

**MANYİTÜD TÜRLERİ  
VE  
SATÜRASYONU ÜZERİNE**

\*  
Doç.Dr.Müh.Ülben Ezen

**ABSTRACT.**

In this paper the concept of magnitude and all magnitude scales are described and using of them are discussed with respect to source parameters.

Usually, all conventional magnitude scales suffers saturation when the rupture dimension of earthquake exceeds the wavelength of the seismic waves used for magnitude determination. This saturation leads to an inaccurate estimate of energy released in great earthquakes ( $L > 50$  km).

So in order to eliminate this saturation a new  $M_w$  magnitude scale is defined directly from seismic moment estimation and this is widely discussed in this review.

**ÖZET.**

Bu yazıda manyitüd kavramı ve türleri (skalaları) üzerine değinilmekte ve kaynak parametrelerine göre kullanılımları tartışılmaktadır.

Konvansiyonel biçimde hesaplanan tüm manyitüd skalaları, faylanmada teşekkül eden kırığın boyutları manyitüd tayininde kullanılan dalganın, dalga boyunu aştığı zaman genellikle satürasyona uğramaktadır.

Bu satürasyon büyük depremlerde (fay boyu  $L > 50$  km) açığa çıkan enerjinin hatalı tayinine yol açmaktadır. Bu satürasyonun elimine edilebilmesi için, direkt sismik momentten giderek hesaplanan yeni  $M_w$  manyitüd skalası ayrıntılı biçimde bu derlemede tartışılmaktadır.

**GİRİŞ.**

Sismolojinin en temel konularından biri şüphesiz bir depremin büyüklüğünün tahminidir. Bir depremin aletsel verilere göre büyüklüğünü simgeleyen manyitüd, günümüzde depremin direkt ölçülebilen kaynak parametresi olma özelliğini hala sürdürmektedir. Diğer bir deyişle manyitüd deprem büyüklüğü ile orantılı biçimde serbestlenen elâstik enerjinin ölçüsünü simgeleyen pek çok pratik yararları olan objektif bir kriterdir.

Tanınım açısından bu sadelikte görünen manyitüd aslında, depremi oluşturan faylanma hareketini kontrol eden tüm fiziksel parametrelerin kompleks bir fonksiyonudur. Nevar ki tarihsel gelişim açısından

belirtmek gerekirse, önceleri deprem kaynak modelleri tasarlamadan, çok yerel ve ortak manyitüd skalaları(türleri) ortaya atılmıştır. Daha sonraları geliştirilen enstrümantasyon düzeyine bağlı biçimde artan, kaynak bilgilerine göre manyitüd kavramı daha geniş bir platformda düşünölmeye başlamıştır.

Manyitüdü sismolojideki önemli boyutunu anlamada en önemli nokta günümüze değin geliştirilmiş mevcut manyitüd skalalarının irdelenmesidir. Konvansiyonel biçimde direkt sismoğramdan genlik okumalarından yararlanarak geliştirilen manyitüd skalalarının, özellikle büyük depremlerde satürasyona uğraması konusunun tartışılması bu irdilemede önemli bir yer tutacaktır.

Kaynakta serbestlenen elastik enerjinin bir ölçüsü olan sismik momentten direkt hesaplanan yeni manyitüd skalası  $M_w$  yı gözden geçirmek şüphesiz bu irdilemede önemli bir yer alacaktır.

#### 1. Manyitüd Skalaları.

a)  $m_b$  Cisim dalgası manyitüdü:

Gutenberg(1945) te, cisim dalgası manyitüdü  $m_b$  yi

$$m_b = \log_{10}(A/T) + S(\Delta, h) \quad (1)$$

şeklinde tanımlamıştır. Burada  $S(\Delta, h)$  depremin odak derinliği(h) ve episantr uzaklığı( $\Delta$ ) ya bağlı kalibrasyon fonksiyonudur. Buna karşılık  $A/T$  oranı ise saniye(T) başına isabet eden mikrometre( $10^{-6}$ m) cinsinden yer hareketidir(A).  $S(\Delta, h)$  kalibrasyon fonksiyonunun P, PP ve SH türü dalgalar için teorik eğrileri Richter(1958, pp 688-689) tarafından verilmiştir. 1960 ların başında WWSSN dünya standart sismoğraf ağı kurulduğundan bu yana  $m_b$  yaygın biçimde, düşey bileşende(Z) kaydedilmiş 1 saniye periyotlu P dalgasından elde edilmeye başlamıştır.

Halbuki 1960 lardan önce  $m_b$  yi saptamada uzun periyotlu aletler kullanılmaktaydı. Hesaplamalar göstermektedir ki, uzun periyotlu aletlerdeki kayıtlardan saptanan  $m_b$  değerleri, WWSSN' e ait kısa periyotlu kayıtlardan saptanan  $m_b$  değerlerinden 0.3 ila 0.6 birim daha büyüktür (Romney 1964, Geller ve Kanamori 1977). Ayrıca değişik sismoğraf sistemleri ile donatılmış istasyonlarda kaydedilen aynı depreme ilişkin cisim dalgalarından bulunan  $m_b$  değerlerinin kendi aralarında bile 0.5 birim ve daha yüksek düzeylerde farklılıklar gösterdiği saptanmıştır(Guyton 1964). Bu farklılık istasyonlar arasındaki azimutal, enstrümental ve jeolojik ayrıcalıklardan ötürü gelişmektedir.

Jeolojik faktörlerin başında en etkin olanı Q (atenüatif) yapısındaki bölgesel değişimlerdir.

Marshall ve 'dig(1979) atenüasyonun bölgesel değişimini dikkate alarak yeni bir,  $m_b$  cisim dalgası manyitüdü tanımladı. Bu tanıma göre Q ya duyarlı  $m_Q$  manyitüdü,

$$M_Q = m_b + RC + SC + DC \quad (2)$$

şeklinde ifade edilebilirdi. Burada RC istasyona yakın yerdeki atenüasyona ait düzeltme faktörü, SC kaynaktaki atenüasyona ait düzeltme faktörü ve DC kaynağın derinliğine ait düzeltme faktörüdür.

b)  $M_L$  lokal cisim dalgası manyitüdü:

$M_L$  ilk kez Richter(1935) tarafından sadece Güney Kaliforniya depremleri için geliştirilmiş ve Wood-Anderson torsiyon tipi sistemlerde kaydedilmiş cisim dalgası genliklerinden hesaplanarak Lokal manyitüd olarak tanımlanmıştır.  $M_L$  nin mutlak değerini saptamak için, Richter, 100 km uzaktan maksimum genliği  $10^{-6}$  m. yi bulan manyitüdü SIFIR manyitüd olarak tanımlamış ve  $\Delta$  uzaklıkta istasyondaki SIFIR manyitüdü depremin gözlemsel genliğini  $A_0(\Delta)$  olarak belirtmiştir.

Öte yandan  $\Delta$  uzaklıkta istasyonda Wood-Anderson sistemi ile kaydedilen maksimum genliği  $A(\Delta)$  olan depremin  $M_L$  lokal manyitüdü-

$$M_L = \log_{10} A(\Delta) - \log_{10} A_0(\Delta) \quad (3)$$

şeklinde vermiştir. Burada A ve  $A_0$  mm cinsindedir.  $\log_{10} A_0$  in  $\Delta$  uzaklığının(km) fonksiyonu olarak değişimi Richter(1958 p 342) tarafından verilmiştir. Tablo 1. de bu değişim görülmektedir. Burada sözü edilen Wood-Anderson tipi kayıtçı öz periyodu 0.8 sn, sönüm faktörü 0.8 ve büyümesi 2800 olan bir sismoğraf sistemidir.  $M_L$  tayini için kullanılan periyot aralığı 0.1-0.7 sn olup ortalama 0.3 sn lik değere karşı gelmektedir.

Öte yandan son yıllarda mikro depremleri incelemek için yerel sismik şebekeler kurulmaya başlamıştır. Bunların çoğunda yüksek kazançlı kısa periyotlu düşey bileşen sismometreleri bulunmaktadır. Wood-Anderson türü sismometreleri olmayan bu sistemlerle kaydedilen mikro depremlerin manyitüdü, sinyalin genliğinden bağımsız biçimde sinyalin devam süresi(duration) ölçülerek yapılmaktadır.  $\tau$  sinyal devam süresini göstermek üzere,

$$M(\tau) = a_1 + a_2 \log_{10} \tau + a_3 \Delta + a_4 h \quad (4)$$

Tablo 1.

$\Delta$ (km)	$-\log A_0$	$\Delta$ (km)	$-\log A_0$	$\Delta$ (km)	$-\log A_0$
0	1.4	150	3.3	390	4.4
5	1.4	160	3.3	400	4.5
10	1.5	170	3.4	410	4.5
15	1.6	180	3.4	420	4.5
20	1.7	190	3.5	430	4.6
25	1.9	200	3.5	440	4.6
30	2.1	210	3.6	450	4.6
35	2.3	220	3.65	460	4.6
40	2.4	230	3.7	470	4.7
45	2.5	240	3.7	480	4.7
50	2.6	250	3.8	490	4.7
55	2.7	260	3.8	500	4.7
60	2.8	270	3.9	510	4.8
65	2.8	280	3.9	520	4.8
70	2.8	290	4.0	530	4.8
80	2.9	300	4.0	540	4.8
85	2.9	310	4.1	550	4.8
90	3.0	320	4.1	560	4.9
95	3.0	330	4.2	570	4.9
100	3.0	340	4.2	580	4.9
110	3.1	350	4.3	590	4.9
120	3.1	360	4.3	600	4.9
130	3.2	370	4.3		
140	3.2	380	4.4		

Tablo'daki  $A_0$  değerleri mms cinsinden olup, logaritmaları 1 den küçük olduğundan  $-\log A_0$  değerleri verilmiştir.  $\Delta$  ise uzaklığı göstermektedir (Richter 1958 p 342 Tab.22-1).

genel formülü ile ifade edilmektedir. Burada  $\Delta$  (km) episantr uzaklığı,  $h$  (km) odak derinliği,  $\tau$  sinyal devam süresi (sn) ve  $a_1$  ve  $a_4$  empirik sabitlerdir. Sinyal devam süresinden (coda) yararlanarak manyitüd hesaplama fikri ilk kez Bisztricsany (1958) tarafından ileri sürülmüştür. Araştırmacı episantr uzaklığı  $4^\circ < \Delta < 160^\circ$  ve  $M_s$  manyitüdü  $5 < M_s < 8$  arasında olan depremlerin yüzey dalgalarının devam süresini kullanarak,

$$M'(t) = 2.92 + 2.25 \log_{10} t + 0.001 \Delta \quad (5)$$

bağıntısını geliştirmiştir. Burada  $t$  yüzey dalgalarının devam süresini,  $\Delta$  derece cinsinden uzaklığı göstermektedir.

Solov'ev (1965) Sovyetlerin Sahalin adasındaki sismisiteyi incelemesi esnasında bu tekniği kullandı ama sadece yüzey dalgalarının devam süresi yerine TOTAL sinyal devam süresini dikkate aldı. Tsumura (1967) Japonya'da, Wakayama mikro deprem şebekesinde kaydedilen

lokal depremler için toplam sinyal devam süresini (final-P varışı=F-P) kullanarak,

$$M''(F-P) = -2.53 + 2.85 \log(F-P) + 0.0014 \Delta \quad (6)$$

bağıntısını geliştirdi. Burada  $\Delta$  km cinsinden olup, bu tür lokal manyitüd  $3 < M'' < 5$  arasında manyitüde sahip lokal depremler için Japonyada kullanılmaktadır.

Lee ve diğ.(1972) tarafından da Kaliforniya depremleri için,

$$M = -0.87 - 2 \log \tau + 0.0035 \Delta \quad (7)$$

bağıntısı geliştirilmiştir. Sismolojiye koda uzunluğu manyitüdü olarak geçen sinyal devam sürelerine bağlı manyitüd tayininde sezileceği gibi en önemli nokta, sinyal devam süresinin uzunluğunun saptanması konusudur. Zira, sinyalde gözlenen en büyük genlik ve gürültü düzeyine inen en küçük genlik miktarlarının güvenilir biçimde tayini çok önemlidir. Örneğin Lee ve diğ.(1972) nin geliştirdiği bağıntıda  $\tau$  sinyal devam süresi, 6585 film okuyucusu ile kaydedilen sismoğramda ilk P varışının karşı geldiği noktadan genliğin 1 cm nin altına (peak to peak) indiği noktaya kadar olan zaman süresi olarak tanımlanmaktadır. Ancak Aki ve Chouet(1975) ve Herrmann(1980) sinyal devam süresi üzerinde bölgesel tesirlerin hayli yüksek olduğunu belirterek, bundan saptanacak lokal manyitüd hesaplamalarında her bölge için bir kalibrasyonun gerekli olduğunu vurgulamışlardır.

c)  $M_S$  Yüzey dalgası manyitüdü:

Gutenberg ve Richter(1936) , 2000 km ve daha uzak mesafelerde kaydedilmiş sismogramlarda ki yüzey dalgalarının özellikle grup hızlarının minimum, genliklerin maksimum olduğu 20 sn lik peryotta olanlarını manyitüd tayini için kullanmayı düşünmüşlerdir. Ve tıpkı  $M_L$  de olduğu gibi SIFIR manyitüdü  $M_S=0$  depreminin genliğini  $A_0$  ile göstererek,  $\Delta$  mesafedeki  $A(\Delta)$  genlikli depremin  $M_S$  manyitüdü

$$M_S = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (8)$$

şeklinde verdiler. Burada genlikler yine  $10^{-6}$  metre (mikron) idi.  $A_0(\Delta)$  nın,  $\Delta$  (uzaklığın) fonksiyonu olarak değerleri tablo halinde Richter(1958, p 346) de verilmiştir. Tablo 2 de, bu tablo görülmektedir.

Tablo 2.

$\Delta$ (derece)	$-\log A_0$	$\Delta$ (derece)	$-\log A_0$
20	4.0	90	5.05
25	4.1	100	5.1
30	4.3	110	5.2
40	4.5	120	5.3
45	4.6	140	5.3
50	4.6	160	5.35
60	4.8	170	5.3
70	4.9	180	5.0
80	5.0		

Tablo' daki  $A_0$  değerleri mikron cinsinden olup, log ları 1 den küçük olduğundan  $-\log A_0$  biçiminde verilmiştir(Richter 1958 p 346,Tab 22-3).

Yüzey dalgalarında 20 sn periyotlu genliklerin(enerjinin) seçilmesi şu gerekçelere dayanmaktadır.Bu periyotta kontrol edilen dalga boyunun eriştiği derinlikte - ki bu alt Litosfer dir - malzemenin atenuasyon etkisi, dünyanın her yerinde yaklaşık aynı düzeyde ve küçüktür.

20 sn periyot değerinin üzerindeki periyotlar seçildiğinde daha derinlere yani atenuasyonun litosfere oranla hayli yüksek olduğu astenosfere girileceğinden enerji aleyhine bir kayıp söz konusudur. Bu kritik 20 sn değerinin altındaki periyotlara inildiği takdirde de, Q kalite faktörünün yüksek frekanslardaki, frekansa şiddetlice bağımlılığı nedeni ile yine enerjide bir kayıp söz konusudur.Yüksek frekanslı enerjilerin seçiminde ayrıca bölgesel atenuasyon farklılıkları da ilave bir etken olarak bu genel etkenin üzerine eklenerek  $M_S$  tahminlerini hayli etkilemektedir.

Özetle bu skala  $\Delta > 20^\circ$  (2000 km) uzaklığa sahip depremlerde ve sığ derinlikli olanlarda 20 saniye periyotlu yüzey dalgalarının genlikleri kullanılarak elde edilir. $M_S$  skalası için bilinen klâsik formül Prag(Praque) formülü olarak(Vanek ve diğ. 1962) anılır ve,

$$M_S = \log(A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta^\circ + 3.3 \quad (9)$$

şeklindedir.Bu formülde herhangi bir periyot kısıtlaması ve uzaklık limitasyonu yoktur.Yani izlenen yörünge boyunca sismoğramda elde olunan en büyük genlik değeri ve karşı geldiği periyot kullanılabilir.

d)  $m_b(L_g)$  cisim dalgası manyitüdü:

Nuttli(1973)  $L_g$  fazının genlik ölçümlerine dayalı yeni bir  $m_b(L_g)$  skalası geliştirdi. Bilindiği gibi  $L_g$  dalgaları kıtasal kabukta gelişen hızı 3.5 km/sn olan ve varışları sismoğrama net gelen dalgalardır. Bu dalgalar uzun periyotlu yüzey dalgaları üzerine binmiş olarak gelen ve üst kabukta bir kanal içinde ilerleyen kanal dalgalarıdır. Uzun kıtasal yörüngelerde gelişebilirler ancak aniden küçük okyanusal yörüngeler geçildiğinde aniden kesilirler (çünkü granit tabakasında ilerler).  $m_b(L_g)$  manyitüdü  $L_g$  nin 1 sn periyotlu genliğinden yararlanarak bulunur. Bu nedenle  $m_b$  cisim dalgaları manyitüdü olarak dikkate alınmaktadır. Nuttli(1973) ün Orta Amerika depremleri için geliştirdiği  $m_b(L_g)$  skalası formülleri,

$$\begin{aligned} m_b(L_g) &= 3.75 + 0.90 \log \Delta^\circ + \log(A/T) \dots\dots\dots 0.5^\circ \leq \Delta \leq 4^\circ \\ m_b(L_g) &= 3.30 + 1.66 \log \Delta^\circ + \log(A/T) \dots\dots\dots 4^\circ \leq \Delta \leq 30^\circ \end{aligned} \quad (10)$$

şeklinde dir. Bu formüllerde A 1 sn periyotlu  $L_g$  dalgalarının 3. büyük pikinin genliği ( $10^{-6}$  m cinsinden),  $\Delta$  ise derece cinsinden episantr uzaklığıdır.

## 2. Kaynak Bilgilerine Göre Manyitüd Türlerinin Kullanımı.

Kaynak bilgileri dikkate alınarak manyitüd skalalarının (türlerinin) kullanılması konusu, manyitüdün fay boyu, fay alanı, gerilme-düşümü, sismik moment gibi kaynak parametreleri ile ilişkisi araştırıldığında sismolojinin gündemine girmiştir. Zira manyitüdün bu kaynak parametreleri ile ilişkileri sismik kaynağın spektral tanımına gerek duyar. Böylesine bir tanım açığa çıkan enerjinin mekanizmasının yada onu oluşturan faylanmanın zaman ve mekan içindeki davranışının fiziksel karakterinin iyi anlaşılmasını gerektirir.

Tabiidir ki bu gereklilik, değişik kuramsal kaynak modelleri üzerinde kaynak parametrelerinin nasıl değiştiğinin, gözlemsel çalışmalarla mukayeseli biçimde irdelenmesini önemli kılmıştır. Günümüzde kaynağa ait teorik yaklaşımlarda şu iki ana yaklaşım türü olgunlaştırılmıştır. Bunlardan biri KİNEMATİK kaynak modeli yaklaşımı diğeri ise DİNAMİK kaynak modeli yaklaşımıdır.

Kinematik yaklaşımda, faylanmanın fiziğini açıklamada temel ve başlangıç unsur fay düzlemi üzerindeki kaymanın (Slip) eş deyişle yerdeğiştirmenin varlığı ve özgeçmişidir. Fay yüzeyindeki nihai (final) yerdeğiştirmeye sebep olan kayma hareketinin zaman içindeki geçişi,

fayın yırtılma hızı, kaymanın olduğu alanın boyutları kinematik yaklaşımın özünü oluşturmaktadır. Bu parametreleri saptamada Green fonksiyonları kullanılmakta ayrıca spektrumdaki alçak frekans seviyesi, yüksek frekans asimtotu ve köşe frekansı kaynağa ilişkin parametreleri direkt sunabilmektedir.

Dinamik yaklaşımda ise, faylanmada temel ve başlangıç unsur stress(gerilme) rejimidir. Bu konuda temel kabul kırığın her iki ucunda biriken gerilmenin kırık yüzeyinde kaymayı başlattığıdır. Kaymayı başlatabilmenin ön koşulları - örneğin gerilme birikimi, kırılma kriterleri, kırığın büyüme hızı gibi - çok önemlidir. Dinamik yaklaşım- lı kaynak çalışmalarında, değişik geometride kırık modelleri (dikdört- gensel veya dairesel) üzerinde stres-deformasyon dağılımının hesaplan- ması, bu dağılımın bir-iki ve üç boyutlu ortamda irdelenmesi ana temayı oluşturmaktadır.

Günümüzde Dinamik yaklaşım diğerine oranla hayli önemli mesafe- ler almıştır. Ancak her iki yaklaşımda da temel olan faylanmanın ma- kaslama (shear) kırığı şeklinde oluştuğudur. Öte yandan Haskell (1964) ve Kanamori & Anderson (1975) çalışmalarına dayalı basitleştirilmiş kaynak modeli esas alınarak  $M_S$ ,  $m_b$ ,  $M_L$  skalalarının kullanılmasında manyitüdün fay boyu ile ilişkilendirilmesi suretiyle şu kriterler getirilmiştir.

$L$  = Yırtılan fayın boyu (km)

$\tau$  = Kaynak-Zaman fonksiyonunda yükseliş zamanı (rise time)

$V$  = Fayın yırtılma hızı (km/sn)

$T_0$  = Peryot ( $M_S$  için 20 sn,  $m_b$  için 1 sn) iseler,

- a)  $M_S$  veya  $m_b \propto \log L^2$  .....  $\tau < T_0/\pi$  ve  $L/V > T_0/\pi$
- b)  $M_S$  veya  $m_b \propto \log L^2$  .....  $\tau > T_0/\pi$  ve  $L/V < T_0/\pi$
- c)  $M_S$  veya  $m_b \propto \log L$  .....  $\tau > T_0/\pi$  ve  $L/V > T_0/\pi$
- d)  $M_S$  veya  $m_b \propto \log L^3$  .....  $\tau < T_0/\pi$  ve  $L/V < T_0/\pi$

yazılabilir.

Dinamik kaynak modeli kullanıldığında  $m_b$  skalası ( $T_0=1$ sn) için kritik  $\tau$  rise time ve kritik  $L$  değeri,  $\tau=1/\pi \approx 0.3$  sn ve  $L=V_0 T_0/\pi \approx 1$  km dir. Bunun anlamı fay boyu  $L=1$  km ve rise time  $\tau=0.3$  sn den büyük olan depremlerde  $m_b$  skalası  $\log L$  ile orantılıdır demektir (c şıkkı). Örneğin fay boyu  $L < 1$  km ve  $\tau$  rise time  $\tau < 0.3$  sn olan dep- remlerde  $m_b$  skalası  $\log L^3$  ile orantılıdır (d şıkkı). Benzer biçimde  $M_S$  skalası için kritik  $\tau$  ve  $L$  değeri  $\tau=6$  sn ve  $L=20$  km dir.



$7 < 6$  sn ve  $L < 20$  km olan depremlerde ( $M_S < 6.5$ ) ise,  $M_S \log L^3$  ile orantılıdır (d şakki).  $7 > 6$  sn ve  $L > 20$  km olan depremlerde ( $M_S > 6.5$ ) ise  $M_S \log L$  ile orantılıdır (örneğin Kuzey Anadolu Fay zonunda  $M_S > 6.5$  olan büyük depremler için Ezen 1981, tarafından  $\log L = 0.577 M_S - 2.19$  bağıntısı bulunmuştur). Benzer analogiyi  $M_L$  lokal manyitüd skalası içinde yapmak mümkündür.

Öte yandan, faylanmanın boyunun belli bir üst sınırı aşması durumunda, kullanılan manyitüd skalası ne olursa olsun, manyitüd değerlerinde bir satürasyon izlenmektedir.

### 3. Manyitüd Satürasyonu:

İlk kez Kanamori (1977) tarafından belirtilen manyitüd satürasyonu görüşüne göre, konvansiyonel biçimde genlik okumalarından saptanan  $m_b$ ,  $M_S$ ,  $M_L$  manyitüd skalaları ancak fay boyunun 5-50 km olduğu depremlerde gerçek büyüklüğü temsil edebilirler. Aksi takdirde, yani fay boyunun; manyitüdü saptarken kullanılan genliğe ait enerjinin dalga boyunu geçtiği hallerde bu skalalar gerçek büyüklüğü temsil etmekten uzaktırlar. Zira satüre olma durumundadırlar (Kanamori 1977).

Bu satürasyonun sebebi, konvansiyonel biçimde manyitüd tayini yaparken sismoğraf üzerinde okuduğumuz genliğin sınırlı bant genişliğine sahip aletlerce kaydedilmiş olmasıdır. Ayrıca kaynaktaki orijinal genliğin, istasyona gelene kadar ilerlenen ortamın lokal etkilerinin denetiminde kaldığı açıktır. Bu nedenle büyük depremlerde (yırtılan fay boyu 50 km yi geçen) genlik ölçerek, konvansiyonel manyitüd tayini yerine, sismik moment ve gerilme-düşümü (stress-drop) hareket ederek manyitüd hesaplama önerisi getirilmiştir.

Bu öneri ilk kez Kanamori (1977) tarafından ortaya atılmıştır. Kanamori (1977) kaynaktaki enerjiyi,

$M_0$  = Sismik Moment

$\Delta \sigma$  = Gerilme-Düşümü

$\mu$  = Rijite modülü                      olmak üzere,

$$E_s = \frac{\Delta \sigma}{2\mu} M_0 \quad (11)$$

şeklinde vermiştir. Buradaki  $\Delta \sigma$  gerilme-düşümü, faylanma başlamadan önceki fay düzlemi üzerindeki mevcut  $\sigma_0$  gerilmesi ile faylanma sona erdiğinde mevcut  $\sigma$  (final) gerilmesi arasındaki  $\sigma_0 - \sigma_1$  farkıdır. Ortalama görünür gerilme  $\bar{\sigma}$  ise,

$$\bar{\sigma} = (\sigma_0 - \sigma_1) / 2 \quad (12)$$

değerindedir.

Knopoff(1958) a göre depremden önce ve sonraki elâstik streyn enerjisindeki fark

$$\Delta E = \bar{\sigma} \cdot A \cdot \bar{u} \quad (13)$$

biçimindedir. Öte yandan Aki(1972), A fay yüzeyini,  $\bar{u}$  ortalama yerdeğiştirmeyi göstermek üzere sismik momenti statik yoldan

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot \bar{u} \quad (14)$$

şeklinde ifade etmiştir. (13) bağıntısını,  $M_0$  cinsinden yazarsak,

$$\Delta E = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0 \quad (15)$$

yazılabilir.  $\bar{\sigma} = \sigma_0 - \sigma_1 / 2$  değerini (15) bağıntısında yerine koyarsak

$$\Delta E = \frac{\sigma_0 - \sigma_1}{2\mu} M_0 \quad (16)$$

elde edilir.  $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1$  olduğu hatırlanırsa (16) bağıntısı

$$\Delta E = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \quad (17)$$

şekline dönüşür. Bu bağıntı (11) bağıntısının ( $\Delta E \rightarrow E$  düşünülürse) aynıdır. (17) bağıntısında  $\Delta\sigma$  gerilme-düşümünün sığ depremlerde 20-60 Bar arasında  $\mu$  rijidite modülünün  $3-6 \cdot 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> arasında değer aldığı dikkate alınır,

$$\Delta E \approx \frac{M_0}{2 \cdot 10^4} \quad (18)$$

elde edilebilir. Öte yandan depremlerde açığa çıkan enerji ile  $M_S$  yüzey dalgası manyitüdü arasında Gutenberg & Richter(1949) tarafından verilen bağıntı

$$\log E = 1.5 M_S + 11.8 \quad (19)$$

şeklinindedir. (18) bağıntısının her iki tarafının logaritması alınır ve (19) bağıntısına eşitlenirse,

$$\log M_0 - (4. + \log 2) = 1.5 M_S + 11.8$$

$$\begin{aligned}
\log M_0 - 4.30 &= 3/2 M_S + 11.8 \\
2/3 \log M_0 - 2.86 - 7.86 &= M_S \\
2/3 \log M_0 - 10.72 &= M_S
\end{aligned}
\tag{20}$$

yazılabilir. Burada  $M_S$  yerine  $M_W$  notasyonunu kullanırsak (Kanamori 1977) ,

$$\begin{aligned}
M_W &= 2/3 \log M_0 - 10.72 \\
&\text{yada} \\
\log M_0 &= 1.5 M_W + 16.1
\end{aligned}
\tag{21}$$

yazılabilir. Kanamori (1977) nin Levha sınırında gelişen depremler için geliştirdiği (21) bağıntısında yeni  $M_W$  manyitüdü için sismik momentin bilinmesi gerek ve yeter koşuldur. Kanamori (1977) yine benzer biçimde levha içi depremler içinde,

$$M_W = 2/3 \log M_0 - 10.46 \tag{22}$$

bağıntısını geliştirmiştir. Sismik momentin statik yoldan (14 bağıntısı) ve spektral yoldan (spektrumun alçak frekans seviyesi) bulunabileceği hatırdan çıkarılmazsa veya Geller ve Kanamori (1977), Abe (1975 a) nin büyük depremler için verdiği  $S$  fay yüzeyinin alanını göstermek üzere,

$$M_0 = 1.23 \cdot 10^{22} \cdot S^{3/2} \tag{23}$$

bağıntısından bulunabileceği düşünülürse  $M_W$  manyitüdünü (momente bağlı  $M_S$  manyitüdü) bulmak mümkündür.

Kanamori (1977) geliştirdiği bu  $M_W$  manyitüd skalasını, yırtılan fay uzunluğunun sınırını biraz daha genişletip  $L > 100$  km olan büyük depremler için yeniden hesapladı ve bu depremlerin önceden hesaplanmış konvansiyonel  $M_S$  manyitüdüleri ile karşılaştırdı. Örneğin manyitüdü  $M_S = 8.3$  olan 1960 ŞİLİ depreminin  $M_W$  manyitüdünü  $M_W = 9.5$ ; manyitüdü  $M_S = 8.4$  olan 1964 ALASKA depreminin  $M_W$  manyitüdünü  $M_W = 9.2$  ve  $M_S = 8.25$  manyitüdü olan 1952 KAMÇATKA depreminin  $M_W$  manyitüdünü  $M_W = 9.0$  bulmuştur.

Özetle belirtmek gerekirse klâsik Enerji-Manyitüd ( $M_S$ ) bağıntısı

$$\log E = 1.5 M_S + 11.8$$

yırtılmış fay uzunluğu  $L < 100$  km olan depremlerde serbestlenen

enerjinin gerçek boyutlarını ve genlik okumalarından hesaplanan  $M_S$  te doğru büyüklüğü vermektedir.

Ancak, yırtılmış fay uzunluğu  $L > 100$  km yi geçen çok büyük depremlerde  $M_S$  manyitüd skalası satürasyona uğramakta (Kanamori & Anderson 1975 b, Geller 1976, Chinnery & North 1975) yapılan büyüklük tahminleri hatalı olmaktadır. Geliştirilen  $M_W$  yeni manyitüd skalası bu satürasyonu elimine etmektedir.

#### SONUÇ:

Depremin aletsel büyüklüğünün bir ölçüsü olan manyitüd öz itibariyle faylanmayı kontrol eden parametrelerin karmaşık bir fonksiyonudur. Sınırlı frekans bandındaki kayıt sistemleriyle kaydedilmiş sismogramlar üzerinde genlik okumalarına dayanılarak geliştirilmiş konvansiyonel manyitüd skalaları kullanılırken; azimutal, enstrümental ve bölgesel jeolojik (atenüasyon) ayrıcalıklar dikkate alınmalıdır.

Ayrıca depremi simgeleyen kaynak modelindeki fay boyu, yırtılma hızı ve kaynak-zaman fonksiyonundaki yükseliş zamanı (rise time) göz önüne alınarak bu skalaların kullanılması gerekir. Öte yandan yırtılan fay boyu 100 km yi aşan büyük depremlerde konvansiyonel manyitüd skalaları (türleri) sınırlı frekans bandındaki aletlerce kaydedilmiş sismogram genliklerinden hesaplanmaları nedeniyle satürasyona uğramaktadırlar.  $m_b$  cisim dalgası manyitüdü için bu satüre değer  $m_b=7$ , yüzey dalgası manyitüdü için  $M_S=8.3$  tür (Hanks 1979). Lokal manyitüd için bu satüre değer  $M_L=6.8$  mertebesinde (Hileman ve diğ. 1973)

Diğer bir deyişle konvansiyonel manyitüd skalaları  $m_b$ ,  $M_L$ ,  $M_S$  bu satüre değerlerine kadar rasyoneldirler. Bu satürasyon, çok büyük depremlerde açığa çıkan enerjinin hatalı tayinine ve yapılan manyitüd tahminlerinin rasyonel olmamasına (büyüklüğü yeterince simgeleyememe) neden olmaktadır. Bu satürasyonu elimine etmek amacıyla yeni  $M_W$  manyitüd skalası geliştirilmiştir (Kanamori 1977).  $M_W$  manyitüdü direkt biçimde sismik momentten elde edilmektedir. Kaynakta serbestlenen elâstik enerjinin direkt ölçüsü olan sismik moment; statik yada dinamik biçimde hesaplanabilmektedir. Herhangi bir yoldan hesaplanmış sismik moment değeri için, yırtılan fay boyunun 100 km geçtiği durumlarda

$$\left. \begin{aligned} M_W &= 2/3 \log M_0 - 10.72 && \text{Levha sınırı depremler} \\ M_W &= 2/3 \log M_0 - 10.46 && \text{Levha içi depremler} \end{aligned} \right\} \text{ için}$$

bağıntılarından  $M_W$  yı hesaplamak mümkün olabilmektedir.

## K A Y N A K L A R

- Abe, K., 1975 a. Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. *Jour. Phys. Earth*, 23, 381-390.
- Aki, K., 1972. Earthquake mechanism. *Tectonophysics*, 13, 423-446.
- Aki, K., and B. Chouquet, 1975. Origin of coda waves: Source attenuation and scattering effects. *Jour. Geophys. Res.* 80, 322-3342.
- Bisztricsany, E., 1958. A new method for the determination of the magnitude of earthquakes (in Hungarian). *Geofiz. Kozl.* 1, 69-96.
- Chinnery, M. A., and R. G. North, 1975. The frequency of very large earthquakes. *Science*, 190, 1197-1198.
- Ezen, Ü., 1981. Kuzey Anadolu Fay zonunda Deprem-Kaynak parametrelerinin manyitüdüle ilişkisi. *Deprem Araşt. Enst. Bülteni.* vol 32, 53-77
- Geller, R. J., and H. Kanamori, 1977. Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904-1952. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 587-598.
- Gutenberg, B., 1945. Amplitudes of surface waves and magnitude of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, 3-12.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter, 1936. On seismic waves. *Gerlands. Beitr. Geophys.* 47, 73-131.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter, 1949. *Seismicity of the earth.* Princeton University Press. Princeton. N. J.
- Guyton, J. W., 1964. Systematic deviations of magnitude from body waves at seismograph stations in the United States. In *Proceedings AD 441592*, 140 pp, Univ. of Michigan. Ann Arbor.
- Hanks, T. C., 1979. Deviatoric stress and earthquake occurrence at the outer rise. *Journ. Geophys. Res.*, 84, no B5, 2343-2347.
- Haskell, N. A. 1964. Total energy and energy spectral density of elastic waves radiation from propagation faults. *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Herrmann, R. B., 1980. Q Estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 447-468.
- Hileman, J. A., G. R. Allen and J. M. Nordquist, 1973. *Seismicity of the Southern California region 1. Jan. 1923 to 31. Dec. 1972.* Report. Seismol. Lab. Cal. Inst. of Tech. Pasadena.
- Kanamori, H., 1977. Energy release in great earthquakes. *Jour. Geophys. Res.* 82, No. 20, 2981-2987.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.* 65, 1073-1095.
- Knopoff, L., 1958. Energy release in earthquakes. *Geophys. J.*, I, 44-52.

- Lee, W.H.K., R.E. Bennet and K.L. Meagher, 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. Geol. Surv. Open. file. Rep. U.S. 72-223, 28 pp.
- Marshall, P.D., D.L. Springer, and H.C. Rodean, 1979. Magnitudes corrections for attenuation in the upper mantle. Geophy. Jour. Roy. Astr. Soc. 57, 609-638.
- Nuttli, O.W., 1973. Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America. Journ. Geophy. Res. 78, 876-885.
- Richter, C.F., 1935. An instrumental earthquake scale. Bull. Seism. Soc. Am. 25, 1-32.
- Richter, C.F., 1958. Elementary seismology. 768 pp. W.H. Freeman, San Francisco. California.
- Romney, C.F., 1964. An investigation of the relationship between magnitude scales for small shocks, in proceedings, VESIAC Conference on seismic event magnitude determination. AD 441592, 140 pp Univ. of Michigan, Ann Arbor.
- Sololev, S.L., 1965. Seismicity of Sakhalin. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo. Univ., 43, 95-102.
- Tsumura, K., 1967. Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo. Univ, 45, 7-18.
- Vanek, J. et al., 1962. Standardization of magnitude scales. Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid. Earth. Eng. trans. 2, 108-111.