

5. DEPREMİN ÖLÇEĞİ

Yerkürenin herhangi bir noktasında meydana gelen bir depremin sismolojik anlamda yorumlanabilmesi için belirli kriterlere göre ölçeklendirilerek sınıflandırılması gerekmektedir. Depremler ancak böyle bir sınıflama ile şiddet, büyüklük, moment ve enerji gibi kavramlar açısından tüm dünya ölçeğinde belirli bir standarta kavuşmuş olur. İzleyen bölümlerde bir depremin bazı büyüklükler açısından tanımlamaları, hesaplanma yöntemleri ve birbirleri ile olan ilişkileri anlatılmaktadır.

5.1 Depremin Şiddeti

Bir *depremin şiddeti*, yer yüzeyindeki etkilere, yapılardaki hasara ve insanlar üzerindeki hissediliş şekline göre tanımlanan bir ölçüdür. Depremin şiddeti, bölgeden bölgeye değişir fakat genel anlamda depremin dış odağından itibaren uzaklıkla birlikte azalır. Depremin şiddeti, aletsel olmayan fakat hasar derecesini, dağılımını ve değişimini veren önemli bir göstergedir.

Şiddeti tanımlamak için birçok ölçek geliştirilmiştir. Rossi-Forel (RF), Mercalli-Sieberg (MS), Omori-Cancani (OC), Mercalli Cancani (MC), Değiştirilmiş Mercalli (MM), Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK) ve Japon (JM) ölçekleri en çok kullanılan ölçeklerdir. Bunlardan en yaygın olarak kullanılanı Değiştirilmiş Mercalli Şiddet Ölçeği'dir. (Modified Mercalli –MM- Intensity Scale). Bu ölçek, Romen rakamları ile belirlenen 12 düzeyden oluşur ve hiçbir matematiksel temeli olmayıp, bütünü ile gözlemsel bilgilere dayanır (Tablo 5.1).



Giuseppe Mercalli (1850-1914)

Depremin şiddeti, I harfi ile gösterilir ve bir depremdeki en büyük şiddet değerine I_0 denir. Bir deprem bölgesinde çeşitli noktadaki şiddet değerlerinin saptanarak, aynı şiddet değerine sahip bölgelerin çizilerek birbirinden ayrılması sonucu elde edilen haritaya *eş-şiddet* (izoseist) haritası denir (Şekil 5.1). Eş-şiddet haritalarında eş-şiddet çizgilerinin şekli, bölgenin yapısına ve depremin özelliklerine bağlıdır. Bazı depremlerde bu çizgiler dairesel bir görünüme sahipken bazılarında ise, özellikle yeryüzünde bir yırtılma söz konusu ise, fay doğrultusu boyunca uzanan elipsler şeklinde görünürler.

Bir deprem için belirlenen şiddet değeri, deprem bölgesinde saptanan en büyük şiddet değeridir (I_0). Bu değer genellikle hasarın ve hissediliş şeklinin en çok olduğu depremin dış merkezine yakın bölgelerde yer alır. Depremin dış merkezinden uzaklaştıkça şiddet değeri azalır ve uzaklıkla arasında,

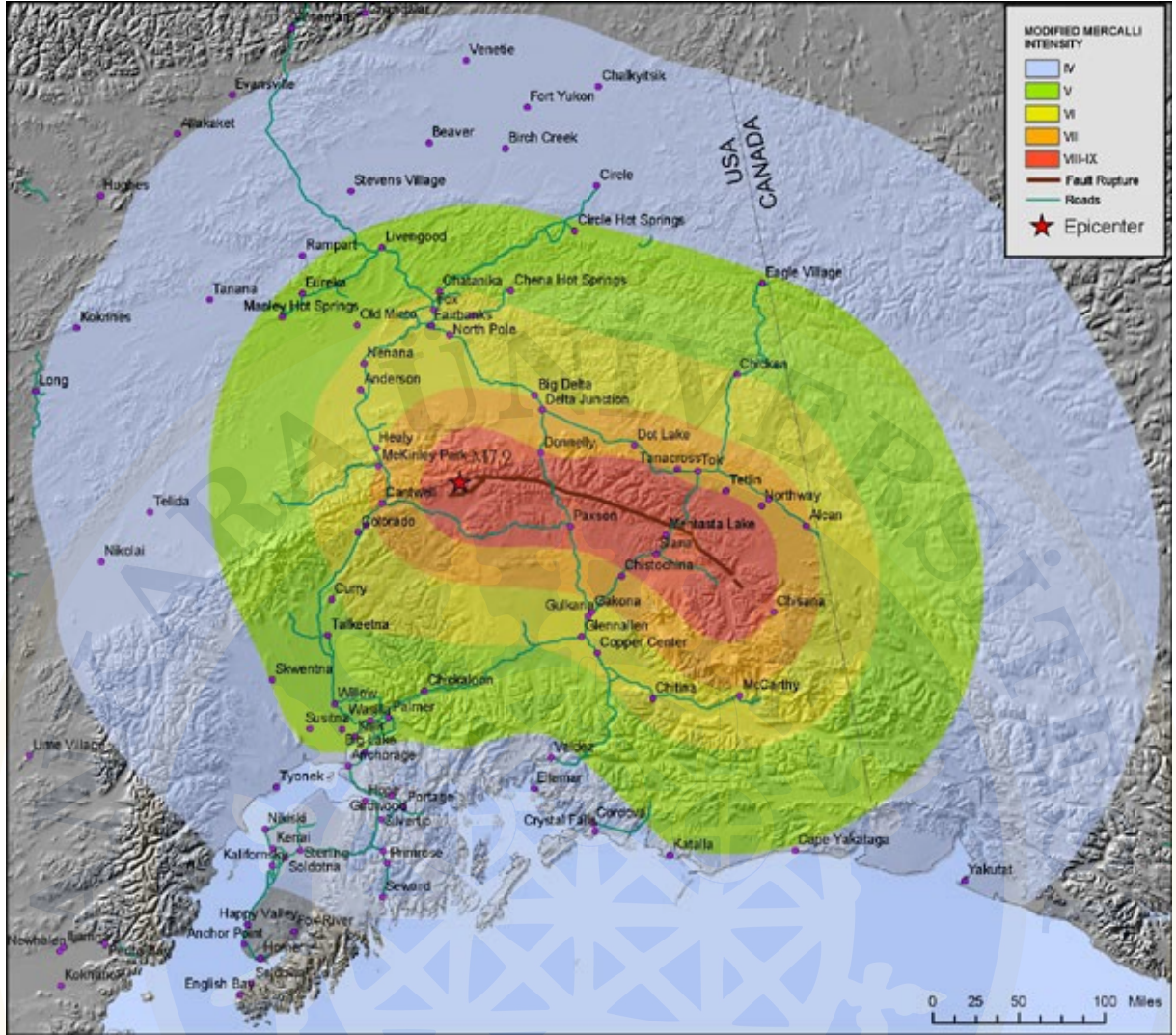
$$I_0 - I = n \log \frac{\sqrt{x^2 + h^2}}{h} + \text{soğurma terimi} \quad (1)$$

şeklinde bir bağıntı bulunur. Burada I_0 , depremin en büyük şiddeti; I , deprem dış merkezinden x kadar uzaklıktaki bir noktada saptanan şiddet değeri; x uzaklık; h odak

derinliğidir. n ise 3, 4, 5 veya 6 gibi değerler alabilen yer kabuğunun yapısı, ara yüzeylerin ve özellikle kabuk-manto sınırının eğimi ile değişen bir katsayıdır. (1) bağıntısındaki soğurma terimi, $x < 100$ km olan bölgeler için çok küçüktür.

Çeşitli derinlik değerleri için hazırlanan $I_0-I = f(x)$ abakları bir depremin derinliğinin eş-şiddet haritalarından belirlenmesi bakımından faydalıdır. Gözlemsel değerler böyle bir abak üzerine işaretlenirse depremin derinliği hakkında bir bilgi edinilebilir.

Tablo 5.1 Değiştirilmiş Mercalli şiddet ölçeği (Modified Mercalli Intensity Scale, MMIS)		
Şiddet	Büyükük	Açıklama
I	1.0 - 3.0	Hemen hemen hiç hissedilmez .
II	3.0 - 3.9	Özellikle üst katlardaki bazı insanlar tarafından hissedilebilir.
III		Binalarda bulunanlar, özellikle üst katlarda yaşayanlar açıkça hissederler. Birçok insan sarsıntının deprem olduğunu farkedemez. Duran araçlar hafifçe sallanır. Sarsıntı, büyükçe bir kamyonun geçişi sırasındaki sarsıntıyı andırır. Başlama ve bitişi insanlar tarafından hissedilebilir.
IV	4.0 - 4.9	Gündüz vakti binalarda bulunan hemen herkes tarafından hissedilir, dışarıda bulunanların çok azı sarsıntıyı hisseder. Gece vakti bazılarını uykudan uyandırır. Tabaklar, pencereler ve kapılar sarsıntının etkisi ile titreşime geçer; duvarlardan çatlıyormuşçasına sesler gelir. Büyük bir tırın binaya çarpmasına benzer bir etki uyandırır. Duran araçlar görünür bir şekilde sallanır.
V		Hemen hemen herkes tarafından hissedilir ve gece vakti çoğu insanı uykusundan uyandırır. Bazı pencereler ve tabaklar kırılır. Dengesiz nesnelere devrilir. Sarkaçlı saatler durabilir
VI	5.0 - 5.9	Herkes tarafından hissedilir ve korku verir. Bazı ağır mobilyalar hareket eder; sıvalarda dökülmeler gözlenir. Genel olarak hafif hasarla sonuçlanır.
VII		Tasarımı ve inşaatı çok iyi olan yapılarda gözardı edilebilecek bir hasara yol açarken; iyi inşa edilmiş sıradan binalarda hafif ya da orta ölçüde hasar gözlenir; kötü malzeme kullanılmış ya da kötü inşaa edilmiş binalarda önemli ölçüde hasara neden olur. Bazı bacalar yıkılır.
VIII	6.0 - 6.9	Özel olarak tasarlanmış binalarda hafif hasar; normal yapılarda orta hasar zayıf binalarda ise oldukça büyük hasara yol açar. Bacalar devrilir, üst üste yerleştirilmiş malzemeler devrilir, duvar ve kolonlar yıkılır. Ağır mobilyalar devrilir.
IX		Özel olarak inşaa edilmiş binalarda orta ölçekte hasar oluşurken; iyi inşaa edilmiş kafes yapılar ekseninden kayar. Normal binalarda büyük hasar oluşur ve yer yer yıkılmalar gözlenir. Binalar temellerinden kayarlar.
X	7.0 ≤ M	İyi inşaa edilmiş ahşap yapılardan bazıları yıkılırken; taş ve kafes yapıların büyük bir çoğunluğu temelleriyle birlikte yıkılır. Demiryolları eğilir.
XI		Birkaç yapı (özellikle taş) dışında tüm binalar ve köprüler yıkılır. Demiryolları büyük oranda eğilir ve bükülür.
XII		Bütün binalar yerle bir olur. Ufuk çizgisi oynak bir yüzeye dönüşür. Nesnelere havada uçar.



Şekil 5.1 3 Kasım 2002 Alaska depremine (Ms=7.9) ait eş-şiddet haritası.

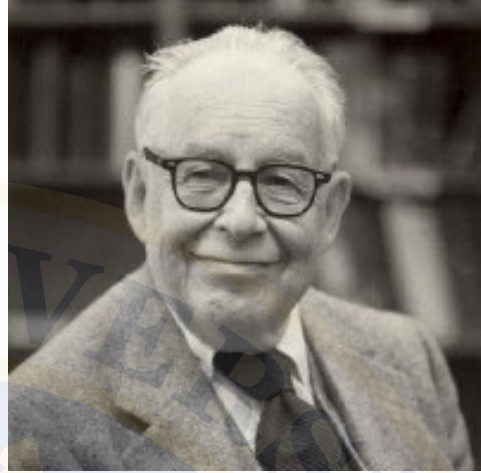
Deprem zararlarının azaltılması açısından, uzaklığa bağlı olarak deprem şiddetinin nasıl azalacağı bilim adamlarının bilmek istedikleri bir konudur. Çünkü depremler şiddetlerine göre sadece dış merkez dolaylarında değil, çok uzaklarda da hasarlara neden olabilmektedir. Bu nedenle şiddet-uzaklık bağıntısı oldukça önemlidir. İpek ve diğ. (1965) gözlemsel verilerden yararlanarak Türkiye için,

$$I = I_0 + 3.58 - 3.33 \log x \quad (2)$$

bağıntısını elde etmişlerdir.

5.2 Depremın Büyüklüğü (Magnitüd)

Bir depremin boyutunun daha güvenilir bir şekilde tanımlanması ihtiyacı, 1930'lu yılların başında sismologları farklı bir ölçek arayışına yönlendirmiştir. Bu nedenle Richter (1935), kendi adıyla anılan sismik dalga genliklerinin bağıl ölçümleri esasına dayalı ve deprem anında ortaya çıkan enerjinin düzeyini belirleyen Richter Büyüklük Ölçeğini geliştirmiştir. Richter (1935), büyüklüğü logaritmik ölçekte deprem boyutunun aletsel bir ölçümü olarak tanımlamıştır. Bu tanımlamaya göre bir depremin büyüklüğü, dış-merkezden 100 km uzakta bulunan bir istasyonda büyümesi 2800, periyodu 0.8 ve sönümü 0.8 olan bir Wood-Anderson sismografı ile kaydedilen en büyük genliğin mikron (10^{-3} mm) cinsinden değerinin on tabanlı logaritmasıdır. Büyüklüğü hesaplamada kullanılan en genel ampirik bağıntı,



Charles Francis Richter, 1900-1985

$$M = \log(A/T) + f(\Delta, h) + C_s + C_r \quad (3)$$

şeklinde yazılabilir. Burada A , kullanılan dalga fazının mikron cinsinden en büyük genlik değeri; T , ilgili genliğe ait periyot (sn); f , uzaklık (Δ) ve derinlik (h) için düzeltme fonksiyonu; C_s , istasyon düzeltmesi; C_r , kaynak bölgesi için düzeltme değeridir. Depremlerde çok büyük miktarlarda enerji açığa çıktığı ve çok büyük sismik dalga genlikleri elde edildiği için bağıntılarda logaritmik terimler kullanılmaktadır. Büyüklük değerindeki bir birim artış, yerdeğiştirme genliğinin 10 kat artmasına yani 10 katı büyüklükteki bir depreme karşılık gelmektedir. Genlik üzerindeki yayılma örüntüsü (radiation pattern), yönelim ve ışın yolu etkilerini azaltmak için birçok istasyonda büyüklük hesapları yapılır. Depremin şiddeti ve yaptığı zararlar depremin merkezinden uzaklaştıkça azalmakla beraber büyüklüğünde bir değişme söz konusu değildir. Büyüklük aletsel bir değerdir ve zemine, uzaklığa ve binanın yapılış şekli ile ilişkili olmayıp tamamen depremden açığa çıkan enerjiye bağlıdır.

Sismograf sistemlerinin gelişimine bağlı olarak çeşitli büyüklük belirleme bağıntıları geliştirilmiştir. Bu bağıntılar farklı dalga türlerine göre yapılmıştır. Yeraltı yapısının tekdüze olmaması nedeniyle deprem büyüklüğünü belirlemek için üretilen bağıntılarda kullanılan parametrelerde farklılıklar gözlenmektedir. Bu kayıtcının bulunduğu yerin jeolojisine, depremin oluş mekanizmasına, sismik dalgaların yayılım yoluna ve kullanılan sismik kayıtcıların özelliklerine bağlı olarak değişik kurumlar tarafından farklı büyüklükler verilmiştir. Richter tarafından tanımlanan ve ilk kez yerel ve sığ depremler için hesaplanan büyüklük, *yerel büyüklüktür* (M_L). Dünya üzerindeki kayıtcıların artması ve kayıtcıların daha modern hale getirilmesiyle yeni büyüklük tanımları geliştirilmiştir. Bunlardan başlıcaları *cisim dalgası* (m_b), *yüzey dalgası* (M_S), *süreye bağlı* (M_D) ve *moment* (M_W) büyüklükleridir.

5.2.1 Yerel Büyüklük (M_L)

İlk kez 1930'lu yılların başında C. F. Richter tarafından ortaya atılan, basit Wood-Anderson kayıtçı sistemi ile kaydedilen, dış-merkez uzaklığı 10 ile 600 km arasında yer alan ve odak derinliği sığ olan depremler için tanımlanan büyüklüğe *yerel büyüklük* adı verilmiştir. Depremlerin bağıl boyutu, referans bir deprem ile karşılaştırılarak hesaplanmaktadır.

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (4)$$

Burada A ve A_0 , sırasıyla deprem ve referans depremlere ait milimetre cinsinden en büyük yerdeğiştirme genlikleridir. Ancak buradaki $\log A_0$, uzaklığa bağlı bir düzeltme terimi olarak tanımlanmaktadır. Yerel büyüklük, uzaklık teriminin de hesaba katılması ile

$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta \quad (5)$$

şeklindeki bağıntı ile hesaplanabilir. Burada A , milimetre cinsinden en büyük genlik değeri; Δ ise km cinsinden uzaklığı tanımlamaktadır.

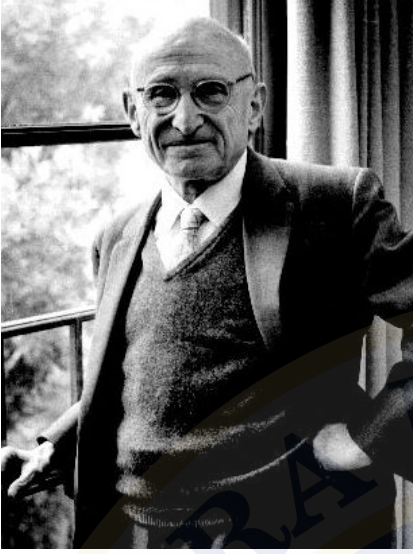
Richter, yerel büyüklüğü hesaplarken bazı sınırlamalar getirmiştir. Bunlardan ilki, bütün kayıtçıların aynı tür olması ve dar bir frekan aralığına sahip olması. Bu nedenle en büyük genlik fazı tek bir periyoda (T) sahip olacaktır. İkinci sınırlama ise tüm depremlerin 15 km'den daha sığ derinliklerde yer almasıdır. Böylece bölgesel bağımlılık ve derinlik için düzeltme terimleri yaklaşık sabit olacaktır.

Kaydedilmiş en küçük M_L değeri sıfırdan küçüktür, en büyük değeri ise yaklaşık 7 dolayındadır. Büyüklüğü $M_L \leq 2.5$ olan depremlere *mikrodeprem* adı verilir ve bunlar oldukça güç hissedilirler. Günümüzde Wood-Anderson türü kayıtçıları çok yaygın olmadığı ve çoğu depremler de Kaliforniya dolayında meydana gelmediği için M_L hesaplamaları çok az kullanılmaktadır. Bununla birlikte, M_L 'nin ilk büyüklük ölçeği olmasından ve diğer büyüklük hesaplamalarının buna bağlı olarak türetilmesinden dolayı önemlidir. Ayrıca yapıların doğal titreşim periyodunun Wood-Anderson sismografinin periyoduna (0.8 sn) yakın olmasından ve depremde meydana gelecek hasar derecesinin M_L ile yakından ilişkili olmasından dolayı bu büyüklük türü, mühendislik çalışmaları açısından da önemlidir.

5.2.2 Cisim Dalgası Büyüklüğü (m_b)

Yerel deprem büyüklüğü her ne kadar kullanışlı olsa da, depremlerin sürekli aynı bölgede meydana gelmesi ve her zaman aynı türdeki aletlerle kaydedilmesi mümkün olmayacağından küresel anlamda bir deprem boyutunun belirlenmesi yoluna gidilmiştir. Gutenberg ve Richter (1956a), herhangi bir uzaklıkta, herhangi bir aletle kaydedilen bir depremin cisim dalgalarından yararlanarak bir büyüklük tanımı geliştirmişlerdir. Bölgesel uzaklıkların ötesinden gelen (telesismik), depremlerin cisim dalgalarından yararlanarak hesaplanan büyüklük türüne *cisim dalgası büyüklüğü* (m_b) denmektedir ve

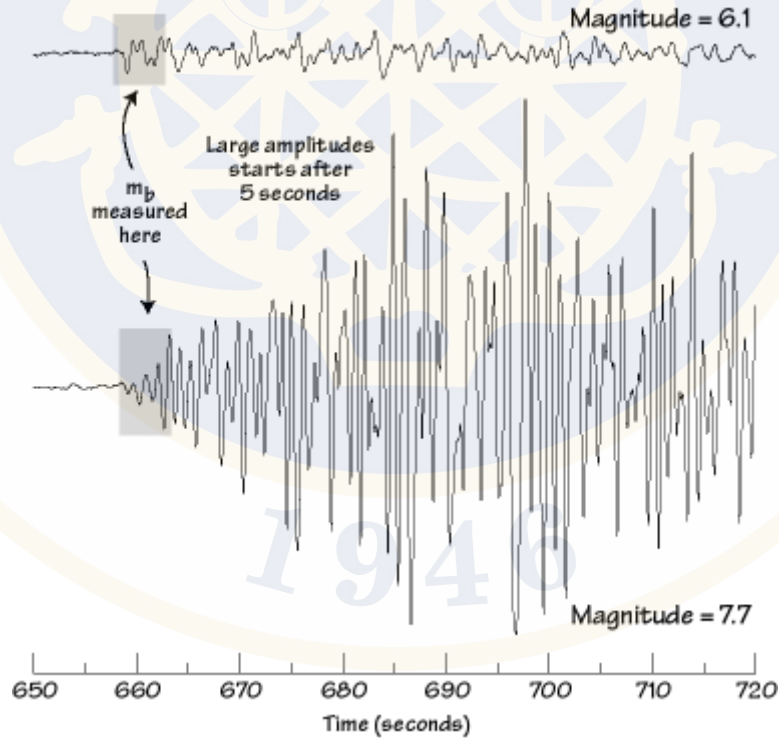
$$m_b = \log(A/T)_{\max} + Q(\Delta, h) \quad (6)$$



Beno Gutenberg. 1889-1960

şeklindeki bağıntı ile hesaplanmaktadır. Burada A , mikrometre (mikron) cinsinden gerçek yer hareketi genliği; T , bu genliğe karşılık gelen periyot (sn); $Q(\Delta, h)$, amirik olarak belirlenen uzaklık ve derinliğe bağlı bir düzeltme terimidir.

Cisim dalgası büyüklükleri hesaplanırken genellikle uzun periyotlu aletler kullanılır ve buradaki cisim dalgalarının periyodu 0.5-12 sn arasında yer alan P, PP ve S gibi büyük dalga fazlarıdır. Bu durumda cisim dalgası büyüklüğü m_B ile gösterilir. Cisim dalgalarından yararlanarak hesaplanan ve Cisim dalgası büyüklüğü hesaplanırken, en büyük genliğin tüm P- dalgası katari yerine ilgili dalga fazının ilk bir kaç salınımı içerisinde seçilmesi gerektiği önerilmektedir (Willmore, 1979). Bu iş, yayılım örüntüsü ve derinlik fazlarının sinyal üzerindeki etkilerinden kurtulmak için yapılmaktadır. IASPEI Uygulama Komisyonu, 1978 yılında, en büyük P- dalgası genliğinin belirlenmesi ile ilgili olarak bir öneri ortaya atmıştır. Bu öneriye göre; en büyük genlik, küçük ve orta büyüklükteki depremler için P-dalgasının ilk 20 sn'lik zamanı içerisinde, büyük depremler için ise 60 sn'lik bir zaman penceresi içinden seçilmesi gerektiği savunulmaktadır (Willmore, 1978).



Şekil 5.2 Cisim dalgası büyüklüğü (m_b) için kayıt üzerinden genliklerin belirlenmesi.

5.2.3 Yüzeş Dalgası Büyüklüğü (M_s)

Dış-merkez uzaklığı $2^\circ < \Delta < 160^\circ$ arasında olan ve odak derinliğı $h < 50$ km'den küçük sığ depremlerin yüzeş dalgaları genliklerinden yararlanılarak bulunan büyüklük türüne *yüzeş dalgası büyüklüğü* (M_s) denilmektedir. Bu uzaklıklar arasında sığ depremlerin 20 sn dolaylarında periyoda sahip yüzeş dalgaları sismogramlar üzerinde daha baskın görünümdeşler. Cisim dalgalarının tersine yüzeş dalgası genlikleri uzaklığına bağımlıdır ve bu nedenle deprem odak derinliğinin genlikler üzerinde önemli bir etkisi vardır. Derin depremlerde çok fazla yüzeş dalgası oluşmaz ve doğru bir büyüklük hesaplaması yapılamaz.

1962 yılında Prag, Moskova ve Sofya araştırma gruplarının ortaklaşa yapmış oldukları çalışma sonucunda, Karnik ve diğ. (1962) tarafından Moskova-Prag formülü olarak adlandırılan, uzak- alan (telesismik) depremler için yüzeş dalgası büyüklüğü (M_s);

$$M_s = \log(A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (7)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Burada A , periyodu 10-30 sn arasındaki yüzeş dalgalarına karşı gelen yer hareketinin mikrometre (mikron) cinsinden yatay genliğı; T , bu genliğe karşılık gelen periyot (sn); Δ , ise derece cinsinden depremin dış-merkez uzaklığıdır. $(A/T)_{\max}$ değıerinin bulunması için sismogram üzerinde en büyük birkaç genliğe karşı gelen A/T değıerleri hesaplanır ve bunlar arasından en büyük olanı seçilir. Bu arada yer hareketinin genliğine geçmek için aletin büyütmesinin de göz önüne alınması gereklidir. Dalga türü (Rayleigh veya Love) ve geliş zamanları ne olursa olsun yatay hareketin genliğı (A) sismogramın Kuzey-Güney ve Doğı-Batı bileşenlerindeki en büyük genliğın vektörel toplamı olarak alınacaktır. Yani,

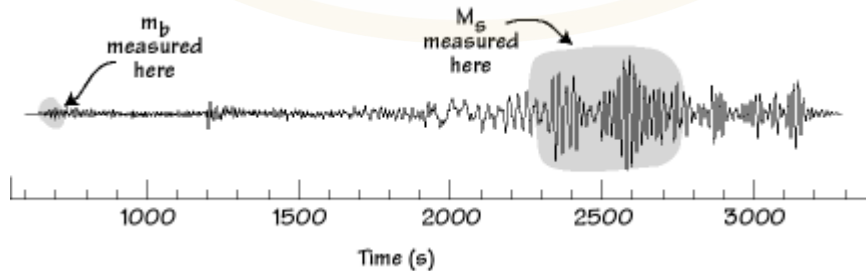
$$A = \sqrt{A_{KG}^2 + A_{DB}^2}$$

olacaktır. Herhangi bir doğrultudaki bileşenin bulunmaması durumunda A genliğı, $\sqrt{2}A_{KG}$ ya da $\sqrt{2}A_{DB}$ olarak hesaplanacaktır. Ortalama periyot ise her iki bileşendeki en büyük genliklere ait periyotların ortalaması olarak alınacaktır.

(7) bağıntısına benzer şekilde yüzeş dalgalarının düşey bileşen kaydı üzerindeki 20 sn'lik periyoda sahip Rayleigh dalgalarının genliklerinden yararlanarak hesaplanan büyüklük ise

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (8)$$

bağıntısı ile verilmektedir.



Şekil 5.2 Yüzeş dalgası büyüklüğü (M_s) için kayıt üzerinden genliklerin belirlenmesi.

5.2.4 Süre Büyüklüğü (M_D)

Genellikle kısa periyotlu aletlerle kuvvetli bir yerel deprem kaydedildiğinde genliklerin bir kısmının kesilmiş olduğu gözlenir. Bu da en büyük genlik üzerinden büyüklük hesabının yapılmasını olanaksız kılar. Bu nedenle, dinamik aralığı dar, kısa periyotlu aletlerle kaydedilen yerel depremlerin büyüklüklerini ($0.5 < M_L < 5.0$) belirlemek için farklı bir ölçek türü geliştirilmiştir. Bir depremin tüm kayıt süresinin belirlenerek hesaplandığı büyüklüğe *süre büyüklüğü* (M_D) denilmektedir. Günümüzde dinamik aralığı daha geniş (≈ 140 dB) aletler kullanıldığı için genliklerin kesilmesi problemi çok fazla yaşanmamaktadır.

Yerel depremlerde, kayıt süresini (τ), Sg fazının başlangıcından sonra gelen dalga kuyruğu (coda) kontrol etmektedir. Herrmann (1975), bu kuyruğu, zamanla üstel olarak azalan genliklerin zarfı olarak tanımlamıştır ve süreye bağımlı büyüklüğü genel anlamda aşağıdaki bağıntı ile göstermiştir.

$$M_D = a_0 + a_1 \log \tau + a_2 \Delta \quad (9)$$

Burada τ , ilk gelen P- dalgası ile sismogramdaki genliklerin belirli bir seviyeye inene kadar geçen zamanı; Δ , depremin dış-merkez uzaklığını; a_0 , a_1 ve a_2 ise deprem istasyonu ve bölgelerin jeolojik yapılarına göre değişen katsayıları ifade etmektedir. Bu yöntemin kuramsal bir tabanı yoktur. Kullanım kolaylığından dolayı sismologlar tarafından tercih edilmektedir.

Depremin kayıt süresini belirlemek için kullanılan farklı uygulamalar vardır. Bunlar,

- İlk gelen P- dalgası zamanı ile genliklerinin gürültü seviyesi içerisinde kaybolduğu zaman arasındaki süre,
- İlk gelen P- dalgası zamanı ile genliklerin belirlenen bir sinyal/gürültü oranı ya da mutlak bir genlik seviyesi gibi bazı eşik seviyelere inene kadar geçen süre,
- Toplam geçen süre = Kuyruk bitiş zamanı – Depremin oluş zamanı

gibi yöntemlerdir. Lee ve diğ. (1972), süreden deprem büyüklüğünü hesaplamak için,

$$M_D = 2.0 \log \tau + 0.0035 \Delta - 0.87 \quad (10)$$

bağıntısını geliştirmişlerdir. Burada deprem süresi (τ), saniye, uzaklık (Δ) ise km cinsindedir. Bu bağıntı dış-merkez uzaklığı $\Delta < 300$ km ve yerel büyüklüğü $0.5 < M_L < 5.0$ olan depremler için kullanılmaktadır.

5.2.5 Moment Büyüklüğü (M_W)

Diğer büyüklük türlerine alternatif olarak son zamanlarda geliştirilen moment büyüklüğü, daha doğru sonuç veren ve en güvenilir olan bir büyüklük türüdür. İlk kez Hanks ve Kanamori (1979) tarafından bulunmuştur. Büyük depremlerde açığa çıkan enerjiyi daha doğru hesaplayabilmek ve büyüklüğün doyunluğa erişmesini engellemek için geliştirilmiştir. Ancak sismik momentin (M_0) belirlenmesi ile hesaplanabilecek bir büyüklüktür. Hesaplama açısından diğer büyüklük türlerinden daha karmaşıktır. Bu nedenle kısa zamanda

hesaplanması ve otomatik olarak uygulamaya konulması zordur. Dünyada belli başlı uluslararası gözlemlerinde sadece belirli bir büyüklüğün üzerindeki depremler için rutin olarak hesaplanmaktadır. Kanamori (1977), moment büyüklüğünü

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 9.1) \quad (M_0 \text{ N-m cinsinden})$$
$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 16.1) \quad (M_0 \text{ dyn-cm cinsinden})$$
(11)

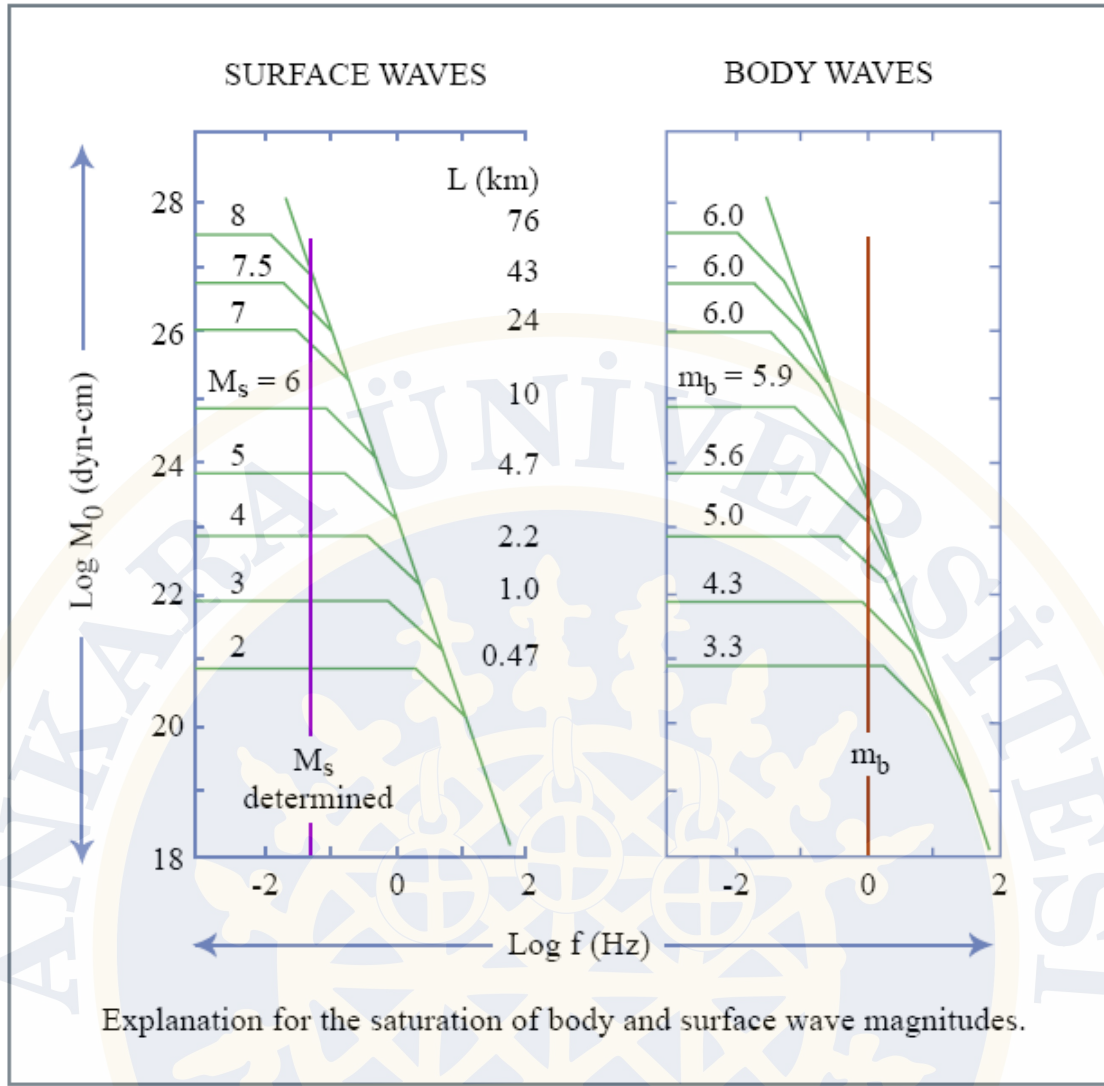
bağıntıları ile tanımlamıştır. Burada M_0 , sismik momenti göstermektedir. Sismik moment, bir deprem anında açığa çıkan enerjiyi belirlemede kullanılan bir ölçüdür ve deprem kaynağındaki kuvvetlerin fiziksel momenti olarak tanımlanmaktadır. Skaler anlamda sismik moment, bir deprem sırasında kırılan fay üzerindeki yerdeğiştirme miktarı, fay alanı (uzunluk x derinlik) ve katılık derecesi ile kısaca depremde açığa çıkan enerji ile doğru orantılıdır. Sismik moment aynı zamanda dalga genliklerinden de hesaplanmaktadır.

Sismik momentin belirlenmesinde bir üst sınırın olmaması, kullanılan alet türünden tümüyle bağımsız olması ve depremin büyüklüğünün ölçümünde istikrarlı sonuçlar vermesi nedeniyle en güvenilir deprem büyüklüğü tayin yöntemidir. Geniş bantlı sismik kayıtçılarının kullanılmaya başlamasından sonra daha da çok önem kazanmıştır.

5.2.6 Büyüklüğün Doygunluğa Erişmesi

Büyük depremlerin cisim dalgası veya yüzey dalgası büyüklüklerini belirlerken karşılaşılan bir durumdur. Özellikle belirli bir değerden daha büyük depremlerin cisim dalgası veya yüzey dalgası büyüklükleri hesaplanırken hep aynı değerler elde edilir. Bu olay, *büyüklüğün doyunluğa erişmesi* olarak bilinir.

Şekil 5.3'de, farklı büyüklükteki depremlere ait cisim ve yüzey dalgaları için hesaplanmış kuramsal kaynak (yerdeğiştirme) spektrumları görülmektedir. Bu eğriler, Brune (1970)'un kaynak fonksiyon modeline (ω^{-2}) uymaktadır. Bu modele göre; yatay eksene paralel sabit düşük frekans seviyeleri (Ω_0), sismik momentle (M_0) doğru orantılı; genliklerin yüksek frekanslara doğru azalım göstermeye başladığı frekans olan köşe frekansı (f_c) ise kaynak boyutu veya fay boyu (L) ile ters orantılı olarak değişmektedir. Şekil 5.3'ten de görüleceği üzere, fayın boyu arttıkça sismik moment değeri artmakta, köşe frekans değeri ise düşük frekanslara doğru hareket etmektedir. Yüzey dalgaları için elde edilen spektrum eğrisinde, sismik moment değeri 10^{26} dyn-cm'den küçük olan depremlerin büyüklükleri (M_s) belirli bir oranda artarken bu değerden sonra aynı oranda artmamaktadır ve yaklaşık 5×10^{27} dyn-cm'lik sismik moment değerinden sonra yani $M_s=8$ 'den daha büyük depremler için doyunluğa erişilmektedir. Aynı durum cisim dalgası spektrumlarında da görülmektedir. Burada ise, 10^{25} dyn-cm'den büyük sismik momente sahip depremlerin büyüklük değerleri doyunluğa erişmekte ve cisim dalgası büyüklükleri (m_b) hep 6.0 olarak hesaplanmaktadır.



Şekil 5.3 Farklı büyüklükte depremlerin cisim ve yüzey dalgalarına ait kuramsal kaynak spektrumları ve bunların büyüklük doygunluğu ile ilişkisi.

5.3 Depremin Enerjisi

Bir depremin boyutunun belirlenmesinde kullanılan diğer bir ölçü de deprem esnasında açığa çıkan enerji miktarıdır. Enerji, sismik dalga yayılımı sırasında dalga cephesinin yer içerisinden geçerken taneciklerin vermiş olduğu tepkinin bir ölçümü olarak hesaplanmaktadır. Durağan bir ortamda potansiyel enerjiye sahip tanecikler, dalga geçerken belirli bir hıza dolayısı ile de kinetik enerjiye sahip olurlar. Bu potansiyel ve kinetik enerjilerin zaman içerisindeki toplamı enerji harcanımına neden olmaktadır.

Periyodu T ve genliği A olan bir esnek dalganın taşıdığı enerji, $(A/T)^2$ ile orantılıdır.

$$E \approx \left(\frac{A}{T}\right)^2 \quad (12)$$

Her iki tarafın logaritması alınırsa,

$$\log E \approx 2 \log \left(\frac{A}{T} \right) \quad (13)$$

olacaktır. Diğer taraftan $\log (A/T)$, deprem hareketinde depremin büyüklüğü ile ilişkilidir. Bu durumda (13) bağıntısı büyüklüğe bağlı olarak yazılacak olursa,

$$\log E = 2M + a \quad (14)$$

şeklinde ya da daha genel olarak

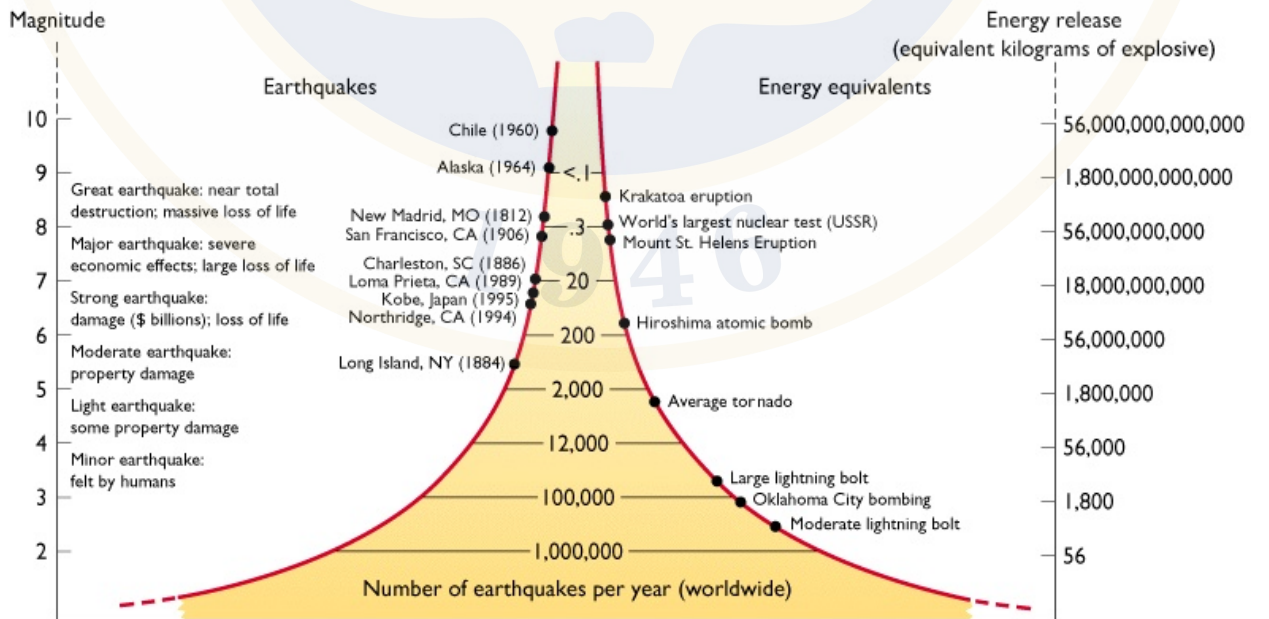
$$\log E = a_1 M + a_2 \quad (15)$$

olarak yazılabilir. Gutenberg ve Richter (1954, 1956), cisim dalgası ve yüzey dalgası büyüklüklerine bağlı olarak sismik enerjinin

$$\log E = 5.8 + 2.4m_b \quad (16)$$

$$\log E = 11.8 + 1.5M_s \quad (17)$$

bağıntıları ile hesaplanabileceğini bulmuşlardır. Bu bağıntılarda enerji, *erg* cinsinden ifade edilmektedir. (16) ve (17) bağıntılarından görüleceği üzere, enerji deprem büyüklüğünün logaritmik bir fonksiyonudur. Büyüklük değerindeki bir birimlik artış enerjinin yaklaşık 32 kat artmasına neden olur. Bu nedenle depremin büyüklüğü arttıkça enerjisi daha da fazla artmaktadır. Örneğin aletsel dönem (1900 ve sonrası) içerisinde meydana gelmiş en büyük deprem olan 1960 Şili depreminde ($M_w=9.5$) açığa çıkan enerji 10^{26} erg dolayındadır (Şekil 5.4). Bu enerji, 300 veya daha fazla megatonluk nükleer bir patlamaya eşdeğerdir. 1939 Erzincan depreminde ($M=8$) açığa çıkan enerji, (17) bağıntısına göre, $10^{23.8}$ erg, aynı şekilde, $M_s=7.4$ büyüklüğündeki 1999 Kocaeli depreminde açığa çıkan enerji ise $10^{22.9}$ erg dolayındadır.



Şekil 5.4 Büyüklük-enerji ilişkisi ve bugüne kadar meydana gelmiş bazı büyük depremlerde açığa çıkan enerji miktarları.

5.4 Deprem Ölçek İlişkileri

Deprem boyutunun belirlenmesinde kullanılan ölçeklerin ve kuramsal bağıntılarda yer alan parametrelerin birbirlerine dönüşümleri mümkündür. Burada, şiddet-büyüklük-moment-enerji gibi ölçeklerin birbirleri ile olan ilişkileri anlatılacaktır. Bu tür kuramsal ilişkiler, bir büyüklüğün diğer büyüklük tarafından kestirimsel olarak hesaplanabilmesine izin vermektedir. Bu tür dönüşümlerle, büyüklük, sismik moment, enerji gibi aletsel hesaplama dayalı bilgilerin eksik olduğu, tarihsel depremlere ait parametrelerin kestirimi yapılabilmektedir.

5.4.1 Şiddet (I_0) – Büyüklük (M) ilişkisi

Bir depreme ait bir tek büyüklük değeri verilirken, aynı depreme ait şiddet değeri ise depremden etkilenen her bölgeye verilebilmektedir. Bu nedenle, en büyük şiddet değeri (I_0) ile sığ depremlerin büyüklükleri (M) arasında bir ilişki olabileceği düşünülmüştür. Gutenberg ve Richter (1956), odak derinlikleri 18 km olan Kaliforniya depremleri için,

$$M = 1.0 + 0.67I_0 \quad (18)$$

bağıntısını vermişlerdir. Türkiye depremleri için İpek ve diğ. (1965),

$$M = 1.63 + 0.59I_0 \quad (19)$$

değerini bulmuşlardır. Farklı bölgeler ve çeşitli derinlikler için elde edilmiş değişik büyüklük-şiddet ilişkisi bağıntıları bulunmaktadır. Ancak depremin şiddeti üzerinde odak derinliğinin önemli bir etkisi olduğundan, derinlik faktörünün de hesaba katıldığı bazı ampirik bağıntılar çıkarılmıştır. Büyüklük-şiddet ilişkisinin derinliğe bağlı olarak yazılabileceği genel bağıntı,

$$M = aI_0 + b \log h + c \quad (20)$$

şeklinde verilmektedir. Burada h , depremin odak derinliği; a , b ve c ise bölgeden bölgeye değişen katsayılarıdır. Gutenberg ve Richter (1942), gözlemsel verilere dayanarak

$$M = 0.6I_0 + 1.8 \log h - 1.0 \quad (21)$$

şeklinde bir bağıntı bulmuşlardır. Sözen (1983), bu bağıntıyı Türkiye depremleri için şu şekilde düzenlemiştir.

$$M_s = (0.56 \pm 0.06)I_0 + (0.52 \pm 0.02) \log h - (0.9 \pm 0.06) \quad (22)$$

5.4.2 Şiddet (I_0) – İvme ilişkisi (a)

Şiddet değerleri, yer hareketinin ivmesinin, hızının ve yerdeğiştirmesinin yapılar üzerindeki etkilerinin anlaşılmasına ve bu parametrelerin yaklaşık olarak kestirilmesine olanak verir (Trifunac ve Brady, 1975, 1976). Yer hareketi ivmesi, yer salınım hızının birim zamandaki değişim oranı olarak tanımlanır. Gutenberg ve Richter şiddetle ivme arasındaki ilişkiyi en genel anlamda aşağıdaki bağıntı ile ifade etmişlerdir.

$$I_0 = 3 \log a_0 + 1.5 \quad (23)$$

Burada I_0 , en büyük şiddet değerini; a_0 ise en büyük ivme değerini göstermektedir. Sonraları çeşitli tip zeminde yapılan araştırmalar sonucu ço değişik değerler bulunmuştur. Örneğin,

$$\begin{aligned} IV \leq I_0 \leq X \quad \text{için ivme değeri (a)} \quad & \log a_v = -0.18 + 0.30I_0 \quad (\text{cm/sn}^2) \\ & \log a_h = 0.014 + 0.30I_0 \quad (\text{cm/sn}^2) \\ IV \leq I_0 \leq X \quad \text{için hız değeri (c)} \quad & \log c_v = -1.10 + 0.28I_0 \quad (\text{cm/sn}) \\ & \log c_h = -0.63 + 0.25I_0 \quad (\text{cm/sn}) \\ V \leq I_0 \leq X \quad \text{için genlik değeri (d)} \quad & \log d_v = -1.13 + 0.24I_0 \quad (\text{cm}) \\ & \log d_h = -0.53 + 0.19I_0 \quad (\text{cm}) \end{aligned} \quad (24)$$

şeklindeki ilişki bağıntıları Kaliforniya için çıkarılmasına rağmen başka bölgeler için de kullanılabilir. Bağıntılardaki h ve v , yatay ve düşey bileşenlere karşılık gelmektedir. Bununla birlikte bu bağıntılar, bölgedeki yerel jeolojiye, zemin özelliklerine, faylanma türüne ve soğurulmaya bağlıdır.

Deprem esnasında yer hareketinin ölçülen en büyük ivme değeri, *en büyük yer ivmesi* (Peak Ground Acceleration, PGA) olarak adlandırılır ve birimi m/sn^2 veya cm/sn^2 olarak verilir. Bununla birlikte PGA, daha çok yerin çekim ivmesi şeklinde “g” ile ifade edilir. Tablo 5.2’de MMI şiddet değerlerine karşılık gelen en büyük ivme değerleri (PGA) verilmiştir.

Tablo 5.2 MMI şiddet değerlerine karşılık gelen ivme (PGA) değerleri

MMI	PGA (g)
IV	≤ 0.03
V	0.03 – 0.08
VI	0.08 – 0.15
VII	0.15 – 0.25
VIII	0.25 – 0.45
IX	0.45 – 0.60
X	0.60 – 0.80
XI	0.80 – 0.90
XII	$0.90 \leq$

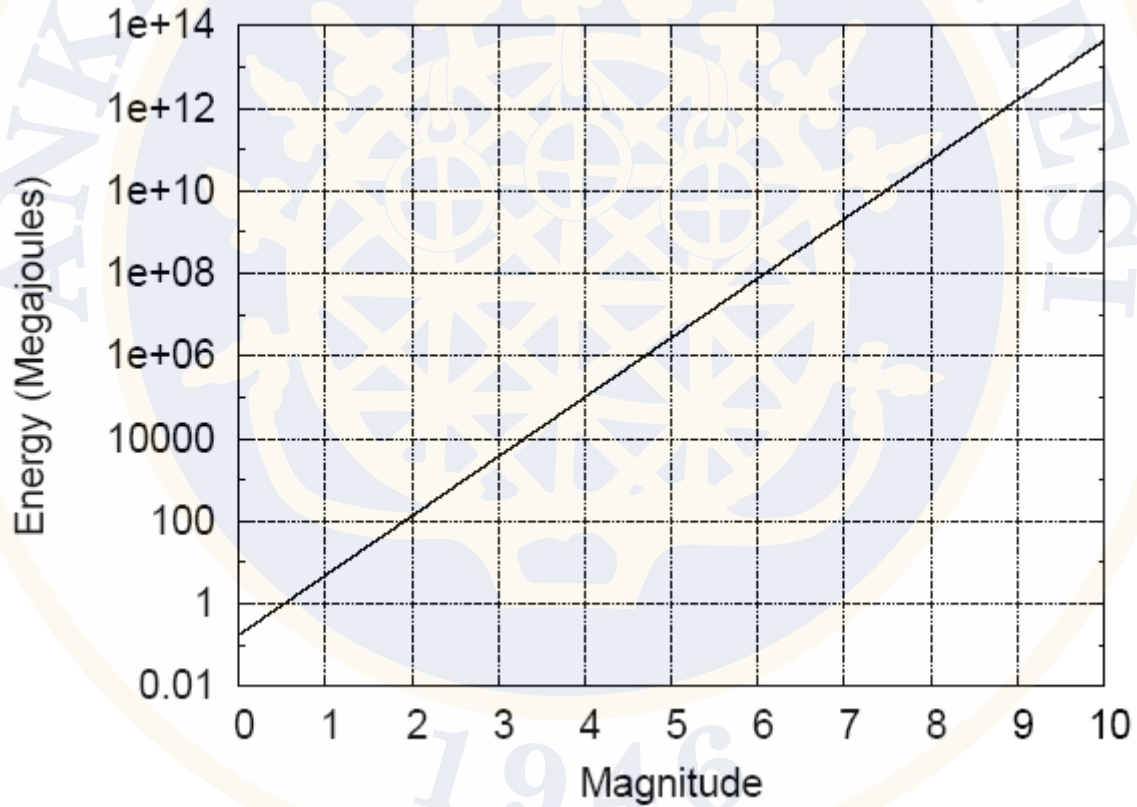
5.4.3 Büyüklük (M) – Enerji (E) ilişkisi

Bir depremde açığa çıkan enerji, depremin büyüklüğü ile doğrudan ilişkilidir. Depremin büyüklüğü arttıkça çıkan enerji daha da fazla artmaktadır. Bu nedenle yıkıcı bir depremin büyüklüğünden, o deprem sonucu açığa çıkan enerjiyi hesaplamak olasıdır. Gutenberg ve Richter (1954, 1956), cisim dalgası ve yüzey dalgası büyüklüklerinden depremin enerjisini hesaplamak için (16) ve (17) bağıntılarını kullanmışlardır.

$$\log E = 5.8 + 2.4m_b \quad (16)$$

$$\log E = 11.8 + 1.5M_s \quad (17)$$

Bu bağıntılardaki enerji (E), toplam enerji miktarı olmayıp sadece deprem esnasında yayılan sismik dalgaların enerjisidir. Enerji ile büyüklük arasındaki logaritmik artan ilişki Şekil 5.5' te görülmektedir. Bu şekle göre; büyüklük ölçeğindeki bir birimlik artış, enerjinin 32 kat artmasına neden olmaktadır.



Şekil 5.5 Büyüklük ile enerji arasındaki logaritmik ilişki.

5.4.4 Büyüklük (M) – Sismik Moment (M_0) ilişkisi

Küresel ölçekte, yüzey dalgası büyüklüğü (M_s) ile sismik moment (M_0) arasındaki ilişki, Hanks ve Kanamori (1979) tarafından

$$\log M_0 = 1.5M_s + 16.1 \quad (25)$$

bağıntısı ile verilmektedir. Daha sonra bu ilişki, değiştirilmiş Haskell kaynak modeline göre kuramsal olarak yeniden tanımlayan Chen ve Chen (1989) tarafından

$$\log M_0 = 1.0M_s + 12.2 \quad M_s \leq 6.4 \text{ için} \quad (26)$$

$$\log M_0 = 1.5M_s + 9.0 \quad 6.4 < M_s \leq 7.8 \text{ için} \quad (27)$$

$$\log M_0 = 3.0M_s - 2.7 \quad 7.8 < M_s \leq 8.5 \text{ için} \quad (28)$$

şeklinde verilmektedir. $M_s - M_0$ ilişkileri, bölgeden bölgeye göre değişiklikler göstermektedir. Benzer şekilde, sismik moment ile yaklaşık 1 sn'lik periyoda sahip cisim dalgası (m_b) büyüklüğü arasındaki ilişki, cisim dalgalarının $m_b = 6.5$ dolaylarındaki doygunluğa erişmeleri de gözetilerek, Chen ve Chen (1989) tarafından

$$\log M_0 = 1.5m_b + 9.0 \quad 3.8 < m_b \leq 5.2 \text{ için} \quad (29)$$

$$\log M_0 = 3.0m_b + 1.2 \quad 5.2 < m_b \leq 6.5 \text{ için} \quad (30)$$

şeklinde verilmiştir.

5.4.4 Deprem Sayısı (N) – Büyüklük (M) ilişkisi

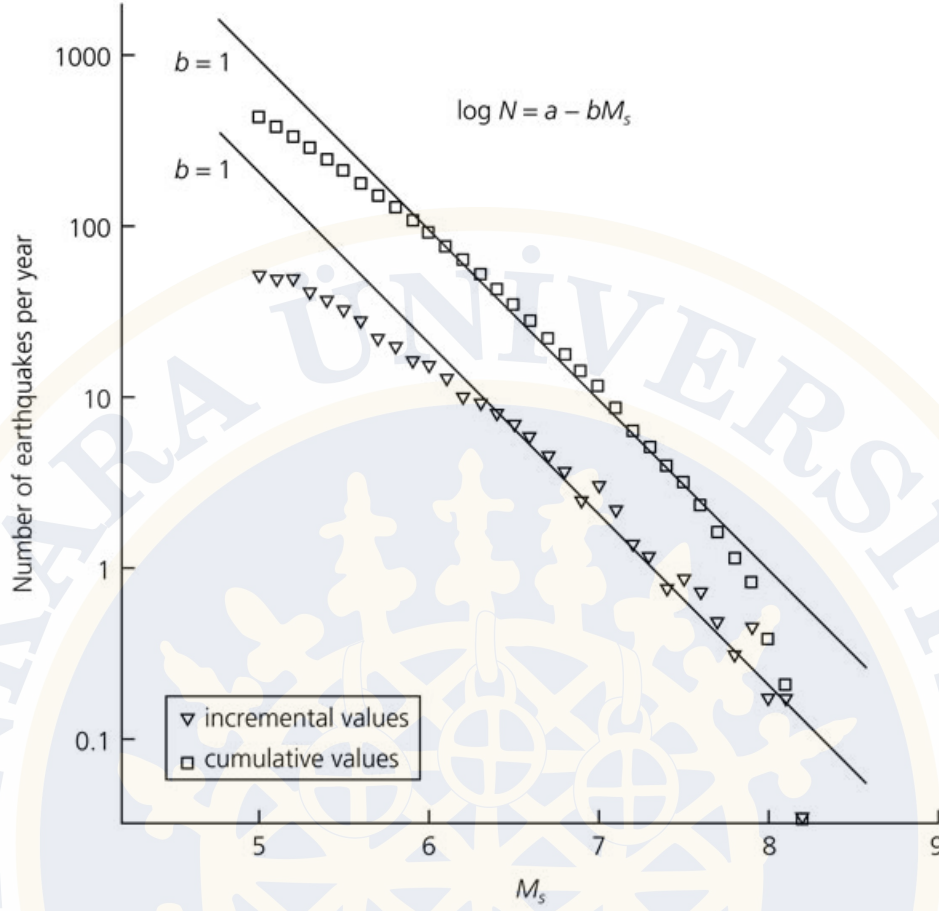
İlk kez Gutenberg ve Richter (1954) tarafından ortaya konmuş ve bu nedenle Gutenberg-Richter yasası olarak da bilinen bu ilişki, bir bölgede belirli bir zaman aralığında meydana gelmiş depremlerin oluşum sıklıkları ile büyüklükleri arasındaki ilişkiyi ifade etmektedir. Deprem sayısı – büyüklük ilişkisi, günümüzde depremsellik çalışmalarında sıklıkla kullanılan önemli bir yöntemdir. Bu ilişki en genel anlamda aşağıdaki bağıntı ile gösterilmektedir.

$$\log N = a - bM \quad (31)$$

Burada N , belirli büyüklük aralığındaki ya da belirli bir büyüklük değerine eşit ve ondan daha büyük depremlerin yığınsal sayısı; M , ilgili depremlerin büyüklüğü; a ve b ise sabit sayılardır. Buradaki a sabiti deprem etkinliğini ifade eder, b sabiti ise sismolojik çalışmalarda b değeri olarak bilinen depremin büyüklük dağılımı ile ilişkili bir tür tektonik parametredir. b 'nin değeri bölgeden bölgeye göre 0.5 ile 1.5 arasında değişmektedir.

Yukarıda verilen (31) bağıntısına göre, büyüklük ile deprem sayısı arasında ters bir ilişki olduğu Şekil 5.6'dan da kolayca görülmektedir. Şekil 5.62'daki $\log N = f(M)$ fonksiyonu her ne kadar eğimi ters ($-b$) bir doğru denklemi de olsa, tüm noktalar için doğrusal olmadığı görülmektedir. Bölgedeki küçük ve büyük manyitüde sahip olan depremler için gözlemsel veriler doğrusal olmayan bir eğri üzerine düşmektedir (Şekil 5.6). Küçük depremlerin sayısının gerektiğinden daha küçük değerler alması, bu depremlerin tam olarak gözlenememiş olmaları şeklinde açıklanmaktadır. (31) bağıntısı, belirli büyüklük aralığında doğrusaldır. Gözlemsel veriler, büyük manyitüde değerlere $\log N = f(M)$ doğrusal bağıntısının uygulanamayacağını göstermiştir. Bugüne kadar gözlenmiş en büyük manyitüd sınırlı olup 9.5 dolayındadır. Bu nedenle $\log N = f(M)$ doğrusunu büyük manyitüd değerleri tarafını sınırlamak gerekir. Bu amaçla,

Figure 4.7-1: Frequency-magnitude plot for earthquakes during 1968-1997.



Şekil 5.6 Deprem sayısı ile büyüklük arasındaki bir yıllık ilişki eğrisi.

$$N = \alpha \left(e^{-\beta M} - e^{-\beta M_1} \right) \quad (32)$$

şeklinde formüller geliştirilmiştir. Burada M_1 , bölgede olabilecek en büyük depremin büyüklüğü; α ve β ise a ve b 'ye bağlı katsayılarıdır ve

$$\alpha = 10^a$$

$$\beta = \frac{b}{\log a} \quad (33)$$

ifadeleri ile tanımlanmaktadır.

Genellikle (31) bağıntısındaki katsayılar hesaplanırken bir yıllık deprem sayıları göz önüne alınır. Buna göre $1/N$ değeri, belirlenen herhangi bir büyüklük değerindeki bir depremin ya da o büyüklüğe eşit veya daha büyük depremlerin kaç yılda bir olacağını gösterir ve

$$T_c = \frac{1}{N} \quad (34)$$

bağıntısı ile ifade edilir. T_c değerine, *depremin oluşum periyodu* denir ve deprem mühendisliği açısından oldukça önemlidir. Örneğin, bir bölgede $M \geq 7.0$ olan depremlerin yıllık sayısı $N=0.2$ olarak bulunmuşsa, bu bölgede beş yılda bir, büyüklüğü 7.0 veya daha büyük bir depremin olacağı anlaşılır.

Büyük bir depremden önceki devrede *b- değerinin* değişimi depremi önceden kestirmek için kullanılabilecek yöntemlerden biridir. Depremden önce *b- değeri* önce artmakta sonra azalmaktadır. Depremden hemen önce ise yeniden artmaktadır.

5.4.4.1 Deprem olasılığı veya deprem riski

Bir bölgedeki, belirli bir büyüklüğe sahip veya daha büyük olan bir depremin olma olasılığı,

$$P(M, T_c) = 1 - e^{-D/T_c} \quad (35)$$

bağıntısı ile verilir. Burada T_c , belirli bir büyüklüğe sahip veya daha büyük bir depremin yıllık oluşum periyodu; D , alınan bir zaman aralığı; $P(M, T_c)$ ise belirli bir zaman aralığında ($D= 10$ yıl, 50 yıl vb ...) belirlenen bir büyüklük (M) değerine eşit veya daha büyük bir depremin olma olasılığıdır. Buna deprem mühendisliğinde *deprem riski* de denilmektedir.

Örneğin, bir bölgede büyüklüğü $M \geq 8.0$ olan bir depremin oluş periyodu 100 yıl ve herhangi bir yapının ömrü de 50 yıl ise bu yapının 50 yıl içerisinde bu büyük deprem ile karşılaşma olasılığı,

$$P_{50}(8,100) = 1 - e^{-50/100} = 0.39$$

olarak bulunur. Yani bu yapı, %39 olasılıkla böyle bir depremin etkisinde kalacaktır.