

FOR REFERENCE

NOT TO BE TAKEN FROM THIS ROOM

SİSMİK DALGA HIZLARININ
DEĞİŞİMİNDEN DEPREM
OLASILIĞININ SAPTANMASI

Dr. Hüseyin Murat Çekirge
Boğaziçi Üniversitesi

Bogazici University Library



14

39001100543704

Mart 1979
DOÇENTLİK TEZİ

ÖZET

Depremlerin doğada ve ekonomide yaptığı zararları azaltmak amacıyla, sismik dalgaların hızlarının değişiminin araştırılmasına dayanan deprem ön sezinlemesi yöntemi incelenmiştir. Bu problem ilkel deformasyonlu veya ilkel gerilmeli ortamlarda dalga yayılımı şeklinde ele alınarak deprem ön sezinlemesi veya olasılığının saptanması için gerekli analitik yöntem geliştirilmiştir.

Çeşitli deprem ön sezinleme yöntemleri kısaca incelenmiş ve bu konuda çeşitli ülkelerde yapılan çalışmalar açıklanmıştır. Bu çalışmada incelenen sismik dalgaların hızlarının değişimine dayanan yöntemin anlaşılmasına yardımcı olmak için depremler, deprem oluş teorileri ve deprem dalgalarının yayılmalarıyla ilgili gerekli bilgiler verilmiştir. Deprem dalgalarının ilkel gerilmeli ortamlardaki yayılımının matematiksel yapısı ve deprem ön sezinlenmesiyle ilgisi araştırılmıştır. Yapılan çalışmadan elde edilen sonuçlar belirtilmiş ve yöntemin yorumu yapılmıştır.

İÇİNDEKİLER

	Sahife
ÖZET	11
ŞEKİLLER LİSTESİ	VI
KULLANILAN SEMBOLLER	VIII
BÖLÜM:1	
PROBLEMİN TANIMI	1
1.1 Giriş	1
1.2 Depremleri Önceden Sezinleme Yöntemleri	2
1.2.1 Bilimsel Olmayan Deprem Ön Sezinleme Yöntemleri	2
1.2.2 Depremlerin Önceden Sezinlenmesinde kullanılan Bilimsel Yöntemler	4
1.3 Sismik Dalgaların Hızlarının Değişmesinin İncelenmesine Dayanan Yöntem ve Bu Çalışmanın Katkısı	11
1.4 Özet	17
BÖLÜM:2	
DEPREMLER VE DEPREM DALGALARI TEORİSİ	18
2.1 Giriş	18
2.2 Depremler	18
2.3 Depremlerin Oluş Teorileri	20

2.3.1	Depremleri Doğrudan Meydana Getiren Sebeblere Dayanan Deprem Oluş Teorileri	22
2.3.2	Depremleri Dolaylı Olarak Meydana Getiren Sebeblere Dayanan Deprem Oluş Teorileri	25
2.3.3	Deprem Oluş Teorileri ve Deprem Ön Sezinlenmesi	27
2.4	Deprem Dalgaları ve Elâstik Dalga Teorisi	30
2.4.1	Genel	30
2.4.2	Elâstik Dalga Yayılımı Teorisi	30
2.4.3	Dalga Hareketinin Yer Değiştirme Potansiyelleriyle İncelenmesi	34
2.5	Yüzey Dalgaları	39
2.5.1	Genel	39
2.5.2	Rayleigh Yüzey Dalgaları	41
2.5.3	Love Yüzey Dalgaları	43
2.6	Mikrosismik Titreşimler Şok Öncesi ve Şok Sonrası Meydana Gelen Titreşimler	45
2.7	Özet	46
BÖLÜM:3		
	İLKEL GERİLMELİ ORTAMLARDA DEPREM DALGALARININ YAYILMASI	47
3.1	Giriş	47
3.2	İlkel Gerilmeli Ortamlardaki Dalga Hareketin Belirleyen Alan Denklemleri	47
3.3	Sonlu Bir Deformasyon Alanı Üstüne Küçük Genlikli Bir Dalga Hareketinin Süperpoze Edilmesi	52

3.4	Dalga Hareketinin İncelenmesi	54
3.5	β Oranına Deformasyon Alanının Etkisinin Araştırılması ve Bir Örnek	55
3.6	Geliştirilen Analitik Yöntemin Deprem Ön Sezinlenmesinde Kullanılması	59
3.7	Özet	62
BÖLÜM:4	SONUÇLAR VE YORUM	63
4.1	Sonuçlar	63
4.2	Yorum	64
	YARARLANILAN KAYNAKLAR	66
EK 1.	KÜÇÜK VE BÜYÜK DEĞERLERİN BERABER MUKAYESESİ	72

ŞEKİLLER LİSTESİ

		Sahife
ŞEKİL 1.1	A.B.D. ve S.S.C.B. Modellerine Göre Çeşitli Olayların Deprem Esnasındaki Gelişimi, [40]	10
ŞEKİL 1.2	Deprem Öncesi ve Sonrası β Değerlerinin Değişimi	14
ŞEKİL 1.3	1970 Sichi (Çin Halk Cumhuriyeti) Deprem Süreçinde β Oranının Değişimi	15
ŞEKİL 2.1	Bir Zelzele Esnasında Yarım Saat Aralıklarla Alınmış Deprem Kayıtları, Leet ve Leet [52]	20
ŞEKİL 2.2	Deprem Odağı, Episantr ve Deprem Dalgalarının Yeryüzünde Yayılışı	21
ŞEKİL 2.3	Yeryüzü Çatlaması ve Fay Hareketleri	23
ŞEKİL 2.4	Yeryüzünde Bir Arada Bulunan Çeşitli Faylar, Dik Kesit	24
ŞEKİL 2.5	Kuzey Kaliforniya'da (A.B.D.) Bulunan Fay Hatları	25
ŞEKİL 2.6	Aşınma Malzemesinin Birikmesiyle Yerkabuğunda Deformasyonların Meydana Gelişi	28
ŞEKİL 2.7	Buzulların Erimesiyle Yerkabuğunun Deformasyona Uğrama Safhaları	29
ŞEKİL 2.8	P Dalgasının Yayılması	38
ŞEKİL 2.9	S Dalgasının Yayılması	39
ŞEKİL 2.10	SV Dalgasının "Kaynaklanmış" Şartını Sağlayan Bir Arakesitte Yansıması	40

ŞEKİL 2.11	v_r/v_p , v_r/v_s ve v_s/v_p Oranlarının v Poisson Oranıyla Değişimi	42
ŞEKİL 2.12	Rayleigh Yüzey Dalgalarının Yayılmaları	43
ŞEKİL 2.13	Love Dalgalarının Yayılmaları	45
ŞEKİL 3.1	S ve D Deformasyon Durumları	49
ŞEKİL 3.2	Ortamdaki Gerilme Alanı ve v_p ve v_s Değerleri Arasındaki Bağıntı	58

KULLANILAN SEMBOLLER

- A = herhangi bir büyüklük (veya A^*)
- A_1 = yüzey dalgalarının genliği
- a = genlik
- B = herhangi bir büyüklük (veya B^*)
- B_1 = yüzey dalgalarının genliği
- b = yüzey dalgalarının düşey sönüm katsayısı
- b_i = $\frac{\partial \alpha_i}{\partial I_1}$ $i = 1, 3$
- C = herhangi bir büyüklük (veya C^*)
- $c_{k\ell}^{-1}$ = $\frac{\partial x_k}{\partial X_m} \frac{\partial x_\ell}{\partial X_m}$
- \tilde{c}^{-2} = $\tilde{c}^{-1} \tilde{c}^{-1}$
- c_i = $\frac{\partial \alpha_i}{\partial I_2}$ $i = 1, 3$
- D = herhangi bir büyüklük (veya D^*)
- d_i = $\frac{\partial \alpha_i}{\partial I_3}$ $i = 1, 3$
- E = elâstisite modülü
- e = aç1
- e_0 = aç1
- e_1 = aç1
- e_{ij} = deformasyon elemanları
- f = aç1
- f_0 = aç1

- f_1 = açı
 $\bar{g}_{k\ell}^{-1}$ = - ($u_{k,\ell} + u_{\ell,k}$)
 $g_{k\ell}^*$ = - $\bar{g}_{k\ell}^{-1*}$
 H_1 = tabaka kalınlısı
 I = birim matris
 I_1 = $\text{tr } \bar{c}^{-1}$
 I_1^* = (3.13) bağıntısıyla tariflenen büyüklük
 I_2 = $\text{tr } \bar{c}^{-2}$
 I_2^* = (3.14) bağıntısıyla tariflenen büyüklük
 I_3 = $\text{tr } \bar{c}^{-3}$
 I_3^* = (3.15) bağıntısıyla tariflenen büyüklük
 i = alt endis (veya; j, k, l, m, n ve p)
 i = $\sqrt{-1}$
 K = $(t_s - t_p)/t_p$
 K_1 = (3.20) bağıntısıyla tariflenen büyüklük
 k = $2\pi / \ell$
 L_i = (3.21) bağıntısıyla tariflenen büyüklük, ($i=1,3$)
 ℓ = dalga boyu
 M = Richter ölçeğinde zelzele şiddeti
 N = bir katsayı
 t = zaman
 t_{ij} = gerilme elemanları (veya \bar{t})
 \bar{t}^* = E konumunda meydana gelen gerilmeler (veya t_{ij}^*)
 t_p = P dalgalarının varış zamanı
 t_s = S dalgalarının varış zamanı
 tr = matris izi

- U = bölge mekanik katsayısı
 u_i = yer değiştirmeler (veya \tilde{u})
 v = dalga hızı
 v_L = Love dalgalarının hızı
 v_p = P dalgalarının hızı (veya v_p^1)
 v_r = Rayleigh dalgalarının hızı
 v_s = S dalgalarının hızı (veya v_s^1, v_s^*)
 X_k = bir noktanın deformasyondan önceki koordinatları
 x_i = nokta koordinatları
 x_k^* = E konumundaki noktalarının koordinatları
 α_i = malzeme sabitleri, $i = 1,3$
 β = P dalgalarının hızı / S dalgalarının hızı
 $\Delta\beta$ = β' daki değişimler
 $\Delta\sigma$ = fark gerilme
 δ_{ij} = Kronecker deltası
 ϵ = bir boyutlu deformasyon
 ϵ_{ijk} = permütasyon sembolü
 η = malzeme sabiti
 η^* = E konumundaki malzeme sabiti
 κ_i = (3.31) bağıntısındaki katsayılar, $i = 1,5$
 λ = deformasyon oranı
 μ = malzeme sabiti (veya μ_1)
 μ^* = E konumundaki malzeme sabiti
 ν = Poisson oranı
 π = 3.1416
 ρ = malzeme yoğunluğu

- σ = bir boyutlu gerilme
- ϕ = skalar bir potansiyel
- ψ = bir vektör potansiyeli (veya $\tilde{\psi}$)
- ∇ = gradyen operatörü
- $\nabla \times$ = rotasyonel operatörü
- ∇^2 = Laplasyen operatörü
- \sim = matris, vektör veya tansör işareti

BÖLÜM 1: PROBLEMİN TANIMI

1.1 Giriş

Depremlerin önceden sezinlenmesi toplumlar için çok önemli bir konudur. Geçmişte toplumlar kâhinler aracılığıyla depremleri önceden öğrenerek zararlarından korunma yoluna gitmişlerdi. Bu konudaki bilimsel çalışmalar 1960'lar da başlamış olup, konuyla ilgili geniş bilgi Rikitake [1]^{*} tarafından yayınlanan eserde ayrıntılı olarak bulunabilir. Depremlerin önceden sezinlenmesi için kullanılan yöntemlerin esasları bu bölümde özet olarak belirtilecek ve bu çalışmada incelenecek olan sismik dalga hızlarının gözlenmesine dayanan yöntem ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Depremlerin önceden sezinleme yöntemleri zelzele öncesi yer kabuğunda meydana gelen değişimlerin bulunması esasına dayanmaktadır. Deprem öncesi yer kabuğunda bir deformasyon alanı meydana gelmektedir. Meydana gelen deformasyon alanı çeşitli şekillerde ortaya çıkmaktadır. Bu deformasyon alanının

* Parantez içindeki numaralar konuyla ilgili kaynak sırasını göstermektedir.

ortaya çıkarılması, depremlerin önceden sezinlenmesi yöntemlerine esas olmaktadır.

1.2 Depremleri Önceden Sezinleme Yöntemleri

Deprem öncesinde çeşitli hayvanlarda değişik davranışların belirmesi, ani bir gök kuşağının meydana gelmesi ve mıknatısların bozulması gibi olayların yer aldığı çeşitli kaynaklarda bahsedilmektedir. Bu olayların depremlerle olan ilgisinin bilimsel olarak saptanamamasına rağmen, depremlerin önceden belirlenmesi yöntemlerinin tarihsel gelişimi bakımından önem taşımaktadır.

1.2.1 Bilimsel Olmayan Deprem Ön Sezinlenme Yöntemleri

Bu yöntemler aşağıdaki gibi kısaca özetlenebilir:

a) Deprem öncesi hayvan davranışlarındaki değişimler:

1. Balıklar deprem öncesi çok farklı bir davranış içine girmektedir. Bu konuyla ilgili çeşitli gözlemlere Japonya ve Çin'de çok kez rastlanmıştır. Örneğin, 1917 yılında Çin'de meydana gelen depremden birkaç gün önce, çok sayıda balığın nehir kıyısına atlayarak toplandığı görülmüştür.

Terada [2] tarafından yapılan araştırmada deprem öncesi ortaya çıkan mekanik etkilerin balıkların yaşam ve besin

ortamını değiştirdiği ve balıkları değişik bir davranışa ittiği sonucuna varılmıştır.

2. Kurbağa ve yılanların deprem öncesi yuvalarından ayrılarak toprak üstüne çıktığı görülmüştür. Örnek olarak 1855'de Japonya'da meydana gelen Edo depreminden önce yılan ve kurbağaların yuvalarından çıkmaları gösterilebilir.

3. Deprem öncesi bazı kuşların ve tavukların davranışlarını değiştirmeleri çok defa rastlanılmış olaylardır. Örnek olarak çok sayıda kuşun 1822 ve 1835 şili depremlerinden önce kıyıda toplanması gösterilebilir. Daha geniş bilgi Milne [3] tarafından verilmektedir.

b) Deprem öncesi hava durumundaki değişimler:

1. Deprem öncesi ortamda bir sis tabakasının oluşması 1828 Echigo, 1847 Shinsu ve 1855 Edo depremlerinde gözlenmiştir. Hava durumuna bakarak zelzele sezinlemesi yapmanın olanaksızlığı kolaylıkla söylenebilir. Bölgede belki çok sayıda sisli gün olabilir, ve halk deprem öncesindeki sisli günleri daha kolaylıkla hatırlıyabilir.

2. Deprem öncesinde değişik bir gök kuşağı ve farklı parıldamalar gözlendiği söylenmektedir. Gerçekten bu şekildeki gözlemlerle depremi önceden sezinlemenin mümkün olamayacağı kesinlikle söylenebilir.

c) Deprem öncesi yeraltı su seviyesindeki meydana gelen değişmeler aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1. Kaynak ve kuyu sularının seviyesi azalmaktadır.

2. Kuyu suları çamurlanıp kaliteleri bozulmaktadır. Örnek olarak 1751'de Japonya'da meydana gelen Takata depreminden önce çeşme sularının çamurlanması gösterilebilir.

d) Mıknatısların magnetizmasının bozulması:

1855'de Japonya'da meydana gelen Edo depreminden önce mıknatısların şiddetlerini kaybettiği görülmüştür. Ancak, bugünkü bilgi düzeyiyle depremler ve yer magnetizması arasındaki ilişki yeteri kadar aydınlanmış değildir.

e) Deprem öncesi meydana gelen diğer olaylar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1. Bazı gök cisimlerinin yerlerini değiştirmesi,
2. Bazı kişilerin depremi önceden sezinlemeleri,
3. Tapınaklardaki kutsal eşyaların bozunması gibi hadiselerdir.

1.2.2 Depremlerin Önceden Sezinlenmesinde Kullanılan Bilimsel Yöntemler

Depremlerin önceden sezinlenmesi için çeşitli bilimsel yöntemler geliştirilmiştir. Bu yöntemler üzerinde çeşitli ülkelerde belli programlarla çalışılmaktadır.

Bu programlar aşaşıdaki şekilde kısaca özetlenebilir:

a) Japonya Programı: Japonya Eğitim Bakanlığı bn-yesinde 1963 yılında kurulan bir komite depremlerin önce-
den sezinlenmesi konusundaki çalışmaları yürütmektedir.
Bu alışmalar yer kabuğu hareketleri, sismik dalgaların
hızlarının incelenmesi ve fayların gözlenmesi temeline da-
yanmaktadır. Konuyla ilgili geniş bilgi Kanamori [4] ta-
rafından verilmektedir.

b) A.B.D. (Amerika Birleşik Devletleri) Programı:
Bu program depremlerin önceden sezinlemesini ele aldığı
gibi, depremleri nleme yöntemlerinin araştırılmasını da
kapsamaktadır, (Press ve diğerleri [5]). A.B.D. ve Japonya
programları geniş anlamda bir işbirliği içindedir.

c) S.S.C.B. (Sovyet Sosyalist Cumhuriyetler Birliği)
Programı: S.S.C.B. programıyla ilgili geniş bilgi
Savarensky [6] tarafından verilmektedir. Bu program ge-
nellikle sismik dalgaların deprem öncesi gösterdikleri deği-
şimlerin incelenmesi esasına dayanmaktadır.

d) Çin Halk Cumhuriyeti Programı: Coe [7] , Bolt [8]
ve Lee [9] tarafından açıklanan bu program çok geniş kap-
samlı olup, çok sayıda elemanla yürütülmektedir.

Bu konudaki çalışmaları yaymak ve işbirliğini geliş-
tirmek amacıyla Türkiye'nin de yesi olduğu bir komite

1967 yılında kurulmuştur. Bu komite depremlerin önceden sezinlenmesi çalışmalarını milletlerarası alanda yürütmeyi amaçlamaktadır.

Depremleri önceden sezinlemek için geliştirilen bilimsel yöntemler aşağıdaki gibi sıralanabilir:

1. Yeryüzündeki Deformasyonların Gözlenmesine Dayanan Deprem Ön Sezinlenmesi Yöntemi:

Büyük depremlerden önce yer kabuğunda çeşitli deformasyonların meydana gelmesi, çok önceden beri bilinen bir gerçektir. Bu deformasyonları gözleyerek deprem sezinlemesi yoluna gidilmesi, bu konuda geliştirilen en güçlü yöntemlerden biridir.

Zelzele öncesi yeryüzünde meydana gelen deformasyonlar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

a) Yeryüzünde iki nokta arasındaki yatay ve düşey uzaklığın değişmesi,

b) Yeryüzündeki herhangi bir noktanın deniz seviyesine göre konumunun değişmesi.

Yukarıda belirtilen her iki konu triyagülasyon ağı, yatay nivelman, uçak ve uydu fotoğraflarıyla incelenmekte ve yeryüzü hareketleri kontrol altında tutulmaktadır. Bu konudaki daha geniş bilgi Tsuboi [10], Richter [11],

Whitten [12], Scholz ve Fitch [13] ve [14], Dambara [15] ve Imamura [16] gibi kaynaklarda bulunabilir.

Deprem öncesi yer kabuğunda meydana gelen deformasyonların ve açı değişmelerinin ölçümüne dayanan yöntem de bu grupta incelenebilir. Bu ölçümler için elektronik ve mekanik olmak üzere çeşitli aletler geliştirilmiştir. Daha ayrıntılı bilgi için Cook [17], Yamada [18], ve Wideman ve Mayor [19] gibi kaynaklar gösterilebilir.

2. Sismik Aktiviteyi İnceleyerek Depremi Önceden Sezinleme Yöntemi:

Depremleri önceden sezinleme yöntemlerinden biri de yer kabuğunun yapısına ve sismik özelliğine bakarak depremin nerede ve nasıl olacağını sezinlemektir. Bu konuyla ilgili olarak Gutenberg ve Richter [20], ve Sadovsky ve diğerleri [21] gibi kaynaklarda ayrıntılı bilgi verilmektedir. Yöntemin esası yer kabuğunun tektonik yapısı, magnetik düzeni, mağma olayları ve çatlak durumlarının incelenmesine dayanmaktadır.

Fayların üzerinde ölçümler yaparak bölgenin aktivitesinin saptanmasına dayanan yöntem de bu bölgede incelenebilir. İlgili kaynak olarak Nason [22] gösterilebilir.

3. Dünyanın Magnetik ve Elektrik Alanındaki Değişmelerine Dayanan Yöntem:

Deprem öncesi yer küresinin magnetik ve elektrik alanındaki değişmeleri inceleyerek deprem sezinlemesine yönelik çalışmalar Kato [23], Johnston ve diğerleri [24], Mazzela ve Morrison [25] ve Sobolev [26] gibi kaynaklarda bulunabilir. Meydana gelebilecek bir deprem dolayısı ile yer mağnetizması ve elektrik geğirgenliğinin değişmesi mümkün olabilmektedir. Bu yöntemin A.B.D., S.S.C.B. ve Çin gibi ülkelerde, Japonya, İtalya veya benzer küçük ve jeolojisi karışık ülkelere kıyasla daha başarılı olabileceği söylenebilir.

4. Teorik Araştırmaya Dayanan Yöntem:

Bu yöntem şimdiye kadar yeryüzünde meydana gelmiş depremleri inceleyerek deprem ön sezinlenmesi esasına dayanmaktadır. Yöntemin esası çeşitli bilimsel dallarda uygulanan statistik ve amprik yöntemlerin uygulanmasına dayanmaktadır. Bu tür analizlerin bilimsel değeri olmadığını söylemek güç olmasına rağmen, deprem ön sezinlenmesinde deprem bölgesindeki jeolojik ve fiziksel değişikliklere dayanmanın daha sağlıklı olduğu söylenebilir. Statistik ve amprik yöntemlere dayanarak yapılan deprem sezinlenmesinde herhangi bir jeolojik ve fiziksel olay göz önüne alınamamaktadır. Utsu [27], [28], Lomnitz [29], ve Tsubokawa [30], [31] gibi kaynaklar daha geniş bilgi için kullanılabilir.

5. Diğer Yöntemler:

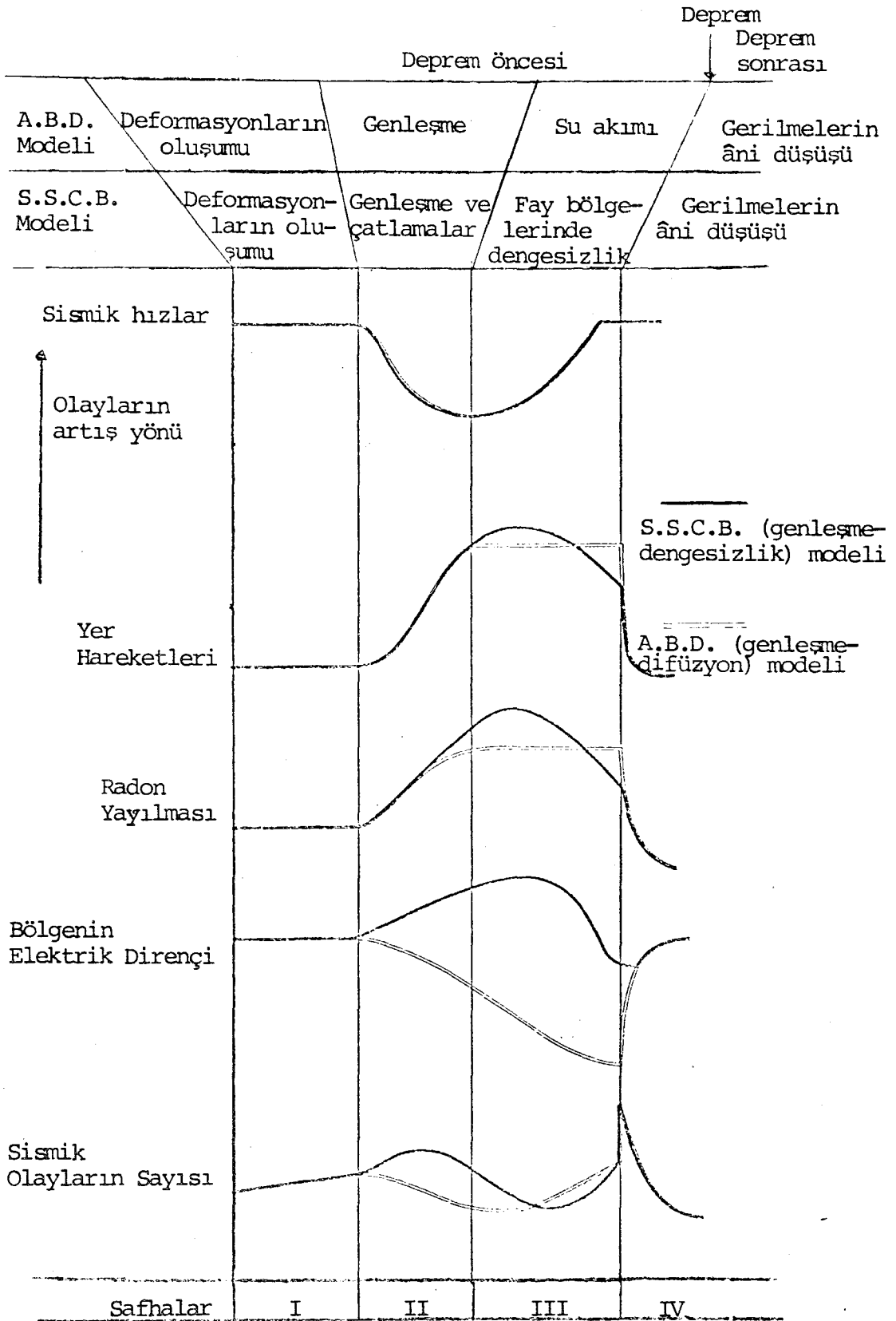
Yukarıda bahsedilen yöntemlerin dışındaki diğer çalışmalar aşağıdaki gibi sıralanabilir:

a) Deprem bölgelerindeki yerçekimi (Kisslinger [32]), yeraltı suyu (Wakita [33] ve Gordon [34]), petrol kuyularındaki akım durumu (Arieh ve Merzer [35]), ve yeraltı su ve gazlarındaki radon miktarı (Scholz ve diğerleri [36]) değişimlerinin incelenmesine dayanan yöntemler halen gelişme içindedirler.

b) Deprem bölgelerinden alınan çeşitli zemin örnekleri üzerinde yapılan deneylere dayanan deprem sezinlemesi yöntemleri üzerinde de çeşitli araştırmalar yapılmaktadır. İlgili kaynak olarak Mogi [37] ve [38], ve Scholz [39] gösterilebilir.

c) Sismik dalgaların hızlarının değişiminin incelenmesine dayanan yöntem bu çalışmanın konusu olup ayrı bir bölüm olarak açıklanacaktır.

Yukardaki yöntemleri gözönüne alarak kurulan A.B.D. ve S.S.C.B. deprem sezinleme modellerinin karşılaştırılması Şekil 1.1'de görülmektedir, (Press [40]). Bu şekilde deprem aşamaları ve bu aşamalar sırasında olan olayların A.B.D. ve S.S.C.B. modellerine göre yorumları belirtilmektedir.



ŞEKİL 1.1 A.B.D. VE S.S.C.B. MODELLERİNE GÖRE ÇEŞİTLİ OLAYLARIN DEPREM ESNASINDAKİ GELİŞİMİ, [40]

1.3 Sismik Dalgaların Hızlarının Değişmesinin İncelenmesine Dayanan Yöntem ve Bu Çalışmanın Katkısı

Sismologlar uzun zamandan beri zelzele öncesi deprem bölgesinde bir deformasyon alanının doğabileceği ve bu alanın zelzele dalgalarını etkileyeceği kanısındaydılar. Bu konu ilk defa İmamura (Rikitake [1]) tarafından belirtilmiş olup, konuyla ilgili ileri seviyedeki ölçmeler Aki ve diğerleri [41] ve Defazio ve diğerleri [42] tarafından yapılmıştır. Bunun neticesinde, deprem bölgesinde bulunabilecek deformasyon alanının sismik dalga hızlarını önemli şekilde etkilediği görülmüştür.

Bilindiği gibi sismik veya deprem dalgaları üç önemli gruba ayrılırlar:

1. Bu çalışmada hızları v_p ile gösterilecek P (basınç veya genleşme) dalgaları.
2. Hızları v_s ile gösterilecek olan S (kayma veya eşhacim) dalgaları.
3. Yüzey dalgaları.

Bu dalgalar, özellikle P ve S dalgaları ortamda bulunan ilkel deformasyon veya onun neticesi olan gerilme alanından etkilenmektedirler. P ve S dalgaları üzerindeki bu etkiyi belirgin bir şekilde inceleyebilmek için,

$$\beta = v_p/v_s \quad (1.1)$$

oranının deprem safhaları esnasındaki değişimi araştırabilir. Genellikle bu yöntem depremi önceden sezinlemek için β veya v_p/v_s oranının incelenmesi olarak çeşitli kaynaklarda bahsedilmektedir.

Deprem önces β oranındaki değişmeler bir kaynak noktasından gelerek herhangi bir noktaya varan P ve S dalgalarının, sırasıyla, varma zamanları olan t_p ve t_s değerleri ile hesaplanabilir. İki dalğanın varış zamanları arasındaki fark $t_s - t_p$, t_p 'nin fonksiyonu olarak çizildiğinde, bu doğrunun eğimi k ,

$$K = (t_s - t_p) / t_p \quad (1.2)$$

şeklinde elde edilir. Her iki dalğanın aynı mesafeyi kattığı düşünülürse,

$$v_p t_p = v_s t_s \quad (1.3)$$

ve
$$K = (v_p/v_s) - 1 \quad (1.4)$$

olarak bulunur. Netice olarak

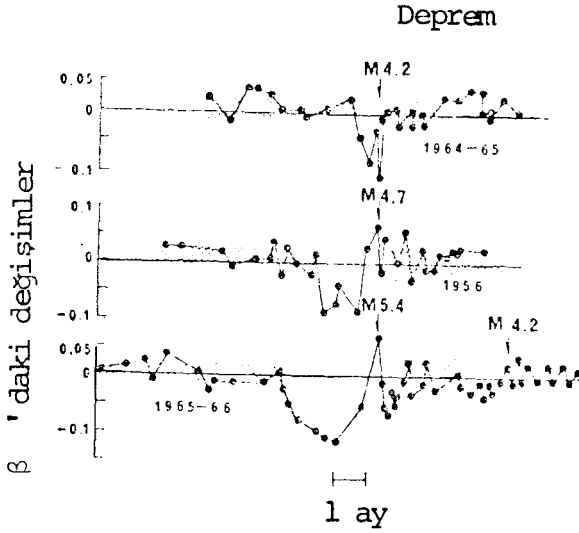
$$\beta = 1 + K \quad (1.5)$$

olarak hesaplanır.

Deprem öncesi ortamda yayılan P ve S dalgalarının hızlarının bulunması t_p ve t_s değerlerinin ölçülmesiyle veya telesismik yöntem aracılığıyla olmaktadır. Bu değerlerle β oranı incelenmekte ve deprem ön sezinlenmesi yapılmaktadır. Konuyla ilgili çeşitli ülkelerde yapılan çalışmalar aşağıdaki gibi özetliyebiliriz:

1. S.S.C.B.'de yapılan çalışmalar:

Bu ülkede β oranıyla ilgili çalışmalar ilk olarak 1967'de Savarensky [6] tarafından bildirilmiştir. β 'nin Orta Asya'daki depremler sırasındaki değişimiyle ilgili geniş bilgi Kondratenko ve Nersesov [43], ve Semyenov [44] gibi kaynaklarda bulunabilir. Örnek olarak Orta Asya'da meydana gelen bir depremden önce P dalgalarının hızı 5.3 km/sn'den 6.3 km/sn'ye kadar değişmiştir. Şekil 1.2'de Garm (S.S.C.B.) bölgesinde meydana gelen çeşitli depremlerin süreci içinde β 'nin değişimi gösterilmektedir.



M = Richter ölçeğindeki
deprem şiddeti

ŞEKİL 1.2 DEPREM ÖNCESİ VE SONRASI β DEĞERLERİNİN DEĞİŞİMİ, [44]

2. A.B.D.'de yapılan çalışmalar:

Aggarval ve diğerleri [45] New York Eyaletinde

(A.B.D.) meydana gelen bir depremden önce β değerinin düştüğünü belirtmektedir. 1971 San Fernando depreminden önce de β değerinin düştüğü Whitcomb ve diğerleri [46] tarafından bildirilmektedir. Bu konuda A.B.D. bilim adamları tarafından yayınlanmış çok sayıda yayın vardır.

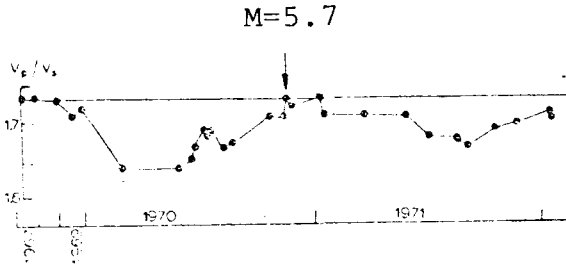
3. Japonya'da yapılan çalışmalar:

Ohtake [47] tarafından belirtildiği gibi 1962

Kuzey Miyagi depreminden 360 gün önce ve 1968 Kuzey Nagano depreminden 110 gün önce β oranında bariz azalmalar görülmüştür.

4. Çin Halk Cumhuriyetinde yapılan çalışmalar:

Rikitake [1] 1970'de hasıl olan Sichi depreminden 300 gün önce β oranınının 1.73'den 1.63'e düştüğünü belirtmektedir. Bu depremden önce β 'daki değişimler şekil 1.3'de görülmektedir.



ŞEKİL 1.3 1970 SICHİ (ÇİN HALK CUMHURİYETİ) DEPREM SÜREÇİNDE β ORANININ DEĞİŞİMİ, [1]

Depremlerden önce yayılan sismik dalgalar incelendiğinde, v_p değerlerinin azaldığı (Stewart [48] ve Wyss ve Halcomb [49] ve v_s değerlerinin de çok az bir şekilde büyüdüğü (Gupta [50] ve [51]) görülmüştür. Her iki değişimde β oranını etkilemektedir. Deprem sonrası, β oranı deprem

öncesi değerini almaktadır. Bu oranın değişimini inceleyerek deprem ön sezilenmesi yapmak oldukça güvenilir bir yöntem olmaktadır. Yöntemin en önemli özelliği statistik olmayıp, deterministik olmasıdır. Deprem öncesi zelzele bölgesinde hasıl olabilecek jeolojik ve fiziksel değişiklikleri bu yöntem vasıtasıyla deterministik olarak inceleyebilmektedir.

β oranıyla ilgili çeşitli araştırmalar olmasına rağmen, deprem bölgesinde bir deformasyon alanının doğmasıyla β oranının azalması arasındaki bağıntı henüz incelenmemiştir. Bu çalışmanın gayesi teorik olarak bağıntıyı araştırmaktır. Bu araştırma için ilkel deformasyonlu ortamlarda P ve S dalgalarının yayılması incelenecektir. Yapılan bu teorik araştırma β oranının değişim sebebini ortaya çıkararak deprem ön sezilenmesi ile ilgili çalışmalara önemli bir katkı yapacaktır. Konuyla ilgili analiz Bölüm 3'de açıklanacaktır.

Bölüm 2'de depremler, deprem dalgaları ve elastik dalga yayılımıyla ilgili bilgiler, ilkel deformasyonlu ortamlarda dalga yayılımının incelenmesine temel olması gayesiyle verilmiştir. Bu bölümde P, S ve yüzey dalgalarının yayılımını ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

1.4 Özet

Bu bölümde deprem ön sezinlemesi yöntemleri açıklanmakta ve bu çalışmada teorik olarak incelenecek olan sismik dalgaların hızlarının değişiminin araştırılmasına dayanan yöntem ayrıntılı olarak izah edilmektedir.

BÖLÜM 2: DEPREMLER VE DEPREM DALGALARI TEORİSİ

2.1 Giriş

Bu bölümde depremler ve deprem dalgaları teorisi ile ilgili bilgi verilecektir. Depremler, genellikle, yer kabuğunda bulunan ve insanların kontrolunda olmayan kuvvetlerin etkisiyle aniden meydana gelen gerilme dalgalarının yayılmasından hasıl olmaktadır. Sebepleri bu bölümde açıklanacak olan depremler, sismik aktivite bölgelerinde yoğun bir şekilde oluşmaktadır. Bu bölgelerde çeşitli deformasyonlar farklı aralıklarla doğmakta ve bu deformasyonlar belli bir değeri geçince depremler hasıl olmaktadır.

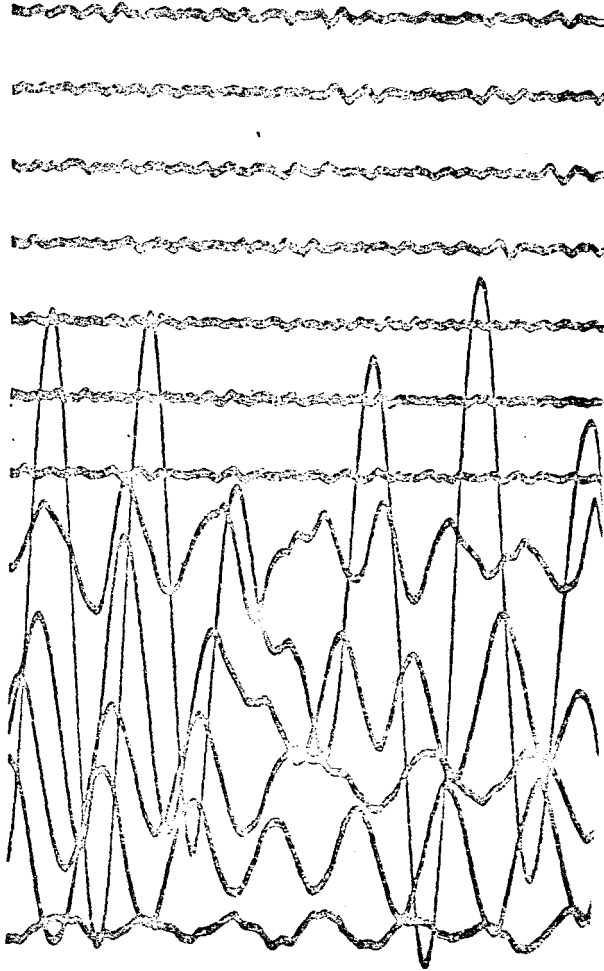
2.2 Depremler

Depremler yerkabuğunda bulunan kayalarda meydana gelen elastik titreşimler olarak bilinirler. Ancak, deprem titreşimlerini, yeryüzünün sürekli küçük titreşimleri (mikrosismik titreşimler) ile atmosfer ve insanlar tarafından meydana getirilen titreşimlerden ayırmak gereklidir.

Depremler çok kısa bir süre içinde meydana gelen şiddetli titreşimler olarak tariflenebilirler. Bir deprem kayıtları Şekil 2.1'de gösterilmektedir. Deprem titreşimleri deprem odağı denilen bir merkezde meydana gelerek yerkabuğunda yayılırlar. Odak noktasına en yakın yeryüzü noktası episantr olarak isimlendirilir. Bu nokta deprem şiddetinin en fazla hissedildiği noktadır, Şekil 2.2.

Depremi meydana getiren deprem dalgaları, odak noktasından P ve S dalgaları olarak yayılırlar. Önce P dalgaları ve sonra S dalgaları yeryüzüne erişerek yüzey dalgalarını meydana getirirler. P ve S dalgaları çeşitli tabakalardan geçerken, ortam özelliklerine göre yansımaya ve kırılmaya uğrayarak çeşitli bileşenlere ayrılırlar. Deprem dalgalarının matematik yapısı, bu bölümde ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Depremler, yeryüzünde meydana getirdikleri tesirlerin şiddetlerine göre sınıflandırılmaktadır. Böyle bir sınıflandırma ilk önce Mercalli tarafından yapılmış olup, diğer araştırmacılar tarafından geliştirilmiştir. Bu sınıflandırılmanın en geliştirilmiş olanı Richter ölçeği olup, bu ölçekte depremler az şiddetten çok şiddete doğru 1'den 12'ye kadar sınıflandırılmaktadır. Konuyla ilgili geniş bilgi Leet and Leet [52] tarafından yazılan kaynakta bulunabilir.



SEKİL 2.1 BİR ZELZELE ESNASINDA YARIM SAAT ARALIKLARLA ALINMIŞ DEPREM KAYITLARI, LEET VE LEET [52]

2.3 Depremlerin Oluş Teorileri

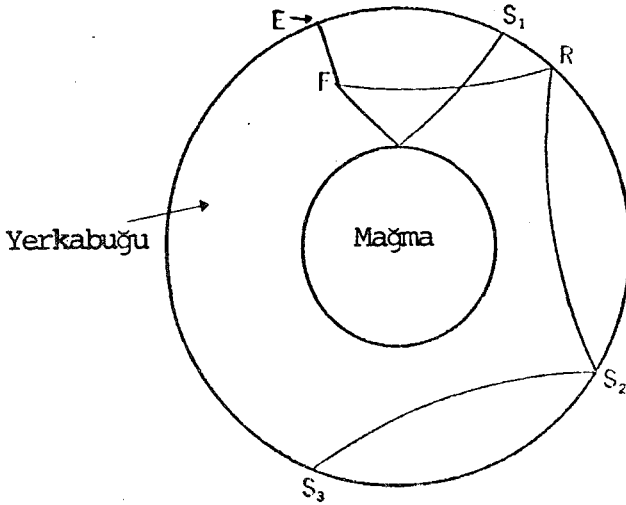
Depremler yer kabuğundaki deformasyon alanının belli bir değere ulaşarak, yer kabuğunu anî kırmasıyla meydana gelirler. Yer kabuğundaki deformasyon alanının meydana gelişi çeşitli şekillerde açıklanmaktadır. Bu açıklamalar

deprem oluş teorilerine temel olmaktadır.

Depremlerin oluş teorileri aşağıdaki gibi iki grupta toplanabilirler:

1. Depremleri doğrudan meydana getiren sebeblere dayanan teoriler: Bu teorilerdeki sebebler depremleri hemen meydana getiren sebeblerdir.

2. Depremleri dolaylı olarak meydana getiren sebeblere dayanan teoriler: Bu teorilerdeki sebebler depremleri doğrudan meydana getiren sebeblerin hazırlayıcıları olarak tanımlanmaktadır.



E = Episantr
F = Deprem odağı

ŞEKİL 2.2 DEPREM ODAĞI, EPİSANTIR VE DEPREM DALGALARININ YERYÜZÜNDE YAYILIŞI.

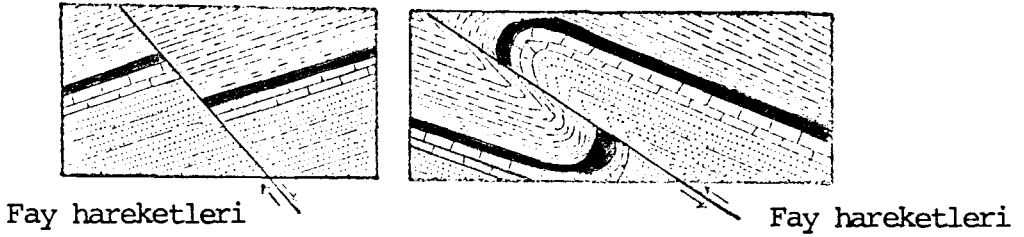
2.3.1 Depremleri Doğrudan Meydana Getiren Sebeblere Dayanan Deprem Oluş Teorileri

1. Fayların meydana gelmesiyle depremlerin oluşu: Yer kabuğunda, derinlikleri bilinmeyen çeşitli çatlaklar bulunmaktadır. Bu çatlaklar fay olarak tariflenirler. Fay hareketleri Şekil 2.3 ve 2.4'de gösterilmektedir. Bu hareketler, depremleri meydana getiren en önemli sebeplerdir. Genellikle depremlerin episantırları fay hatları boyunca yer almaktadır. Sismik aktivitenin en fazla olduğu Kuzey Kaliforniya'daki (A.B.D.) fay hattı Şekil 2.5'de gösterilmektedir. Büyük ve küçük bütün depremlerin kaynağı olarak fay hareketleri katiiyetle kabul edilmektedir.

2. Elâstik enerjinin birikme teorisi:

Fayların harekete geçebilmesi için mekanik bir etkinin hasıl olması lâzımdır. Bu etki bir patlama veya mekanik enerjinin açığa çıkmasıyla meydana gelmektedir. Enerjinin bir şekilde açığa çıkması olan volkan patlamaları küçük bir bölge içindeki fay hareketlerinde önemli bir rol oynamaktadır. Büyük bir bölge içindeki fay hareketleri ise bu bölge içindeki yer kabuğunun çeşitli şekillerde deformasyona uğrayarak biriktirdiği elâstik enerjinin açığa çıkmasıyla hasıl olmaktadır. Açığa çıkan bu enerji fayların hareketine ve dolayısıyla depremlere sebep olmaktadır.

Bu çalışmada deprem öncesi meydana gelen enerji birikmesi ve onun neticesi olan deformasyonların sismik dalgalara



ŞEKİL 2.3 YERYÜZÜ ÇATLAMASI VE FAY HAREKETLERİ

olan etkisi, matematiksel olarak araştırılacaktır. Elde edilen neticelerle deprem ön sezinlemesi olanakları açıklanacaktır.

3. Volkan patlamalarıyla meydana gelen depremler: Volkanların harekete geçiş süresi içinde, volkan bölgesi çeşitli mekanik etkilerin tesiri altında kalmaktadır. Bu mekanik tesirler fayları harekete geçirmekte ve bölgede sadme tesirleri meydana getirmektedir. Bu şekilde meydana gelen depremler genellikle dar bir bölgeyi kapsamaktadır.

4. Yer altındaki kütlelerin hacim değiştirmesiyle meydana gelen depremler: Depremlerin meydana gelişinde en önemli etken fay hareketleri olmasına rağmen, yer altındaki büyük kütlelerin aniden hacim değiştirerek yer kabuğuna sadme etkisi yapması da yeryüzünde çeşitli depremlere sebep olmaktadır. Böyle bir yeraltı hareketi neticesinde büyük depremler ve çeşitli fay hareketleri meydana gelmektedir. Deprem oluşunun bu tür meydana gelişine dayanan teoriler yeteri kadar

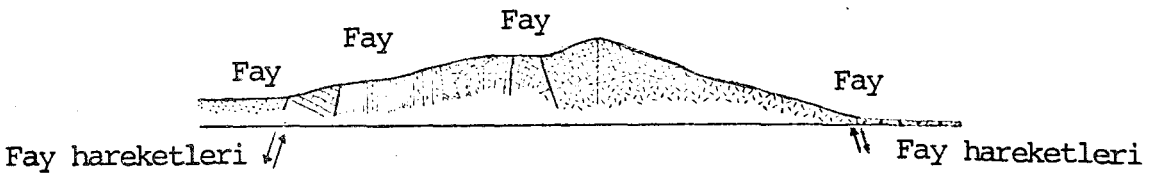
destek görmüş değildir. Bu konudaki daha geniş bilgi Byerly [53] 'de bulunabilir.

5. Yeraltı çökmeleriyle meydana gelen depremler:

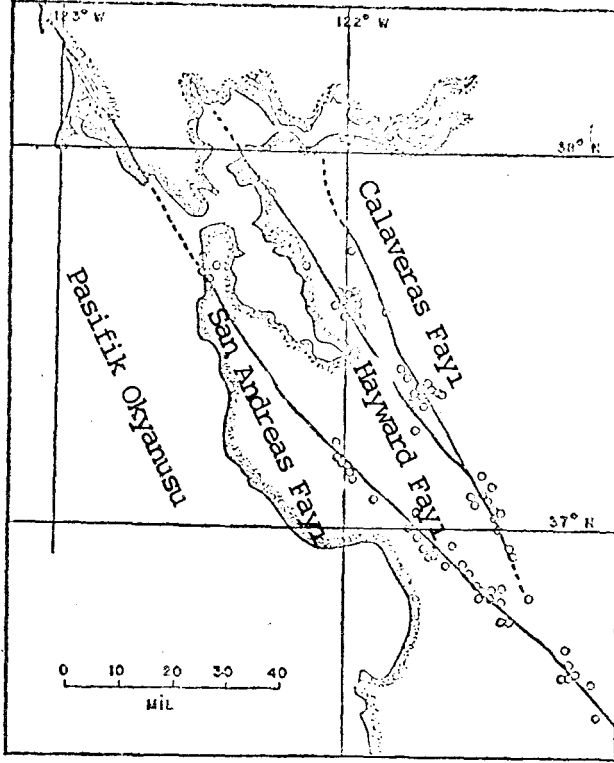
Yerkabuğunda bulunan çeşitli oyuk ve mağaraların çökmesi de az şiddette birçok depremin meydana gelmesine sebep olmaktadır. Ayrıca bir bölgeden yeraltı gazlarının ve petrolün alınması da bölgede çeşitli çöküntüleri ve dolayısı ile küçük çaplı depremleri meydana getirmektedir.

6. Derin odaklı depremlerin meydana gelişi:

Yerkabuğunun derinlerindeki kaya tabakalarının çok kırılğan bir yapı göstermeleri çeşitli araştırmalarda saptanmıştır. Bu tabakalarda meydana gelebilecek ufak bir sadme veya deformasyon birikmesi ani bir plâstik akmaya sebep olmakta ve depremleri oluşturmaktadır. Bu tür depremlerin odakları yerkabuğunun çok derinlerinde meydana gelmektedir.



ŞEKİL 2.4 YERYÜZÜNDE BİR ARADA BULUNAN ÇEŞİTLİ FAYLAR,
DİK KESİT



ŞEKİL 2.5 KUZAY KALİFORNİYA'DA (A.B.D.) BULUNAN
FAY HATLARI

2.3.2 Depremleri Dolaylı Olarak Meydana Getiren Sebeblere Dayanan Deprem Oluş Teorileri

Yavaş bir şekilde biriken deformasyonla aniden harekete geçen faylar depremlerin en önemli sebebi olmaktadır. Ancak bu biriken deformasyonun kaynağının saptanması çok önemli bir konu olmaktadır. Bu bölümde deformasyon kaynaklarının meydana gelişini açıklayan teoriler izah edilecektir.

1. Yeryüzünün büzülmesine dayanan deprem oluş teorisi: Yerkabuğunun alt tabakalarının devamlı soğuması ve yeryüzünün üst yüzeyinin güneşten gelen ısıyla aynı sıcaklıkta kalışı, dış tabakalar boyutlarını korurken iç tabakaların boyutlarının küçülmesine sebep olmaktadır. Boyutlar arasında zamanla meydana gelen bu fark, tabakaları bir arada tutan yerçekimi dolayısıyla bir deformasyon alanına sebep olmaktadır. Bu deformasyon alanı belli bir kritik değere eriştiğinde, kopmalarla depremler olmakta ve yerkabuğundaki deformasyonlar ortadan kalkmaktadır. Tekrar soğumayla periyodik olarak deformasyonlar birikerek kırılmalara ve dolayısıyla depremlere sebep olmaktadır. Bu teoriye dayanan açıklamaların mantık düzeninin çok kuvvetli olmasına rağmen kapsamının genişliği hakkında çeşitli şüpheler vardır.

2. Kıtaların kayma teorisine dayanan deprem oluş teorisi: Kıtaların konumlarının sabit olmadığı ve sürekli olarak değiştiği birçok gözlemle saptanmış bir gerçektir. Bu hareketler ise yeryüzünün elipsoid oluşu dolayısıyla yerçekiminde meydana gelen farklılaşmalar ve gelgit olaylarıyla hasıl olmaktadır. Son zamanlarda çekilen uydu fotoğrafları bu teoriyi desteklemekte ve yerleri sabit kabul edilen kıtaların hareket halinde olduğunu saptamaktadır. Kıta hareketleri yerkabuğunun statik dengesini bozmakta ve bir deformasyon alanı meydana getirerek depremlere sebep olmaktadır.

3. Erozyona dayanan deprem oluş teorisi:

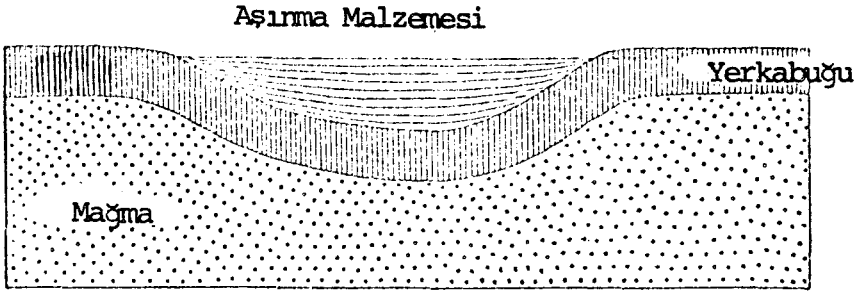
Çeşitli etkenlerle yeryüzünde dağların aşınması ve aşınan maddelerin alçak bölgelerde birikmesi, yerkabuğunun statik dengesini bozmakta ve bir deformasyon alanının doğmasına sebep olmaktadır. Aşınma malzemesinin birikerek yerkabuğunda deformasyon alanı meydana getirmesi Şekil 2.6'da görülmektedir. Aynı etki buzulların erimesi veya meydana gelmesiyle de yerkabuğunda hasıl olmaktadır. Şekil 2.7'de buzulların erimesiyle bir deformasyon alanının yerkabuğunda meydana gelişi gösterilmektedir.

4. Mağmaların hareketine dayanan deprem oluş teorisi:

Mağmada meydana gelen sıcaklık farkları, magma akımlarına sebep olarak yerkabuğunu içten çeşitli deformasyonlara uğrattırır. Bu deformasyonlar ise depremlerin başlıca sebebi olmaktadır. Bu konuda geniş bilgi Griggs [54], Holmes [55] ve Van Bemmelen [56]'de bulunabilir. Ayrıca magma hareketleri radyoaktif akımlarla da meydana gelmektedir. Radyoaktif akımlar mağmanın sıcaklık dengesini bozarak, yeryüzünde depremlere sebep olmaktadır. Konuyla ilgili teori Joly [57] tarafından geliştirilmiştir.

2.2.3 Deprem Oluş Teorileri ve Deprem Ön Sezinlenmesi

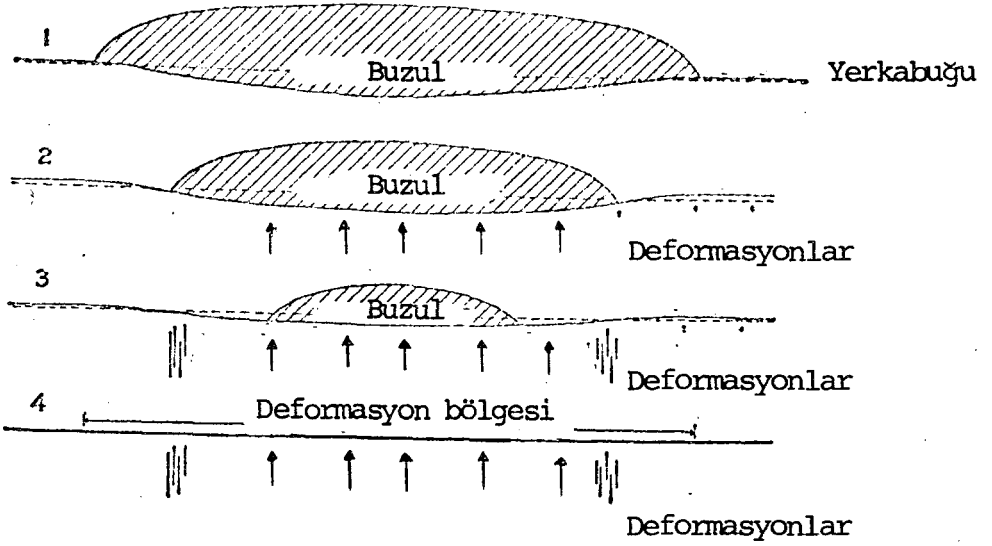
Genel anlamda deprem oluş teorileri, yerkabuğunda meydana gelen deformasyon alanının belli bir seviyeye gelerek aniden yerkabuğunu kırması esasına dayanmaktadır.



ŞEKİL 2.6 AŞIRMA MALZEMESİNİN BİRİKMEİYLE YERKABUĞUNDAKİ DEFORMASYONLARIN MEYDANA GELİŞİ

Yerkabuğu bu deformasyon alanının doğması sırasında mekanik bir hâl değiştirmesine uğramaktadır. Bu hal değiştirmesi yerkabuğunun mekanik malzeme katsayılarını da değiştirmektedir. Bir deformasyon alanında malzeme katsayılarına dayanan herhangi bir olay, katıyetle deformasyon alanından etkileneceği gibi, deformasyon alanı değişim gösterdikçe incelenen olay da özelliklerini değiştirecektir.

Bir ortamda kolaylıkla gözlenebilen ve ortamın mekanik malzeme katsayılarına bağlı olan en belirgin olay olarak mekanik dalgaların ortamdaki yayılması gösterilebilir. Mekanik dalgaların yayılması, ortamdaki mekanik malzeme katsayılarının değişiminden doğrudan etkilenirler. Bir deformasyon alanında mekanik dalgaların yayılımının sürekli incelenmesi ortamdaki deformasyon alanının değişimi hakkında yeteri kadar bilgi sağlamaktadır.



ŞEKİL 2.7 BUZULLARIN ERİMESİYLE YERKABUĞUNUN
DEFORMASYONA UĞRAMA SAFHALARI

Yerkabuğunda sürekli olarak mekanik dalgalar yayılmakta ve yerkabuğunun çok derinlerinden yer üstüne çeşitli bilgiler taşımaktadırlar. Dalgaların en önemli özelliği olan yayılma hızları, geçtikleri ortamların mekanik malzeme katsayılarının fonksiyonu olarak belirlenmektedir. Yerkabuğunda herhangi bir sebepten meydana gelen mekanik hal değişimleri, doğrudan olarak mekanik dalgaların hızlarına etkirler. Mekanik dalgaların hızlarının incelenmesi yerkabuğundaki herhangi bir mekanik değişim veya deformasyon alanının doğuşunun sezinlenmesine olanak sağlamaktadır. Deprem ön sezinlemesi için P ve S dalgalarının hızlarının incelenmesi, ortamdaki mekanik hâl değiştirmeleri veya

deformasyon alanının gözlenmesi için yeterli bir ölçek olabilmektedir.

2.4 Deprem Dalgaları ve Elâstik Dalga Teorisi

2.4.1 Genel

Yerkabuğunda meydana gelen deformasyon alanı belli bir seviyeye gelince, malzeme bu hasıl olan gerilimi taşıyamamakta ve kopmaktadır. Bu deformasyon alanının neticesi olarak biriken mekanik veya elastik enerjinin bir kısmı yerkabuğunun kırılması esnasında harcanırken, geri kalan kısmı yerkabuğunda elâstik titreşimler meydana getirirler. Açığa çıkan bu enerji, çeşitli şekillerde yeryüzünde kaybolurken depremleri meydana getirir. Meydana gelen bu depremler doğa'da çeşitli tahribata sebep olurlar.

2.4.2 Elâstik Dalga Yayılımı Teorisi

Sismik olayların açıklanması geniş ölçüde gerilme dalgalarının katılarda yayılmasının anlaşılmasına dayanmaktadır. Gözlemler, küçük genlikli sismik titreşimler veya sonsuz küçük deformasyonlar için yerkabuğunun elâstik bir davranış gösterdiğini katiyetle saptamaktadır. Boşluklu ve üç yüz metreden az kalınlıklı tabakalar hariç, Hook kanunu gerilme deformasyon bağıntısı olarak yerkabuğu için

yeterli bir yaklaşım olmaktadır.

Yerkabuğunu homojen ve izotrop kabul ettiğimizde, Hook kanunu, Fung [58],

$$t_{ij} = \eta e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (2.1)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda,

t_{ij} = gerilme elemanlarını,

i, j ve k = çeşitli indisleri

e_{ij} = deformasyon elemanlarını

δ_{ij} = Kronecker deltasını

(($i = j$ olursa $\delta_{ij} = 1$ ve $i \neq j$ olursa $\delta_{ij} = 0$))

ve η ve μ = malzeme sabitlerini göstermektedir.

Ele aldığımız üç boyutlu elâstisite dolayısıyla i ve j indisleri 1'den 3'e kadar değişmektedir. Ortamdaki yüklenme dolayısı ile x_i ($i=1,3$) noktasında meydana gelen sonsuz küçük değişimleri u_i ($i=1,3$) gösterdiğimizde, (2.1) ifadesindeki deformasyon değerleri u_i yer değiştirmeleri cinsinden

$$e_{ij} = (1/2) \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.2)$$

şeklinde tariflenebilir.

Üç boyutlu elastisitede hareket denklemi kütle kuvvetleri göz önüne alınmaması halinde,

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial t_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.3)$$

olarak yazılabilir. Bu bağıntıda

ρ = malzemenin yoğunluğunu

ve t = zamanı göstermektedir. (2.1) bağıntısındaki gerilme ifadesi (2.3) denklemine konduğunda,

$$\mu u_{i,jj} + (\eta + \mu) u_{j,ji} = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (2.4)$$

şeklinde dalga denklemi yer değiştirmeler cinsinden elde edilir.

u_1 , u_2 ve u_3 yer değiştirmeleri sırasıyla x_1 , x_2 ve x_3 koordinat eksenleri yönünde olduğunu düşünerek, aşağıda ele alınan düzlem dalga hareketleri (2.4) denkleminin basit çözümlerine karşı gelmektedir:

1. Boyuna düzlem dalga hareketi:

Bu dalga hareketi

$$u_1 = a \sin[(2\pi/\lambda)(x_1 \pm vt)] \quad (2.5)$$

$$u_2 = 0 \quad (2.6)$$

$$\text{ve } u_3 = 0 \quad (2.7)$$

olarak tariflenebilir. Böyle bir dalga hareketinde dalga

cephesi düzlem olup, dalga x_1 yönünde yayılmaktadır.

(2.5) - (2.7) ifadelerinde

a = dalga genliği

π = pi sayısı

ℓ = dalga uzunluğu

ve v = dalga hızı olarak tariflemektedir. (2.5) - (2.7) ifadeleri (2.4) denklemine konduğunda, boyuna yayılan düzlem dalgaların hızı

$$v = [(\eta + 2\mu)/\rho]^{1/2} \quad (2.8)$$

olarak elde edilir. Bu dalga hareketi x_1 doğrultusunda yayılan P dalgasını tariflemektedir.

2. Enine yayılan düzlem dalga hareketi de:

$$u_1 = 0 \quad (2.9)$$

$$u_2 = a \sin[(2\pi/\ell)(x_1 \pm vt)] \quad (2.10)$$

$$u_3 = 0 \quad (2.11)$$

şeklinde tariflenebilir. Bu tarifler ve (2.4) denklemi, enine yayılan dalgaların hızını

$$v = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (2.12)$$

şeklinde belirler.

Benzer şekilde,

$$u_1 = 0 \quad (2.13)$$

$$u_2 = 0 \quad (2.14)$$

$$u_3 = a \sin[(2\pi/\ell)(x_1 \pm vt)] \quad (2.15)$$

olarak x_1 doğrultusunda yayılan bir düzlem dalga da tariflenebilir. Bu dalganın hızı da (2.12) bağıntısıyla belirlenmektedir. Enine dalga hareketi de x_1 doğrultusunda yayılan S dalgalarına karşı gelmektedir.

Yukarıda bahsedilen düzlem dalgalar ancak sonsuz elastik bir ortamda hasıl olmaktadır. Sonlu ortamlarda düzlem dalgalar sınırlarda yansımakta ve bileşik dalga haline gelmektedir. Çok kalın tabakalarda yayılan sismik dalgalar düzlem dalgalar olarak kabul edilmekte, ve bu oldukça geçerli bir yaklaşım olmaktadır.

2.4.3 Dalga Hareketinin Yer Değiştirme Potansiyelleriyle İncelenmesi

Helmholtz teoremine dayanarak Malvern [59], analitik bir vektör alanı olan u_i (veya \underline{u}) yer değiştirmeleri

$$u_i = \phi_{,i} + \varepsilon_{ijk} \psi_{k,j} \quad (2.16)$$

veya

$$\underline{u} = \underline{\nabla} \phi + \underline{\nabla} \times \underline{\psi} \quad (2.17)$$

şeklinde ifade edilir. Bu bağıntılarda,

$$\begin{aligned} \vec{r} &= \text{vektör, matris veya tansörü} \\ \phi &= \text{skalar bir potansiyeli,} \\ \psi &= \text{bir vektör potansiyeli,} \\ \epsilon_{ijk} &= \text{permütasyon sembolü,} \\ \nabla &= \text{gradyen operatörü,} \\ \nabla \times &= \text{rotasyonel operatörü,} \end{aligned}$$

ve indislerden önceki virgül de, o indislerle belirlenen koordinatlara göre türevi göstermektedir. ϵ_{ijk} permütasyon sembolü ise,

$$\epsilon_{123} = \epsilon_{231} = \epsilon_{312} = 1, \epsilon_{132} = \epsilon_{213} = \epsilon_{321} = -1 \quad (2.18)$$

ve diğerleri

$$\epsilon_{ijk} = 0 \quad (2.19)$$

olarak tariflenmektedir.

(2.16) ifadesi (2.4) denkleminde konduğunda

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) + \rho \epsilon_{ijk} \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial^2 \psi_k}{\partial t^2} \right) &= (\eta + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \nabla^2 \phi \\ + \mu \frac{\partial}{\partial x_i} \nabla^2 \phi + \mu \epsilon_{ijk} \frac{\partial}{\partial x_j} \nabla^2 \psi & \end{aligned} \quad (2.20)$$

ve bu bağıntıda,

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_3^2} \quad (2.21)$$

Leplasyen operatörünü göstermektedir.

Ele aldığımız dinamik elastisite probleminde yer değiştirmelerin sonsuz küçük kabul edilmesi, olay esnasında malzeme yoğunluğunun sabit varsayımına olanak sağlar.

(2.20) denklemindeki ϕ ve ψ potansiyelleri ayrıştırıldığında,

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (2.22)$$

ve

$$\nabla^2 \psi_k = \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial t^2} \quad (2.23)$$

şeklinde dalga denklemleri elde edilir. Bu denklemlerde,

$$v_p = [(\eta + 2\mu)/\rho]^{1/2} \quad (2.24)$$

ve

$$v_s = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (2.25)$$

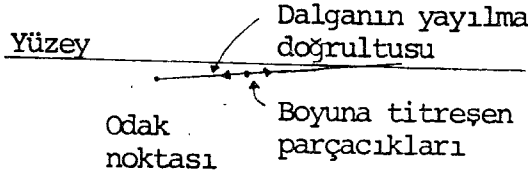
olarak tarif edilmekte ve sırasıyla P ve S dalgalarının hızlarına karşı gelmektedir. ϕ potansiyeli P dalgalarının

yayılm durumunu belirlemektedir. ψ_k potansiyelleri de S dalgalarının yayılımlarını tariflemektedir. ϕ ve ψ_k potansiyelleriyle tariflenen bir dalga hareketinde yayılım doğrultusu üç boyutlu uzayda herhangi bir doğrultu olabilmektedir. P ve S dalgalarının yayılım durumları sırasıyla Şekil 2.8 ve 2.9'da gösterilmektedir.

Deprem esnasında P dalgaları yeryüzüne S dalgalarından önce varmaktadır. Bu özellik (2.24) ve (2.25) bağıntılarının mukayesesinden kolaylıkla görülebilir, ($v_p > v_s$). P ve S dalgaları yüzeye vardıktan sonra yüzey dalgalarını meydana getirirler.

x_1 ve x_3 eksenleri yatay düzlemi ve x_2 ekseni de düşey doğrultuyu tariflerse, $x_1 - x_2$ düzleminde x_1 yönünde yayılan ve malzeme parçacıklarını x_2 doğrultusunda hareket ettiren S dalgaları SV dalgaları ismini alır. S dalgaları $x_1 - x_2$ düzleminde x_1 doğrultusunda yayılırken, malzeme parçacıklarını x_3 yönünde hareket ettirmeleri halinde SH dalgaları olarak tariflenirler.

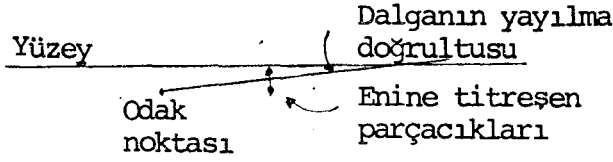
Elâstik dalgalar sonsuz bir ortamda yayılırlarken herhangi bir yüzeye rastlamaları halinde yansır ve kırılırlar. Bir ortamda ilerleyen P dalgaları, karşılaştıkları bir yüzeyden P ve S dalgaları olarak yansır. Benzer şekilde S dalgalarının karşılaştıkları bir yüzeyden yansımaları da P ve S dalgaları olarak meydana gelir. P dalgalarının karşılaştığı yüzey iki elâstik ortamın arakesitli olması halinde, bu dalgalar ikinci ortama P ve S dalgaları şeklinde kırılarak geçerler ve aynı yüzeyden yine P ve S dalgaları halinde yansır.



ŞEKİL 2.8 P DALGASININ YAYILMASI

Arakesit düzleminin bu özelliği sağlaması için "kaynaklanmış" şartını sağlaması gerekmektedir. Bir arakesit üzerinde "kaynaklanmış" şartı ise bu arakesitte yer değiştirmeler ve bütün gerilme elemanlarının sürekli olmasıyla tariflenmektedir. SV dalgaları da "kaynaklanmış" şartını sağlayan bir düzleme rastladıklarında, buldukları ortama doğru SV ve P dalgaları olarak yansıyor, karşılaştıkları ortama da SV ve P dalgaları şeklinde kırılarak geçerler. SV dalgalarının kırılma ve yansımaya şartı Şekil 2.10 da görülmektedir. SH dalgaları ise böyle bir yüzeyde SH dalgaları olarak kırılır ve yansır. Yansımaya ve kırılmaya olayları enerjinin taşınım şeklinin değişmesine tekabül etmektedir. Bu konudaki daha geniş bilgi Ewing ve diğerleri [60], ve Gagniard [61] gibi kaynaklarda bulunabilir.

Tabakalı ortamlardaki deprem veya küçük genlikli dalgaların yayılmasının araştırılması deprem mühendisliği



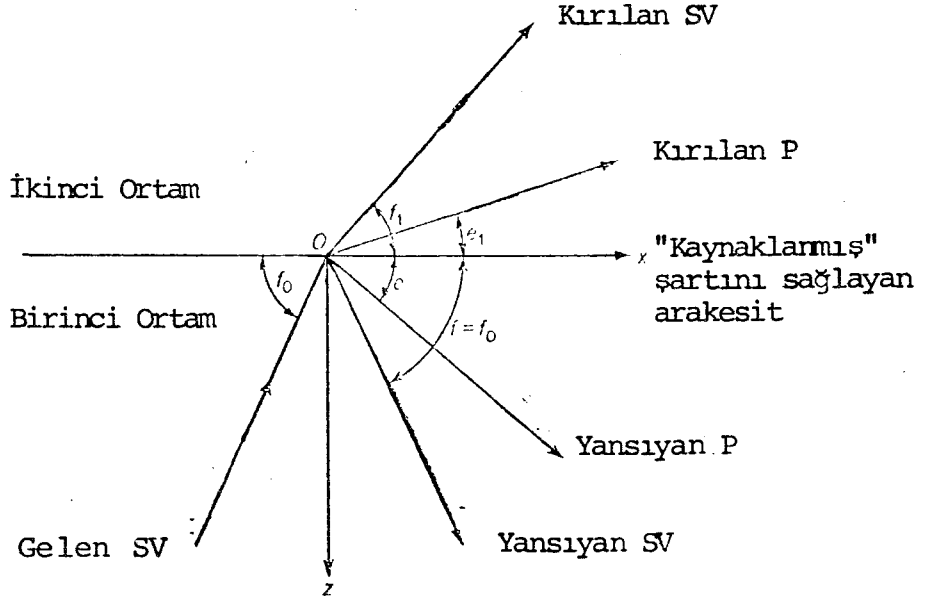
ŞEKİL 2.9 S DALGASININ YAYILMASI

yönünden büyük önem taşımaktadır. Yapıların altında bulunan tabakalaşma, gelen deprem dalgalarının özelliklerine büyük ölçüde etki yapmaktadır. Dalgalar tabakalardan geçerken yansıma ve kırılmalara uğramakta genlik ve frekansları değişmektedir. Ortak bir merkezden gelen dalgalar farklı tabakalardan geçmeleri halinde, değişimlere uğramakta ve yapılarda farklı etkiler meydana getirmektedir. Deprem dalgalarının tabakalaşma dolayısıyla özellik değiştirmesi, yapı bölgesinin seçimi bakımından önem taşımaktadır. Bu konuyla ilgili araştırmalar olarak Tezcan ve İpek [62], Tezcan ve Çekirge [63] ve Durgunoğlu ve diğerleri [64] gibi kaynaklar gösterilebilir.

2.5 Yüzey Dalgaları

2.5.1 Genel

Deprem esnasında P ve S dalgaları, yeryüzüne ulaşarak yüzeyde yayılan uzun dalga boylu (60 km. civarında) ve



Kırılma ve yansıma şartları

$$f = f_0 \quad (2.26)$$

$$\frac{v_s}{\cos f_0} = \frac{v_s}{\cos f} = \frac{v_p}{\cos e} = \frac{v_s^1}{\cos f_1} = \frac{v_p^1}{\cos e_1} \quad (2.27)$$

v_p = birinci ortamdaki P dalgalarının hızı

v_s = birinci ortamdaki S dalgalarının hızı

v_p^1 = ikinci ortamdaki P dalgalarının hızı

v_s^1 = ikinci ortamdaki S dalgalarının hızı

ŞEKİL 2.10 SV DALGASININ "KAYNAKLANMIŞ" ŞARTINI SAĞLAYAN BİR ARAKESİTTE YANSIMASI

uzun peryotlu (20 saniye veya daha fazla) yüzey dalgalarını meydana getirirler. Bu dalgalar ortamın yüzeyinde yayılmakta olup ortamın içine az bir şekilde tesir etmektedirler. Yüzey dalgaları Rayleigh ve Love yüzey dalgaları olarak iki sınıfa ayrılırlar. Her iki dalga da deprem esnasında çeşitli tahribata sebep olmaktadır.

2.5.2 Rayleigh Yüzey Dalgaları

Rayleigh yüzey dalgaları yayılımını gözlemek için $x_2 = 0$ yüzü olan ve $x_2 > 0$ olmak üzere bir üç boyutlu ortam ele alındığında, yer değiştirmeler,

$$u_1 = A_1 e^{-bx_2} \exp [ik(x_1 - vt)], \quad (2.28)$$

$$u_2 = B_1 e^{-bx_2} \exp [ik(x_1 - vt)], \quad (2.29)$$

$$u_3 = 0 \quad (2.30)$$

şeklinde düşünülebilir. Bu bağıntılarda,

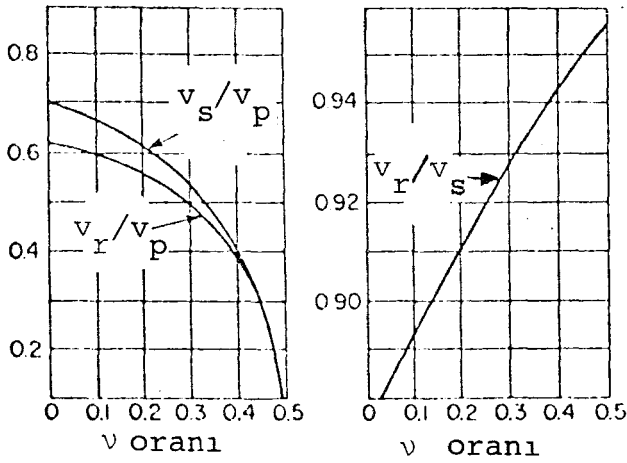
A_1 ve B_1 = Yüzey dalgalarının genlikleri,

b = Yüzey dalgalarının yüzeyden itibaren sönümünü belirleyen katsayı

$$k = 2\pi/\lambda,$$

ve $i = \sqrt{-1}$ olarak tariflenmektedir.

(2.4) dalga denklemi, (2.28) - (2.30) ifadeleri ve yüzeydeki ($x_2 = 0$) gerilmelerin sıfır olması şartı Rayleigh

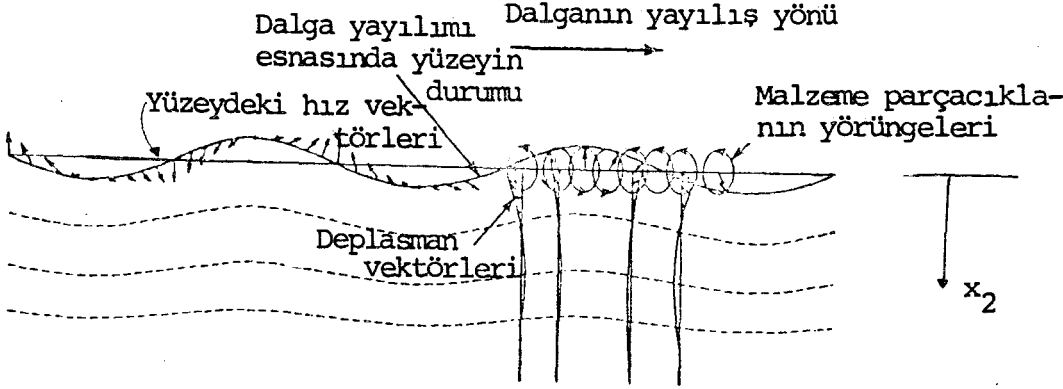


ŞEKİL 2.11 v_r / v_p , v_r / v_s VE v_s / v_p ORANLARININ ν POISSON ORANIYLA DEĞİŞİMİ

yüzey dalgalarının hızını belirleyen Rayleigh denklemini verir. Bu denklem,

$$\frac{v^6}{v_s^6} - 8 \frac{v^4}{v_s^4} + v^2 \left(\frac{24}{v_s^2} - \frac{16}{v_p^2} \right) - 16 \left(1 - \frac{v_s^2}{v_p^2} \right) = 0 \quad (2.31)$$

şeklinde ifade edilir ve kökleri v_r Rayleigh dalgalarının hızını verir. v_r/v_p ve v_r/v_s oranlarının Poisson malzeme sabitiyle değişimi, Şekil 2.11'deki eğrilerle (2.31) denkleminin çözümü olarak elde edilmiştir. Şekil 2.12'de Rayleigh dalgalarının yayılması gösterilmektedir.



ŞEKİL 2.12 RAYLEIGH YÜZEY DALGALARININ YAYILMASI

2.5.3 Love YüzeY Dalgaları

Rayleigh dalgaları yüzeyde yayılırken, malzeme parçacıklarının hareketi yayılma düzleminin içinde bulunmaktadır. Homojen bir yarı ortamda yayılım düzlemine dik bir hareketin mümkün olamayacağı kolaylıkla gösterilebilir. Halbuki doğada, yüzeyde yayılan ve parçacıkları yayılım düzlemine dik hareket ettiren dalgalar gözlenmektedir. Bu tür dalgaların yeryüzünde meydana gelişi, ancak dalğanın yayıldığı ortamın bir yarı sonsuz uzay üzerinde bulunan bir tabaka olması halinde mümkün olabileceği ilk defa Love tarafından gösterilmiştir, [58].

Love dalgaları,

$$u_1 = 0 \quad (2.32)$$

$$u_2 = 0 \quad (2.33)$$

$$u_3 = A e^{-bx_2} \exp [ik(x_1 - vt)] \quad (2.34)$$

şeklinde ifade edilir. Şekil 2.13'de Love dalgalarının yayılım durumu gösterilmektedir. Love dalgaların yayılım hızı v_L ,

$$\mu [1 - (v/v_s)^2]^{1/2} - \mu_1 [(v/v_s^1)^2 - 1]^{1/2} \tan \{kH_1 [(v/v_s^1)^2 - 1]^{1/2}\} = 0 \quad (2.35)$$

denkleminin çözümünün neticesi olarak bulunur. Bu denklem (2.4) dalga denklemi, iki ortamın "kaynaklanmış" şartı, yüzeyde gerilmelerin sıfır olma şartı ve (2.32) - (2.34) ifadeleriyle elde edilmiş olup,

μ = yarı sonsuz ortamdaki μ malzeme sabiti,

μ_1 = tabakadaki μ malzeme sabiti,

v_s = S dalgalarının yarı sonsuz ortamdaki hızı

v_s^1 = S dalgalarının tabakadaki hızı

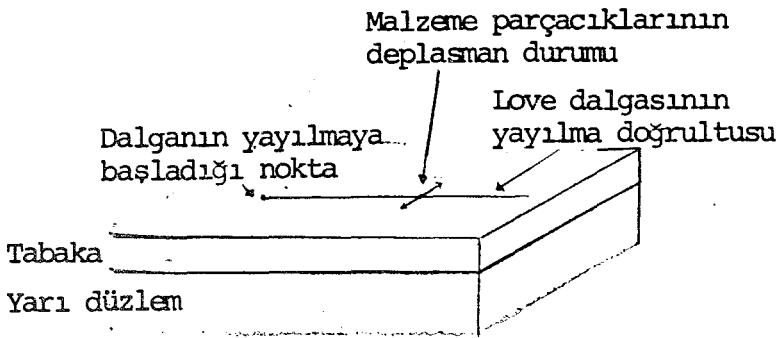
ve H_1 = tabakanın kalınlığı,

olarak tariflenmektedir.

2.6 Mikrosismik Titreşimler, Şok Öncesi ve Şok Sonrası Meydana Gelen Dalgalar

Yeryüzünde sürekli olarak küçük genlikli çeşitli titreşimler olmaktadır. Bu titreşimler yeryüzünde genellikle yüzey dalgaları olarak izlenmektedir ve meydana geliş sebepleri olarak ortak bir görüş henüz geliştirilmiş değildir. Yerkabuğundaki çeşitli mekanik olaylar, atmosferik değişimler ve denizlerden yerkabuğuna gelen tesirlerin mikrosismik titreşimleri meydana getirdiği genel olarak kabul edilmektedir.

Şok olarak isimlendirebilecek olan depremlerden önce mikrosismik dalgalar genellikle özelliklerini ve şiddetle-



ŞEKİL 2.13. LOVE DALGALARININ YAYILMASI

rini değiştirmektedir. Açık olarak, büyük kırılmadan evvel meydana gelen olayların habercisi olmaktadır. Bu titreşimler, deprem bölgesinin mekanik özelliklerindeki değişimle ilgili bilgiyi de yeryüzüne P ve S dalgaları olarak taşımaktadırlar. şok öncesi mekanik dalgaların incelenmesi, deprem n sezinlenmesi için yeterli bilginin teminini sağlamaktadır.

şok sonrası titreşimler yerkabuğundaki büyük kırılmadan sonra meydana gelen titreşimlerdir. Bu titreşimlerin incelenmesi ile deprem bölgesindeki sismik aktivitenin bitimi araştırılmış olur.

2.7 zet

Bu bölümde depremler, deprem oluş teorileri ve deprem dalgaları hakkında bilgi verilmiş ve deprem dalgalarının matematik yapısı ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Bu açıklamalar, ilkel deformasyonlu veya gerilmeli ortamlarda deprem dalgalarının matematik yapısının incelenmesine yardımcı olacak yeterli bilgiyi kapsamaktadır.

BÖLÜM 3: İLKELE GERİLMELİ ORTAMLARDA ZELZELE DALGALARININ YAYILMASI

3.1 Giriş

Deprem öncesi meydana gelen ilkel deformasyon alanı veya bunun neticesi olan ilkel gerilme alanının deprem dalgalarına yaptığı etki Bölüm 1'de açıklanmıştır. Bu bölümde P ve S dalgaları üzerindeki bu etki araştırılacak ve β oranına (v_p/v_s oranı) dayanarak yapılacak olan deprem ön sezilenmesi için gerekli teorik temel kurulacaktır.

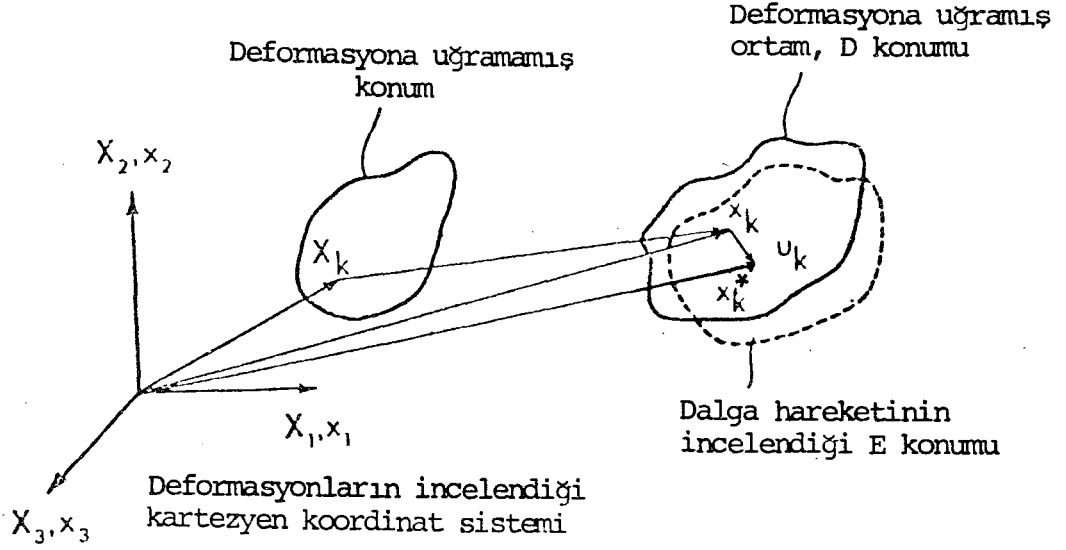
İlkel gerilmeli ortamlarda küçük genlikli dalgalar elâstik (Hayes ve Rivlin [65]) termoelastik (Flavin ve Green [66], ve Çekirge ve Şuhubi [67]) ve viskoelastik (Hayes ve Rivlin [68]) ortamlarda ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu çalışmaların ışığı altında sismik dalgaların ortamda bulunan ilkel gerilmeden etkilenmesi araştırılacaktır.

3.2 İlkel Gerilmeli Ortamlardaki Dalga Hareketini Belirleyen Alan Denklemleri

Üç boyutlu sonsuz bir elâstik ortam ele alınarak her üç

yönde sonlu bir deformasyona veya bir ilkel gerilmeye tâbi tutulmuştur. Bu ilkel gerilme alanı statik olarak kabul edilmektedir. Bu sebepten ilkel gerilmeli ortamda viskoz ve termal etkiler ihmal edilmiştir. İlkel gerilme alanının üzerine küçük genlikli bir dalga hareketi süperpoze edilerek ilkel gerilme alanının dalga hareketi üzerindeki etkileri araştırılmaktadır. Dalga hareketi üzerinde sönüm etkileri incelenmediğinden dolayı ilkel gerilme ortamında yayılan dalgalar elâstik dalgalar olarak kabul edilmiştir. Bu kabul yer kabuğunda yayılan P ve S dalgalarının özelliklerine de aykırı düşmemektedir. İlkel deformasyona uğramış ortamı D ve dalga hareketinin incelendiği ortamı da E ile gösterelim, Şekil 3.1.

Küçük genlikli deprem dalgaları yer kabuğunda yayılırken küçük deformasyonlar meydana getirmektedirler. Meydana gelen bu küçük deformasyonlar için gerilme-deformasyon bağıntısının doğrusal kabul edilmesi yeterli bir yaklaşım olmaktadır. Ortamda deprem öncesi meydana gelen deformasyonlar deprem dalgalarına nazaran çok uzun bir zamanda hasıl olmaktadır. Hasıl olan bu statik veya yarı-statik deformasyonlar deprem dalgalarının meydana getirdikleri deformasyonlardan büyük olup, meydana getirdikleri gerilmeleri bulmak için gerilme-deformasyon bağıntılarını doğrusal kabul etmek yeterli olmamaktadır. Ortamda hasıl olan bu sonlu deformasyonların meydana getirdiği gerilmeler, Koh ve Eringen [69]'da belirtilen lineer olmayan gerilme-



ŞEKİL 3.1 S VE D DEFORMASYON DURUMLARI

deformasyon bağıntılarıyla bulunacaktır.

Isotrop ve kütle kuvvetlerinin bulunmadığı bir ortamı sonlu bir deformasyona tâbi tutalım ve X_k ($k=1,2,3$) noktası $x_k = x_k(X_m)$ ($k=1,2,3$) noktasına hareket etsin ve olayı bir dik kartezyen sistemde inceleyelim. Bu deformasyona uğramış ortam D'ye karşı gelmektedir. Ortamdaki \underline{t} gerilmeleri, [69]'dan faydalanıldığında,

$$\underline{t} = \alpha_1 \underline{I} + \alpha_2 \underline{\bar{c}}^1 + \alpha_3 \underline{\bar{c}}^2 \quad (3.1)$$

şeklinde ifade edilebilir. Bu ifadede,

$$\bar{c}_{k\ell}^{-1} = \frac{\partial x_k}{\partial X_m} \frac{\partial x_\ell}{\partial X_m} , \quad (3.2)$$

$$\bar{I} = \{ \delta_{k\ell} \} , \quad (3.3)$$

$$\alpha_i = \alpha_i (I_1, I_2, I_3) , \quad i = 1, 3 , \quad (3.4)$$

$$I_1 = \text{tr } \bar{c}^{-1} , \quad I_2 = \text{tr } \bar{c}^{-2} \quad \text{ve} \quad I_3 = \text{tr } \bar{c}^{-3} , \quad (3.5)$$

k, ℓ ve $m = 1$ 'den 3 'e kadar değişen indisleri, ve $\text{tr} =$ matris izini göstermektedir. D durumunda ortamda hasıl olan statik denge,

$$t_{k\ell, \ell} = 0 \quad (3.6)$$

şeklinde ifade edilebilir.

D deformasyon durumunun üzerine zamanla değişen sonsuz küçük bir deformasyon süperpoze edildiğinde, x_k durumunda olan nokta u_k yer değiştirmesi yaparak,

$$x_k^* = x_k + u_k(x_\ell, t) \quad (3.7)$$

durumuna gelir ve E deformasyon durumu elde edilir. E durumdaki gerilme tansörü de $\underline{t} + \underline{t}^*$ değerini alır.

u_k yer değiştirmeleri ve onun neticesi olan t^* gerilme değerleri çok kúçük olduğundan, u_k ve t^* değerleri ve bunlardan elde edilen büyüklerin kuvvetleri ve çarpımları daha da kúçük değer olmaktadır. Bu yüksek mertebe değerlerin ihmali (Ek 1'e bakınız) ve Green ve Zerna [70]'den faydalanıldığında, E konumundaki gerilme-deformasyon bağıntısı D ve E konumundaki deformasyonlar cinsinden,

$$\tilde{t}^* = \alpha_1^* \tilde{I} + \alpha_1 \tilde{g}^{-1*} + \alpha_2^* \tilde{c}^{-1} + \alpha_3^* \tilde{c}^{-2} + \alpha_3 \tilde{c}^{-2*} \quad (3.8)$$

şeklinde bulunur. Bu ifadede,

$$\alpha_i^* = \frac{\partial \alpha_i}{\partial I_1} I_1^* + \frac{\partial \alpha_i}{\partial I_2} I_2^* + \frac{\partial \alpha_i}{\partial I_3} I_3^* \quad (3.9)$$

$$\tilde{g}_{kl}^{-1} = -(u_{k,l} + u_{l,k}) \quad (3.10)$$

$$\tilde{c}_{kl}^{-2*} = \tilde{c}_k^{-1} g_{pm}^* \tilde{c}_{ml}^{-1} \quad (3.11)$$

$$\tilde{g}_{pm}^{-*} = -\tilde{g}_{pm}^{-1*} \quad (3.12)$$

$$I_1^* = \tilde{c}_{km}^{-1} g_{mk}^* \quad (3.13)$$

$$I_2^* = \tilde{c}_{kp}^{-1} g_{pm}^* \tilde{c}_{mk}^{-1} + \tilde{c}_{km}^{-1} \tilde{c}_{mp}^{-1} g_{pk}^* \quad (3.14)$$

$$I_3^* = \tilde{c}_{kp}^{-1} g_{pm}^* \tilde{c}_{ml}^{-1} \tilde{c}_{lk}^{-1} + \tilde{c}_{km}^{-1} \tilde{c}_{mp}^{-1} g_{pl}^* \tilde{c}_{lk}^{-1} + \tilde{c}_{km}^{-1} \tilde{c}_{ml}^{-1} \tilde{c}_{lp}^{-1} g_{pk}^* \quad (3.15)$$

olarak belirlenmektedir.

S durumundaki cisim için hareket denklemi de yine Green ve Zerna [70]'den faydalanarak,

$$t_{kl,\ell}^* + u_{k,\ell m} t_{\ell m} + u_{\ell,\ell m} t_{km} = \rho \frac{\partial^2 u_k}{\partial t^2} \quad (3.16)$$

şeklinde yazılır. Bu ifadede ρ , D durumundaki cismin yoğunluğunu göstermektedir.

3.3 Sonlu Bir Deformasyon Alanı Üstüne Küçük Genlikli Bir Dalga Hareketinin Süperpoze Edilmesi

Deforme olmamış cisim λ parametresiyle,

$$x_k = \lambda X_k \quad (3.17)$$

şeklinde deformasyona uğrayarak D konumuna gelmiş olsun. Ortamın her üç yönde de aynı şekilde etkilendiği düşünül-
mekte ve isotropi D durumunda da korunmaktadır. D duru-
mundaki gerilme alanı,

$$t_{kl} = (\alpha_1 + \alpha_2 \lambda^2 + \alpha_3 \lambda^4) \delta_{kl} \quad (3.18)$$

olarak belirlenir.

Dalga hareketi dolayısıyla S konumundaki gerilme alanı (3.8) denklemi yardımıyla,

$$t_{kl}^* = K_1 u_{m,m} \delta_{kl} + (\alpha_3 \lambda^4 - \alpha_1) (u_{k,\ell} + u_{\ell,k}) \quad (3.19)$$

şeklinde bulunur. Bu bağıntıda,

$$K_1 = L_1 + L_2 \lambda^2 + L_3 \lambda^4, \quad (3.20)$$

$$L_i = 2 b_i \lambda^2 + 4 c_i \lambda^4 + 6 d_i \lambda^6, \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial \alpha_i}{\partial I_1} = b_i, \quad \frac{\partial \alpha_i}{\partial I_2} = c_i \quad \text{ve} \quad \frac{\partial \alpha_i}{\partial I_3} = d_i \quad (3.22)$$

olarak tariflenmektedir.

Dalga hareketini belirleyen alan denklemi; (3.16) ve (3.19) bağıntılarıyla,

$$\mu^* u_{k, \ell \ell} + \eta^* u_{\ell, \ell k} = \rho \frac{\partial^2 u_k}{\partial t^2} \quad (3.23)$$

şeklinde elde edilir. Bu bağıntıda,

$$\mu^* = \alpha_2 \lambda^2 + 2 \alpha_3 \lambda^4 \quad (3.24)$$

$$\text{ve} \quad \eta^* = \alpha_2 \lambda^2 + 2 \alpha_3 \lambda^4 + K_1 \quad (3.25)$$

şeklinde belirlenir.

3.4 Dalga Hareketinin İncelenmesi

Bölüm 2.4'deki açıklamaların ışığı altında; E konumunun D konumu üzerinde,

$$\underline{u} = \underline{\nabla}\phi + \underline{\nabla} \times \underline{\psi} \quad (3.26)$$

şeklinde bir yer değiştirmeye meydana geldiği düşünülebilir. Bu ifade de (3.23) denkleminde konduğunda,

$$(\mu^* + \eta^*) (\nabla^2 \phi)_{,k} + \mu^* \epsilon_{krs} (\nabla^2 \psi_s)_{,r} = \rho \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right)_{,k} + \rho \epsilon_{krs} \left(\frac{\partial^2 \psi_s}{\partial t^2} \right)_{,r} \quad (3.27)$$

denklemini elde edilir. (3.27) denklemindeki ϕ ve $\underline{\psi}$ potansiyelleri ayrıştırıldığında, P dalgalarının yayılmasını belirleyen,

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{v_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (3.28)$$

ve S dalgalarının yayılmasını belirleyen

$$\nabla^2 \psi_k = \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \psi_k}{\partial t^2} \quad (3.29)$$

dalga denklemleri elde edilir. Bu denklemler aracılığıyla P ve S dalgalarının hızı (Malvern [59]),

$$v_p = [(\eta^* + \mu^*)/\rho]^{1/2} \quad \text{ve} \quad v_s = (\mu^*/\rho)^{1/2} \quad (3.30)$$

şeklinde elde edilir.

3.5 Oranına Deformasyon Alanının Etkisinin Araştırılması ve Bir Örnek

Bu araştırmanın esas konusu olan β 'nin λ 'ya bağıllığı (3.20), (3.21), (3.24), (3.25) ve (3.30) ifadeleriyle,

$$\beta = \left[\left(\sum_{i=1}^5 \kappa_i \lambda^{2i-2} \right) / \left(\alpha_2 + 2 \alpha_3 \lambda^2 \right) \right]^{1/2} \quad (3.31)$$

şeklinde elde edilir. Bu ifadedeki katsayılar,

$$\kappa_1 = 2 \alpha_2 + 2 b_1, \quad \kappa_2 = 4 \alpha_3 + 4 c_1 + 2 b_2 \quad (3.32)$$

$$\kappa_3 = 6 d_1 + 4 c_2 + 2 b_3, \quad \kappa_4 = 6 d_2 + 4 c_3 \quad (3.33)$$

$$\text{ve } \kappa_5 = 6 d_3 \quad (3.34)$$

olarak belirlenmektedir.

(3.31) ifadesinden görüldüğü gibi β ve λ arasında, veya P ve S dalgalarının hızlarının oranıyla ortamda meydana gelebilecek ilkel deformasyon alanı arasında çok bariz bir ilişki bulunmaktadır. Deformasyon alanı β oranını önemli bir şekilde etkilemektedir. λ deformasyon alanı ölçmelere göre çok yavaş meydana geldiğinden, ilkel deformasyon alanı ölçmeler sırasında statik olarak kabul edilebilir. Herhangi iki ölçme esnasında, ilk ölçme için ortamda deformasyon olmadığı ve ikinci ölçme anında ortamın D durumuna ulaştığı düşünülürse, β 'nin λ 'ya göre değişimi,

$$\frac{d\beta}{d\lambda} = 2 U \lambda \quad (3.35)$$

ve

$$U = [(2 \kappa_2 \alpha_2 - 4 \kappa_1 \alpha_3) + 4 \kappa_3 \alpha_2 \lambda^2 + (4 \kappa_3 \alpha_3 + 6 \kappa_4 \alpha_2) \lambda^4 + 8 (\kappa_4 \alpha_3 + \kappa_5 \alpha_2) \lambda^6 + 12 \kappa_5 \alpha_3 \lambda^8] / 4 \beta (\alpha_2 + 2 \alpha_3 \lambda^2)^2 \quad (3.36)$$

olarak bulunur. Bölgenin mekanik yapısını belirleyen bu katsayı λ 'nın küçük değişimleri veya iki çok kısa aralıklı ölçmeler için sabit varsayıldığında; β 'nin λ 'ya göre türevi λ 'nın doğrusal bir fonksiyonu olarak kabul edilir.

λ 'nın ortamdaki küçük değişimleri için, ortamdaki gerilme ve deformasyonlar arasında Hook kanununun varlığı düşünülebilir,

$$\sigma = E e \quad (3.37)$$

ve bu bağıntıda,

σ = gerilmeyi (bir boyutlu)

E = elastisite modülünü

ve e = deformasyonu (bir boyutlu ve $e = \lambda - 1$)

ifade etmektedir. (3.35) ve (3.36) bağıntılarıyla,

$$M = \Delta\beta / \{ \sigma [1 + (\sigma / E)] / E \} \quad (3.38)$$

bölge deformasyon katsayısı elde edilir.

v_p ve v_s ile basınç veya gerilme arasındaki bağıntı granit için Şekil 3.2'de görülmektedir, Scholz ve diğerleri [36]. Bu diyagramdan alınan aşağıdaki sayılar

$$\sigma \text{ (veya } \Delta\sigma \text{)} = -29 \text{ kg/cm}^2 \quad ; \quad \Delta\beta = -0.02$$

($\Delta\sigma$ = belli bir konumdan itibaren meydana gelen fark gerilme) ve Farmer [71]'den alınan,

$$E = 5 \cdot 10^5 \text{ kg/cm}^2$$

değerleriyle, bölge deformasyon katsayısı,

$$U = 344 \text{ kg/cm}^2$$

olarak bulunur.

λ 'nın küçük değişimleri için (3.35) bağıntısının integrasyonu,

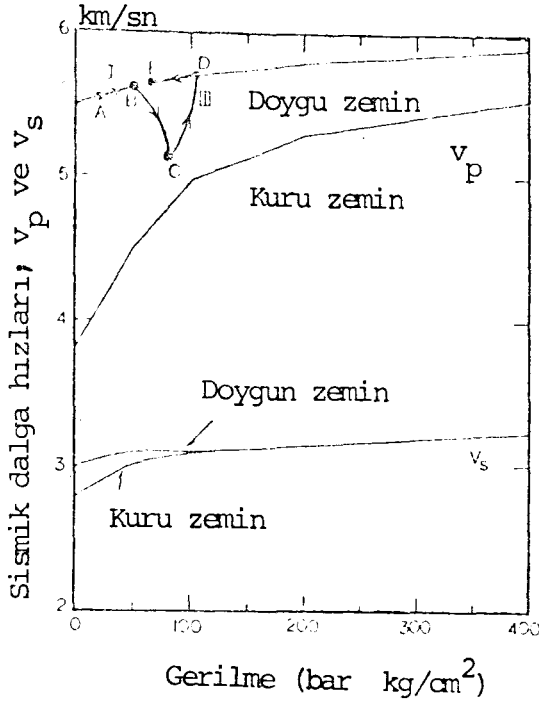
$$\beta = U \cdot \lambda^2 + N \quad (3.39)$$

ifadesini verir. β 'nin ilk ölçüldüğü anda ortamda deformasyon olmadığını kabul edersek, ($\lambda = 1$) bu andaki β değeri N 'yi tarifler. Şekil 1.3'den alınan $\lambda = 1$ ve $\beta = 1.73$ değerleriyle $N = -342.27$ olarak bulunur. (3.36) ifadesi veya,

$$\lambda = [(\beta - N) / U]^{1/2} \quad (3.40)$$

bağıntısı ortamdaki deformasyon alanının β değerleriyle bulunmasını sağlar. Tekrar Şekil 1.3 göz önüne alınırsa, β 'nin 1.63 değerine ulaşması, ortamda $\lambda = 0.999854$ şeklindeki bir sıkışmaya karşı gelmektedir. Bölgenin bir deformasyonu taşıyıp taşıyamaması bölge jeolojik yapısına bağlı olmaktadır.

(3.39) ve (3.40) ifadeleri ortamda meydana gelen deformasyon alanının şiddeti ve gelişimi hakkında bilgi sağlamaktadır. Bu deformasyonların yarı-statik gelişiminin bölge yapısıyla beraber incelenmesi depremin ön seziminin



ŞEKİL 3.2 ORTAMDAKİ GERİLME ALANI VE v_p VE v_s DEĞERLERİ ARASINDAKİ BAĞINTI, [36]

lenmesi için yeterli bilgiyi sağlamaktadır.

Yerkabuğunun çok derinlerinden gelen P ve S dalgalarının geçtiği ortamlarda meydana gelen deformasyonların izotrop olduğu Rikitake [1]'de belirtilmektedir. Bu açıklamaya dayanarak, ortamda meydana gelen deformasyon alanı izotrop kabul edilmiş ve λ değerleri her üç yön için de eşit alınmıştır. $\lambda > 1.0$ değerleri ortamda genişlemeye ve $\lambda < 1.0$ değerleri de ortamda sıkışmaya karşı gelmektedir. Genleşme ve sıkışma bölgelerinin bulunması deprem ön sezilenmesindeki en önemli problemlerden biridir. Bu bölgeler ve β 'nin değişimi deprem yeri (kayma hattı) ve deprem anını belirlemektedir.

3.6 Geliştirilen Analitik Yöntemin Deprem Ön Sezinlenmesinde Kullanılması

Deprem ön sezinlemesi için β oranının bölgedeki değişiminin bulunması en ön şarttır. Bir bölgede β oranının bulunması için kullanılan yöntemler aşağıdaki gibi özetlenilebilir:

1. Sismik gözlemlerle v_p ve v_s değerleri bulunarak β oranı elde edilir. Sismik dalga hızları, iki ayrı merkezin episantıra olan uzaklıkları arasındaki farkın, dalgaların bu merkezlere ulaşma zamanları arasındaki farka bölünmesiyle elde edilir. Diğer bir yöntemde ise belli bir merkeze sismik dalgaların varış anını başlangıç kabul ederek sismik dalgaların herhangi bir merkeze ulaşma zamanı bulunur ve bu zamanın aradaki mesafeye bölünmesi dalga hızlarının değerini verir.

2. Sismik dalga hızlarının bölgedeki değişimi, o bölgede meydana getirilen yapay patlamaların hasıl ettiği dalgaların belli bir merkeze varış zamanlarıyla da bulunabilir. Bu yöntem sürekli patlamaların düzenlenmesini gerektirdiğinden pahalı bir yöntem olmaktadır. Bu gruba yapay olarak meydana getirilen titreşimlerle sismik dalgaların hızlarının bulunması yöntemi de katılabilir. Bir kaynaktan meydana gelen titreşimlerin alıcıya ulaşma zamanları ve aradaki mesafe, v_p ve v_s değerlerinin bulunması-

nı sağlar.

3. Yer kabuğunun derinlerinden alınan örnekler üzerinde yapılan dinamik deneylerle v_p ve v_s değerleri bulunur ve β oranı elde edilir. β oranı aynı örnekler üzerinde yapılan statik deneylerle de bulunabilir. (2.8) ve (2.12) bağıntıları ve bu örnekler üzerinde ölçülen elâstik malzeme katsayıları β oranını verir. Bu yöntemde, kuyu yerlerinin tesbiti önemli bir konudur.

Deprem ön sezinlenmesi için bölgedeki ilkel gerilmenin sürekli olarak takip edilmesi gerekmektedir. Bu işlem ise bölgede kurulan gözleme noktalarındaki ölçmelerle mümkündür. Gözleme noktalarının tesbiti ise bölgenin jeolojik yapısı ve fayların durumuyla yakından ilgilidir. Gözlem noktalarının sayısının en az oluşu, sistemin mali külfetini azaltan önemli bir etkidir. Bu noktaların yerlerinin bulunması deprem ön sezinlenmesi sisteminin kurulmasında karşılaşılabilecek en önemli problemlerden biridir. Ülkemiz gibi jeolojisi karışık bir bölgede gözlem noktalarının bulunması oldukça zor bir problemdir.

β oranı değişim gösterirken deformasyon alanının da takibi gerekmektedir. Çünkü, depreme sebep olan β oranı olmayıp, λ deformasyon alanıdır. Bu ise, bu çalışmada geliştirilen (3.40) bağıntısıyla bulunabilir. (3.40) bağıntısındaki katsayıların bulunmasıyla bölgedeki deformasyon veya gerilme alanının gelişimi kolaylıkla gözlenebilir.

Bu gözlemlerin sonucu olarak da deprem anı belirlenebilir. (3.40) bağıntısındaki katsayıların bulunması bölgeyi meydana getiren jeolojik yapı ve malzemenin araştırılmasıyla mümkündür. Bu katsayılar saptanırken eski gözlem sonuçlarından da faydalanılması gereklidir.

(3.40) bağıntısı yardımıyla bölgede doğabilecek sıkışma ve genleşme alanları kolaylıkla belirlenebilir. Meydana gelen bu gerilme alanının bölge jeolojisi ile birlikte incelenmesi, deprem yeri ve zamanının bulunması için gerekli bilgiyi sağlayacaktır. Bu yöntemle yapılan deprem ön sezinlemesinin duyarlılığı, araştırılması gereken bir konudur. Yöntemin duyarlılığı, deprem oluşumuyla ilgili eski ve yeni bilgilere dayanılarak araştırılabilir. Bu yöntem ve deprem ön sezinlemesi araştırılmaya açık, çok geniş ve yeni bir konudur.

Çeşitli istasyonlarda β oranı veya λ deformasyon alanıyla ilgili bilginin toplanması ve bilgisayarlarda işlenmesi deprem ön sezinlemesinin süratle yapılmasını sağlayacaktır. Bu işlem esnasında bölge jeolojisini de göz önüne alan özel bilgisayar paketlerinin hazırlanması gerekmektedir. Bilgisayar işlemlerinin tek bir merkezden yönetilmesi, bölgede meydana gelebilecek bir depremin süratle meydana çıkarılmasını sağlayacaktır. Tek merkezli bir bilgi işlem sistemi, bilgilerin kaybolması ve tekrarı gibi gereksiz durumları ortaya çıkarmayacaktır. β oranının bulun-

masında kullanılan gerekli aletlerle ilgili bilgi [1]'numaralı kaynakta bulunabilir. Bir gözleme ağı içindeki bilgilerin taşınımı ve ölçmelerin duyarlılığının artırılması için çeşitli elektronik ve mekanik aletlerin geliştirilmesi kaçınılmaz bir sorundur.

3.7 Özet

Sismik dalgaların hızlarının ortamdaki gerilim alanına bağlı olarak değişimi teorik olarak incelenmiştir. Bir bölgede deprem dalgalarının hızının değişimine dayanarak bölgedeki gerilim ve deformasyon alanının incelenmesi için bir bağıntı elde edilmiş ve sayısal bir örnek verilmiştir. Bu bağıntının deprem ön sezinlemede kullanılışı açıklanmıştır.

BÖLÜM 4: SONUÇLAR VE YORUM

4.1 Sonuçlar

Bölüm 3'de, ilkel gerilmeli ortamlarda dalga yayılımı için geliştirilen teoriyle deprem öncesi sismik dalgalarda meydana gelen değişimin sebepleri izah edilmiştir. β oranının zelzele öncesi değişikliğe uğraması zelzele ön sezinlemesi bakımından çok önemli bir gösterge olmaktadır. Fakat şimdiye kadar yapılan çalışmalarda konuyla ilgili teorik bir çalışmanın yapılmamış olduğu US Geological Survey'in [72] son çıkardığı araştırma ihalesindeki listede kolaylıkla görülebilir. Yapılan bu çalışmada sismik dalgaların hızlarının değişimini meydana getiren sebepler teorik olarak incelenmektedir.

Deprem dalgalarının hızlarının incelenmesine dayanan mevcut deprem ön sezinleme çalışmaları tamamen kalitatif esaslara dayanmakta ve bölge özellikleri göz önüne alınmaktadır. Bu çalışmada görüleceği gibi bölgede doğan gerilme alanı bölgenin yapı özelliklerine bağlı olarak β oranını değiştirmektedir. Geliştirilen analiz, deterministik bir deprem ön sezinleme yöntemi olan β oranının ölçülmesi yöntemine kantitatif bir yön kazandırmaktadır. Ayrıca bölge yapısının özelliklerinin de yöntemde göz önüne alınmasına

olanak sağlamaktadır. Deprem öncesi P ve S dalgalarının hızı çeşitli yöntemlerle oldukça iyi bir yaklaşımla ölçülebilmektedir, [1]. Bu çalışmada geliştirilen analizle, bir bölgede doğan gerilme alanı ve meydana geliş hızı bölgenin mekanik yapısına bağlı olarak takip edilebilmektedir. Deformasyon hızının meydana geliş hızının takip edilebilmesi deprem ön sezinlemesi yönünden çok önemli bir konudur. Kırılmanın zamanı yapılan bu takiple kolaylıkla saptanabilir.

Bu analizle yapılan deprem ön sezinlemesinin, güvenilirliğini artırmak için, diğer yöntemlerle birlikte kullanılması katiyetle tavsiye edilir. Ayrıca, yöntemin toplanmış eski ve yeni verilerle sınanması da gereklidir.

4.2 Yorum

Depremlerin önceden sezinlenmesi için çeşitli yöntemler geliştirilmekte olmasına rağmen, "Herhangi bir deprem topluma nasıl duyurulur?" sorusu henüz cevaplandırılmış değildir. Bu sorunun cevabında depremin olmaması halinde meydana gelecek zararlar ve toplumun bu tahmine göstereceği tepki oldukça önemli bir rol oynamaktadır.

Boşaltılması çok masraflı ve zor olan büyük şehirler dışındaki kırsal bölgelerde depremlerin önceden topluma duyurularak zararlardan korunulması oldukça faydalı bir yöntemdir. Böyle bir ön sezinlemeyi yapabilmek için

çeşitli ve uygun yerlerde gözleme istasyonlarının kurulması ve toplanan bilginin sıhhatli bir şekilde incelenmesi gerekmektedir.

Deprem ön sezinlenmesinin sağlıklı bir şekilde yapılabilmesi için P ve S dalgalarının yayılımlarının sürekli olarak takibi en ön şarttır. Bu takib ise bir merkezden yönetilen çeşitli yerlerdeki gözleme istasyonlarıyla mümkün olabilir. İstasyonlarda toplanan bilginin bu çalışmada geliştirilen analizle incelenmesi, depremin oluş olasılığı hakkında yeterli bilgiyi sağlayabilecektir. Böyle bir sistemin kurulmasının malî külfeti, deprem zararlarıyla mukayese dahi edilemez. Muhakkak ki, deprem olasılığının saptanması, böyle bir sistemin başarıyla kurulması ve çalıştırılmasına bağlıdır. Konunun çok yeni oluşu, bu alanda birçok araştırmayı gerektirmektedir. Bu çalışmaların başarısı ise deprem olasılığının kesinlikle saptanmasına ve netice olarak, toplumların depremlerin maddî ve manevî zararlarından korunmasına olanak sağlayacaktır. Bu konudaki çalışmalar deprem mühendisliği için çok geniş ve yeni bir saha olacaktır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

1. Rikitake, T., Earthquake Prediction, Elsevier Scientific Pub. Com., New York, 1976.
2. Terada, T., On some probable influence of earthquakes upon fisheries, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 10, 393-401, 1932.
3. Milne, J., Earthquakes and Other Earth Movements, D. Appleton, New York, N.Y., 363 sahife, 1886.
4. Kanamori, H., Recent developments in earthquake prediction research in Japan, Technophysics, 9, 291-300, 1970.
5. Press, F., Benioff, H., Frosch, R.A., Griggs, D.T. Handin, J., Hanson, R.E., Hess, H.H., Housner, G.W., Munk, W.H., Orowan, E., Pakiser Jor., L.C. Sutton, G. ve Tocher, D., Earthquake Prediction: a Proposal for a Ten Year Program of Research, Office Sci. Technol., Washington, D.C., 134 sahife, 1965.
6. Savarensky, E.F., Introductory remarks and Soviet national program on earthquake prediction, Tectonophysics, 23, 221-224, 1974.
7. Coe, R.S., Earthquake prediction program in the People's Republic of China, EOS (Trans. Am. Geophys. Union), 52, 940-943, 1971.
8. Bolt, B.A., Earthquake studies in the People's Republic of China, EOS (Trans. Am. Geophys. Union), 55, 108-117, 1974.
9. Lee, W.K.H., Earthquakes in China: a guide to some background materials, U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 88 sahife, 1974.
10. Tsuboi, C., Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means, Jap. J. Astron. Geophys., 10, 93-248, 1933.
11. Richter, C.F., Elementary Seismology, W.H. Freeman and Co., San Francisco, Calif., 768 sahife, 1958.
12. Whitten, C.A., Geodetic measurements in the Dixie Valley area, Bull. Seismol. Soc. Am., 47, 321-325, 1957.

13. Scholz, C.H. ve Fitch, T.J., Strain accumulation along the San Andreas fault , J. Geophys. Res. 74, 6649-6665, 1969.
14. Scholz, C.H. ve Fitch, T.J., Strain and creep in central California, J. Geophys. Res., 75, 4447-4453, 1970.
15. Dambara, T., Vertical movements of the earth's crust in relation to the Matsushiro earthquake , J. Geod. Soc. Japan, 12, 18-45, 1966.
16. Imamura, A., Theoretical and Applied Seismology , Maruzen, Tokyo, 358 sahife, 1937.
17. Cook, K.L., Granite Mountain records vault 15 miles south of Salt Lake City, Utah , 4. U.S.-Japonya Deprem Ön Sezinleme Konferansına sunulmuş rapor, 1973.
18. Yamada, J., A water-tube tiltmeter and its applications to crustal movement studies Spec. Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 10, 1-147, 1973.
19. Wideman, C.J. ve Major, M.W., Strain steps associated with earthquakes, Bull, Seismol. Soc. Am., 57, 1429-1444, 1967.
20. Gutenberg, B. ve Richter, C.F., Frequency of earthquakes in California, Bull. Seismol. Soc. Am., 34, 185-188, 1944.
21. Sadovsky, M.A., Nersesov, I.L., Nigamtullaev, S.K., Latynina, L.A., Lukk, A.A., Semenov, A.N., Simbireva, I.G. ve Ulomov, V.I., The process preceding strong earthquakes in some regions of Middle Asia, Tectonophysics, 14, 295-307, 1972.
22. Nason, R.D., Fault creep and earthquakes on the San Andreas fault, R.L. Kovach ve A. Nur (editörler), Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 13, 275-285, 1973.
23. Kato, Y., Recent studies on geomagnetic changes accompanied by earthquakes , T. Nagata (editör) Proc. Symp. Geomagnetic Changes Associated with Earthquakes and Volcanic Activites, Geophys. Institute, Univ. of Tokyo, Tokyo, 1-20, 1966.

24. Johnston, M.J.S., Smith, B.E., Johnston, J.R. ve Williams, F.J., A search for tectonomagnetic effects in California and Western Nevada , R.L. Kovach ve A. Nur (Editörler), Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 13, 225-238, 1973.
25. Mazzella, A. ve Morrison, H.F., Electrical resistivity variations associated with earthquakes on the San Andreas fault, Science, 185, 855-857, 1974.
26. Sobolev, G.A., Prospects for routine prediction of earthquakes on the basis of electrotelluric observations, M.A. Sadoysky, I.L. Nersesov ve L.A. Latynina (Editörler), Earthquake Precursors., Acad. Sci. U.S.S.R., Moscow, 1973, 216 sahife. Rusca'dan İngilizce'ye tercüme: D.B. Vitaliano, U.S. Geological Survey, 1974.
27. Utsu, T., Aftershocks and earthquake statistics, I.J. Fac. Sci., Hokkaida Univ., Ser. 7, 3: 380-441, 1971.
28. Utsu, T., Aftershocks and earthquake statistics, III. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 7, 3: 380-441, 1971.
29. Lomnitz, C., Statistical prediction of earthquakes., Rev. Geophys., 4, 377-393, 1966.
30. Tsubokawa, I., On relation between duration of crustal movement and magnitude of earthquake expected J. Geod. Soc. Japan, 15, 75-88, 1969.
31. Tsubokawa, I., On relation between duration of precursory geophysical phenomena and duration of crustal movement before earthquake , J, Geod. Soc. Japan, 19, 116-119, 1973.
32. Kisslinger, C., Processes during the Matsushiro earthquake swarm as revealed by levelling, gravity and spring-flow observations, Geology, 3, 57-62, 1975.
33. Wakita, H., Water well as a possible indicator of tectonic strain, Science, 1975.
34. Gordan, F.R. Water level changes preceding the Meckering, Western Australia, earthquake of October 14, 1968 , Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 1739-1740, 1970.
35. Arieh, E. ve Merzer, A.M., Fluctuations in oil flow before and after earthquakes, Nature, 247, 534-535, 1974.

36. Scholz, C.H., Sykes, L.R. ve Aggarwal, Y.P., Earthquake prediction: a physical basis, Science, 181, 803-810, 1973.
37. Mogi, K., Study of the elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 40, 125-173, 1962.
38. Mogi, K., Magnitude-frequency relation for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 40, 831-853, 1962.
39. Scholz, C.H., Experimental study of the fracturing process in brittle rock, J. Geophys. Res., 73, 1447-1454, 1968.
40. Press, F., Earthquake prediction, Sci. Am., 232 (5), 14-23, 1975.
41. Aki, K., Defazio, T., Reasenber, P. ve Nur, A., An active experiment with earthquake faults for an estimation of the in situ stress, Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 1315-1336, 1970.
42. Defazio, T.L., Aki, K. ve Alba, J., Solid earth tide and observed change in the insitu seismic velocity. J. Geophys. Res., 78, 1319-1322, 1973.
43. Kondratenko, A.M. ve Nersesov, I.L., Some results of a study of changes in the speeds of longitudinal waves and the ratio of the speeds of longitudinal and transverse waves in the focal zone, Physics of Earthquakes and Explosion Seismology, U.S.S.R., 198-234, (İngilizce tercüme), 1962.
44. Semyenov, A.N., Variations in the travel time of traverse and longitudinal waves before violent earthquakes, Izv. Acad. Sci. U.S.S.R. (Phys. Solid Earth), 4, 245-248 (İngilizce baskısı), 1969.
45. Aggarwal, Y.P., Sykes, L.R., Simpson, D.W. ve Richards, P.G., Spatial and temporal variations in t_s/t_p and in P-wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: Application to earthquake prediction, J. Geophys. Res. 80, 718-732, 1975.
46. Whitcomb, J.H., Garmany, J.D. ve Anderson, D.L., Earthquake prediction: variation of seismic velocities before the San Fernando Earthquake, Science, 180, 632-635, 1973.

47. Ohtake, M., Changes in the V_p/V_s ratio related with the occurrence of some shallow earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, 21, 173-184, 1973.
48. Stewart, G.S., Prediction of the Pt. Mugu earthquake by two methods, R.L. Kovach and A. Nur (editörler), *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System*, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 13, 473-478, 1973.
49. Wyss, M. ve Holcomb, D.J., Earthquake prediction based on station residuals, *Nature*, 245, 139-140, 1973.
50. Gupta, I.N., Premonitory changes in shear velocity anisotropy in Nevada, R.L. Kovach ve A. Nur (editörler), *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems on the San Andreas Fault System*, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci., 13, 479-488, 1973.
51. Gupta, I.N., Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada, *Science*, 182, 1129-1132, 1973.
52. Leet, L.D. ve Leet, F., *Earthquake Discoveries in Seismology*, Dell Pub. Com., 1964.
53. Byerly, P., *Seismology*, Prentice-Hall Inc., New York, 1942.
54. Griggs, D., Theory of Mountain Building, *Am. Jour. Sci.*, 237, 611-650, 1939.
55. Holmes, A., Radioactivity and Earth movements, *Trans. Geo. Soc. Glasgow*, XVIII, 559-606, 1928-1931.
56. Van Bemmelen, R.W., Uber die möglichen Ursachen der Undationen der Erdkruste, *Proc. Konin. Akad. Wetten.* A Amsterdam, 35., 392-399, 1932.
57. Joly, J., *Surface History of the Earth*, Oxford University Press, 1925.
58. Fung, Y.C., *Foundations of Solid Mechanics*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, Inc., 1965.
59. Malvern, L.E., *Introduction to the Mechanics of a Continuous Medium*, Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, Inc., 1969.

60. Ewing, W.M., Jardetzky, W.S. ve Press, F., Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill Book Com., New York, 1957.
61. Gagniard, L., Reflection and Refraction of Progressive Seismic Waves, McGraw-Hill Book Com., New York, 1962. ..
62. Tezcan, S.S. ve İpek, M., Shear wave propagation in layered soils, Unesco Seminar on Microzoning, Ministry of Reconstruction and Resettlement, Ankara, Turkey, May 7-10, 1974.
63. Tezcan, S.S. ve Çekirge, H.M., Nonlinear shear wave propagation in layered half space, Pro. Comp. Meth. in Nonlinear Mech., TICOM, Texas, 1974.
64. Durgunoğlu, H.T., Çekirge, H.M. ve Sağer, I., An Alternate Method of Analysis for Shear Wave Propagation in Soils, Boğaziçi Univ., Res. Cen. Publications, No. 304, İstanbul, 1975.
65. Hayes, M. ve Rivlin, R.S., Propagation of a plane wave in an isotropic elastic material subjected to pure homogeneous deformation, Arch. Rat. Mech. Analysis, 8, 15-22, 1961.
66. Flavin, J.N. ve Green, A.E., Plane thermo-elastic waves in an initially stressed medium, J. Mech. Phys. Solids., 9, 179-190, 1961.
67. Çekirge, H.M. ve Şuhubi, E.S., Propagation of a plane wave in an initially stressed thermoelastic medium, Bull. of Tech. Univ. of İstanbul, Vol. 27, 1, 98-107, 1970.
68. Hayes, M.A. ve Rivlin, R.S., Propagation of sinusoidal small-amplitude waves in a deformed visco-elastic solid I, J. Acoust. Soc. Amer., 46, 610-616, 1969.
69. Koh, S.L. ve Eringen, A.C., On the foundation of non-linear thermo-viscoelasticity, Int. J. Engn. Sci., 1, 199-229, 1963.
70. Green, A.E. ve Zerna, W., Theoretical Elasticity, Oxford University Press, 1954.
71. Farmer, I.W., Engineering Properties of Rocks, E. N. Spon. Ltd., London, 1968.
72. United States Geological Survey, RFP 680W, Dec. 1, 1978, Menlo Park, Cal., 94025.

EK 1. KÜÇÜK VE BÜYÜK DEĞERLERİN BERABER MUKAYESESİ

1. A büyüklüğü,

$$A = B C \quad (E.1.1)$$

şeklinde tarif edilsin. B ve C büyüklükleri $B+B^*$ ve $C+C^*$ şeklinde küçük değişimlere uğradığında, A büyüklüğü de,

$$A + A^* = (B+B^*) (C+C^*) \quad (E.1.2)$$

veya
$$A + A^* = BC + BC^* + B^*C + B^*C^* \quad (E.1.3)$$

olarak elde edilir. B^*C^* 'nin çok küçük olması dolayısıyla, A'daki değişim,

$$A^* = BC^* + B^*C \quad (E.1.4)$$

şeklinde bulunur.

2. A büyüklüğü,

$$A = BCD \quad (E.1.5)$$

olarak tarif edilsin. $B+B^*$, $C+C^*$ ve $D+D^*$ şeklinde değişirse, A'daki değişim,

$$A + A^* = (B+B^*) (C+C^*) (D+D^*) \quad (E.1.6)$$

bağıntısıyla,

$$A^* = B^* CD + BC^* D + BCD^* \quad (\text{E.1.7})$$

şeklinde bulunur.

3. A büyüklüğü,

$$A = A(B) \quad (\text{E.1.8})$$

olarak tarif edildiğinde, B'deki $B+B^*$ değişimi, A değerine,

$$A + A^* = A + \frac{dA}{dB} \Big|_B B^* + \frac{d^2A}{dB^2} \Big|_B B^* + \dots \quad (\text{E.1.9})$$

şeklinde etki eder. Yüksek mertebe terimler ihmal edildiğinde,

$$A^* = \frac{dA}{dB} \Big|_B B^* \quad (\text{E.1.10})$$

olarak bulunur.

4. Benzer şekilde,

$$A = A(B, C) \quad (\text{E.1.11})$$

olarak tariflendiğinde, B ve C'deki $B+B^*$ ve $C+C^*$ değişimleri, A'da,

$$A^* = \frac{\partial A}{\partial B} \Big|_{B,C} B^* + \frac{\partial A}{\partial C} \Big|_{B,C} C^* \quad (\text{E.1.12})$$

şeklinde değişime sebep olurlar.

Bu konudaki daha geniş bilgi Green ve Zerna [70]'da bulunabilir. Aynı kaynak, sonlu deformasyona uğramış ortamların sonsuz küçük deformasyonlara uğraması halindeki temel elastisite bağıntıları hakkında da geniş bilgi sağlamaktadır.