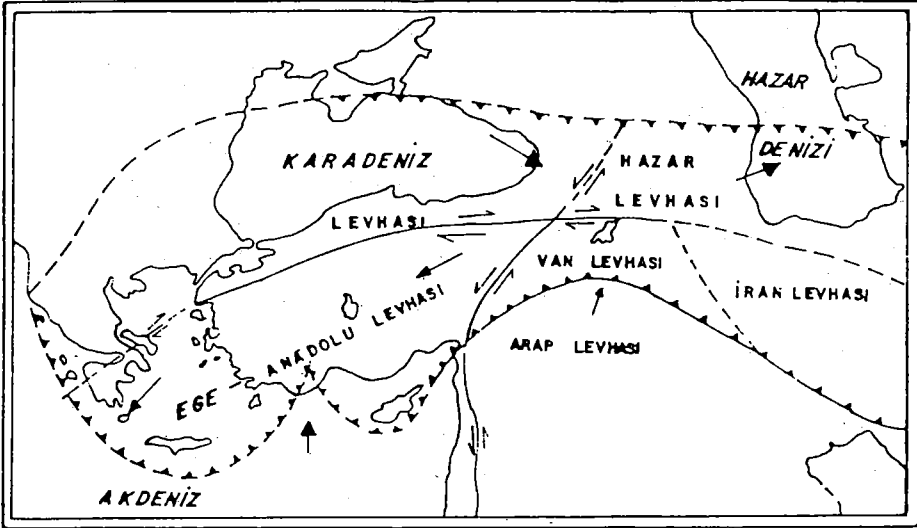


36





Şekil - 14



Şekil - 15

1975-1982 YILLARINA İLİŞKİN BATI ANADOLU DEPREM VERİLERİNİN
İSTATİSTİKSEL ÇÖZÜMLEMESİ

STATISTICAL ANALYSIS OF EARTHQUAKE DATA OF WESTERN ANATOLIA
FOR YEARS 1975-1982

Y.Doç.Dr.Hüseyin Tatlıdil*

Doç.Dr. Hülya Çıngı*

SUMMARY

In this paper, 8129 earthquakes have been classified by computer according to their magnitudes and Occurred times as year, season, month, day-night, time period. Then the effects of the occurred time on the earthquakes have been examined.

The relationship between magnitude and frequency of occurrences, the probability density function of magnitudes have been obtained. In this study, at last the largest earthquake of the each period have been examined and the return periods of the earthquakes of various magnitudes have been estimated.

ÖZET

Bu çalışmada ilk olarak sekiz yılda gözlenen 8129 deprem verisi, magnitüdlere ve (yıl, mevsim, ay, gece-gündüz, zaman dilimi gibi) oluş zamanlarına göre bilgisayar kullanılarak sınıflandırılmış, zamanın depremlerin magnitüdlere ile oluş sayıları üzerinde etkili olup olmadığı araştırılmıştır.

Daha sonra depremlerin oluş sıklıkları ile magnitüdlere arasındaki ilişki bulunmuştur. Ayrıca, magnitüd raslantı değişkeninin ve belli zaman dilimlerinde gözlenecek en şiddetli depremlerin olasılık yoğunluk fonksiyonları elde edilmiştir. Çalışmada son olarak, çeşitli magnitüdlere depremlerin geri dönüş süreleri kestirilmiştir.

*Hacettepe Üniversitesi Fen Fakültesi, İstatistik Bölümü Öğretim Üyesi.

GİRİŞ

Doğal afetlerin en büyüklerinden biri olan depremin, önceden tahmin edilmesi ve zararlarının olabildiğince azaltılması için son yıllarda yoğun çalışmalar yapılmaktadır. Türkiye de dünyanın en etkin deprem kuşaklarından birinin üzerinde bulunmaktadır. Geçmiş yıllarda yurdumuzda birçok büyük deprem pek çok can ve mal kaybına neden olmuştur. Türkiye`de gözlenen depremlerin tümü yer kabuğunu oluşturan ve "levha" adı verilen kitlelerin hareketinden olan "tektonik" depremlerdir (Deprem, 1984).

Depremlerin ölçümünde ve değerlendirilmesinde bir çok parametre kullanılmaktadır. Bunlardan biri şiddettir (intensity). Herhangi bir derinlikte olan depremin yeryüzünde hissedildiği bir noktadaki etkisinin ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Bu tanıma göre, bir depremin şiddeti, onun yapılar, doğa ve insanlar üzerindeki etkisinin bir ölçüsü olmaktadır. Bu ölçü ise, öznel (subjektif) bir ölçüdür. Bir diğer parametre ise, magnitüd (magnitude) dır. Magnitüd, deprem sırasında açığa çıkan enerjinin bir ölçüsü olarak tanımlanan nesnel (objektif) bir değerdir. Yaygın olarak A.B.D`li bilim adamı Prof. C. Richter tarafından geliştirilen Richter ölçeği ile ölçülmektedir (Yücceman, 1982). Magnitüd, aletsel ve gözlemsel magnitüd olmak üzere iki gruba ayrılır.

- Aletsel Magnitüd : Standart bir sismografla kaydedilen deprem hareketinin çeşitli fonksiyonlarının kullanılması ile yapılan hesaplamalar sonucunda elde edilmektedir. Bu değer hacim ve yüzey dalgalarından bulunmaktadır. Genellikle hacim dalgalarından hesaplanan magnitüdüler, m ile, yüzey dalgalarından hesaplananlar ise, M ile gösterilmektedir. Her iki magnitüd değerleri birbirine dönüştürülebilmektedir.

- Gözlemsel Magnitüd : Bu değer, gözlem sonucu elde edilen dış merkez (episantr) şiddetinden hesaplanmaktadır. (Deprem, 1984).

Bu çalışmada, depremlerin magnitüdülerinin oluş zamanlarının önceden belirlenmesi çalışmalarına katkıda bulunmak amacıyla, Türkiye`de, Batı Anadolu`da son sekiz yılda kaydedilmiş olan depremlerin istatistiksel bir değerlendirilmesi yapılacaktır. Bu amaçla ilk olarak sırasıyla depremlerin oluş sayısı ve magnitüdülerinin,

- a) Yıllara göre,
- b) Mevsimlere göre,
- c) Aylara göre,
- d) Gece ve gündüze göre,
- e) Zaman dilimlerine göre,

farklılık gösterip göstermediği araştırılacaktır. Ayrıca, depremlerin oluş sayıları ve magnitüdüleri kullanılarak, magnitüde bağlı deprem sayılarının belirlenmesinde kullanılan bir model kurulacaktır. Aynı biçimde, magnitüd raslantı değişkeni ile en şiddetli depremlerin olasılık yoğunluk ve dağılım fonksiyonları bulunacaktır. Son olarak çeşitli magnitüdüdeki depremlerin geri dönüş süreleri (return periods) bulunup tablolastırılacaktır.

2. GENEL BİLGİLER

Çalışmada, 35° ile 42° kuzey enlemleriyle 25° ile 32° doğu boylamları arasında kalan Batı Anadolu'da 1975-1982 tarihleri arasında kaydedilen tüm depremler ele alınmaktadır. Bu depremler, Kandilli Rasathanesinden bir grup tarafından derlenerek yayınlanmıştır. (Deprem Araştırma Bültenleri, 1977, 1979, 1980, 1982, 1983, 1984).

Araştırmada verilerin 1975 yılından başlatılmasının başlıca iki nedeni vardır.

1. Kandilli rasathanesi tarafından Batı Anadolu Bölgesinde 1971 yılından itibaren kurulmaya başlanan deprem istasyonlarının 1975 yılında yeterli sayıya ulaşması ile verilerin daha güvenilir duruma gelmesi,

2. Bu tarihten itibaren "International Seismological Center (ISC) " tarafından hazırlanan aylık deprem kataloglarının yayınlanmaya başlamasıdır. Genellikle iki yıl gecikme ile yayınlanan bu kataloglarda, Batı Anadolu'da en az ortalama 2,5 magnitüde kadar oluşan tüm depremler eksiksiz olarak yer almaktadır. Magnitüd değerleri, "United States Department of Interior Geological Survey " (N.S.G.S) ", tarafından verilen ve P yüzey dalgalarından bulunan M değerlerinin birçok deprem istasyonu tarafından elde edilen magnitüdüler ortalaması olup, M_B ile gösterilmektedir (Üçer, S.B. ve arkadaşları, 1977).

3- İSTATİSTİKSEL ÇÖZÜMLEME

Önceki bölümde belirtilmiş olan kaynaklardan, 1975-1982 yıllarında kaydedilen 8129 depremin oluş zamanları ve magnitüde-leri kullanılarak aşağıdaki tablo oluşturulmuştur.

TABLO 3.1. 1975-1982 Yıllarında Meydana Gelen Depremlerin Magnitüde-lerine Göre Sıklık Dağılımı

Sınıf No	Alt Sınır	Sınıf Değeri (M)	Üst Sınır	Sıklık Sayı	%
1	-	1,0	1,25	27	0,003
2	1.26	1.5	1.75	169	0.021
3	1.76	2.0	2.25	887	0.109
4	2.26	2.5	2.75	2402	0.296
5	2.76	3.0	3.25	2333	0.287
6	3.26	3.5	3.75	1550	0.191
7	3.76	4.0	4.25	594	0.073
8	4.26	4.5	4.75	140	0.017
9	4.76	5.0	5.25	20	0.003
10	5.26	5.5	5.75	4	
11	5.76	6.0	6.25	2	
12	6.26	6.5	6.75	1	
Toplam				8129	1.000

Tablo 3.1`den ortalama magnitüd $\bar{M}=2,9$ olarak bulunmak-tadır. Depremlerden % 90.7`sinin magnitüde-leri 3.5 yada daha küçük ($M \leq 3.5$) olup tehlikeli olmayan türden hafif sallantılar olduğu görülmektedir. Ayrıca depremlerin % 9`unun magnitüdü 4.0 ile 4.5 arasında ($4.0 \leq M \leq 4.5$) ve %0.3`ünün magnitüdü ise 5.0 ya da daha büyük ($M \geq 5.0$) olup yıkıcı olarak nitelendirilen deprem türünden olduğu söylenilebilir. Tabloda ortalama 1.0, 1.5 ve 2.0 magnitüdüde- sınıflarda daha az veri bulunması, 1 SC katolog-larının ortalama 2.5 magnitüd alt sınırını esas alması ile ya da küçük magnitüdüde- depremlerin kaydedilmesinin güç olması ile açıklanabilir.

3.1. Deprem Sayılarının Yıllara Göre İncelenmesi:

Depremler, oluş yıllarına ve magnitüde-lerine göre sınıflan-dırılarak Tablo 3.2 elde edilmiştir.

TABLO 3.2. Depremlerin Magnitüdleri Yönünden Yıllara Dağılımı

Yıllar	M:1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	Toplam
1975	25	105	117	144	126	166	83	30	4	3	2	1	806
1976	1	29	147	484	581	301	102	25	2	-	-	-	1672
1977	-	-	44	308	325	184	84	26	4	-	-	-	975
1978	1	6	113	288	291	168	68	16	-	-	-	-	951
1979	-	19	263	377	301	215	43	7	5	-	-	-	1230
1980	-	4	81	203	212	154	54	5	3	-	-	-	716
1981	-	5	73	269	228	157	53	16	2	1	-	-	831
1982	-	1	49	302	269	205	107	15	-	-	-	-	948
Toplam	27	167	887	2402	2333	1550	594	140	20	4	2	1	8129

Deprem oluş sayıları ve magnitüdlerinin yıllara göre farklılık gösterip göstermediği nitel veriler için kullanılan khi-kare (χ^2) testinden yararlanılarak araştırılmıştır.

Beşten az sıklıkları olan 1.0, 1.5 ve 2.0 magnitüdü sınıflar ile 4.5, 5.0, 5.5, 6.0 ve 6.5 magnitüdü sınıflar kendi aralarında birleştirildikten sonra, en farklı yılın 1975 yılı olduğu, daha sonra sırasıyla 1979, 1982, 1977 ve 1981 yıllarının da farklı olduğu; 1976, 1978 ve 1980 yılları arasında önemli bir farklılık olmadığı sonucuna ulaşılmıştır.

3.2. Deprem Sayılarının Mevsimlere Göre İncelenmesi:

Depremlerin meydana geldikleri mevsimler ve magnitüdülerine göre sınıflandırılmasından Tablo 3.3 elde edilmiştir.

Depremlerin oluş sayıları ile magnitüdüleri yönünden mevsimler arasında farklılık olup olmadığı khi-kare testi ile incelenmiştir. Yine yukarıda açıklanan nedenlerden dolayı, ilk iki ve son beş sütun birleştirilerek 4x7 boyutlu tabloya khi-kare testi uygulanmıştır. Test sonucu sırasıyla, en az deprem gözlemine sahip kış mevsimi ile en çok deprem gözlemine sahip ilkbahar mevsiminin Yaz ve Sonbahar mevsimlerinden istatistiksel olarak farklı oldukları sonucuna ulaşılmıştır. Gerçekten de Tablo 3.3, incelendiğinde 6.0 ve 6.5 magnitüdü depremlerin tümünün ilkbahar mevsiminde olduğu görülmektedir.

3.3. Deprem Sayılarının Aylara Göre İncelenmesi:

Depremlerin meydana geldikleri aylar ve magnitüdülerine göre sınıflandırılmasından Tablo 3.4. elde edilmiştir.

Kesim 3.2`de deprem sayıları ile magnitüdülerinin mevsimlere göre farklılık gösterdiği bulunmuştur. Bu farklılığın hangi aylardan kaynaklandığının araştırılmasından da yukarıdaki sonucu doğrulayıcı bir sonuca ulaşılması beklenir. Nitekim Tablo 3.2`deki gibi sınıf birleştirmeleri yapıldıktan sonra 12x7 boyutlu tabloya uygulanan khi-kare testi sonuçlarına göre sırasıyla, Mart, Haziran, Ağustos, Nisan, Şubat, Aralık ve Kasım aylarının farklı olduğu, Ocak, Mayıs, Temmuz, Eylül ve Ekim ayları arasında önemli bir farklılık olmadığı sonucuna ulaşılmıştır.

TABLO 3.3. Depremlerin Magnitüdüleri Yönünden Mevsimlere Dağılımı

Mevsimler	M : 1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	Toplam
İlkbahar	14	66	260	711	684	425	191	41	5	1	2	1	2401
Yaz	4	35	174	611	597	443	142	40	5	-	-	-	2051
Sonbahar	7	35	204	590	591	381	130	23	7	2	-	-	1970
Kış	2	33	249	490	461	301	131	36	3	1	-	-	1707
Toplam	27	169	887	2402	2333	1550	594	140	20	4	2	1	8129

TABLO 3.4. Depremlerin Magnitüdüleri Yönünden Aylara Dağılımı

Aylar	M : 1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	Toplam
Ocak	2	14	69	155	149	93	39	13	2	-	-	-	536
Şubat	-	12	98	169	170	110	49	13	-	-	-	-	621
Mart	4	40	96	225	201	121	56	16	2	1	1	1	764
Nisan	2	14	67	184	149	138	61	9	1	-	1	-	626
Mayıs	8	12	97	302	334	166	74	16	2	-	-	-	1011
Haziran	1	13	56	225	232	194	58	22	4	-	-	-	805
Temmuz	2	18	81	222	193	116	41	8	1	-	-	-	682
Ağustos	1	4	37	164	172	113	43	10	-	-	-	-	564
Eylül	2	9	64	220	217	129	46	5	1	1	-	-	694
Ekim	-	10	58	191	196	137	38	6	3	-	-	-	639
Kasım	5	16	82	179	178	115	46	12	3	1	-	-	637
Aralık	-	7	82	166	142	98	43	10	1	1	-	-	550
Toplam	27	169	887	2402	2333	1550	594	140	20	4	2	1	8129

3.4. Deprem Sayılarının Oluş Zamanına Göre İncelenmesi :

Depremlerin oluş zamanı (gece-gündüz) ve magnitüdlere göre sınıflandırılması Tablo 3.5`de verilmektedir.

Deprem magnitüdleri ve oluş sayıları üzerinde oluş zamanının (gece-gündüz) etkili olup olmadığı khi-kare testi ile incelenmiştir. Gerekli birleştirmelerden sonra 2x9 boyutlu tabloya uygulanan test sonucunda gece-gündüz ayrımının önemli olmadığı sonucuna ulaşılmıştır.

3.5. Deprem Sayılarının Zaman Dilimlerine Göre İncelenmesi :

Depremlerin oluş zamanları 0:01-6:00; 6:01-12:00; 12:01-18:00; 18:01-24:00 saatleri biçiminde gruplandırılarak, oluş sayıları ve magnitüdlерinden aşağıdaki Tablo 3.6 elde edilmiştir.

Depremlerin oluş sayıları ve magnitüdleri yönünden zaman dilimleri arasındaki farklılığın önemli olmadığı 4x8 boyutlu tabloya khi-kare testi uygulanarak bulunmuştur. Ancak her ne kadar zaman dilimleri arasındaki farklılık istatistiksel olarak önemli bulunmamış ise de 6.0 magnitüdü iki ve 6.5 magnitüdü bir depremin tümünün 0:01-6:00 saatleri arasında gözlenmiş olması dikkat çekicidir.

4. MODEL KURMA ÇALIŞMALARI

Bu bölümde önce deprem (tekrar) sayıları ile magnitüdlер arasındaki ilişki araştırılacak, daha sonra sırasıyla deprem raslantı değişkeninin ve en şiddetli depremlerin yoğunluk fonksiyonları bulunacaktır. Son olarak ise, çeşitli magnitüdlерdeki depremlerin tekrarlanma süreleri (return periods) kestirilecektir.

4.1. Deprem Sayıları ile Magnitüdlер Arasındaki İlişki:

Deprem (tekrar) sayıları ile magnitüdlер arasındaki ilişki Gutenberg ve Richter tarafından,

$$\log_{10} N = b_0 + b_1 M \quad (4-1)$$

biçiminde verilmiştir. Burada N tekrar sayısını, M`de magnitüdü göstermektedir. Pek çok araştırmacı bu ilişkiden yararlanarak çeşitli ülkeler için bağıntılar bulmuşlardır. Örneğin Milne ve Davenport Batı Kanada`ya ilişkin 10 yıllık verilerden,

TABLO 3.5. Depremlerin Magnitüdüleri Yönünden Gece ve Gündüze Dağılımı

Zaman	M : 1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	Toplam
Gece	18	91	478	1232	1267	827	308	75	7	2	2	1	4308
Gündüz	9	78	409	1170	1066	723	286	65	13	2	-	-	3821
Toplam	27	169	887	2402	2333	1550	594	140	20	4	2	1	8129

TABLO 3.6. Depremlerin Magnitüdüleri Yönünden Zaman Dillimlerine Dağılımı

Zaman Dillimleri	M : 1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	Toplam
0:01-6:00	9	48	236	591	606	406	148	38	6	2	2	1	2093
6:01-12:00	5	36	205	597	519	353	135	33	7	1	-	-	1891
12:01-18:00	4	42	204	573	547	370	151	32	6	1	-	-	1930
18:01-24:00	9	43	242	641	661	421	160	37	1	-	-	-	2215
Toplam	27	169	887	2402	2333	1550	594	140	20	4	2	1	8129

$$\log_{10} N = 4.10 - 0.67M \quad (4-2)$$

bağıntısını elde etmiştir. Bulunan tüm bağıntılarda regresyon katsayısı (ya da eğim) olarak adlandırılan b_1 katsayısının 0.65 ile 1.40 aralığında olduğu görülmüştür. (Ramachandran, 1980), Ayrıca Ayhan E. ve Sancaklı N yaptıkları çalışmada N, depremi kaydeden istasyon sayısı ve M, magnitüd değeri olmak üzere 1971-1975 yıllarındaki Batı Türkiye deprem verilerinden, bu değişkenler arasındaki ilişkiyi,

$$M = 2.608 + 1.070 \log N \quad (4-3)$$

biçiminde bulmuşlardır (Deprem Araştırma Bülteni, 42, 61 1983).

Bu kesimde, 1975-1982 yıllarına ilişkin veriler kullanılarak tekrar sayıları ile magnitüdüler arasında (4-1) deki ilişkiye benzer bir model bulunacaktır. Bu amaçla ilkin, Tablo 3.1`deki sınıflandırılmış verilerden yararlanılarak tekrar sayısı $Y (= \log_{10} N)$ ile M magnitüd değişkenleri arasındaki ilişki modellenmeye çalışılmıştır.

Önce 12 sınıf için polinomial (2. derece), doğrusal ve logaritmik kalıplar denenmiş ancak kurulan modellerin tutarsız olduğu görülmüştür. Benzer biçimde, yine 12 sınıf için $Y=N$ alınarak polinomial (5.derece), doğrusal, logaritmik, üstel, geometrik kalıplar denenmiş ancak yine tutarlı bir modele ulaşamamıştır (Tablo 4.1).

İkinci olarak, ISC kataloglarının ortalama 2.5 magnitüd alt sınır değerini esas almış olması ve yararlandığımız verilerin asıl kaynağının da ISC katalogları olması nedeniyle Tablo 3.1`deki 1.0 , 1.5 , 2.0 ortalama magnitüdü ilk üç sınıf işlem dışı bırakılarak, 9 sınıf için $Y = \log_{10} N$ ve $Y=N$ değişkenleri ile M değişkeni arasındaki ilişki yukarıdaki kalıplara denenmiştir. Bu modellerin yine tutarsız olduğu görülmüştür (Tablo 4.1).

Son olarak, dağılımın tepe noktası olan 2,5 ortalama magnitüdü sınıfda işlem dışı bırakılarak, önce 8 sınıf için $Y = \log_{10} N$ ile M değişkenleri arasındaki ilişki doğrusal ve logaritmik kalıplara denenmiştir. Sonuç olarak bu iki modelinde tutarlı olduğu görülmüştür (Tablo 4.1). Daha sonra, $Y=N$ alınarak polinomial (2.derece), doğrusal, logaritmik, üstel ve geometrik kalıplar denenmiştir. Bu modellerden, üstel modelin tutarlı, ötekilerin tutarsız olduğu görülmüştür.

TABLO 4.1. Y ve M Değişkenleri Arasında Denenen Çeşitli Modeller ve Tutarlılık Göstergeleri

S.Say	Y	Model	F.Değeri	R ² .Değeri	AKT= $\sum (\hat{Y}_i - Y_i)^2$	Model ve Tutarlılığı
12	Log ₁₀ N	2.Derece Polinom $\hat{Y} = b_0 + b_1X + b_2X^2$	41.047	0.90	1.6	$\hat{Y} = 0.2982 + 1.8209X - 0.3024X^2$ TUTARSIZ
12	Log ₁₀ N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1X$	7.7372	0.44	9.3	$\hat{Y} = 3.65 - 0.447X$ TUTARSIZ
12	Log ₁₀ N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	2.66	0.21	13.0	$\hat{Y} = 3.106 - 0.96 \log X$ TUTARSIZ
12	N	5.Derece Polinom $\hat{Y} = b_0 + b_1X + \dots + b_5X^5$	20.13	0.94	522996.6	$\hat{Y} = 11022.8 - 25009X + 19443.1X^2 + 6317.7X^3 + 905.4X^4 - 47.5X^5$ TUTARSIZ
12	N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1X$	1.6	0.14	7983233.9	$\hat{Y} = 1396.341 - 191.7X$ TUTARSIZ
12	N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	0.41	0.04	8931023.8	$\hat{Y} = 1047.1 - 311.6 \log X$ TUTARSIZ
12	N	Üstel $\hat{Y} = b_0 e^{b_1X}$	7.7	0.44	49.0	$\hat{Y} = 4471.9e^{-1.03X}$ TUTARSIZ
12	N	Geometrik $\hat{Y} = b_0 X^{b_1}$	2.6564	0.21	68.7	$\hat{Y} = 1276.9\bar{X}^{2.2}$ TUTARSIZ

TABLO 4.1. (Devam) Y ve M Değişkenleri Arasında Denenen Çeşitli Modeller ve Tutarlılık Göstergeleri

S.Say	Y	Model	F.Değeri	R ² Değeri	AKT= $\sum(\hat{Y}_i - Y_i)^2$	Model ve Tutarlılığı
9	Log ₁₀ N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1 X$	150.76	0.96	0.7	$\hat{Y} = 6.3 - 0.979X$ TUTARSIZ
9	Log ₁₀ N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	65.7	0.90	1.4	$\hat{Y} = 7.773 - 4.03 \log X$ TUTARSIZ
9	N	2.Derece Polinom $\hat{Y} = b_0 + b_1 X + b_2 X^2$	58	0.95	416612.9	$\hat{Y} = 8484.98 - 2933.57X - 250.9X^2$ TUTARSIZ
9	N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1 X$	29.4	0.81	1628462.1	$\hat{Y} = 3822.4 - 675.4X$ TUTARSIZ
9	N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	51.16	0.88	1019549.3	$\hat{Y} = 5134.2 - 2981.3 \log X$ TUTARSIZ
9	N	Üstel $\hat{Y} = b_0 e^{b_1 X}$	150.9	0.96	3.5	$\hat{Y} = 2003132e^{-2.254X}$ TUTARSIZ
9	N	Geometrik $\hat{Y} = b_0 X^{b_1}$	65.7	0.90	7.7	$\hat{Y} = 5944664X^{-9243}$ TUTARSIZ

TABLO 4.1. (Devam) Y ve M Değişkenleri Arasında Denenen Çeşitli Modeller ve Tutarlılık Göstergeleri

S.Say	Y	Model	F. Değeri	R ² Değeri	AKT = $\sum (\hat{Y}_i - Y_i)^2$	Model ve Tutarlılığı
8	Log ₁₀ N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1 X$	239.75	0.98	0.31	$\hat{Y} = 6.8427 - 1.081X$ <u>TUTARLI</u>
8	Log ₁₀ N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	137.1	0.96	0.53	$\hat{Y} = 9.158 - 4.876 \log X$ <u>TUTARLI</u>
8	N	2. Derece Polinom $\hat{Y} = b_0 + b_1 X + b_2 X^2$	112.4	0.98	120155.6	$\hat{Y} = 11254.8 - 4077.8X - 364.2X^2$ TUTARSIZ
8	N	Doğrusal $\hat{Y} = b_0 + b_1 X$	15.9	0.73	1512819.9	$\hat{Y} = 3515.8 - 617.9X$ TUTARSIZ
8	N	Logaritmik $\hat{Y} = b_0 + b_1 \log X$	26.5	0.81	1019548.9	$\hat{Y} = 5135.1 - 2981.8 \log X$ TUTARSIZ
8	N	Üstel $\hat{Y} = b_0 e^{b_1 X}$	239.74	0.98	1.63	$\hat{Y} = 6962971.097 e^{-2.488X}$ <u>TUTARLI</u>
8	N	Geometrik $\hat{Y} = b_0 X^{b_1}$	137	0.96	2.76	$\hat{Y} = 1437656772.8 X^{-11.227}$ TUTARSIZ

Tutarlılık ölçütü olarak F , R^2 , AKT (ayrılış değerleri kareler toplamı) ve \hat{Y}_1 (beklenen değerler) gibi dört gösterge göz önüne alınmıştır. (Draper ve Smith, 1981).

Tablo 4.1'de tutarlı bulunan modeller ve çeşitli göstergeler dikkatle incelenecek olursa, R^2 , F ve AKT değerleri nedeniyle doğrusal model ya da üstel modelin seçilmesi gerektiği düşünülebilir. Ancak bu iki model birbirinin aynıdır çünkü üstel model logaritma kullanılarak doğrusal biçime dönüştürülebilmektedir. Sonuç olarak bu verilerin kullanımından elde edilen en iyi model,

$$\log_{10} \hat{N} = 6.8427 - 1.081 M \quad (4-4)$$

biçiminde doğrusal model olarak belirlenmiştir. Ancak, F , R^2 ve AKT gibi tutarlılık göstergelerinin çok uygun değerler bulunmasına karşın, \hat{Y}_1 , beklenen sıklık değerlerinin pek uygun değerler olmadığı görülmüştür. Bu durumun verilerin yapısından kaynaklandığı söylenebilir.

Burada elde edilen model, diğer ülkeler için bulunmuş modellere de oldukça yakındır. Ayrıca b_1 değerleri 0.65 ile 1.40 sınırları arasındadır.

4.2. Magnitüd Raslantı Değişkeninin ve En Şiddetli Depremlerin Dağılım Fonksiyonlarının Belirlenmesi:

Bilindiği gibi magnitüd, θ alt sınırlı ve kuramsal olarak üst sınırı olmayan sürekli bir raslantı değişkeni olarak tanımlanmaktadır. Burada θ , ölçülebilen en küçük deprem magnitüdüdür. M , çok sayıda deprem verisinden elde edilen ortalama magnitüd, $\mu = (\bar{M} - \theta)^{-1}$ olmak üzere, magnitüd raslantı değişkeninin yoğunluk fonksiyonu,

$$f(M) = \mu e^{-\mu(M-\theta)} \quad \theta \leq M < \infty \quad (4-5)$$

biçiminde bir üstel fonksiyondur (Ramachandran, 1980).

Gözlenen veriler kullanılarak (4-5) bağıntısını elde etmek için üçüncü bölümde olduğu gibi ilk dört sınıf işlem dışı bırakılmıştır. Bu durumda $M=3.0$ olan sınıf magnitüdü en küçük sınıf olduğu için $\theta = 3.0$ alınmış ve işleme katılan 4644

gözlem değerinden $\bar{M}=3,3528$ bulunmuştur. Bu değerler yardımıyla da $\mu=2,8345$ elde edilir. Bulunan parametrelerden ise, (4-5) bağıntısı,

$$f(M) = \mu e^{-\mu(M-\theta)} = 2,8345 e^{-2,8345(M-3.0)} \quad 3.0 \leq M < \infty \quad (4-6)$$

biçiminde bulunmuştur. Ayrıca yoğunluk fonksiyonu kullanarak M raslantı değişkeninin dağılım fonksiyonu da,

$$F(M) = \int_{R_M} \mu e^{-\mu(M-\theta)} dM = -e^{-\mu(M-\theta)} \quad (4-7)$$

olarak bulunur.

Aşağıdaki Tablo 4.2`de gözlenen 4644 verinin, gözlenen ve (4-7) bağıntısından elde edilen beklenen dağılımları bulunmaktadır.

Tablodaki beklenen birikimli olasılıklar (4-7) fonksiyonunun $\theta=3.0$ alt sınır değeri ile her sınıfın üst sınır değerleri arasında integrallenmesinden elde edilmiştir.

Tablo 4.2 den magnitüdüleri 3 ya da daha çok olan 4644 gözlem değerinin kuramsal üstel dağılıma uygunluğu açıkça görülmektedir. Bu uygunluk magnitüdü 5 ya da daha büyük olan ve yıkıcı olarak ifade edilen depremler için % 99.98 gibi çok büyük bir değerdir. Bu durumda örneğin, bir sonraki yıl olması beklenen (magnitüdü 3 ya da daha büyük) ortalama 580 depremden dört tanesinin magnitüdünün 5 ya da daha büyük olacağı söylenebilir. Ayrıca, yine tablodan bir sonraki yıl magnitüdü 7 ya da daha büyük bir depremin olması olasılığının da sifıra yakın olduğu söylenebilir.

Aynı biçimde, her birinde ortalama n tane depremin gözlendiği zaman dilimleri (yıl) düşünülecek olursa, $M_{(1)}$ incelenen zaman diliminde gözlenen (ya da gözlenecek) en şiddetli depremin magnitüdünü göstermek üzere, $M_{(1)}$ raslantı değişkeninin olasılık yoğunluk ve dağılım fonksiyonlarını bulmak olasıdır (Ramaçlıoğran, 1980). Bulunacak fonksiyonlar yine üstel dağılım türüdür ve aşağıdaki gibi bulunur.

$$f(M_{(1)}) \approx e^{-M_{(1)}} e^{-M_{(1)}} \quad 0 < M_{(1)} < +\infty \quad (4-8)$$

$$F(M_{(1)}) = e^{-e^{-M_{(1)}}} \quad (4-9)$$

Bulunan dağılıma "Gumbel'in Birinci Tür Asimptotik En Büyük Değer Dağılımı" adı verilir (Gumbel, 1958).

Yukarıdaki (4-8) nolu bağıntı kullanılarak, gelecek (yıl) zaman diliminde gözlenecek en şiddetli depremin magnitudünün 5 den büyük olması olasılığının 0.0067, 6.5 dan büyük olması olasılığının ise 0.0015 olduğu söylenebilir.

4.3. Çeşitli Magnitüplerdeki Depremlerin Tekrarlanmış Sürelerinin Kestirimi:

Bu bölümde son olarak Tablo 4.2'nin değerlerinden yararlanılarak çeşitli magnitüplerdeki depremlerin tekrarlanış ya da olası geri dönüş (return periods) süreleri bulunmuştur. Bunun için tablodaki beklenen birikimli olasılıklardan, M magnitüdü depremin meydana gelme olasılıkları, yıllık beklenen sayıları ve bunlara ilişkin tekrarlanma süreleri bulunarak aşağıdaki Tablo 4.3` de gösterilmiştir.

Aşağıdaki tabloda üçüncü sütun, çeşitli magnitüplerdeki depremlerin meydana gelme olasılıklarıdır. Dördüncü sütun ise üçüncü sütundaki olasılık değerlerinin 580 (yıllık ortalama gözlenen 3 ya da daha büyük magnitüdü deprem sayısı) ile çarpılması ile bulunmuş yıllık beklenen deprem sayılarını göstermektedir. Son iki sütun ise çeşitli magnitüplerdeki depremlerin yıl ve gün cinsinden tekrarlanma sürelerini göstermektedir. Tekrarlanma süreleri için 1980 yılında Ramachandran tarafından bir çalışma yapılmıştır. Bu çalışmada, n_0 yıllık ortalama deprem sayısı,

$$n_M = e^{\mu(M-\theta)} \quad , \quad \alpha(1) = \mu \quad \text{iken,}$$

$$\left(\frac{n_M}{n_0} \right) \left| 1 - e^{-\theta \alpha(1)} \right|^{-1} = \left(\frac{n_M}{n_0} \right) \left| 1 - \Phi(M) \right|^{-1} \quad (4-10)$$

TABLO 4.2. Deneysel ve Kuramsal Dağılıma İlişkin Değerler

M	f	%	F($M \leq x$) Birikimli Olasılıklar		Fark Değerleri
			Gözlenen	Beklenen	
3.0	2333	0.5024	0.5024	0.5077	0.0053
3.5	1550	0.3338	0.8362	0.8807	0.0445
4.0	594	0.1279	0.9641	0.9711	0.0070
4.5	140	0.0301	0.9942	0.9930	0.0012
5.0	20	0.0043	0.9985	0.9983	0.0002
5.5	4	0.0009	0.9994	0.9996	0.0002
6.0	2	0.0004	0.9998	0.9999	0.0001
6.5	1	0.0002	1.0000	1.0000	0.0000

TABLO 4.3. Çeşitli Magnitüdlere İlişkin Bilgiler

M	F($M \leq x$)	f(M=x)	f_i (Yıllık Beklenen Sıklık)	Tekrarlanma Süresi Yıl	Süresi Gün
3.0	0.5077	0.5077	294.466	0.0034	1.2395
3.5	0.8807	0.3730	216.340	0.0046	1.6872
4.0	0.9711	0.0904	52.432	0.0191	6.9614
4.5	0.9930	0.0219	12.702	0.0787	28.7356
5.0	0.9983	0.0053	3.074	0.3253	118.7378
5.5	0.9996	0.0013	0.754	1.3262	484.0849
6.0	0.9999	0.0003	0.174	5.7471	2097.7011
6.5	1.0000	0.0001	0.058	17.2414	6293.1034
		1.0000	580.000		

eşitliği kullanılarak Kanadanın çeşitli magnitüdüdeki depremlerin tekrarlanma süreleri bulunmuştur. Bu çalışmada kullanılan verilerle, aynı yoldan, çeşitli magnitüdüdeki depremlerin tekrarlanma süreleri araştırılmış ancak tutarlı sonuçlar elde edilememiştir.

Kurulan modelin uygun olup olmadığını ve dolayısıyla elde edilen sonuçların güvenilir olup olmadığını sınamak amacıyla yıllık ortalama 580 gözlem için deneysel dağılımın kuramsal üstel dağılıma uygunluğu Kolmogorov-Smirnov uyum iyiliği testi ile araştırılmıştır. Tablo 4.2'deki gözlenen ve beklenen birikimli olasılıklar arasındaki en büyük fark değeri 3.5 magnitüdü sınıfı karşılık gelen 0.0445 değeridir. Bu değer $\alpha=0.05$ için

$$\frac{1.30}{(580)^{1/2}} = 0.056 \text{ ve } \alpha = 0.01 \text{ için } \frac{1.63}{(580)^{1/2}} = 0.068 \text{ ölçüt değer-}$$

lerinin her ikisinden de küçük olduğu için deneysel dağılımın üstel dağılıma uyduğu biçimindeki hipotez kabul edilmiştir. (Conover, 1980).

5-SONUÇ

Bu çalışmada, Batı Anadolu Bölgesinde 1975-1982 yıllarında kaydedilmiş 8129 deprem verisinin çeşitli istatistiksel teknikler kullanılarak çözümlenmesi yapılmıştır.

İlk olarak, deprem sayısı ve magnitüdülerinin yıllara, mevsimlere aylara, gece-gündüz farkına ve zaman dilimlerine göre farklılık gösterip göstermediği araştırılmıştır. Sonuç olarak yıllara, mevsimlere, aylara göre farklılık gösterdiği bulunmuştur. Ancak bu farklılığın nedenleri ve kaynakları konusunda herhangi bir görüş ileri sürülmemiş, yorumu konunun uzmanlarına bırakılmıştır.

Çalışmada daha sonra, deprem magnitüdüleri ile oluş sayıları arasındaki ilişki modellenmeye çalışılmış ve pek çok denemedi sonra $M \geq 3.0$ için doğrusal modelin en uygun model olduğuna karar verilmiştir. Aynı biçimde magnitüd raslantı değişkeninin de $M \geq 3.0$ bölgesi için üstel dağılıma uyduğu, en şiddetli depremlerin de yine üstel dağılım ailesinden Gumbel ya da çift üstel dağılıma uyduğu bulunmuştur.

Çalışmada son olarak çeşitli magnitüdüdeki depremlerin yıllık beklenen sıklıklarından, bu depremlerin tekrarlanma süreleri elde edilmiştir.

Genel olarak bu çalışmanın amacı, giriş bölümünde de belirtildiği gibi deprem verilerinin yorumunda istatistiksel tekniklerden yararlanmaktır. Burada yapılan çalışmalar deneme niteliğinde olup, sonuçların doğru ya da yanlışlığı büyük oranda verilerin güvenilir olup olmadığına bağlıdır.

KAYNAKLAR

- 1- Ayhan, E. ve N. Sancaklı (1983): 1971-1975 Yıllarında Batı Türkiye Deprem Etkinliği, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, Sayı 42, Ankara
- 2- Conover, W.J. (1980): Practical Nonparametric Statistics, John Wiley and Sons. Inc. New York.
- 3- Deprem (1984): Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Yapı Malzemesi ve Deprem Araştırma Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- 4- Draper, N.R. ve H. Smith (1981): Applied Regression Analysis, John Wiley and Sons, Inc. New York.
- 5- Gumbel, E.J. (1958): Statistics of Extremes, Columbia University Press, New York.
- 6- Ramachandran, G. (1980): Transactions of the 21st International Congress of Actuaries, Switzerland, June 1980, Vol 1, 337-353
- 7- Üçer, S.B. ve Arkadaşları (1977, 1979, 1980, 1982, 1983, 1984): Batı Türkiye'de Deprem Etkinliği, Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni. Sayılar: 19, 27, 29, 30, 31, 36, 41, 44. Ankara.
- 8- Yüceman, S. (1982): Sismik Risk Analizi, O.D.T.Ü, İdari İlimler Fakültesi Yayın No: 41, Ankara.

Deprem Hasarı Üzerine Yerel Zemin Koşullarının Etkisi
 (The Effect of Local Soil Conditions Upon Earthquake Damage)
 (Y.OHSAKI)

Çev. Zeki HASGÖR
 Y.Doç.Dr. (İ.T.Ü.)

Yazar ve Çeviri Konusunda

ÖNSÖZ

Yorihiko Ohsaki bugün emekli bir Profesör olarak, Japonyanın büyük inşaat şirketlerinden olan, aynı zamanda bünyesinde önemli araştırmaların yapıldığı Shimuzu Yapım Şirketinde çalışmaktadır.

Kendisi Tokyo Üniversitesi'nden mezun olduktan sonra A.B.D. ye Northwestern Üniversitesine lisans sonrası öğretim için gitti. Master öğrenimini adı geçen üniversitede yaptıktan sonra Japonya'ya döndü. 1958 de Tokyo Üniversitesinden mühendislik dalında Doktor ünvanı aldı.

Tokyo Üniversitesinde, Uluslararası Sismoloji Deprem Mühendisliği Enstitüsü'de (IISEE) yıllarca Zemin Dinamiği, Temel İnşaatı, Deprem Mühendisliği dalında dersler verdi. Japon hükümetinin kurduğu Bilim ve Teknoloji Ajansının Nükleer Reaktörlerde Güvenirlik Araştırması Komitesinde yer aldı.

Ohsaki, elimizdeki, çevirisi yapılan raporu hazırladığında Tokyo'daki Bina Araştırma Enstitüsünde Yapı Bölümü başkanı idi. Kendisi, "Yapı Yönetmelikleri", "Yapı Standartları", "Zemin Dinamiği", "Temel Mühendisliği", "Deprem Karşılık Spektrumları", "Deprem Riski" ve "Benzetilmiş Deprem İvmeleri" alanlarında çok sayıda yayına sahiptir.

Zemin koşullarının deprem hasarı üstünde etkilerini, Japonya'daki büyük bilgi birikimi, edinilen deneyimler ve son olarak teori ve pratiğin ışığında birlikte göz önüne alarak inceleyen, bu konuda günümüze kadar önemini ve değerini koruyan elinizdeki bilimsel tebliği Dr. Ohsaki Meksika'da 1969 daki Uluslararası Zemin Mekaniği ve Temel İnşaatı Konferansında sundu. Çeviri için izin, kendisinin de katıldığı 7. Dünya Deprem Konferansı sırasında, Eylül 1980 de alınmıştır. Öğrencisi olarak IISEE'de derslerini büyük bir zevkle izlediğim, Dr. Ohsaki'ye bu izni için teşekkür eder, gerek deprem mühendisliği ve zemin dinamiği alanlarında lisansüstü çalışması yapacaklara gerekse mezun mühendislerimize bu küçük çevirinin yararlı olmasını dilerim.

Özet:

Depremlerin zararları üzerine yerel zemin koşullarının etkilerine ait en son durumu değerlendiren bu makalede, konuya ilişkin deneyim ve kuramlar, kuramsal bakış-
açısından deneylerin açıklanması ve bazı tasarım önerileri özetlenmiş olmaktadır.
Deprem zararlarına bağlı olarak çok büyük önemdeki çeşitli etmenler şöyle belirti-
lebilir:

- (1) Deprem hareketinin zemin tabakaları tarafından yükseltgenmesi
- (2) Zeminlerin ve yapıların rezonansı
- (3) Titreşim enerjisinin dağıtılması
- (4) Birbirini izleyen göçmeler
- (5) Farklı oturmalar

Zemin koşullarına göre bu etmenlerden bazıları yararlı yönde etkiler olarak işlerken bazıları da onun tersini yaparlar. Birleşik etkimleri oldukça karmaşık bir durumu belirlemektedir. Böylesine karmaşık ve yaşamsal gereklilikteki sorunun çözü-
müyle geniş kapsamlı sonuca ulaşmak için uygun zemin ve yapı sisteminin oluşturul-
ması ve çözülmesi gerekir.

I. Önsöz

Her yapının zemin üzerinde mesnetlenmiş oluşu ve deprem dalgalarının zemin-
den yapıya doğru dağılmasıyla yapılara, depremler tarafından verilen zararın zemin
koşulları tarafından etkilenmesi oldukça doğaldır.

Japonya eski çağlardan başlayarak çok sık bir şekilde depremlerin saldırısına uğramış, keza bu ülkede yine eski çağlardan beri yerel zemin koşullarının deprem za-
rarı üzerinde bağımlılığının bilincinde olan kişiler varolagelmıştır. Yazarın bilgi-
sine göre ilk belgesel kayıt 18. yüzyılın başlarına rastlamaktadır. Deprem zararı
ve zemin koşulları arasındaki ilişki bununla birlikte ilk kez Tokyo ve çevresini yı-
kan 1923 Kanto depremi sırasında modern yapı mühendisliği yönünden göze çarpmıştır.

Kanto depreminden sonra, yıkıcı depremler Japonya'ya etki etmeye devam eder-
ken bir yanda yapılara zarar vermişler, diğer yanda çok değerli veriler sağlamışlar-
dır. Bu makalede kuramsal ve uygulamayı açısından deprem zararları üzerinde yere

zemin koşullarının etkilerine ilişkin bilginin özetlenmesine girilmiş olmaktadır. Tasarım uygulamasına ilişkin konulara ayrıca değinilecektir.

Son yirmibeş yıldaki önemli depremler Tablo 1.1 de listelenmiş ve bunlar bu makalede söz konusu edilmişlerdir.

Tablo. 1.1 1923-1968 yılları arası önemli depremlerin listesi

Deprem	Oluşum yılı	Manyitüd (Richter)	Çöken bina sayısı
Kanto	1923	7.9	128266
Sanriku-Oki	1933	8.5	17907
Tottori	1943	7.3	7485
Tonankai	1944	8.3	26130
Nankaido	1946	8.1	11591
Fukui	1948	7.2	35420
Niigata	1964	7.5	1960
Matsushiro	1966	5.1	-
Ebino	1968	6.1	398
Tokachi-Oki	1968	7.8	676
Higashi-	1968	6.4	-
Matsuyama			

II. Deprem Zararında Yerel Fark

Geleneksel olarak bir yörede depremin şiddeti, insan duygularıyla ya da bina tipi yapıları da kapsayacak biçimde cisimler üzerindeki etkilerini gözleyerek ve adına şiddet ölçeği denen bir ölçek yardımıyla değerlendirilir. Şu sıralarda kullanılmakta olan Rossi-Forel, Mercalli, Değiştirilmiş Mercalli, Medvedev-Sponheuer-Karnik ve Japon Meteoroloji Ajansı Şiddet Ölçeği gibi şiddet ölçekleri vardır. Hiç kuşkusuz, hem şokun duyulması hem de yapılara olan hasarın derecesinin kaynaktan olan uzaklığın artışıyla küçülmesi sorunu vardır. Keza, çok doğaldır ki deprem manyitüdü arttığında verilen kaynak uzaklığında şiddet de büyümeğe başlar.

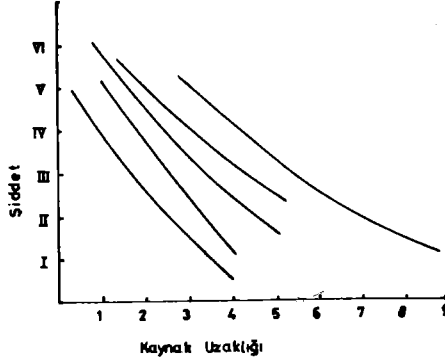
Geçmiş depremlerin deneylerine dayanarak, depremin manyitüdü kaynak uzaklığı ve şiddeti arasındaki bağıntıyı yaklaşık olarak ifade etmek üzere (Kawasumi, 1951) bir bağıntı önermiştir.

$$I = 2M - (0.00183R + 21 \log_e R) - 0.307 \quad (2.1)$$

Burada: I= Japon Meteoroloji Ajansı Şiddet Ölçeği

M= Manyitüd

R= Km olarak kaynak uzaklığı

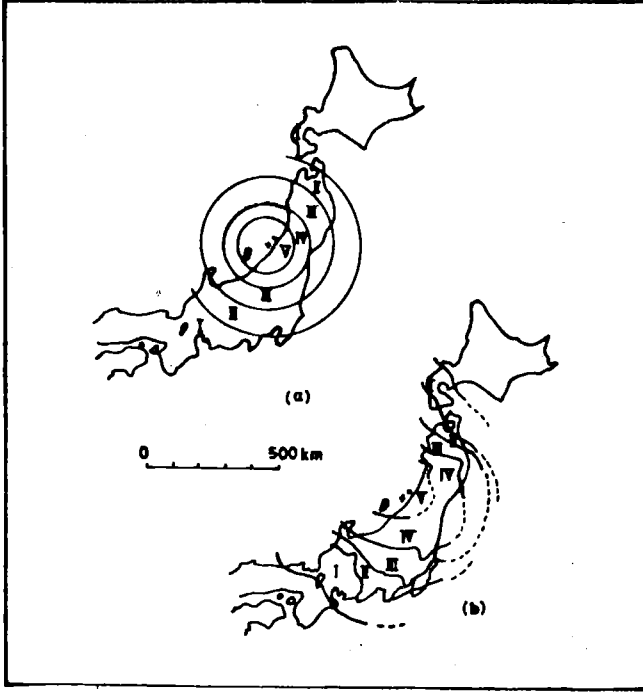


Şekil 2.1. Sismik Şiddet ve Kaynak Uzaklığı

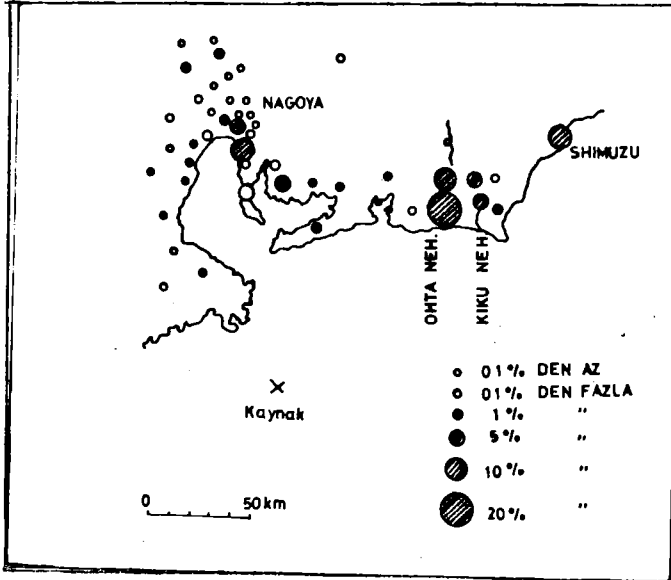
Şekil 2.1. Kaynak uzaklığı ve şiddet arasındaki bağıntıyı Japonyadaki son depremler için göstermektedir. Şimdi $M=7.5$ olan 1964 deki Niigata depremini örnek olarak alıp Denk. 2.1. i uygulayalım. Böylelikle doğal olarak eşit şiddetteki bölgeler, geometrik merkezi, depremin merkezi olan içiçe çemberlerden oluşan bir biçim sergiler. Şekil 2.2.(a)

Bununla birlikte gerçekte depremin gözlenen şiddet dağılımı, Şekil 2.2.(b) de gösterilmiştir. Şuna dikkat edilmelidir ki, şiddet çizgileri içiçe olan biçimden önemli bir şekilde sapmakta ve çeşitli yerlerde yerel uygunsuzluklar kendini göstermeye başlamaktadır. Gözlenen sismik şiddet biçimindeki belirsizlikler, dalgaların yolu boyunca karşılaştıkları tektonik anizotropiye ve kaynaktaki deprem mekanizmasına yorumlanmaktadır.

Diğer örnek, Şekil 2.2. deki duruma göre daha sınırlı alanda olmasına karşın, 1944 Tonankai depreminden ahşap yapıların uğradıkları zarar oranlarının dağılımını vererek, deprem zararlarının yerel farklılıklarını daha iyi vurgulamaktadır. Şekil 2.3. (Minakami, 1945) Kaynaktan uzaklıkla orantılı olarak zarar oranlarının gerektiği gibi azalmadığını belirtmek ilginç olacaktır. Tektonik anizotropi ve depremin merkezindeki sismik mekanizmanın buna neden olabileceği belirtilebilmekle birlikte, bu durumda zemin koşullarındaki yerel farklılıkların daha önemli rol oynaması düşünülebilir. Gerçekte birkaçı dışında, zarar alüvial yığınlarla karşılaşılan bölgelerde yer almıştır.

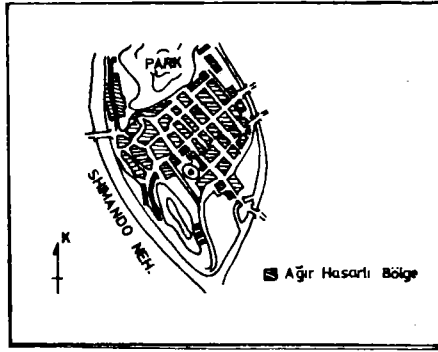


Şekil 2.2. (a) Hesaplanmış Şiddet
(b) Gerçekte Gözlenen Şiddet

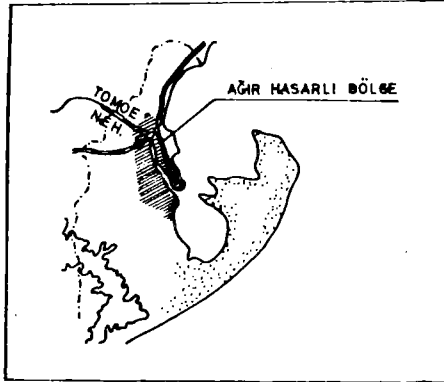


Şekil 2.3. 1944 Tonankai Depreminde Ahşap Yapılarda
Hasar Dağılımı

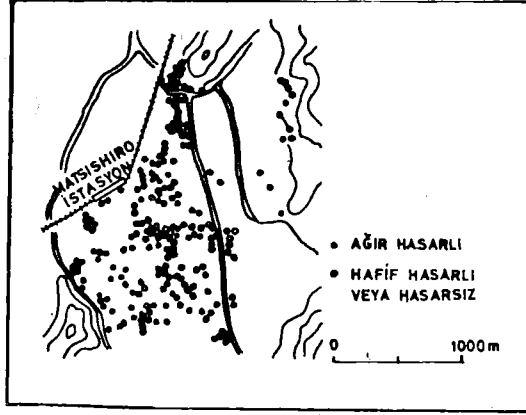
Belirtilen deprem zararları içindeki başlıkların küçük bir alan içerisinde oldukça sık bir şekilde gözleendiği belgelenmiştir. Bu örneklerden de anlaşılacağı gibi kaynak uzaklığının oldukça sınırlı tutulduğu bu bölgelerde merkez üssünün ve depremin katettiği yolun önemi oldukça az görülmektedir. Şekil 2.4. Nankaido 1944 depremi sonrasında bir kasabanın ahşap yapılardaki hasarlarını, çok hafif ve ağır hasar bölgelerinin açık sınırlarını göstererek bunların dağılımını vermektedir. (Shimuru ve Suehuro 1947). Şekil 2.5. daha önce Şekil 2.3.de sözkonusu edilen Shimuzu kentindeki zarar dağılımını açıklamaktadır. Şekil 2.5. deki pek çok zarara uğramış yapıların nehir ağzı çevresinde yoğunlaşmış olduğu görülür ki burada olasılıkla yumuşak zeminler derin bir yığılı oluşturur. Keza Şekil 2.6. da ağır hasarın yoğunlaşması ve Godowlara zararın dağılımına dikkat edilebilir. (Bir godown yapısı Japon geleneksel yapılarından olup depo olarak kullanılır ve rijit ahşap iskeletle kalın dış duvarları çamur harçtan oluşur.)



Şekil 2.4. Kochi Bölgesinde Nakamura'da 1946 Nankaido Depremi Sırasında Hasar Dağılımı

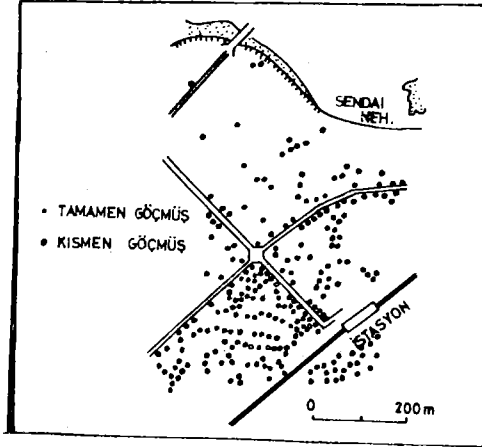


Şekil 2.5. 1944 Tonankai Depreminde Shimuzu Kentinde Hasar Dağılımı



Şekil 2.6. Matsushiro'daki Godownların 1966 Depremindeki Hasarları

Bu kasabada, yapılarıdaki böylesine zararın, geçmiş depremlerde yoğunlaşması o kadar açık bir şekilde gözlenmiştir ki, bu şimdilerde sık sık zarara uğrayan bölgeye yöre halkı tarafından "depremin yolu" denmektedir. En yakın zamanda oluşan örnek, Şekil 2.7. de verilmiş bulunan, 1968 Ebino depremi sırasında ahşap yapılarıdaki hasarın dağılımıdır. Göçen binaların dağılım biçiminin karmaşık olmasına karşın, bunun tamamen rastgele olduğu söylenemez, Yüzeyledeki zemin koşullarındaki hassas farklılaşmanın belirli bir etkide bulunabileceği ortaya çıkmaktadır.



Şekil 2.7. Ebino 1968 Depreminde Ebino'da Hasar Dağılımı

Şurası bir gerçektir ki, genelde bir yapının yerinden hareketi ve göçmesi yapının karakteristikleriyle ve zemin hareketi tarafından esaslı şekilde yönlendirilir. Ancak yukarıdaki örneklerde de belirtildiği gibi, bu ayrıca büyük plânda (macroscopically) yer kabuğunun özellikleriyle daha küçük plânda (microscopically), zemin koşullarıyla deprem hasarında başlıklar oluşturarak etkimektedir.

Bu ilişkiler aşağıdaki biçimdeki bir denklemle tanımlanabilir. (Otsuki ve Kana 1961)

$$f_s(t) = F_s(E(t), G_1(t), G_2(t), S(t)) \quad (2.2)$$

Burada

$f_s(t)$: Deprem sırasında yapının yerdeğiştirmesi

F_s : Fonksiyon

$E(t)$: Zeminin hareketini belirten fonksiyon

$G_1(t)$: Yer kabuğunun özelliklerini belirten fonksiyon

$G_2(t)$: Zemin koşullarını belirten fonksiyon

$S(t)$: Yapının karakteristiklerini belirten fonksiyon

Bu denklemde $E(t)$, $G_1(t)$, $G_2(t)$ ve $S(t)$ bağımsız değildir ve birbirlerini etkilerler. Bu makalede $G_2(t)$ fonksiyonunun özellikleri üstünde öncelikle durulacaktır; buna ek olarak $G_2(t)$ ve $S(t)$ arasındaki etkileşime değinilecektir.

III. Zemin Koşulları ve Deprem Zararı

Geçmişteki yıkıcı depremler sırasında ahşap yapılarındaki hasarların ortaya çıkışında, zemin koşullarının etkisi, yumuşak zeminli alanlarda, sert zeminli alanlardakinden çok fazla hasar oluşuyla açık şekilde belirlenmiş olmaktadır. Gerçekte şimdi Japonya'da hemen hemen herkes bu oluşuma yabancı değildir.

Engin deneye karşın bununla birlikte, bu konuya değin niceliksel bilgi yeterli olmaktan uzaktır. Daha ötesi, geleneksel ahşap yapıların dışındaki yapılar, örneğin betonarme yapı hasarlarına ait bilgi son derece eksiktir. Bu duruma bakmaksızın elden geldiğince zemin koşulları ile deprem zararı arasındaki ilişkiyi ilgilendiren verileri toplamaya, verilerin bir kısmı daha basitleştirilmiş biçimde başka yerde yayınlanmış olsalar bile bu bölümde açıklanması amaçlanmıştır. (Duke, 1958)

Ne yazık ki, deprem zararının derecesini istatistiksel olarak ifade edecek parametre henüz kurulmamıştır. Bununla birlikte bu makalede aşağıdaki tanımlar uygunluk yüzünden hasar derecesini ifade etmek üzere kullanılmıştır.

$$\begin{aligned}
\text{Göçme oranı} & : \frac{D}{M} \times 100 (\%) \\
\text{Yıkılma oranı} & : \frac{D-H}{M} \times 100 (\%) \\
\text{Düzenli yıkılma oranı} & : \frac{D-H/2}{M} \times 100 (\%) \\
\text{Zarar oranı} & : \frac{D-H+S}{M} \times 100 (\%)
\end{aligned}$$

Burada,

D : Göçmüş yapıların sayısı

H : Yarı göçmüş yada kısmen göçmüş yapıların sayısı

S : Hafif zarar görmüş yapıların sayısı

M : İlgili bölgedeki yapıların toplam sayısı

Göçme oranı, y ile sismik K katsayısı (yani, maksimum yatay deprem ivmesinin yer ivmesine oranı) arasında bir denklem,

$$y = \frac{100}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^K \exp\left[-\frac{(K-K_0)^2}{2\sigma^2}\right] dK \quad (3.1)$$

istatistik kuramına dayanılarak türetilebilir ve amprik olarak ahşap yapılar için K_0 ve σ aşağıdaki değerleri alırlar (Kawasumi, 1952):

$$K_0=0.4, \quad \sigma=0.071$$

Bazen "savunma zorluğu oranı" (vulnerability ratio) terimi zemin koşullarının etkisini belirtmekte kaynak uzaklığının etkisini eleyerek kullanılmıştır. (Omote-1951) Örneğin, y zarar oranları yüzdesi, Fukui 1948 depremi sırasındaki Fukui ovasının etrafındaki köylerin hepsi için R km olarak kaynak uzaklığına karşı zemin koşullarına bakmaksızın işaretlenmiş ve Şekil 3.1 de elde edilmiştir. (Ohsaki-1951) Eğer, şu denklemi

$$Y = \alpha R^{-\beta} \quad (3.2)$$

y ile R arasındaki bağıntıyı ifade etmek üzere varsayarsak α, β en küçük kareler farkı yöntemiyle saptanırsa, öyleyse

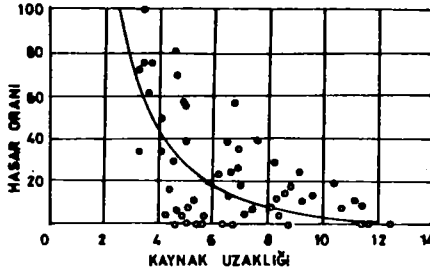
$$y_c = 1800 R^{-2.26} \quad (3.3)$$

elde edilecek ve Şekil 3.1 deki eğri ile temsil edilecektir. Bu eğri veya y_c denk. 3.3. verilen kaynak uzaklığında ortalama zarar oranı temsil etmek üzere açıklanabilir. Bundan dolayı eğer gerçek zarar oranı y ise, bunun y_c ortalama zarar

oranına bölümlü,

$$S = \frac{y}{y_c}$$

hesaplanabilir. Bu oran kaynak uzaklığından bağımsız, köydeki zemin koşullarının yalnızca etkisini temsil eder. Bu zeminin savunma zorluğu oranı olarak tanımlanabilir.

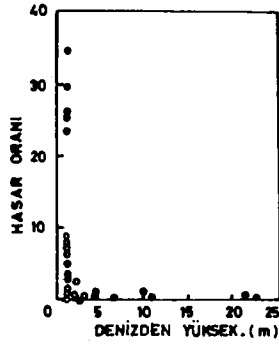


Şekil 3.1. Hasar Oranı ve Episantr Uzaklığı
Fukui Depremi 1948 (Ohsaki 1951)

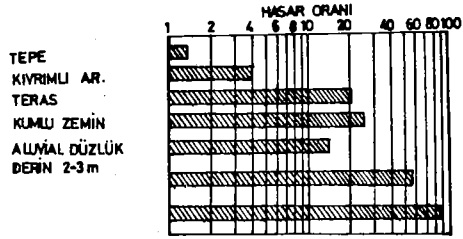
1. Topoğrafik ve Jeolojik Konular

Nagoya kentinin kuzeydoğu kısmı diluvial yayla üzerine yerleşmekle birlikte onun güneyi ve batısı alüvyonlu alçak düzlüktür. Her şiddetli deprem oluşunda çok fazla yapı aşağı kısımda yıkılmış yada zarar görmüştür. Şekil 3.2. Nagoya kentinin değişik yerlerinde ahşap yapıların Tonankai depremi sırasında 1944 de yıkılma oranlarını göstermektedir. Grafik, ortalama denizden yüksekliğine karşı yıkılma oranı olarak işaretlenmiştir. (Omote ve Miyamura, 1951) Göçme oranlarındaki fark çok seçkindir. Bununla birlikte, eğer yaylanın sıkı diluvial zeminlerden alçak bölgelerin ise yumuşak aluvial birikimlerinden oluştuğu gerçeği hesaba katılırsa, sorunun topoğrafik olmaktan çok jeolojik olduğuna inanılır.

Daha önce Şekil 2.3. de gösterildiği gibi Tonankai 1944 depremiyle Kiku nehir tabanı kötü bir şekilde zarara uğramıştır. Bu zarar görmüş alan içerisinde, topoğrafik sınıflandırma zemin için yapılmış ve her topoğrafik sınıf zeminde ahşap yapılardaki zarar oranları saptanmıştır. (Tada, Oba ve Otani 1951). Şekil 3.3. deki sonuç, daha aşağılara inen alüvyal tabakalarda zararın oldukça yüksek olduğunu göstermektedir. Eğer kumlu zemin sınıfı topoğrafik plân açısından daha küçük sınıflara bölünecek olursa; taban kayası üzerinde kum tepeceği, alüvyonlu tabaka üzerinde kum tepeceği ve kumlu çakıllı tabaka, biçiminde göçme oranlarının da bu sınıfa uygun olarak artacağı doğrulanmıştır.



Şekil 3.2. 1944 Tonankai Depremi Sırasında Nagoya'daki Ahşap Yapıların Hasarı ile Denizden Yüksekliği ilişkisi



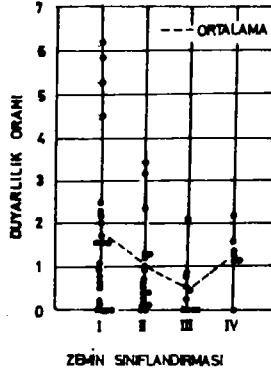
Şekil 3.3. 1944 Tonankai Depreminde Kiku Nehri Boyunca Ahşap Yapılardaki Hasar Oranı ve Mirotopoğrafya (Tada, Oba, Otani, 1951)

1948 Fukui depreminin zararınının istatistiklerine dayanarak ve Denk. 3.1 uygulayarak, sismik katsayılar Tablo 3.1. de zeminin jeolojisine göre değerlendirilmiştir. (Takashi, 1951)

Keza yine 1948 Fukui depremi için Fukui ovasında ve çeviren dağlık bölgedeki köylerde zeminler dört grup içinde sınıflandırılmıştır.

- I. Tüm olarak alüvyon ova üzerinde
- II. Ovaya yaklaşan hem alüvyon, hem kayayla örtülü
- III. Tam olarak kaya üzerinde
- IV. Kum tepecikleri üzerinde

Ayrıca zemin savunamazlık oranı, her köy için saptanmış ve Şekil 3.4. de işaretlenmiştir. Bu şunu göstermektedir ki ahşap yapılar alüvyon ovalar üzerinde kayalık zeminlerde olanlardan daha fazla deprem hasarına karşı korunmasızdır (vulnerable). Ohsaki (1951). İkinci gruptaki, kaya ve alüvyon üzerine yerleşen köylerde, bu oran, I ve III. grubun ortalamasıdır. Bununla birlikte geçmişteki depremlerin deneyimleri, hemen hemen alüvyonlu düzlükte ya da vadide yapıların hasara uğramaya eğilimli olduğunu çok belirgin şekilde göstermiş bulunmaktadır. Böyle yerlerde deprem dalgalarının yükseltgenmesi, bu dalgaların karışması yüzünden bunun oluşması, olasıdır. Dalgaların yükseltgenmesi eğimin en yukarısında bile yer almaktadır (Idriss ve Seed 1967) ve bu etki Tokachi-Okı depremi sırasında pek çok yerde gözlenmiştir.



Şekil 3.4. 1948 Fukui Depremi Sırasında Duyarlılık Oranı ve Zemin Sınıflandırması (Ohsaki, 1951)

Tablo 3.1. Jeoloji ve Deprem Katsayıları (Takahashi, 1951)

	Bataklık	Alüvyon	Tortul	Üçüncü Z.Kayaç
Deprem Katsayısı Oranı	1.5	1.0	0.7	0.4

Kanto depremi sırasında ahşap yapıların göçme oranları Tokyonun yukarı ve aşağı kısımları için gösterilmiştir. Tablo 3.2. Derin alüvyon üzerindeki aşağı kısım, dilüvyon üzerindeki yukarı kısma göre, oldukça fazla zarar göstermiştir. (Ohsaki 1962).

Tablo 3.2. 1923 Kanto Depreminde Tokyo'da Ahşap Yapılardaki Hasar Oranı (Ohsaki, 1962)

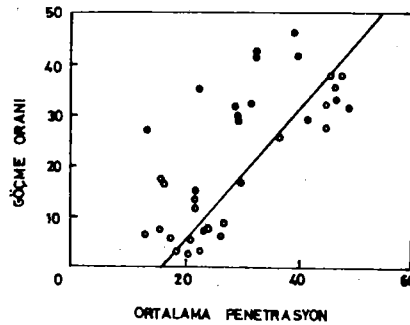
	<u>Yukarı Kısım</u>	<u>Aşağı Kısım</u>
Göçme Oranı (%)	2.0	11.0

2. Zeminlerin Sağlamlıkları

Bundan önceki paragrafta jeolojik problemin topografik problemden daha fazla önemde olabileceği açıklanmış olmaktadır. Bununla birlikte kayalık ve dilüvyonlu zeminlerin alüvyon yığılımlardan daha fazla sağlam olduğu genelde söylemeğe gerek olmaksızın, deprem hasarına ilişkin tartışmada zeminlerin sağlamlığı, esas nokta olacaktır.

1923 Kanto depreminden hemen sonra beşyüzden fazla çakma sondajı gerçekleştirildi. Ve seksen sondaj deliğinde düşüm sayısı (number of falls of the churning bit) kaydedildi.

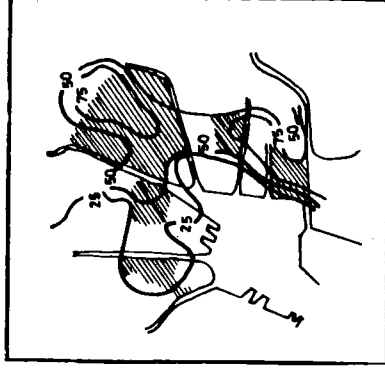
Bu kayıtlara dayanarak her düşüm için 30 m derinliğe kadar ortalama penetrasyon ölçüldü. Bundan sonra bu deliklerin her birinin etrafındaki belirli alanda ahşap yapıların göçme oranına göre ilişkileri araştırıldı. (Kitazawa 1950) Sonuç Şekil 3.5. de gösterildiği gibi oldukça iyi bir ilişki (correlation) gösterdi.



Şekil 3.5. 1923 Kanto Depreminde Tokyo'daki Zeminlerin Sağlamlığı ve Göçme Oranı (Kitazawa, 1950)

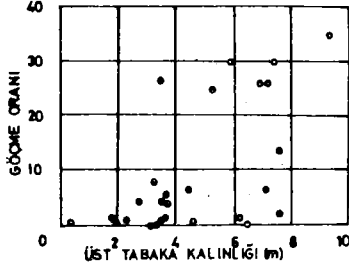
Şekil 3.6. daki içiçe olan çizgiler (Yokoo 1965) üstteki 10m ye kadar yüzde olarak ne kadar yumuşak zeminlerin bulunduğunu göstermektedir. ($N < 2$ için yapışık (cohesiv) ve $N < 4$ için kohezyonlu malzeme olup N standart penetrasyon testinde bir ayak için darbe sayısı olmaktadır.) Taranmış alanlar, şekilde, 1944 Tonankai depremi

için Nagoya kentinin güneyinde %20 hasar oranını aşmış bölgeleri göstermektedir. Eğrilerin biçimi ile gerçek hasarın birbiriyle ne kadar iyi uyduğu açıkça gözükmektedir.

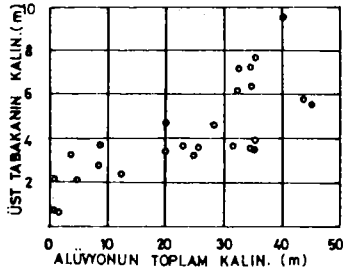


Şekil 3.6. 1944 Tonankai Depreminde, Nagoya Güneyinde Yumuşak Üst Zemin Tabakası ve Hasar Oranları (Yokoo v.d. 1965)

Diğer parametre, zeminlerin sağlamlığını tanımlamak üzere dalga yayılma hızı olmaktadır. Bu da sismik araştırma yoluyla ölçülebilir. Nagoya kentinde gerçekleştirilen geniş sismik araştırmalara göre, kentin alüvyonlu ovasını tamamen örten birkaç metre kalınlıktaki alüvyonlu tabakada boyuna dalga hızı 500m/sn den daha düşüktür. Şekil 3.7. de bu üst tabakanın kalınlığı ile ahşap yapıların yıkılma oranı yer yer 1944 Tonankai depremi için verilmiştir. (Omote ve Miyamura, 1951) Yıkılma oranı artarken düşük hızlı yumuşak tabakanın derinliği de arttığı dikkati çekebilir. Bununla birlikte bu tabakanın kalınlığı Şekil 3.8. de gösterildiği gibi alüvyon birikimin toplam kalınlığıyla doğrusal ilişkilidir. Bundan dolayı yıkılma oranına öncelikle üst tabakaların mı hakim olduğu yoksa tüm alüvyon tabakalarının mı buna hakim olduğu sorusu ortaya çıkmaktadır.



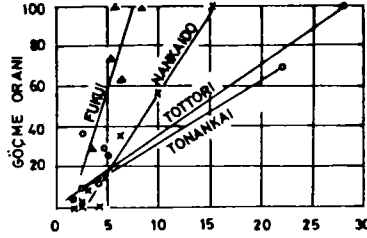
Şekil 3.7. 1944 Tonankai Depreminde Nagoyada Ahşap Yapılardaki Hasar ve Üst Tabakaların kalınlığı (Omote ve Miyamura 1951)



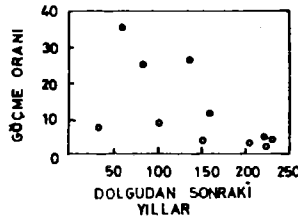
Şekil 3.8. Nagoyada Alüvyonlu Birikimlerin Toplam Kalınlığı ve Üst Tabaka Kalınlığı (Omote, Miyamura 1951)

Şekil 3.9. da (Tanabashi ve Ishizaki, 1953) ,de 1500 m/sn den daha az boyuna dalga hızına sahip yumuşak zemin derinliğini H_1 simgesiyle ve V_L ile yüzey dalgasının ölçüm hızını yatay eksende göstererek H_1/V_L oranına karşılık çeşitli büyük depremler için ahşap yapılardaki göçme oranları işaretlenmiştir. Büyük kesinlikle, her deprem için doğrusal bir bağıntı gözlenmiş olmasına karşın, her deprem için doğruların eğimleri farklıdır. Burada dalga hızlarından çok diğer etmenlerdeki farklılıkların neden olma olasılığı vardır. Daha sonraları bu durumun zemin yüzeyi çevresinde yüzey dalgalarının yükseltgenmesinin H_1/V_L arasındaki ilişkide olduğu aynı yazarlar tarafından belirtilmiştir.

Şu bir gerçektir ki yapay olarak doldurulup yılların geçmesi ile doğal konsolidasyon ve kompaksiyonla sağlamlaştırılan bu zeminler üstündeki ahşap yapıların (Şekil 3.10 da) dolgudan yıllar sonrasında hasar oranında azalma eğiliminde olduğu gözükür. (Omote ve Miyamura 1951)



Şekil 3.9. Ahşap Yapılardaki Hasar ve H_1/V_L Oranı
(Tanabashi, Ishizaki, 1953)



Şekil 3.10, Nagoya'da Dolgudan Sonraki Yıllar ve Ahşap Yapılardaki Hasar Tonankai Depremi, 1944
(Omote ve Miyamura, 1951)

3. Alüvyon Birikimlerin Kalınlığı

Ahşap yapılara depremin zararlarıyla ilgilenilmesi sırasında yumuşak veya gevşek zeminlerin sıkı ve yoğun zeminlere göre üstünlüklerinin daha az olduğu görülmektedir. Jeolojik olarak alüvyon birikimler ağır deprem hasarlarının baş sorumlusu olmuşlardır. Bunun ötesinde alüvyon birikimlerin derinliğinin zararın derecesi üstünde önemli etkisinin olduğu çok sık denenmiştir.

Şekil 3.11. (Kavasumi, 1952), Şekil 3.12. (Ohsaki 1962) Şekil 3.13. (Omote, 1949) ve Şekil 3.14. (Omote ve Miyamura, 1951) ahşap yapılara hasarın oranları ile Tokyo, Yokohama ve Nagoya kentlerinde 1923 Kanto ve 1944 Tonankai depremleri sırasında alüvyon birikimlerinin derinlikleri arasında çok yakın ilişki olduğunu, kalınlığı artışıyla hasar eğiliminde artışı kesin bir şekilde belirtmişlerdir.

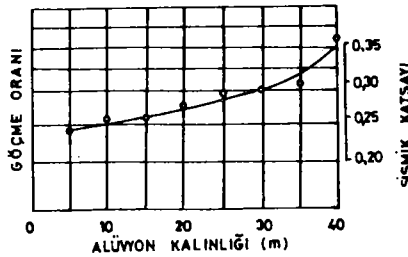
Keza Şekil 3.11.de, Denklem. 3.1. ile değerlendirilen sismik katsayılar gösterilmiş bulunmaktadır. Şekil 3.12, 1923 Kanto depremi için noktaların %95 inin düşükleri aralıkta ve ortalama için denklemin

$$y = 0.982 (1.086)^z - 0.26$$

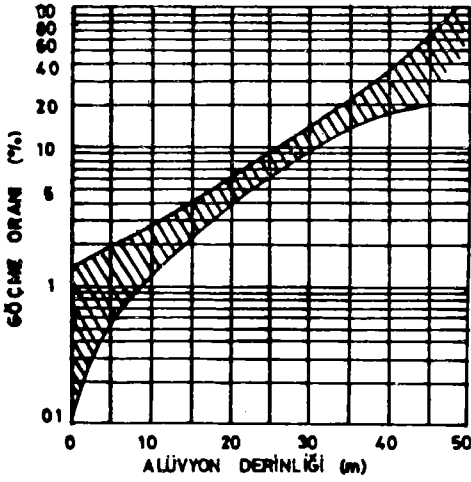
analetik olarak yakın ilişkiyi ifade etmek üzere türetilmiştir.

Burada, $y = \%$ de olarak ahşap yapıların yıkılma oranı

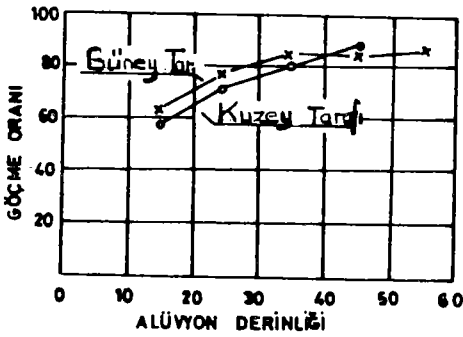
$z =$ aluvial yığılmanın metre olarak kalınlığı olmaktadır.



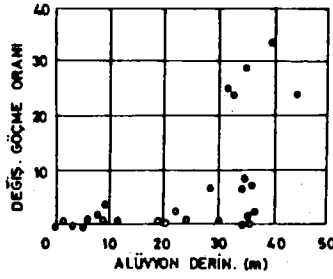
Şekil 3.11. 1923 Kanto Depremi Sırasında Tokyo'da Deprem Katsayısı ve Ahşap Yapılardaki Hasar ile Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği



Şekil 3.12. 1923 Kanto Depreminde Tokyo'da Ahşap Binalardaki Hasar ve Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği (Ohsaki, 1962)



Şekil 3.13. 1923 Kanto Depreminde Yokohama'da Ahşap Binalardaki Hasar ve Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği (Omote, 1949)

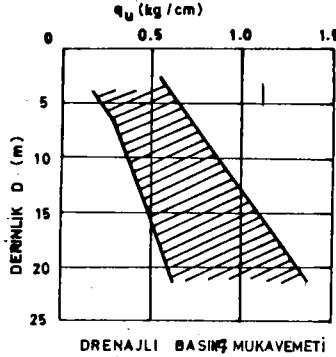


Şekil 3.14. 1944 Tonankai Depreminde Nagoya'da Ahşap Binalardaki Hasar ve Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği (Omote, Miyamura, 1951)

Japonyada'ki alüvyon depozitlerin karakteristikleri üzerine bilgi sunmak için killi ve siltli malzemenin tek eksenli basınç mukavemetini (unconfined strengt) aşağı Tokyoda verilmiş ve Şekil 3.15. de gösterilmiştir. Ve q_u basınç direnimi ile D derinliği arasında ortalama bağıntı

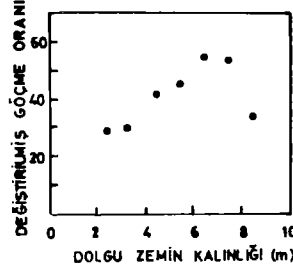
$$q_u = 0.2 + 0.04D$$

ile ifade edilebilir. q kg/cm^2 , D m boyuttur. Diğer yerlerdeki alüvyon yığılımların mukavemet karakteristikleri hemen hemen buna özdeş olacağı düşünülebilir.



Şekil 3.15. Tokyo'daki Alüvyonlu Birikimlerin Etkin Basınç Mukavemetleri

Doldurulmuş zeminlerde, ahşap yapılara hasar Şekil 3.16 açıklandığı şekilde doldurulmuş zeminlerin artan derinliği ile birlikte artma eğiliminde olduğu 1923 Kanto depremi için gösterilmiştir. (Omote, 1949)



Şekil 3.16. 1923 Kanto Depreminde Yokohama'da Ahşap Binalardaki Hasar ve Dolgu Zeminlerin Kalınlıkları (Omote, 1949)

4. Zeminin Baskın Periyodu

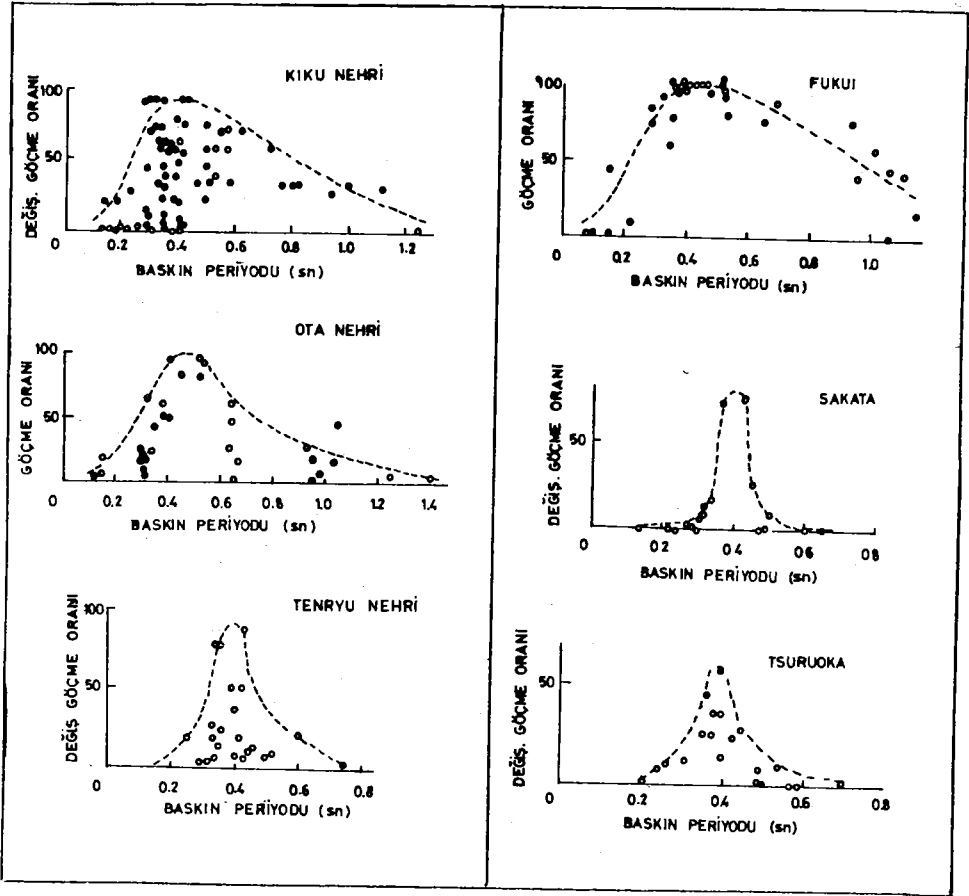
Zeminin dinamik karakteristiklerini iyi bir şekilde temsil eden ve deprem hasarına ilişkin olarak yararlı bilgi sağlayan parametre zeminin baskın periyodudur.

Şekil 3.17. Şekil 3.18, de baskın periyodu ile ahşap yapılara depremin hasarı arasındaki ilişkiyi Kiku Nehri, Ota Nehri ve Tenrya nehri boyunca olan bölgeleri 1944 Tonankai depremi için; Fukui kenti etrafındaki bölgeleri 1948 Fukui depremi ve Sakata ve Tsuruoka kentleri Niigata 1964 depremi için verilmiştir. (Kanai, 1968). Sonuç olarak baskın periyodunun 0.4 sn'ye yaklaştığı değerlerde yıkılma oranı en yüksek olduğuna dikkat edilmelidir. Bu gerçek, yapıların ve zeminlerin rezonansa varmalarının ahşap yapıların doğal periyotlarının 0.4 sn'ye civarında bulunduğunu düşünürsek hasarın en büyük nedeni olabileceğini ortaya koyar. (Suzuki, 1961)

Zeminin baskın periyotları genellikle gerçek kayıtlara, küçük depremlere ve mikrotremorlara dayanılarak saptanır.

5. Yapısal Rijitliğin Etkileri

İzlenen paragraflarda çok esnek olan ahşap yapılara deprem hasarı tartışılmış bulunuyor. Modern betonarme yapılar ahşap yapılardan çok daha fazla yüksek rijitliğe sahiptirler ve godownlar ahşap yapılarla betonarme yapılar arasında ortalama bir rijitliktedir. Betonarme yapılar ile tuğla yapılar arasındaki rijitlik farkları, kolaylıkla saptanamaz. Genellikle bununla birlikte tuğla yapıların rijitliği godownlarından yüksek ve ahşap yapılarınkinden ise çok daha yüksektir. Bu bölümde değişik rijitlikteki yapıların tiplerine göre zemin koşulları tartışılacaktır.



Şekil 3.17. Ahşap Binalardaki Hasar ve Zeminin Baskın Periyodu -1 (Kanai, 1968)

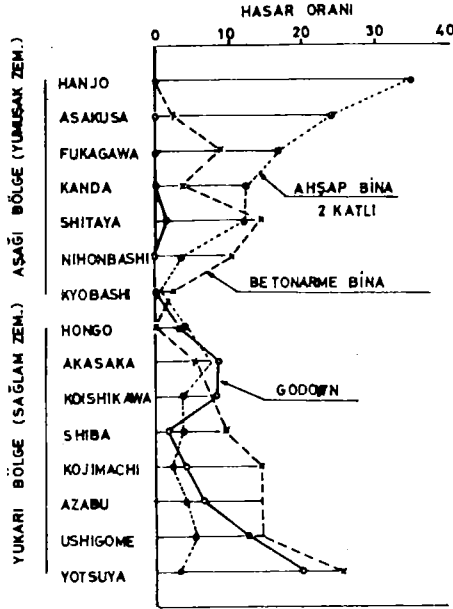
Şekil 3.18. Ahşap Binalardaki Hasar ve Zeminin Baskın Periyodu -2 (Kanai, 1968)

a- Godownlar ve Tuğla yapılar

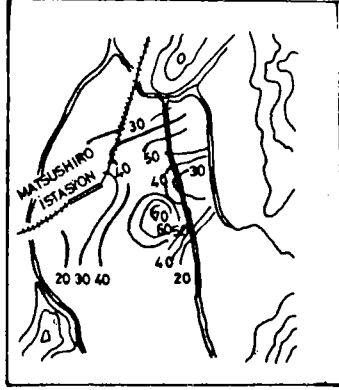
Daha önce belirtildiği gibi Japon godown yapıları rijit ahşap çerçeveli, dış duvarları oldukça kalın çamur harçlı olup daha çok iki katlı ve geleneksel ahşap evlere göre çok yüksek rijitlikte yapılardır.

Şekil 3.19 da 1923 Kanto depreminde godownların Tokyo kentinin her bir kısmındaki zarar oranları hesaplanmış ve iki katlı ahşap yapılarla karşılaştırılmışlardır. (Saita 1935) O zamanki 14 yerleşim merkezli Tokyo, yumuşak zeminleri içeren şehir merkezi ile, sağlam zeminleri içeren banliyöler olarak iki kısımda toplanmıştır. Tam anlamıyla ters bir eğilimi belirtmek oldukça ilginç olacaktır ki godownlar sağlam zeminlerde daha fazla ve yumuşak zeminlerde daha az olmak üzere ahşap yapılara göre hasara uğramışlardır.

Bununla birlikte, son olarak, bu kavram 1967 Matsushiro depremi deneyimi ile alt üst olmuş bulunmaktadır. (Kishida v.d. 1967). Daha önce Şekil 2.6. da, Matsushiro'daki godownlarda hasarın dağılımı gösterilmişti. Şekil 3.20. de de içiçe çizgiler yumuşak alüvyon zemin kalınlığını göstermektedir. Şekil 2.6. ile Şekil 3.20. nin bu karşılaştırması godownların, sert zeminlerde daha çok zarara uğradıkları ve aynı durumun ahşap yapılarda da olduğu sonucuna varılmıştır. Bu eğilim Şekil 3.19. daki sonuca göre bir uyumsuzluktur,



Şekil 3.19. 1923 Kanto Depreminde İki Katlı Ahşap Binalarda Godownlarda ve Betonarme Binalardaki Hasar (Saita, 1935, Ohsaki, Kuniyasu, 1968)



Şekil 3.20. Matsushira Kasabasında Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği (Kishida v.d., 1967)

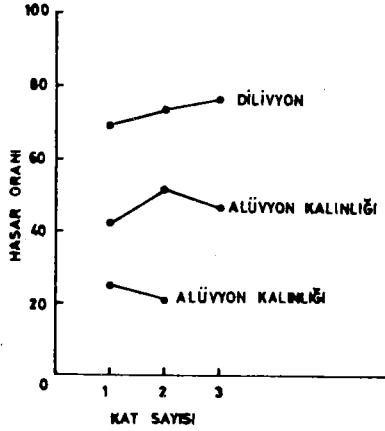
Kanto 1923 depreminde, Tokyo'da 773 tuğla yapı vardı ki en yüksekisi üç katlıydı. (Kanai 1949)

Üç ayrı zemin koşuluna göre katlarla hasar oranı arasındaki ilişki Şekil 3.21. de sunulmuştur. (Kanai ve Yashizawa, 1951). Burada bina yüksekliğinin tuğla yapılar üstünde az hasara neden olduğu, zemin koşullarının etkisinin ise çok ağır bastığı görülmektedir. Şekilde daha çok yapı sert zemin üstünde hasara uğrarken, daha az yapı yumuşak zemin üzerinde hasar görmüştür.

b- Betonarme yapılar

Betonarme yapılara zemin koşullarının etkisine gelince; yalnızca örnek, istatistiksel olarak uğraşılan 1923 Kanto depreminin hasarı olabilmıştır. Son zamanlara gelinceye kadar analizlerin iki, birbirine zıt sonucu, aynı kayıtlara dayanılarak sunulmuş bulunmaktadır.

- 1- Alüvyon yığılmasının kalınlığı arttıkça tuğla yapılara uygun olacak hasar azalmaktadır. (Kanai, 1949)
- 2- Zeminin yumuşaklığı arttıkça hasar artmaktadır. (Kitazava, 1950)



Şekil 3.21. 1923 Kanto Depreminde Tokyodaki Tuğla Binalarda Hasar Oranı (Kanai, Yoshizawd, 1951)

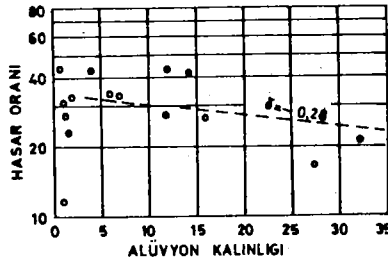
Oldukça yakın zamanlarda Kanto depreminin verileri ve Tokyo kentindeki zemin koşulları yeniden çok daha ayrıntıyla incelenmiş bulunmaktadır. Sonuç bulgular olarak:

(1) Yukarıdaki birinci koşul çok daha büyük doğrulukla kanıtlanmıştır. (Ohsaki ve Kuniyasu, 1968) Şöyle ki, toplam olarak Tokyodaki 691 Betonarme binada hasar ve düzeltilmiş yıkıntı oranları Tablo 3.3 de gösterilmiştir ki bunlarda hiç bir önemli fark görülmemektedir. Bu Tablo ahşap yapılarla olan hasar tablosu Tablo 3.2 ile karşılaştırıldığında zıt bir eğilim gözükür. Şekil 3.22 deki şekil ile korelasyon katsayısının eksi işaretli olduğu hasar oranıyla alüvyon yığımların derinliği arasındaki ilişki gösterilmiştir. Şekil 3.19 da kentin her bölgesi için hasar oranları işaretlenmiştir ki; bunlar daha önce yer almış, açıkça gözüken olayın gidişi, ahşap yapılardan çok godownlara benzemektedir. Şekil 3.23, Betonarme yapılardaki kat adetleri hasar oranları arasındaki ilişkiyi vermektedir.

Hasar oranları, kat adedinin artışıyla genel olarak artmaktadır. Bununla birlikte tek katlı yapılardaki hasar oranı iki ve üç katlı yapılardaki hasardan daha fazladır ve kentin aşağı ve yukarı kısımlarında hiç bir fark yoktur.

Tablo 3.3. Tokyo'daki Betonarme Binada Oluşan Hasar,
Kanto Depremi 1923
(Ohsaki ve Kuniyasu, 1968)

	Yukarı Kısım	Aşağı Kısım
Hasar Oranı (%)	32,8	32,4
Düzeltilmiş Hasar Oranı	6,8	3,0

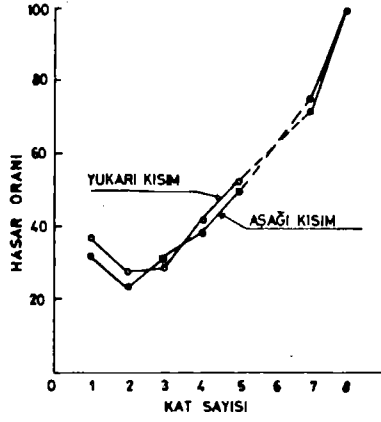


Şekil 3.22. 1923 Kanto Depreminde Tokyodaki Betonarme Binalarda Hasar Oranı ve Alüvyonlu Birikimlerin Derinliği (Ohsaki, Kuniyasu, 1968)

Şimdi de yüksek yapılara olan deprem hasarını düşünelim. 1957 de, Mexico kenti, maksimum zemin ivmesi 50-100 gal arasında olan bir deprem tarafından sarsıldı. Mexico kentine 1000 m kalınlıkta değişen kum ve kil tabakaları kapsıyan alüvyon lacustrin yığılı temel oluşturmuştur. Hakim periyot 2,5 sn dolayında yaklaşık olarak tahmin edilmiştir. Tablo 3.4. de hasar gören yüksek yapılar katlarına göre sınıflandırılmışlardır. (Thornley and Albin, 1957)

Tablo 3.4 den görülebileceği üzere genelde hasar derecesi 13-16 katlı yüksek yapılar için nisbeten yüksektir.

Mexico kentindeki zemin koşullarının tersine, Üsküp (Yugoslavya) kentinin zemini aşırı derecede (sağlam) sert zemindir. Bu zemin, ana kaya üzerinde 10 m kalınlıktan daha fazla kumlu çakıllı zeminden oluşmaktadır. 1963 deki deprem sırasında maksimum ivme 200 gal den daha büyüktü; dört kattan daha az pekçok tuğla yapı ciddi olarak zarar görmüşlerdir. Buna karşılık 13 ve 14 katlı ve betonarme apartman ve resmi yapılar, küçük yapısal hasarların dışında ayakta kalmışlardır.



Şekil 3.23. 1923 Kanto Depreminde, Tokyo'daki Betonarme Binaların Kat Sayısı ve Hasar Oranı (Ohsaki, Kuniyasu 1968)

Tablo 3.4. 1957 de Mexico Kentinde'ki Yüksek Yapılarda Oluşan Hasar (Thornley ve Albin, 1957)

Kat Sayısı	Bina Sayısı		Toplam
	Zarar görmemiş	Zarar görmüş	
9	3	2	5
10	2	2	4
11	0	3	3
12	1	3	4
13	0	5	5
14	0	2	2
15	0	1	1
16	0	2	2
18	1	1	2
23	1	0	1
43	1	0	1

IV. İlişik Kuramlar ve Gözlemler

1. Yapının basit modeli

Bir yapının çok basitçe dinamik davranışını benzetmek üzere Şekil 4.1 de, m tek yoğunlaşmış kütle, k yay katsayısını, viskos sönümü tanımlamak üzere sönüm kuvvetinin göreceli hızla orantısının C sabiti olduğu bir mekanik sistem gösterilmiştir. Keza hareketin yalnız yatay doğrultuda olduğu bu yüzden de tek serbestlik derecesine sahip sistemin kütesinin zemine göre yerdeğişimi ile zeminin mutlak yerdeğişimi sırasıyla x ve y ile gösterilecektir. O halde bu sistemin hareket denklemi

$$m\ddot{x} + c\dot{x} + kx = -m\ddot{y} \quad (4.1)$$

olur. Ya da sistemin sönümünü h kritik sönüm yüzdesi cinsinden tanımlar ve sistemin sönümsüz doğal periyodunu T ile belirtilirse, yukarıdaki denklem

$$\ddot{x} + 2h\left(\frac{2\pi}{T}\right)\dot{x} + \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 x = -\ddot{y} \quad (4.2)$$

şeklini alır. Burada,

$$T = 2\pi\sqrt{\frac{m}{k}}, \quad h = \frac{c}{2\sqrt{km}}$$

2. Basit harmonik hareketli zorlanmış titreşim

Denk. 4.2. ye basit bir çözüm elde etmek için varsayın ki sistem basit harmonik zemin ivmesiyle şu şekilde titreşmektedir:

$$\ddot{y} = a \exp\left(-\frac{2\pi i}{T_G} t\right) \quad (4.3a), \quad \ddot{y} = a e^{i\omega_0 t} \quad (4.3b)$$

ki burada T_G , zeminin hakim periyodu olarak açıklanabilir. Öyleyse Denk. 4.2. şu biçimde yazılabilir.

$$\ddot{x} + 2h\left(\frac{2\pi}{T}\right)\dot{x} + \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 x = -a \exp\left(-\frac{2\pi i}{T_G} t\right) \quad (4.4)$$

ve matematik olarak bu diferansiyel denkleme karşılık olan özel çözüm sistemi zorlanmış titreşimini temsil eder.

Özel çözüm, x 'in şu biçimi alacağı varsayılarak elde edilebilir.

$$x = A \exp\left(-\frac{2\pi i}{T_G} t\right) \quad (4.5)$$

(4.5) ifadesini denk. 4.4, de yerine koyarak ve sonuçta denklemi çözerek A bilinmeyen sabiti elde edilir.

Oyleyse,

$$A = -\frac{a}{\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2} \cdot \frac{1}{1 - \left(\frac{T}{T_G}\right)^2 + 2h\left(\frac{T}{T_G}\right)i}$$

ya da kompleks ifadede bağıntıyı düşünerek

$$\frac{1}{p+iq} = \frac{1}{\sqrt{p^2+q^2}} e^{-i\phi}$$

$$\phi = \tan^{-1}\left(\frac{q}{p}\right),$$

$$A = \frac{-a}{\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{\left|1 - \left(\frac{T}{T_G}\right)^2\right|^2 + 4h^2\left(\frac{T}{T_G}\right)^2}} e^{-i\phi}$$

$$\phi = \tan^{-1} \frac{2h \cdot \left(\frac{T}{T_G}\right)}{1 - \left(\frac{T}{T_G}\right)^2}$$

Buradan çözüm

$$x = \frac{q}{\left(\frac{2\pi}{T}\right)^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{\left|1 - \left(\frac{T}{T_G}\right)^2\right|^2 + 4h^2\left(\frac{T}{T_G}\right)^2}} \cdot e^{-i(\omega_G t - \phi)} \quad (4.6)$$

elde edilir.

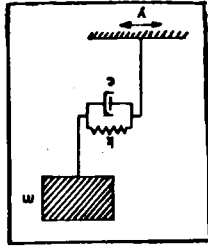
Denk. 4.2 den mutlak ivme şöyle yazılabilir.

$$\ddot{x} + \gamma = -2h \left(\frac{2\pi}{T}\right) \dot{x} - \left(\frac{2\pi}{T}\right)^2 x$$

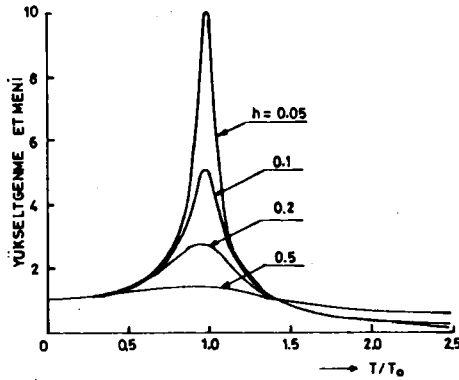
ve eğer Denk. 4.6. dakiler , bu denklemde yerine konursa, şu ifade elde edilebilir:

$$\left| \frac{x+y}{x} \right| = \frac{\sqrt{1+4h^2 \left(\frac{T}{T_G} \right)^2}}{\sqrt{\left[-\left(\frac{T}{T_G} \right)^2 \right]^2 + 4h^2 \left(\frac{T}{T_G} \right)^2}} \quad (4.7)$$

ki, bu ivmenin yükseltgenmesini temsil eden bir tanımlama olmaktadır. Şekil 4.2. de yükseltgenme etmeni h sönümüyle birlikte sunulmuştur. Şekil 4.2. den görüldüğü gibi kütlelin ivmesi, sistemin periyodunun zemin periyoduna yaklaşmasıyla ve $T=T_G$ de enbüyüğe erişir. Çok tanınmış olduğu gibi, bu olay rezonans olarak ele alınır.



Şekil 4.1. Yapının Basit Modeli



Şekil 4.2. Zemin İvmesinin Yükseltgenmesi

3. Karşılık Spektrumu Kayramı- Deprem İyemesi ile Titreşim

Daha genel olarak Denk.2 deki $\ddot{y}(t)$ fonksiyonu keyfi bir fonksiyon olmasına göre tam çözümünü tartışalım. 4.2 denkleminin karşı gelen homojen denklem:

$$\ddot{x} + 2h \left(\frac{2\pi}{T} \right) \dot{x} + \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 x = 0 \quad (4.8)$$

ve karakteristik denklemin iki kökü

$$\lambda^2 + 2h \left(\frac{2\pi}{T} \right) \lambda + \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 = 0$$

$$\left. \begin{array}{l} \lambda_1 \\ \lambda_2 \end{array} \right| = \frac{2\pi}{T} (-h \mp i \sqrt{1-h^2})$$

Bundan dolayı, aslında homojen olmayan Denk. 4.2 ye karşılık çözüm şu biçimde yazılabilir:

$$x = C_1(t) e^{\lambda_1 t} + C_2(t) e^{\lambda_2 t}$$

$C_1(t)$ ve $C_2(t)$ nin Denk. 4.2. yi sağlaması için, bunların,

$$C_1(t) = - \frac{1}{\lambda_1 - \lambda_2} \int_0^t y(\tau) e^{\lambda_1 \tau} d\tau$$

$$C_2(t) = \frac{1}{\lambda_1 - \lambda_2} \int_0^t \ddot{y}(\tau) e^{-\lambda_2 \tau} d\tau$$

Buradan, göreceli yerdeğiştirme, göreceli hız ve mutlak ivme, m kütlesi için aşağıdaki biçimlerde ifade edilebilir:

$$x = \frac{T}{2\pi} \int_0^t y(\tau) \cdot e^{-wh(t-\tau)} \cdot \sin \omega (t-\tau) d\tau$$

$$\dot{x} = \int_0^t y(\tau) e^{-wh(t-\tau)} \cdot \sin \omega (t-\tau) d\tau \quad (4.9)$$

$$x+y = \frac{2\pi}{T} \int_0^t y(\tau) e^{-\omega h(t-\tau)} \cdot \sin \omega (t-\tau) d\tau \quad (4,9)$$

Bu τ zaman parametresidir ki integral alındığında bu ortadan kalkar, ayrıca $\sqrt{1-h^2} \approx 1$ de h^2 , 1 in yanında küçük değer olarak varsayılmıştır.

Denk.4,9 da x , \dot{x} ve $x+y$, t, h ve T nin fonksiyonlarıdır. Eğer h sönüm etmeniy-
le T doğal periyodu verilirse, bunların değerleri t zamanıyla değişecektir. Bununla
birlikte mühendislik amaçları için, bunların maksimum değerleri genellikle daha çok
ilgi çekiciliktir. Aynı integral ifadesinin üstteki her bağıntıda olduğu gözö-
nüne alarak, maksimum değerler şöyle ifade edilebilir.

$$\begin{aligned} x_{\max} &= \frac{T}{2\pi} S_v \\ \dot{x}_{\max} &= S_v \\ (x+y)_{\max} &= \frac{2\pi}{T} S_v \end{aligned} \quad (4.10)$$

ki burada

$$S_v = \left[\int_0^t \dot{y}(t) e^{-\omega h(t-\tau)} \cdot \sin (t-\tau) d\tau \right]_{\max} \quad (4.11)$$

S_v büyüklüğü, T ve h nin fonksiyonu olup, fiziksel hız boyutunu taşımaktadır.

Bir yapıdaki deprem hasarını tartışmada, yapıya etkiyen kuvvetleri yada ya-
pıda oluşan gerilmeler çok kere doğrudan bizi ilgilendirmektedir. Eğer yapı üzerine
etkiyen kuvvetlerin maksimum değeri Q_{\max} ile gösterilirse, bunu şu şekilde yazabili-
riz.

$$Q_{\max} = k \cdot x_{\max} = m \left(\frac{2\pi}{T} \right) \cdot x_{\max} \quad (4.12)$$

Diğer taraftan aynı kütlede, oldukça rijit bir cisme etkiyecek maximum kuvvet,
 $m \dot{y}_{\max}$ olur. Şimdi \bar{q} boyutsuz simgesi $Q_{\max} / m \dot{y}_{\max}$ oranını saptamak üzere kullanılırsa,

$$\bar{q}(t, h) = \left(\frac{2\pi}{T} \right)^2 \cdot \frac{x_{\max}}{\dot{y}_{\max}} \quad (4.13)$$

$\bar{q}(T, h)$ büyüklüğü T periyodu ve h sönümünün bir fonksiyondur. Ve $\bar{q}(0, h) = 1$ olduğu
kuşkusuzdur. Daha ötesi, diğer ifade $\bar{q} = \frac{(x+y)_{\max}}{\dot{y}_{\max}}$ (4.14)

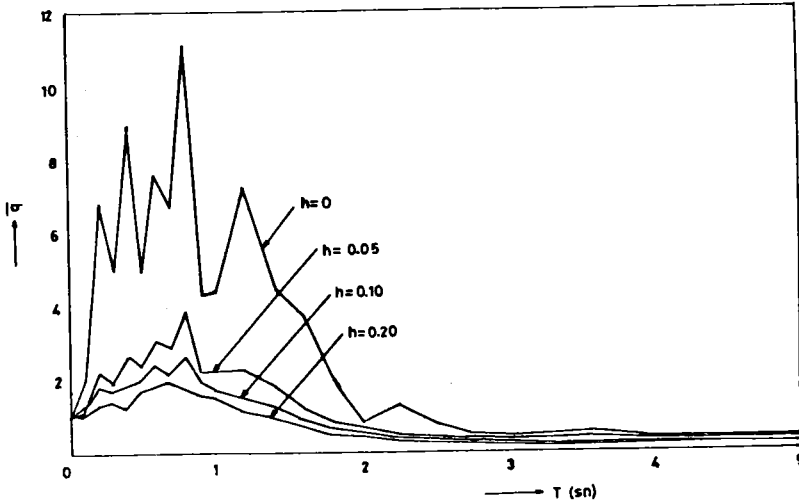
(4.10) dan türetilecektir.

Eğer \bar{q}, T doğal periyoduna karşı h sönümünün çeşitli değerleri için işaretlenecek olursa Şekil 4.3 teki eğri ailesi elde edilecektir. Şekil 4.4 ten anlaşılacağı gibi Denk. 4.14 esas olarak sisteme etkileyen mutlak ivmenin bir ifadesidir.

Bundan dolayı Şekil 4.3. deki eğri takımı sistemin normalize edilmiş maksimum ivme karşılık spektrumu yada kısaca normalize ivme spektrum olarak ele alınacaktır. Normalizasyon işlemi en büyük mutlak ivme, zemin ivmesine bölünür ve Şekil 4.3. de görüleceği gibi bütün spektrum eğrileri birden başlarlar

Karşılık spektrumunun hız ve yerdeğiştirme terimlerinde ifade edilebildiği diğer pekçok tanımlarının da varolabileceği açıktır. Hangi tanımlama kullanılırsa kullanılsın, yalnız başına bir depremin özgün ivme-izine bakarak çıkarılması olanaksız sonuçları, bu depremin spektrum eğrisinin biçimine bakarak depremin karakteristikleri ve yapılar üzerindeki etkileri hakkında genel bazı bilgileri çıkarmada bizlere olanaklar tanıması, bir karşılık spektrumunun kullanılmasının çok büyük yararları olduğunu gösterir.

İvme-izinin kendi sisteme etkileyen giriş dalgası olarak verildiğinde karşılık spektrumunu saptamada pekçok yollar vardır. Esas olarak bunlar, Denk. 4.9. un integralinin hesaplanmasında T ve h parametre değerlerini de içerir. Son yıllarda bunun hesaplanması çoğu kez sayısal hesaplayıcılar aracılığıyla gerçekleştirilmektedir.



Şekil 4.3. Normalize Edilmiş İvme Spektrumu

4. Değişik Zemin Koşulları İçin Karşılık Spektrumu

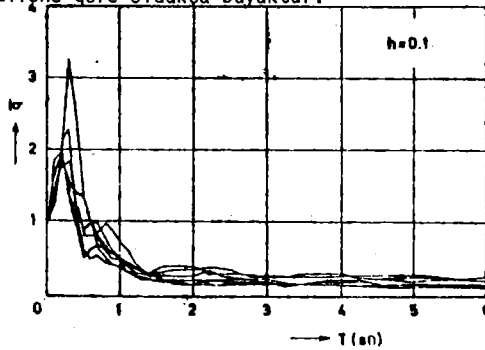
İzlenen kısımda karşılık spektrumu kavramı özetlenmiş bulunmaktadır. Bu bölümde karşılık spektrumunun nasıl değiştiği, başka bir deyişle, değişik zemin koşullarında deprem dalgalarının nasıl değiştiği, tartışılacaktır. (Hisada, 1965)

Japonya'da 300 kuvvetli hareket ivme-izi ölçeri ülkede, bir uçtan diğer uca yerleştirilmiş olup ayrıca önemli sayıda ivme-izi elde edilmiş bulunmaktadır. Bunların içerisinde iki yıkıcı deprem, Niigata 1964 ve Tokachi-Oki 1968 depremleri bulunmaktadır.

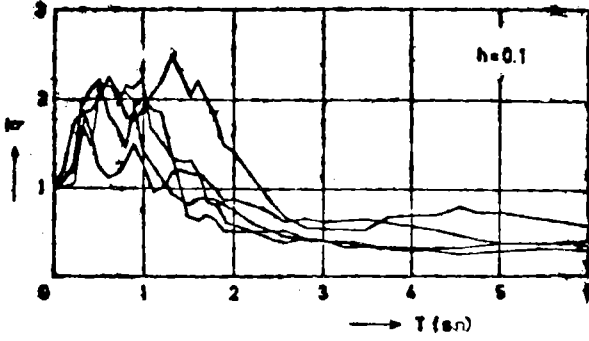
Bu ivme-izlerinden, ki onlar kaya ve diğer sert zeminler üzerindeki yüzeysel temeller üzerinde kaydedilmiş olarak seçilmektedirler; bunların normalize edilmiş spektrumları Şekil 4.4. de bir blok olarak sunulmuş bulunmaktadır. Şekil 4.4. de görülebildiği gibi spektrumlar 0.2-0.3 sn arasında büyük değerlere sahip olup \bar{q} değerleri periyodun artışıyla keskin bir şekilde azalmaktadır. T_{cr} , kritik periyodu, \bar{q} nin birim değerini almasının berisinde ve bütün bu spektrumlar için 1 sn den azdır.

Diğer taraftan genel radye temeller üzerinde kaydedilen karşılık spektrumları bu temellerin çok tabakalı zeminlerin bulunması durumunda Şekil 4.5. de gösterilmiştir. Genelde bu spektrum 0.3 sn.-1.3 sn. ye kadar geniş bir aralıkta birkaç tane tepe noktasını kapsar, bazıları 2.5 sn. ye kadar uzayabilir. Bu gerçek, depremin yapı üstüne etkittiği büyük kuvvetin, periyot aralığının çok geniş kısmını içerdiğini göstermektedir.

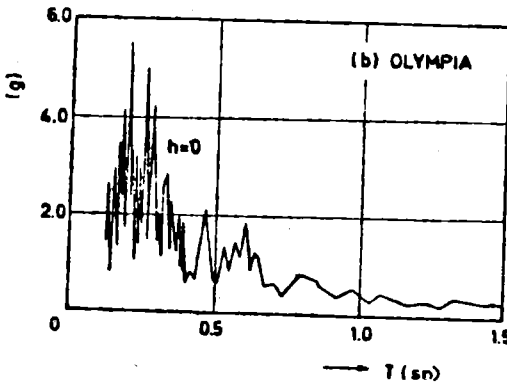
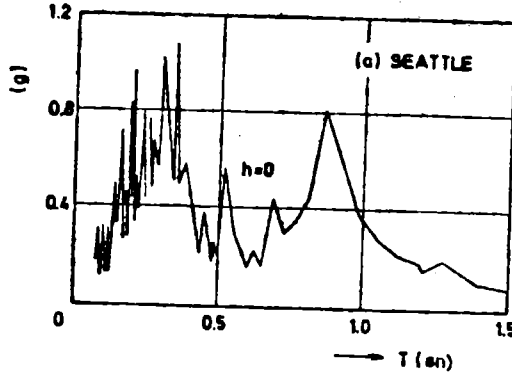
Benzer olarak Japonya dışında karşılaşılan örnek, Şekil 4.6'da gösterilmiştir. (Aford v.d, 1951, Duke, 1958) Şekil 4.6 Şekil 4.6(a) ve (b) aynı deprem için 1949 da fakat Seattle ve Olimpia'da gözlenmiş karşılık spektrumlarıdır. Kaynak uzaklığının her ikisi için hemen hemen aynı olmasına karşın spektrumun şekilleri birbirinden açıkça ayrılır. Ayrıca deprem kuvvetinin büyüklüğü bakımından Olimpia'da sağlam zemin üzerinde elde edilen sonra da doldurulan üzerine yerleşmiş Seattle'da elde edilene göre oldukça büyüktür.



Şekil 4.4. Kayalık ve Sert Zeminlerde Normalize Edilmiş İvme Spektrumu



Şekil 4.5. Çok Tabakalı Yumuşak Zeminler İçin Normalize Edilmiş İvme Spektrumu

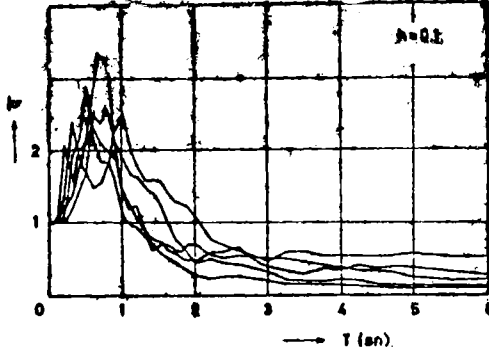


Şekil 4.6. Aynı Depremın Değişik Zemin Koşullarında İvme Karşılık Spektrumu (Alford v.d., 1951, Duke, 1958)

5. Değişik tipte temeller için karşılık spektrumu

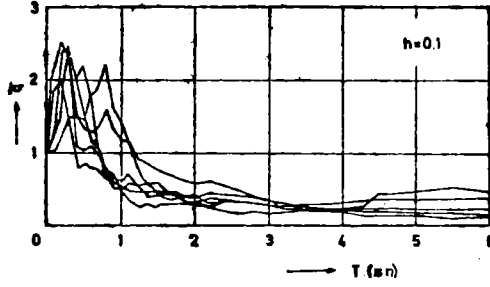
Bazı kuvvetli ivme-izi ölçerler yumuşak, derin alüvyon yığılımları içine çakılmış kazıklar üstündeki yapılara yerleştirilmişlerdir. Kazıklar betonarme olup 35-50 cm ye kadar aralıkta çaplara sahiptirler.

Bu temellerin, yatay deprem kuvvetleri ve zemin basınçları altında çok rijit oldukları düşünülemez. Bu tip ivme izleri (Hisada v.d. 1965) Şekil 4.7. de gösterilmiştir. Tepelerin pekçoğu 1 sn. den daha küçük periyotlarda gözük-mektedirler ve kritik periyotları 2 sn içerisindeydir. Fakat bir kural olarak özelliklerinin, Şek.4.5 deki yüzeysel temellerden çok açık şekilde ayrılamıyacağı düşünülebilir.



Şekil 4.7. Yumuşak Zeminlerde Kazıklı Temeller İçin Normalize Edilmiş İvme Spektrumu

Diğer taraftan derin temeller için karşılık spektrumları da elimizde vardır ve bunlar Şekil 4.8. de gösterilmiştir. Kesonlar yüksek yatay rijitliğe sahiptirler ve narin kazıklara göre 1.4-3.2 m ye kadar geniş çapları vardır. Bunlar yumuşak alüvyon yığınlarının içinden alttaki sert tabanın üstüne yerleşirler. Fakat Şekil 4.8. de görüldüğü gibi bunların karşılık spektrumları Şekil 4.4. deki sıkı zeminlerde elde edilene benzemektedir.



Şekil 4.8. Yumuşak Zeminlerde Keson Temeller İçin Normalize Edilmiş İvme Spektrumu

6. Deprem Dalgalarının Yayılması

Şekil. 4.9. da kayma dalgaların tek boyutlu olarak aşağı doğru, z eksenini doğrultusunda homojen kütleli zemin içinde hareket ettiği basit durumu varsayalım. Eğer sonsuz küçük, birim enkesitli alan elemanı Şekil 4.9.b de gözönüne alınırsa, eleman denklemleri

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (4.15)$$

ki burada,

ρ = yoğunluk

u = enine yerdeğiştirme

τ = kayma gerilmesi olur

Kayma gerilmesi τ ile u yerdeğiştirmesi arasındaki bağıntı

$$\tau = G \frac{\partial u}{\partial z}$$

Denk. 4.15 şöyle yazılabilir.

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (4.16)$$

ki burada G , zemin kütlesinin rijitlik modülüdür.

Bu 4.16 kısmî diferansiyel denklemin çözümü çok bilinen şekliyle,

$$u = f_1\left(t - \frac{z}{V}\right) + f_2\left(t + \frac{z}{V}\right) \quad (4.17)$$

burada f_1 ve f_2 keyfi fonksiyonlar ve V kayma dalgasının yayılma hızı olup

$$V = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{olur.}$$

Denk.4.17. $f_1(t-z/V)$ ve $f_2(t+z/V)$ yayılma dalgaları olup ilki ilerleyen (progressive) ikincisi gerileyen (retrogressive) dalga olarak ele alınır. Eğer zemin yüzeyi kayma gerilmesi yönünden serbest ise, öyleyse

$$G \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0} = G \left[\frac{\partial f_1}{\partial z} + \frac{\partial f_2}{\partial z} \right]_{z=0} = \frac{G}{V} \left[- \frac{df_1(t)}{dt} + \frac{df_2(t)}{dt} \right] = 0$$

Bundan dolayı

$$\frac{df_1}{dt} = \frac{df_2}{dt} \quad \text{veya } f_1 = f_2 \quad \text{elde edilir.}$$

Buradan şu yazılabilir.

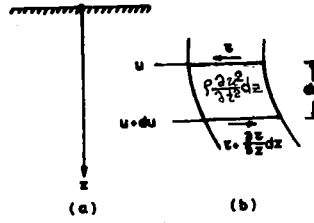
$$u = f\left(t - \frac{z}{V}\right) + f\left(t + \frac{z}{V}\right)$$

Daha ilerisi, zemin yüzeyindeki deplasman u_s ise

$$u_s = |u|_{z=0} = 2f(t) \quad \text{dir.}$$

Zemin kütlesi içerisindeki herhangi bir noktadaki yerdeğiştirme, $u_s(t)$ aracılığıyla ifade edilebilir. Yani, zemin yüzeyindeki dalga biçimi şu şekilde olabilir.

$$u(t,z) = \frac{1}{2} \left[u_s\left(t - \frac{z}{V}\right) + u_s\left(t + \frac{z}{V}\right) \right] \quad (4.18)$$



Şekil 4.9. Kayma Dalgası Etkisinde Sonsuz Küçük Elemanın Dengesi

Kayma dalgalarının önemli karakteristiklerinden birisi, zemin kütlesi içerisindeki yayılmalar sırasında, değişik özelliklerdeki iki zemin tabakasının sınırında yansıma ve geçmenin yer almasıdır. Varsayalım ki, Şekil 4.10. da gösterilen iki zemin tabakası $z=0$ da bir düzlemlle sınırlandırılmıştır. 1 ve 2 indisleri üst ve alt tabakaları göstermektedirler. Keza üst tabakadaki kayma dalgasını şöyle ifade edelim.

$$u_2(t,z) = f_1\left(t - \frac{z}{v_2}\right) + f_2\left(t + \frac{z}{v_2}\right), \quad v_2 = \sqrt{\frac{G_2}{\rho_2}}$$

Alt tabakada ise

$$u_1(t,z) = g_1\left(t - \frac{z}{v_1}\right), \quad v_1 = \sqrt{\frac{G_1}{\rho_1}}$$

Burada $f_2\left(t + \frac{z}{v_2}\right)$ yansıyan dalgayı, $g_1\left(t - \frac{z}{v_1}\right)$ alt kata geçen dalgayı göstermektedir.

$z=0$ sınırında, yerdeğiştirmeler ve her iki tabakadaki kayma gerilmeleri eşit olmak zorundadır. Yani,

$$u_2(t,0) = u_1(t,0) \quad (4.19)$$

ve

$$G_2 \frac{\partial}{\partial z} u_2(t,0) = G_1 \frac{\partial}{\partial z} u_1(t,0) \quad (4.20)$$

(4.19) koşulundan,

$$f_1(t) + f_2(t) = g_1(t) \quad (4.21)$$

ve, (4.20) koşulundan,

$$\frac{G_2}{V_2} \left[- \frac{d}{dt} f_1(t) + \frac{d}{dt} f_2(t) \right] = - \frac{G_1}{V_1} \cdot \frac{d}{dt} g_1(t)$$

veya integrasyonla

$$\alpha \left[- f_1(t) + f_2(t) \right] = -g_1(t) \quad (4.22)$$

Burada

$$\alpha = \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1}$$

Bundan dolayı, (4.21) ve (4.22) denklemlerinden

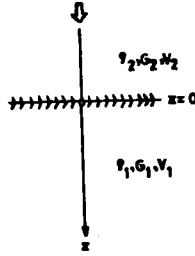
$$g_1(t) = \frac{2\alpha}{1+\alpha} f_1(t), \quad f_2(t) = - \frac{1-\alpha}{1+\alpha} f_1(t)$$

veya

$$\left. \begin{aligned} \text{geçen dalga : } g_1\left(t - \frac{z}{V_1}\right) &= \frac{2\alpha}{1+\alpha} f_1\left(t - \frac{z}{V_2}\right) \\ \text{yansıyan dalga: } f_2\left(t + \frac{z}{V_2}\right) &= - \frac{1-\alpha}{1+\alpha} f_1\left(t - \frac{z}{V_2}\right) \end{aligned} \right\} \quad (4.23)$$

olur,

Burada dikkat edilecek nokta üst tabakadan alt tabakaya geçişin α nın artışıyla daha fazla olduğu, diğer bir deyişle alt tabakanın daha fazla yumuşak olduğunda bunun söz konusu olduğudur.



Şekil 4.10. İki Zemin Tabakasının Sınırı

Bundan sonra Şekil 4.11, deki değişik özelliklerdeki alt tabakanın üstündeki H yüksekliğindeki üst tabaka durumunu düşünelim. Yine aşağıda 1 ve 2 indisleri üst ve alt tabakaları sırasıyla göstermiş olmaktadır. Denk. 4.18.'e göre üst tabakadaki yerdeğiştirme şöyle ifade edilebilir.

$$u_1(t,z) = \frac{1}{2} \left[u_s \left(t - \frac{z}{v_2} \right) + u_s \left(t + \frac{z}{v_2} \right) \right], \quad 0 \leq z \leq H$$

ve alt tabakada yerdeğiştirmenin fonksiyonel biçimi şu şekilde ifade edilebilir.

$$u_1(t,z) = g_1 \left(t - \frac{z-H}{v_1} \right) + g_2 \left(t + \frac{z-H}{v_1} \right), \quad H \leq z$$

İki tabakanın sınırında $z=H$, yerdeğiştirme ve kayma gerilmeleri sürekli olmalıdır;

$$u_2(t,H) = u_1(t,H) \quad (4.24)$$

ve

$$G_2 \frac{\partial}{\partial z} u_2(t,H) = G_1 \frac{\partial}{\partial z} u_1(t,H) \quad (4.25)$$

4.24 deki koşuldan

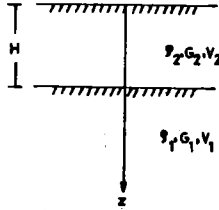
$$\frac{1}{2} \left[u_2\left(t - \frac{H}{v_2}\right) + u_2\left(t + \frac{H}{v_2}\right) \right] \approx g_1(t) + g_2(t)$$

ve, 4.25 koşulundan

$$\frac{1}{2} \rho_2 v_2 \frac{d}{dt} \left[-u_s\left(t - \frac{H}{v_2}\right) + u_s\left(t + \frac{H}{v_2}\right) \right] = \rho_1 v_1 \frac{d}{dt} \left[-g_1(t) + g_2(t) \right]$$

Bundan dolayı,

$$g_2(t) = \frac{1}{4} \left[(1-\alpha)u_s\left(t - \frac{H}{v_2}\right) + (1+\alpha)u_s\left(t + \frac{H}{v_2}\right) \right] \quad (4.26)$$



Şekil 4.11. İki Tabakalı Sistem

Şu belirtilmelidir ki, Denk.4.26daki $g_2(t)$ gerileyen dalgası aşağıdan yukarıya doğru olan sismik dalgayı temsil etmektedir.

Şimdi, yüzey dalgası ve başlangıç sismik dalgası sırasıyla şu şekilde temsil edildiğini varsayalım.

$$u_s(t) = A_s \exp\left(i \frac{2\pi t}{T}\right)$$

ve

$$g_2(t) = a \cdot \exp\left(i \frac{2\pi t}{T}\right)$$

Bunların Denk. 4.26 da yerlerine konmasıyla

$$a = \frac{A_s}{4} \left[(1-\alpha) \exp \left(-i \cdot \frac{2\pi H}{TV_2} \right) + (1+\alpha) \exp \left(i \cdot \frac{2\pi H}{TV_2} \right) \right]$$

Karmaşık değişkenlerin şu bağıntılarını gözönüne alarak,

$$\frac{e^{i\theta} + e^{-i\theta}}{2} = \cos\theta \quad , \quad \frac{e^{i\theta} - e^{-i\theta}}{2} = \sin\theta$$

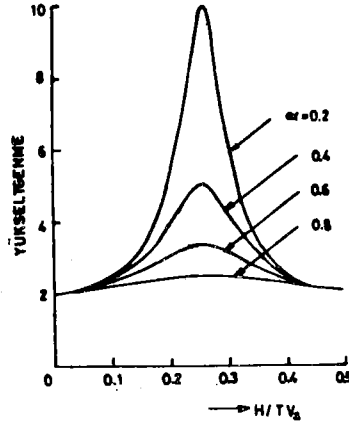
aşğıdaki ifadeler elde edilirler,

$$a = \frac{A_s}{2} \left[\cos \left(\frac{2\pi H}{TV_2} \right) + \alpha \sin \left(\frac{2\pi H}{TV_2} \right) \right]$$

veya

$$\left| \frac{A_s}{a} \right| = \frac{2}{\sqrt{\cos^2 \left(\frac{2\pi H}{TV_2} \right) + \alpha^2 \sin^2 \left(\frac{2\pi H}{TV_2} \right)}} \quad (4.27)$$

Böylelikle Denk. 4.27 nin yüzey dalgasının genliğinin giriş sismik dalgasının- kine oranı temsil ettiği gözlenebilir. Oran, yüzey yükseltgenmesi ya da daha kesin deyişle iki tabakalı sistemde yüzey dalgasının varlığıyla titreşim genliğinin yükselt- genmesi olarak ele alınabilir. Şekil 4,12. de yükseltgenme H/TV_2 değerlerine karşılık olarak $\alpha = \rho_2 V_2 / \rho_1 V_1$ parametresinin değişik değerleri için işaretlenmiştir. Şekil 4,12. de genliğin serbest yüzeyde, zemin titreşimin periyodu $4H/V_2$ değerine eşit olduğunda en fazla yükselttiği gözükmektedir. Keza şu görülebilir ki, üst taba- kanın kalınlığının artması oranında hakim periyot uzar, α parametre değeri küçüldüğün- de yüzey yükseltgenmesi daha belirginleşir. Diğer deyişle üst tabaka daha yumuşak malzemeden oluşan zemin ise böyle olması beklenir,



Şekil 4.12. Başlangıç Dalgasının Yüzeydeki Yükseltgenmesi

V. Deprem Hasarını Etkileyen Faktörler

Böl.III. de deprem hasarı ile yerel zemin koşulları arasındaki ilişkilere değinen, olanaklı olduğu ölçüde nicelik olarak kısa gerçekler (ampirik) özetlenmiş olup, bu ilişkiler arasında bazı yönsemeler belirtilmiştir. Bunlardan bazıları uyuşmakta bazıları zıtlaşmaktadır. Bu gözlem ve deneyimlerinin oluşturduğu kısa gerçekleri nasıl yorumlamak gerektiği ile onları kuramsal yönden nasıl gerçeklemek gerektiği uzunca tartışılmış bulunmaktadır. Bazı tartışmalar ikna edici olarak gözükrken diğerleri halâ yeteri kadar ikna edici değildir. Yazarın düşüncesi, şimdiki durumda yararlı olan şeyin çok daha kapsamlı çözümle bir sonucu oluşturmayı amaçlıyarak çok sayıdaki tek etmenlerin içinde zemin koşullarının etkisini gidermek şeklindedir.

Bu durumda deprem hasarıyla ilişkide daha fazla öneme sahip oldukları gözükken bazı etmenler belirtilecek ve şöylece açıklanacaklardır:

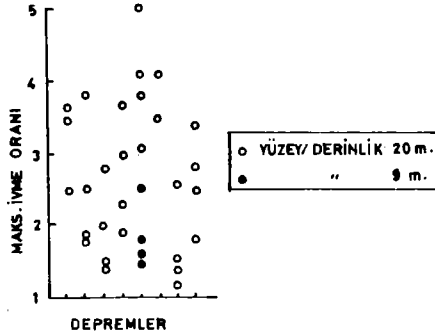
1- Zemin Tabakaları Tarafından Deprem Hareketinin Yükselgenmesi

Şekil 4.12. de gösterildiği gibi, deprem dalgası yüzey tabakasına göre zemin yüzeyinde dalğanın periyodunun $4H/V_2$ değerine eşit olmasıyla aşırı şekilde yükseltgenmektedir. Burada H yüzey tabakasının derinliği ve V_2 de tabakadan geçen kayma dalgasının hızını göstermektedir. $4H/V_2$ terimi, tek başına yüzey tabakasının doğal periyodunu temsil etmekte olup çoğunlukla zeminin hakim periyodu olarak ele alınır. Böylelikle yükseltgenme, yüzey tabakasının özel bir periyotla gelen dalğanın titreşmesiyle, rezonansı olarak açıklanabilir.

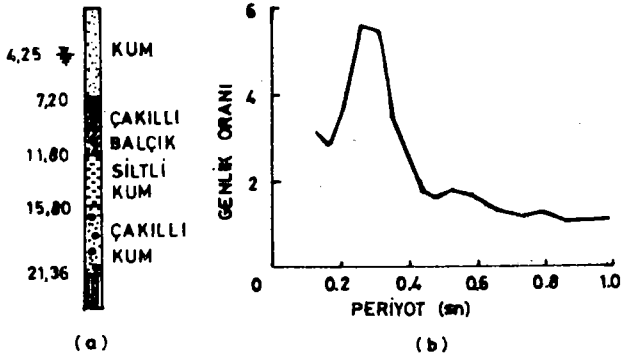
Keza Şekil 4.12, de α parametresinin azalmasıyla rezonans noktasında genliklerin arttığı, bunun küçük değeri almasının yüzey tabakasının daha yumuşak malzemeden oluşması anlamına geldiği görülebilir.

Bu esaslar çok bilinen bir kavramı gerçeklemektedir ki o da, derin yumuşak zeminlerin biriktiği yerlerde, deprem hasarının, özellikle bükülgen, ahşap yapılar söz konusu ise oldukça arttığıdır. Şekil 4.12, basit harmonik sismik dalganın varsayımıyla elde edilmiştir ki, gerçek deprem çeşitli periyotlarda sayısız dalgadan ibaret olmaktadır. Herşeye karşın yukarıdaki tartışma haklı olabilmektedir. Bir rezonans periyoda sahip olan dalgalar sürekli titreşim sırasında zemin tabakası tarafından seçilecektir.

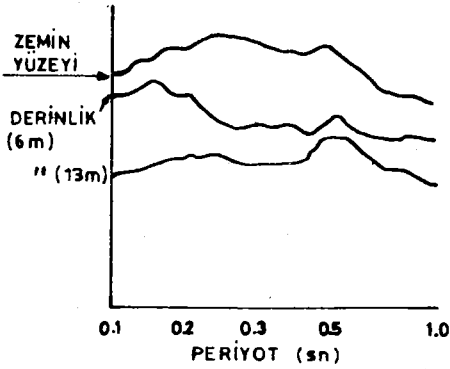
Şekil 5.1. den 5.4 e kadar bazı ölçüm sonuçları deprem hareketinin yükseltgenmesini açıklamak üzere gösterilmişlerdir, Şekil 5.1. de maksimum ivmelerin oranları zemin yüzeyinde ve 9-20m arasındaki derinliklerde Tokyo Marunichi de sekiz deprem için işaretlenmiş olup burada, zemin altta sert, çakıllı bir tabakanın üstünde 20m kalınlıkta siltli ve killi yüzey tabakası oluşturmaktadır. (Saita ve Suzuki, 1934). Şekil 5.2. (b) ise zemin yüzeyindeki genliklerin 21,1m derinlikte olana göre esas dalgaların verdiği oranı her periyoda karşılık temsil etmektedir. (Kanai 1961). Ölçülen yerdeki zemin koşulu Şekil 5.2. (a) da gösterilmiştir. Gerçekleşmiş bulunmaktadır ki, en büyük yükseltgenme oranı 25m lik yeraltı su düzeyine kadar varan nemli-kumlu en üst tabaka zeminin titreşimiyle, 0,3 sn dolayında olmuştur. Şekil 5.3. ise yüzeyde ve 36mx42m boyutundaki kazı tabanında gözlenen genlik spektrumunu derinliğin sırasıyla 6 m ve 13m olması durumlarında vermektedir. (Toriumi 1968)



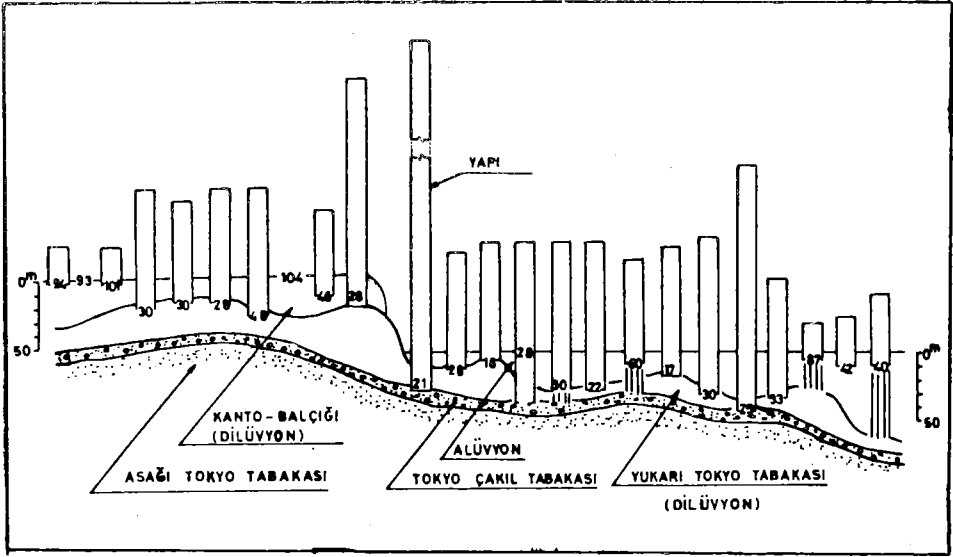
Şekil 5.1. Yüzey Tabakalarının İçinde ya da Üstünde Enbüyük İvmelerin Oranı (Saita, Suzuki, 1934)



Şekil 5.2. Yüzey Tabakalarında Genliklerin Yükseltgenmesi (Kanai, 1961)



Şekil 5.3. Kazı Dibinde ve Zemin Yüzeyinde Gözlenen Genlik Spektrumu (Toriumi, 1968)

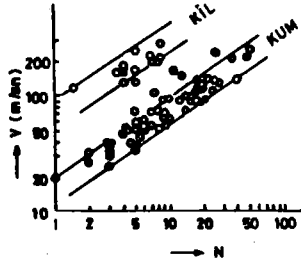


Şekil 5.4. 1968 Higashi-Matsuyama Depremi Sırasında Çeşitli Yerlerde Gal Cinsinden Kaydedilmiş Enbüyük İvmeler

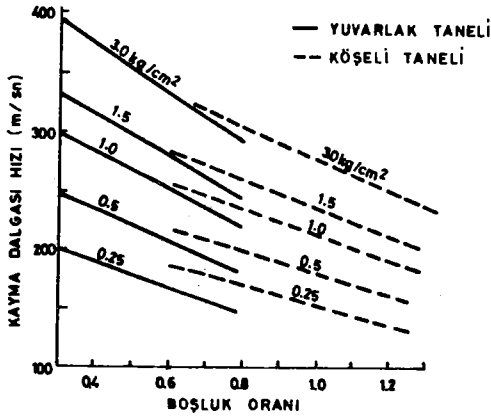
Şekil 4.12. ye ilişik önceki belirtilmiş tartışmalarda, kayma dalgasının hızının yüzey tabakaları boyunca önemli bir rol oynadığı dikkat çekicidir. Elde varolan sayısız kayma dalgası hızının arazi ölçümlerinden yalnızca burada birkaç örnek alınmış olup, Şekil 5.5. kayma dalgası hızlarıyla standart penetrasyon testlerinin N değerleri arasındaki ilişkiyi (Kanai, 1961) ve Şekil 5.6. laboratuardaki ölçümlerin sonuçlarını vermektedir. (Hardin ve Richart, 1963)

2- Zeminlerin ve Yapıların Rezonansı

Önceki pragrafta yüzeydeki zemin tabakasının rezonans tartışılmış bulunmaktadır. Benzer olarak zemin ile yapılar arasında rezonans olasıdır ve gerçekten bu, her zaman yapıların hasarıyla sonuçlanmaktadır. Şekil 4,2,de analitik olarak gösterilmiş olduğu gibi titreşen bir sistem üzerine etkiyen ivme, sistemin doğal periyodunun titreşimin periyoduyla çakışması sonucunda aşırı derecede artar. Gerçek depremlerde böyle bir durum olasılığı yapının doğal periyodunda veya onun çevresinde bulunmasıyla oluşacaktır.



Şekil 5.5. Kayma Dalgası Hızı ve Standart Penetrasyon Deneyi (Kanai, 1961)



Şekil 5.6. Kayma Dalgası Hızının, Boşluk Oranı ve Normal Gerilme ile Kuru Yuvarlak ve Köşeli Daneli Kumlarda Değişimi (Hardin ve Richart, 1963)

Gerçek şu ki, Şekil 3.19 da gösterildiği gibi betonarme yapıların, hasar oranlarının sağlam zemin üzerindeki yukarı Tokyo'da daha yüksek oluşu, bu yapıların daha yüksek rijitlikte bulunması ve sonuçta kısa periyotlarıyla aşağı kesimdeki yumuşak zemin yığının üzerindeki yapılardan daha fazla rezonans oluşturma şanslarının bulunması yönünden açıklanabilir. Sonuç olarak da ahşap yapıların düşük rijitlikleriyle Tokyonun aşağı kesimlerinde daha çok hasar gördüğü ve buna benzer

örneklerle diğer derin alüvyon birikimlerde de karşılaşıldığı söylenebilir.

Bununla birlikte şu anımsanmalıdır ki, Şekil 4.2. deki eğriler kararlı durum titreşimleri varsayımıyla çıkarılmıştır ki burada gerçek deprem kararlı olmayıp daha çok rastgele dalgaların üst üste gelmesinden oluşur. Bundan dolayı, yükseltgenme oranı örneğin, sönüm etmeni $h=0,1$ için 5 yöresinde oluşu gerçekçi olamaz ve Şekil 4.4. veya Şekil 4.7. de aynı sönüm oranları için gerçek oranların 3 civarında olduğunu görmüş bulunmaktayız. Kesin bir söyleyişle şu bilinir ki sonuncu durum yarı rezonans olarak ele alınmalıdır. Buna karşılık halâ, yapının büyük yükseltgenmiş ivmelere, onun doğal periyodunun davranış spektrumundaki piklerin yöresine düşmesiyle karşılaşılabileceği durum vardır.

3- Titreşim Enerjisinin Salınması

Yarıya kadar gönderilmiş olan deprem dalgaları onun içinden yukarı doğru çıkarak yapının tepesine varırlar. Orada yansiyarak aşağıya dönerler. Yapının tabanına vardığında dalga enerjisinin bir kısmı zemine asla geri dönmemesine gönderilir. Bu gerçek Şekil 4.10 da daha üst tabakanın bir yapı olarak alt tabaka üstüne oturduğu şeklinde ele alınırsa daha iyi anlaşılabilir. Böylelikle yapıdaki titreşim enerjisi zemin içerisine salınır ve sonuçta yapının enerjisi derece derece azalmaya başlar. Bundan dolayı enerji salınmasının etkisi iç sönümün etkisiyle özdeştir.

Bu gerçek belki başka bir yolla açıklanabilir. Şöyle ki, A alanına sahip bir yapı tabanında zemine verilen yatay hareket $u=u(t)$ olduğu varsayılrsa, böyleyse ilerleyen kayma dalgası

$$u=u\left(t-\frac{z}{V_s}\right)$$

zeminde üretilir ki burada V_s , kayma dalgasının yayılma hızıdır ve $\sqrt{G/\rho}$ ya eşittir. Q kesme kuvveti, yapı tabanına uygulanan şekliyle

$$Q = GA \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0}$$

olur.

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{V_s} \frac{\partial u}{\partial t}$$

ilişkisi göz önüne alarak Q şöyle yazılabilir.

$$Q = \frac{GA}{V_s} \left. \frac{\partial u}{\partial t} \right|_{z=0} \quad (5.1)$$

Denk. 5.1, Q karşı koyma kuvvetinin yüzeydeki $\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_{z=0}$ hızıyla orantılı olduğunu, (4.1) denkleminde daha önce tartışılan $c\dot{x}$ sönüm terimindeki artışını katarak vermektedir.

Şurasını belirtmek ilginç olacaktır ki zemindeki rijitliğin azalması sönüm etkisinin artmasıyla sonuçlanarak daha fazla enerji yapıdan salınmış olmaktadır.

Bu gerçek (4.23) denkleminde daha önce belirtildiği gibi, α nın büyük değerleri için üst tabakadaki kayma dalgalarının daha çok aşağı tabakaya gönderildiği anımsandığında kolayca anlaşılabilir. Bu eğilim (Tajimi 1965) analitik olarak şöyle bir denklemle ifade edilmiştir:

$$\frac{h}{h_{k=\infty}} = \sqrt{\frac{k/k_G}{1+(k/k_G)}} \quad (5.2)$$

Burada: h = gözükmür sönüm etmeni

$h_{k=\infty}$ = sonsuz rijit cisim için sönüm oranı

k = yapının rijitliği

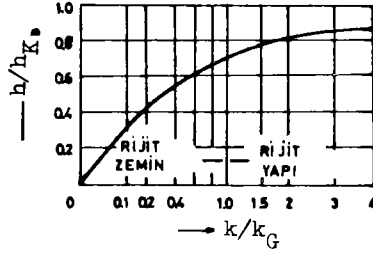
k_G = zeminin rijitliği

Denk. 5.2. deki ilişki Şekil 5.7. deki eğriyle temsil edilebilir.

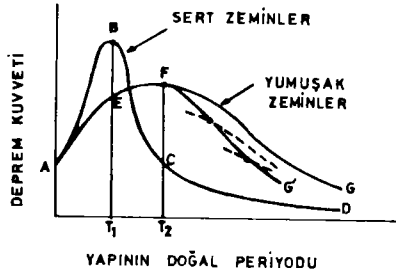
Tokyonun alt kesiminde betonarme yapıların rijitliğinin zemin rijitliğine oranı yukarı kesimdekine göre daha fazladır; bundan dolayı daha büyük sönüm etkisinin beklenmesi açıktır. Tablo 3.3 de karşılaştırıldığı gibi, daha küçük göçme oranının aşağı kesiminde gözlenmiş olma gerçeği, bu yönden bakıldığında açıklanması olanaksız olmayacaktır. Özellikle tuğla yapılara olan deprem hasarı için enerji salınımının etkisi, Şek. 3.1 deki rezonans olayından oldukça fazla önemde olduğu gözükmektedir.

4- Gelişen Göçme

Daha önceden kuvvetli hareketlerin ivme izlerinin analizinden, normalleştirilmiş ivme spektrumu sert ve yumuşak zemin için Şekil 5.8. deki gibi sırasıyla ABCD ve AEFG eğrileriyle şematik olarak gösterilebileceği öğrenilmiştir. Yani davranış spektrumu sert zemin için kısa periyotta belli bir pik değerine sahip olurken, yumuşak zeminlerde daha yaygın bir pik, daha yaygın bir periyot aralığında oldukça uzun bir periyoda kadar uzanmaktadır. Şimdi de depreme uğramış bir yapının periyodunun T_1 civarına düştüğünü varsayalım. Zeminlerin sağlamlığına bakmaksızın, B ya da E noktalarıyla gösterildiği gibi, yapıya gelen dalga büyük olacaktır, olasılıkla yapıda çatlamalara ve yerel göçmelere neden olacaktır. Çok iyi bilinen bir şey de çatlama veya yerel yıkılma olursa yapının doğal periyodu T_1 den daha uzun, diyelim ki, T_2 ye uzayacaktır.



Şekil 5.7. Zemin ve Yapının Rijitlik Oranlarının Enerji Saçılması ile Sönüme Etkileri



Şekil 5.8. Ardışık Göçmenin Açıklanması

Bu durumda yapı sert bir zemin üzerinde bulunursa, gelen dalga, **C** noktasıyla gösterildiği şekliyle karşılık spektrumu eğrisinin aşağı doğru dik eğimi yüzünden oldukça küçük olur, buna karşılık yumuşak zeminde hemen hemen aynı, hatta bazı özel durumlarda **F** noktasıyla gösterildiği gibi artabilir. Bundan dolayı sonuncu durumda çatlama ya da yerel göçme gelişmeye devam eder ve büyük olasılıkla önceki durumdaki yapının tümünden göçmesine açık şekilde neden olur.

Burada şu keza belirtilmelidir ki, doğal periyodun uzamasıyla birlikte yapıda yerel yıkılma veya çatlak oluştuğunda sönüm artar, sonuç olarak davranış eğrisi göçmenin gelişmesiyle daha aşağıya inmeye yönelerek Şekil 5.8. deki kesik çizgiyle belirtilen biçimi alır. Bundan dolayı da yapıya giren dalga olasılıkla FG eğrisi yerine FG gibi belirli bir eğriyi izler.

5. Farklı Oturmalar (Differential Settlement)

Geçmişte büyük depremlerde, farklı oturmalar yüzünden ortaya çıkan yer değiştirmelerin ahşap yapılara olan hasarda önemli rol oynadığı çok sık belirtilmiştir. (Kanai, 1947, Otsuki ve Kanai 1961) Betonarme yapılar için öne sürülen diğer bir olasılık da deprem sırasındaki farklı oturmalarla üst yapıda oluşan ek gerilmeler, titreşim sonucu gerilmelerle birleşerek yapıyı büyük hasarlara uğratmış olabileceğidir. (Takayama, Ohsaki, 1955)

Farklı oturmaların sağlam zeminden çok, yumuşak zeminlerde meydana gelmesi daha fazla olasıdır; fakat zeminin taşıma kapasitesi gözükmüş şekilde yeterli olsa bile, farklı oturmaının etkisinin göz yumulmaması gereği basit hesaplamalarla aşağıda belirtilebilir.

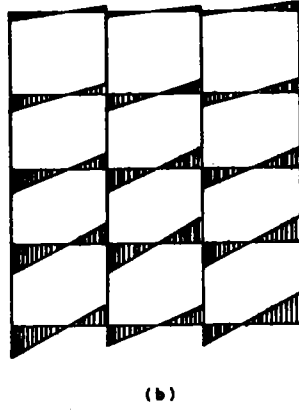
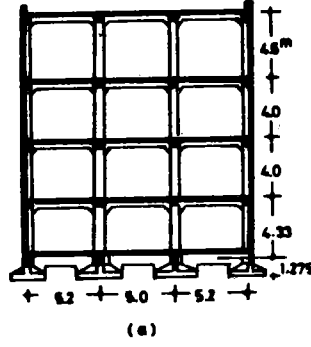
Şekil 5.9.(a) da gösterildiği gibi her zamanki tipten bir betonarme yapı ve 20 t/m^2 lik taşıma kapasitesine izin verecek onun altında bir zemin varsayalım. Alt tabaka reaksiyon katsayısının (subgrade reaktion) $7,5 \text{ kg/cm}^3$ olduğunu varsaymak pek de kurallara aykırı olmayacaktır. Öyleyse temel alanı A, her temel için şöyle saptanabilir:

$$A = \frac{P}{20}$$

burada P her temelin üzerine gelen yükü gösterir. Böylelikle temas basıncının her temel için üniform olmasıyla, statik durum için farklı oturmalarından dolayı hemen hemen hiç güçlükle karşılaşmayız.

Şimdi de bu yapının kat hizalarına, ölü yüklerle birlikte hareketli yükün yüzde 20 oranına eşit, hemen hemen tüm yönetmeliklerdeki, klasik tasarımda, deprem kuvvetlerini temsil eden yatay yükün etki ettiğini varsayalım. Sonra, bu yükleme altında temas basıncında yer alacak değişiklikler, binanın yapısal elemanlarında ek gerilmeleri başlatacak farklı oturmaya neden olur. Şekil 5.9(b) kirişlerdeki eğilme momenti diyagramı gösterilmiş olup gölgeli alan farklı oturmadan dolayı oluşmaktadır.

Böylesine ek gerilmelere klasik tasarım yönteminde izin verilmez. Buna karşın önemli büyüklükteki bu gerilmeler belirli durumlarda önceden belirtildiği şekliyle deprem hasarlarına neden olur.



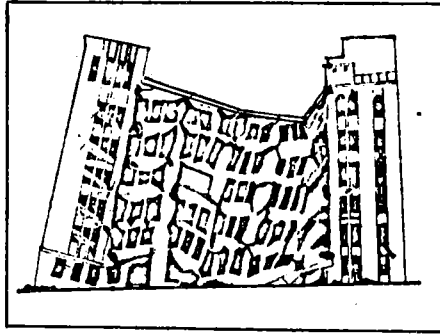
Şekil 5.9. Farklı Oturmalarından Dolayı Oluşan Ek Eğilme Momenti

Eğer yapı altındaki zemin koşullarında düzensizlikler varsa, farklı oturma daha kolaylıkla oluşur ve etkisi üstteki örnekten daha ciddi olur. 1948 deki Fukui depremi sırasında 6 katlı betonarme alışveriş merkezi ağır bir şekilde, Şekil 5.10. da görüldüğü gibi hasar gördü. Hasarın, yapının merkezi kısmında bölgesel olarak eski bir hendeği örten dolgu zemininde, yaklaşık 65 cm lik farklı oturmadan olduğu şeklinde yorumlanmıştır. (Hausner, 1954)

6. Özet

Bu bölümde deprem hasarına ilişkin bellibaşlı öneme sahip çeşitli etmenler belirtilmiş ve tartışılmış bulunmaktadır.

- (1) Zemin tabakalarının deprem hareketinin yükseltgenmesi
- (2) Zeminler ve yapıların rezonansı
- (3) Titreşim enerjisinin yayılması
- (4) Birbirini izleyen göçmeler
- (5) Farklı oturma



Şekil 5.10, 1948 Fukui Depreminde Daiwa Alışveriş Merkezindeki Göçme

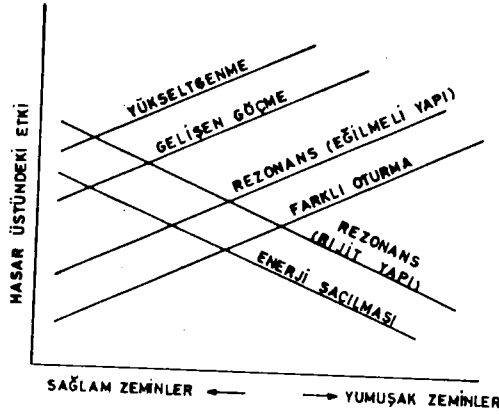
Zemin koşullarına ilişik olarak bu etmenlerden bazıları yararlı etkiler yönünde çalışırken diğerleri zararlı olmakta ve bileşik etkimeyi oldukça karmaşık şekle getirmektedir. Şekil 5.11 de her etmenin eğilimi şematik olarak sağlam zemin için belirtilmiş bulunmaktadır.

IV. Depreme Dayanıklı Tasarım

Çeşitli görüşler yönünden daha önceki paragraflarda tanımlandığı gibi yerel zemin koşulları yapılara olan deprem hasarı üzerinde önemli etkilere sahiptir. Buna karşın, pratik tasarımda bu etkilerin nasıl alınacağı sorunu halen yetersiz bilgi ile deneme safhasında olurken hiçbir belirli sonucu da getirememektedir. Bu bölümde, bundan dolayı yalnızca günümüzde, probleme ilişkin uygulamaların özetini önerme ve daha ileri araştırma gereksinimini belirtmek amaçlanacaktır.

1- Zemin Koşullarına İlişkin Tasarım Kuralları

Bazı ülkelerde, iyileştirilmiş (modified) sismik katsayı yöntemlerinde zemin koşullarının sismik katsayısı saptamada hesaba katılması yönetmelik koşulu olmuştur. Tablo 6.1. de bunlar listelenmiş bulunmaktadır. (Yeterli bilgi noksanlığı ve dil güçlükleri nedeniyle tablonun içeriği birparça doğru olmayabilir; düzeltme takdirle karşılanacaktır) Tabloda bazı ülkelerde yalnızca zeminin sağlamlığı değil keza üst yapının tipi gözönüne alınmıştır. Bunda hem deprem hasarındaki deneyim hem de yapısal rijitliğin etkilerinden bilgi sahibi olunması olasıdır. Tablo 6.1. de listelenmemiş 6 ülkede zemin koşullarına ilişkin terimler deprem tasarımı hesaplarında içerilmemiştir.



Sekil 5.11. Zeminlerin Sağlamlığı ile Deprem Hasarının Etkisi Arasındaki İlişki

ZEMİN CİNSİ	T ₀ ZEMİN HAK. PER	T ₀ ORTALAMA (sn)	DÜŞÜNCELER
I	a	0,20	$S = \frac{1}{10,8 \cdot T - T_0}$ <p>T = YAPININ PERİYODU S = SPEKTRAL KATSAYI</p>
	b	0,25	
	c	0,30	
II	a	0,35	
	b	0,40	
	c	0,50	
III	a	0,55	
	b	0,60	
	c	0,65	
IV	a	0,70	
	b	0,80	
	c	0,90	

Tablo 6.1a. Zemin Koşullarının Etkisinin Yer Aldığı Bugünkü (1975) Deprem Yönetmeliğinde Spektral Katsayı ve Zemin Periyodları (Çeviren Notu)

ÜLKE	ZEMİN KOŞULLARI VE DEPREM KATSAYILARI							BÜYÜKLÜKLER
ARJANTİN	SERT	0,75						
	ORTA	1,00						
	YUMUŞAK	1,25						
	ÇOK YUMUŞAK	1,50						
KANADA	GENEL	1,0						
	YUMUŞAK	1,5						
ŞİLİ			RIJIT YAPILAR $T < 0,4$	YARI RIJIT YAPILAR $0,4 < T < 0,75$				T-DÜĞEAL PERİYOT (sn) () GENEL RADEYE
	KAM		0,8	0,5				
	SERT		1,2	1,0				
	KUMLU VE DOLGU		1,2 (1,0)	1,5 (1,2)				
FRANSA		SÜREKLİ TEKEL	TENİL TEKEL	RESON TEKEL	TARİHÇİ RAZEM	SÜYÜMLÜMELİ RAZEM	GENEL RADYE	
	KAYA	1,00	0,90	0,80				
	GENEL	1,15	1,15	1,00	1,00	1,00	0,90	
	DOĞRUH VE GEYSEK	1,25	1,25	1,15	1,15	1,30	1,00	
YUNANİSTAN	İYİ	1,0						YALNIZCA ÖZEL BÖLGELER İÇİN
	KÖTÜ	1,5						
	ÇOK KÖTÜ	2,0						
HINDİSTAN	BÖLGE	0	I	II	III	IV	V	VI
	SERT	0	0	0,2	0,4	0,5	0,5	0,5
	ORTA	0	0,1	0,3	0,5	0,5	0,5	1,0
	YUMUŞAK	0	0,2	0,4	0,6	0,5	1,0	1,2
JAPONYA	YAPI		AHSAP	ÇELİK	BETONARME			
	KAYA		0,5	0,5	0,5			
	DİLÜVYONLU		0,5	0,5	0,5			
	ALÜVYONLU		1,0	1,0	1,0			
	ÇOK YUMUŞAK		1,5	1,0	1,0			
MEXİKA			GERÇEKYELİ YAPILAR		RİJİT YAPILAR			
	YUMUŞAK Z.		0,50		1,0			
	SAĞLAM Z.		0,75		1,0			
PORTİKİZ			A TİPİ	B TİPİ				A TİPİ- EK RIJİTLİK ELEMENLİ YAPILAR B TİPİ- EK RIJİTLİK ELEMENLİ OLMAMISI- ZİN.
	GENEL		1,0	1,5				
	YUMUŞAK		1,5	2,0				
ROMANYA	SAĞLAM	1,00						
	ORTA	1,25						
	YUMUŞAK	1,50						
TÜRKİYE*	BÖLGE		I	II				* Bu değerler eski depre yonlucudur. Bu değerler yeni yönetmeliğe göre yenden düzenlenmiştir. (Çev. Hali)
	KAYA		1,0	0,5				
	YUMUŞAK		1,5	1,0				
	DİNER		2,0	1,5				
BATİ ALMANYA	SERT	0,50						YALNIZCA ÖZEL BÖLGELER İÇİN
	ORTA	0,75						
	YUMUŞAK	1,00						
YUGOSLAVYA	SERT	1,00						
	ORTA	1,25						
	YUMUŞAK	1,50						

Tablo 6.1b. Çeşitli Ülkelerdeki Deprem Yönetmelikleri ve Zeminle İlgili Koşullar

2- Tasarım Pratikleri için Bazı Öneriler

Özel bir yapı için depreme dayanıklı tasarım hesabında zemin koşullarının etkisini alırken önceden bazı yöntemler önerilmiş ve kullanılmış olup bunlar aşağıda şekliyle özetleneceklerdir.

a- Alt Tabaka Reaksiyon Katsayısı:

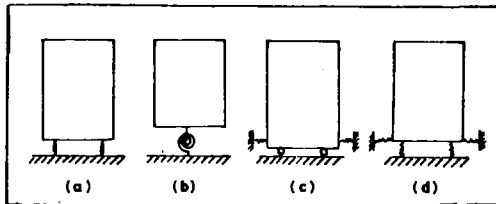
Çok iyi bilinen bir durum, zemin basıncı p ile w çökmesi arasında bir orantı varsayılır,

$$p = kw$$

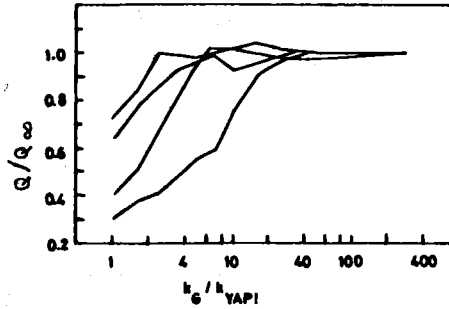
yazılırsa k sabiti yatak katsayısı olarak ele alınır (Terzaghi, 1955) ki, bunlar yapı altındaki fiktif yayların yay sabitlerine karşı gelir. Şekil 6.1(a) da gösterildiği şekliyle deprem sırasındaki zeminin mesnetlenme özelliğini temsil ederler. Bunlar Şekil 6.1(b), (c), (d) de gösterildiği gibi sırasıyla dönme (rocking), ötelenme (swaying), dönme-ötelenmeye karşı gelecek şekilde diğer yatak katsayıları da içerir.

Yatak katsayılarının kullanışı, depreme dayanıklı tasarımda zemin koşullarının etkisinin analitik uğraşımına olanak verir ; hiç kuşkusuz bu, katsayıların zeminin gerçek davranışına karşılık olarak uygun şekilde tahmin edilebilmesi koşuluyla geçerlidir.

Yataklanma katsayısının kullanılmasına bir örnek olarak, yapıya gelen deprem dalgasının, zemin rijitliğinin yapının kine olan oranıyla nasıl değiştiğini gösteren inceleme sonuçları Şekil 6.2. de verilmiştir (Meritt ve Hausner 1954). İncelemede yay tipi (veya yataklarının şekli) Şekil 6.1(b) de varsayılmıştır ve Q/Q_{∞} , Şekil 6.2. de maksimum taban kesme kuvvetinin çok rijit zemine oranını göstermektedir. Şekil 6.2. den görüleceği üzere yumuşak zemin için dönme hareketinden dolayı deprem dalgası küçüktür.



6.1. Bina Yapım Kuralları Olarak Zemin Koşulları ve Deprem Tasarım Katsayıları



Şekil 6.2. Taban Kesme Kuvveti Katsayısı ile Zeminin Yapıya Göre Rijitlik Oranı İlişkisi

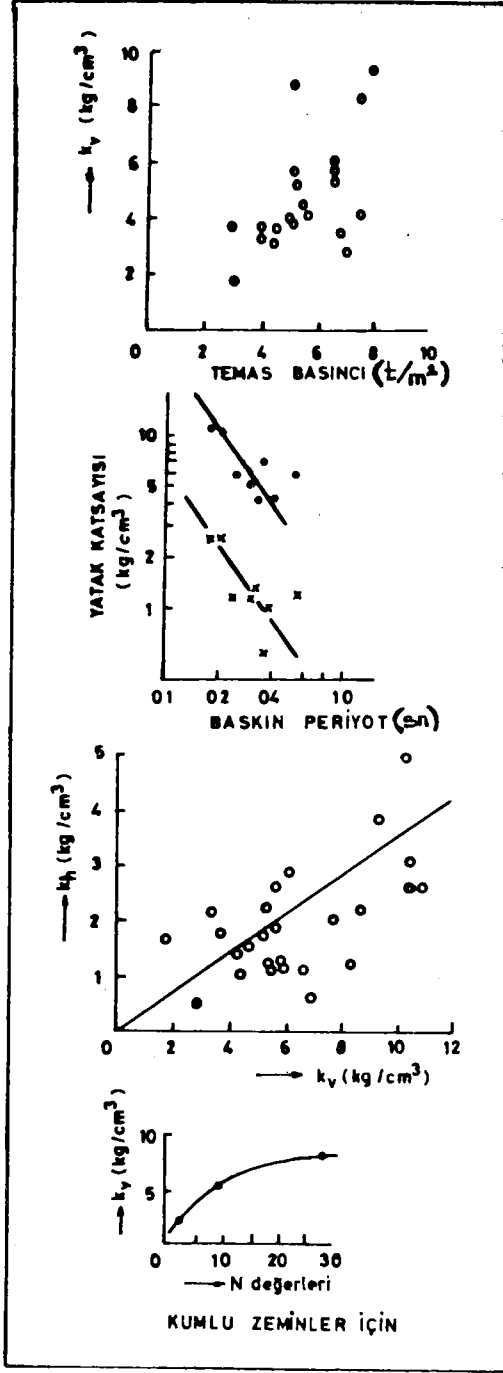
Titreşen yapıdan alttaki zemine enerjinin saçılmasına dair Böl. 5 de tartışmalar zaten yapılmıştı. Enerji yayılımının etkisi ya yaylara birer söndürücü (dashpot) eklenerek ya da yapıdaki viskoz sönümü arttırılarak Şekil 6.1. deki modellerde içerilmiştir. Keza gerektiğinde, bir gecici kütleli yaya ekleyerek, titreşen yapının hareketine onunla birlikte bulunan zeminin etkisini katma olanağı da vardır.

Titreşim "yatak katsayısı" nın değeri gerçek veya model yapıların titreşim sırasındaki testleri aracılığıyla saptanabilir (Hisada v.d. 1953, Nakagawa, 1961). Şekil 6.3. de k_v düşey katsayısı ve k_h yatay katsayısı için test sonuçlarının bazıları özetlenmiştir. Keza yatak katsayısını zemini, elastik ve yarı-sonsuz ortamlar varsayarak analitik olarak hesaplamaya çalışılmış bulunmaktadır. (Sung, 1953; Tajimi, 1959; Kobori, 1962)

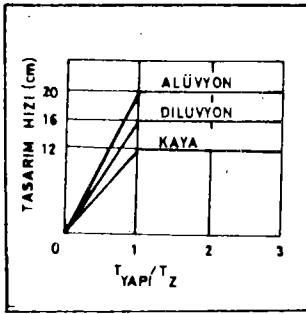
b) Tasarım Spektrumu ve Benzetilmiş Deprem Dalgası:

Davranış spektrumunun önemi ve yararı zaten daha önce belirtilmiş bulunmaktaydı. Son yıllarda dünya çapında eğilim, sismik kuvvetin, hesabında tasarım katsayısından uzaklaşarak davranış spektrumu kavramına doğru depreme dayanıklı tasarım yönteminin yönelmesidir. Diğer taraftan davranış spektrumunun özelliklerinin, önemli bir dereceye kadar zemin koşulları tarafından etkilendiği belirtilmiş bulunmaktadır.

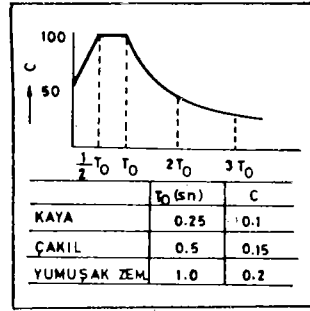
Bundan dolayı eğer tasarım spektrumu çeşitli zemin koşulları için geliştirilebilseydi, binaların depreme dayanıklı tasarımı için bu ideal bir ölçüt, en azından tasarım yönteminde yeni bir dönem olurdu. Bu belirli gidişin yanısıra son zamanlarda öneriler ilerlemiş bulunmaktadır. Şekil 6.4. de tasarım hızları, zemin tiplerine ve yapının doğal periyodunun T_s , zemin hakim periyoduna T_g oranına göre belirlenmiş bulunmaktadır. (Otsuki ve Kanai, 1961) Tasarım ivmesi eğer hız Denk. 4.10. daki $2_{\pi} / T_s$ ile çarpılırsa kolaylıkla saptanabilir. Şekil 6.5.



Şekil 6.3. Yatak Katsayılarının Ölçülmüş Değerleri



Şekil 6.4. Tasarım Hızı



Şekil 6.5. Tasarımda Taban Kesme Kuvveti Katsayısı

Hem zemin tipleri ile hem de periyot eksenine uyacak şekilde taban kesme kuvveti katsayısını veren eğri, çelik yapıların tasarımında önerilmiştir. (Muto 1963)

Bir diğer, belki de daha mantıklı dinamik tasarım yöntemi, Şekil 4.1. de gösterilen cinstekinden daha gerçekçi ve daha dikkatle hazırlanmış yapıları kullanarak ilgilenilen her yapı için davranışını saptamaktadır. Bu yöntemde, bununla birlikte giriş ivme izlerinin arasındaki zemin koşullarına uymaması durumunda davranış incelemesinin sonuçları çok daha yanlış yöne götürecektir. Ne yazık ki bugüne kadar kaydedilmiş ivme izlerinin sayısı, yapı tasarımcısının her istediğinde emrine hazır, kullanmaya yetecek kadar değildir.

Bunun ötesinde en az iki yada üç ivme izi bir yapının tasarımında her ivme izinde bulunan yüzeyel dalgaların etkisinden kaçınmak üzere kullanılmalıdır.

Bütün bu koşullar altında ilgilenilen bölgedeki depremselliğe olduğu kadar zemin koşullarına da uyan sayısal hesaplayıcılar yardımıyla yapay deprem dalgalarını geliştirmek en ümit verici çalışma olacaktır.

Bazı öneriler bu çizgiden olarak sunulmuş bulunmaktadır. (Hausner ve Jennings, 1964; Goto v.d. 1968) Bununla birlikte zemin koşullarının etkisini gözönüne alınması henüz gerekli doyuruculukta değildir.

c) Zemin - Temel - Yapı Sistemi

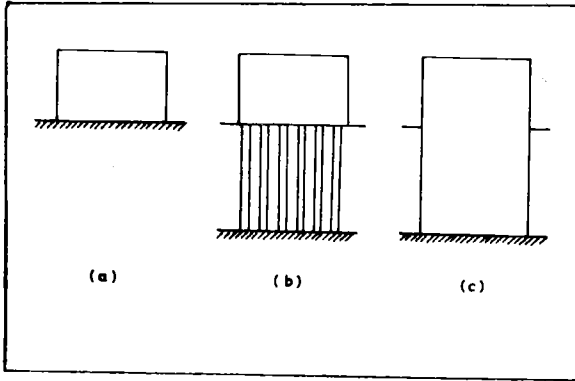
Bölüm V de deprem hasarını etkileyen etmenlerle, zemin yapı etkileşim problemi olarak bilinen şekliyle daha kapsamlı uğraşılabilir. Yatak katsayısı kavramı bu sorunu belli bir dereceye kadar Şekil 6.6.(a) da gösterilen sıg temeller için çözüme olanağı verir. Keza Şekil 6.6.(b) de gösterilen kazıklı temeller için kazıklı temelin dinamik davranışını uygun şekilde temsil edecek biçimde yapı tabanına gerçek-

dışı (ımağınary) yayları kazıkların yerine yerleştirmek suretiyle üst yapının davranışını etkin şekilde incelemeye yatak katsayısı kayramını uygulamak olanaklıdır. (Hayashi v.d. 1966)

Bununla birlikte, bu yöntemin deprem sırasında çoğu kere depreme dayanıklı tasarımı yapılacak olan kazıklardaki gerilmeleri saptamada geçersiz olacağı açıktır.

Bunun ötesinde Şekil 6.6(c) de gösterildiği gibi çok derin bodrumlu bir yapı durumunda zemin ve yapının etkileşimi yalnızca temel tabanda olmayıp, bodrum duvarlarının üzerine de olduğundan taban katsayısı kavramıyla uğraşmak oldukça karmaşık bir durum olur.

Böylesine karmaşık ve önemli problemleri çözebilmek için zemin-temel-yapı sistemi kullanılması ve incelenmesinin gerektiği ayrıntısına varılmalıdır. Yazarın görüşü bu kapsamlı sistem aracılığı ile yapılacak çözümün kabul edilen gerçeğe en uygun (ortodoks) ve en üst düzeyde olacağı şeklindedir. Bununla birlikte yaklaşım usullerinin, zemin cinsindeki farklılıklara göre tekil kütleli (Parmelee v.d., 1964) çok tabakalı (Kanai, 1964) ve sonlu elemanlı (Muto, 1966) gibi türlü türlü olabileceği kabul edilmelidir.



Şekil 6.6. Temel Tipleri

VII- SONUÇ

Yerel zemin koşullarının deprem hasarı üzerinde etkilerine ait bu bilim-durumu (state-of-the art) makalesinde, deneyimler, konuya ilişkin kuramlar, kuramsal bakış açısından deneyimin yorumlanması ve bazı tasarım önerileri özetlenmiş bulunmaktadır.

Bu makalenin Zemin Mekaniği Temel İnşaatı Mühendisliği Uluslararası Konferansında sunulmuş olması gerçeğini düşünerek, bu makalede zemin mühendislerinin alışık olduğu etkin gerilme, boşluk suyu basıncı ve hacim artışı y.b. terimlerin eksik oluşunu farketmek bir dereceye kadar sıkıcı olmaktadır. Yazarın görüşü, bu gerçek zemin mekaniği ve temel mühendisliği açısından deprem problemlerinin çözümündeki amaçta işbirliğinin yokluğunu ifade etmektedir. Mühendisliğin bu alanından gelecek yaklaşımın gerekliliği asla aşırı şekilde büyütülmemelidir.

KAYNAKLAR

- Alford, J.L., Housner, G.W., and Martel, R.R (1951). "Spectrum Analyses of Strong-Motion Earthquakes," Earthquake Engineering Research Laboratory, California Institute of Technology, August.
- Duke, C.M. (1958). "Effects of Ground on Destructiveness of Large Earthquakes," Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 84, August.
- Goto, H., Toki, K. and Akiyoshi, T. (1966). "Generation of Artificial Earthquakes on Digital Computer for Aseismic Design of Structures," Proceedings. Japan National Symposium on Earthquake Engineering (japonca).
- Hardin, B.O. and Richart, F.E., Jr. (1963). "Elastic Wave Velocities in Granular Soils, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 89, February.
- Hayashi, S., Yamashita, I., and Ogura, K. (1966). "Dynamic Response of Steel Piles to Lateral Excitation," Proceedings, Japan National Symposium on Earthquake Engineering.
- Hisada, T., Nakagawa, K., and Izumi, M. (1965). "Normalized Acceleration Spectra for Earthquakes Recorded by Strong Motions Accelerographs and their Characteristics Related with Subsoil Conditions," BRI Occasional Report No. 23, Building Research Institute, Ministry of Construction, Tokyo, Japan.
- Hisada, T., Nakagawa, K., and Kimura, E. (1953). "Studies of Dynamic Characteristics of the Ground," Transactions, Architectural Institute of Japan, Vol. 22 (japonca)
- Housner, G.W. (1954). "Geotechnical Problems of Destructive Earthquake," Geotechnique, December.
- Housner, G.W. and Jennings, P. C. (1962). "Generation of Artificial Earthquakes," Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, February.
- Idriss, I.M. and Seed, H. B. (1967). "Response of Earth Banks during Earthquakes," Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, May.
- Kanai, K. (1947). "On the Damages to Buildings due to Earthquakes," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 25.
- Kanai, K. (1949). "Relation between the Earthquake Damage of Non-Wooden Buildings and the Nature of the Ground," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 27, November.
- Kanai, K. and Yoshizawa, S. (1951). "Relation between the Earthquake Damage of Non-Wooden Buildings and the Nature of the Ground, II," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 29.

- Kanai, K. (1964). "Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure, Part 3, Application to Design," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 42.
- Kanai, K. (1968). "Earthquake Motion and Ground Vibration," Earthquake Engineering, Shokokusha Publishing Co., November (japonca).
- Kawasumi, H. (1951). "Measures of Earthquake Danger and Expectancy of Maximum Intensity Throughout Japan as Inferred from the Seismic Activity in Historical Times," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 26, Part 3.
- Kawasumi, H. (1952). "Distribution of Earthquake Damage and Subsoils in Cities of Tokyo and Osaka," Natural Resources Association (japonca).
- Kishida, H., Koyama, K., Sakamoto, I., Ueno, C., Yashiro, T., Hara, A., and Tanaka, S. (1967). "On Soil Conditions and Earthquake Damage to Godowns in Matsushiro Town," 38th Research Meeting, Kanto Branch, Architectural Institute of Japan (japonca).
- Kitazawa, G. (1950). "On the Ground of Tokyo," Transactions, Architectural Institute of Japan, No. 40, February (Japonca).
- Kitazawa, G. (1950). "Distribution of Seismic Intensity in Downtown Tokyo," Journal of Seismic Society of Japan, Vol. 3, No. 1 (japonca)
- Kobori, T. (1962). "Dynamical Response of Rectangular Foundations on an Elastic Space," Proceedings, Japan National Symposium on Earthquake Engineering.
- Merritt, R. G. and Housner, G. W. (1954). "Effect of Foundation Compliance on Earthquake Stresses in Multistory Buildings," Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 44, No. 4. October,
- Minakami, T. (1945). "Distribution of Damage by Tonankai Earthquake," Interim Report on Nankaido Earthquake, Central Meteorological Observatory, May (japonca).
- Miyamura, S. (1945). "Report of Earthquake Damage in Tokai District on December 7, 1944," Interim Report of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University, No. 4, January (japonca)
- Miyamura, S. (1946). "Problems on Earthquake Damage and Ground Conditions," Science, Vol.16, No. 6, Iwanami Publishing Co., October (japonca).
- Muto, K. (1963). "An Opinion Concerning Earthquake Resistant Design Regulations for High-Rise Buildings," December (japonca).

- Muto Institute (1966). "Effects of the Ground on Vibration of Buildings - An Approach to Seismic Response Analyses," September (japonca).
- Nakagawa, K. (1961). "Coefficients of Subgrade Reaction Determined by Vibration Tests of Buildings and Model Footings," Transactions, Architectural Institute of Japan, No. 67, October (Japanese).
- Ohsaki, Y. (1951). "Ground Conditions and Damage Rates of Wooden Buildings," Report of Earthquake Damage by Fukui Earthquake (japonca).
- Ohsaki, Y. (1962). "Earthquake Damage of Wooden Buildings and Depth of Alluvial Deposits," Transactions, Architectural Institute of Japan, No. 72, May.
- Ohsaki, Y. and Kuniyasu, K. (1968). "Earthquake Damage to Reinforced Concrete Buildings and Subsoil Conditions," Transactions, Architectural Institute of Japan, No. 148, June (japonca)
- Ohsaki, Y. (1968). "Report of Earthquake Damage by Ebino Earthquake," Building Research Institute, April (japonca).
- Omote, S. (1946). "Comparison of the Vulnerability Rates of the Ground Revealed in Tonankai and Mikawa Earthquakes," Bulletin of the Earthquake Research Institute Tokyo University, No. 19-7, March (japonca)
- Omote, S. (1949). "The Relation between the Earthquake Damages and the Structure of Ground in Yokohama," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, XXVII, November.
- Omote, S. and Miyamura, S. (1951). "Relations between the Earthquake Damage and the Structure of Ground in Nagoya City," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, XXIX.
- Otsuki, Y. and Kanai, K. (1961). "Earthquake Resistant Design, Building Structures Series," Vol. 12, Corona Publishing Co., March (japonca).
- Parmelee, R. A., Penzien, J., Scheffey, C. F., Seed, H. B., and Thiers, G. R. (1964). "Seismic Effects on Structures Supported on Piles Extending Through Deep Sensitive Clays," SESM 64-2, Institute of Engineering Research, University of California, August.
- Saita, T. (1935). "Earthquake and Wind Resistant Buildings, Disaster Prevention Science," Twanami Publishing Co., Vol. 2, April (japonca)
- Saita, T. and Suzuki, M. (1934). "On the Upper Surface and Underground Seismic Disturbances in Downtown Tokyo," Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, Vol. 12, No. 3, September.

- Shimizu, R. and Suehiro, S. (1947). "Report of Survey in Nakamura Town," Interim Report on Nankaido Earthquake, Central Meteorological Observatory, May (japonca)
- Sung, T. Y. (1953). "Vibration in Semi-Infinite Solids due to Periodic Surface Loading," Symposium on Dynamic Testing of Soils, ASTM Special Technical Publication, No. 156, July.
- Suzuki, M. (1961). "Study on Earthquake Resistant Characteristics of Wooden Structures," February (japonca)
- Tota, F. Oba, S., and Otani, S. (1951). "The Relation between the Percentage of Houses Destroyed by the Tokai Earthquake in Each Village Section and the Small Configuration of the Ground," Miscellaneous Reports of the Reseach Institute for Natural Resources, Nos. 19-21 (Japonca)
- Tajimi, H. (1959). "Basic Theories on Aseismic Design of Structures," Report of the Institute of Industrial Science, Tokyo University, Vol. 8, No. 4, March (Japonca)
- Tajimi, H. (1965). "Theories of Vibration of Buildings," Building Structures Series, Vol. 17, Corona Publishing Co., May (Japonca)
- Tajimi, H. (1968). "Interaction of Building and Ground," Earthquake Engineering, Shokokusha Publishing Co., November (Japonca)
- Takahashi, R. (1951). "General Report of Fukui Earthquake," Report of Earthquake Damage by Fkui Earthquake (Japonca)
- Takayama, K. and Ohsaki, Y. (1955). "A Few Problems Relating to Design Computations and Safety of Building Structures," Transactions, Architectural Institute of Japan, No. 31, May (japonca)
- Tanabashi, R. and Ishizaki, H. (1953). "Earthquake Damages and Elastic Properties of the Ground," Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No. 4, May
- Thornley, J. H. and Albin, Pedro, Jr. (1957). "Earthquake Resistant Construction in Mexico City," Civil Engineering, November.
- Terzaghi, K. (1955). "Evaluation of Coefficients of Subgrade Reaction," Geotechnique, Vol. 5, No. 4, December.
- Toriumi, I. (1966). "Vibration Character of the Ground near the Foundation," Proceedings, Japan National Symposium on Earthquake Engineering, October (japonca).
- Yokoo, Y., Kuwabara, T., and Horiuchi, T. (1965). "Studies of Soil Conditions and Earthquake Damage in Nagoya, Part 2," Proceedings, Architectural Institute of Japan, September (japonca).

DEPREM ARAŞTIRMA BOLTENİ
YAYIN KOŞULLARI

1. Bültene gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
 - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
 - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması,
 - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamış olması,
 - d) Daktilo ile ve kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmış bulunması,
 - e) Şekillerin aydıngeçer kağıdına çini mürekkebi ile çizilmiş olması,
 - f) Fotoğrafların net ve klişe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmanın genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanlar tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme ücreti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan derleyen, ya da çevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayınlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara, "Kamu Kurum ve Kuruluşlarınca Ödenecek Telif ve İşlenme Ücretleri Hakkında Yönetmelik," esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan şekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret taktir edilir.
7. Yazıların bültende yayınlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
8. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısaltılmasını teklif etmeye, verilecek ücrete esas teşkil edecek kelime sayısını tesbit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
9. Kurulca incelenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.

10. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurudan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayınlanan yazılardaki fikir, görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzün resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalardan ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.